

Лерасков

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 1997

ISSN 0016-853X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пущаровский



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

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

ГЕОТЕКТНИКА

№ 6 1997 Ноябрь–Декабрь

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

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский,
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, 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. Puscharovsky – *Editor*
A.A. Mossakovsky – *Coeditor*
V.S. Burtman – *Secretary*

Editorial board

E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev,
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
Издательство "Наука"
Международная академическая
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1997 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 1997

Неотектоника Азии: 75 лет после Эмиля Аргана <i>В. Е. Хаин, Н. А. Яблонская</i>	3
Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии–раннем палеозое <i>А. В. Миколайчук, С. А. Куренков, К. Е. Дегтярев, В. И. Рубцов</i>	16
Киргизско-Терскойский палеоокеанический бассейн (Тянь-Шань) <i>М. Г. Ломизе, Л. И. Демина, А. А. Зарщиков</i>	35
Купольный тектогенез в коллизииной системе каледонид Западного Прибайкалья <i>В. С. Федоровский</i>	56
Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности <i>С. Д. Соколов, А. Н. Диденко, В. Н. Григорьев, М. В. Алексутин, Г. Е. Бондаренко, К. А. Крылов</i>	72

Дискуссии

О литосфере запада Восточно-Европейского кратона <i>С. В. Богданова</i>	91
Авторский указатель журнала “Геотектоника” за 1997 г.	94

Contents

No. 6, 1997

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

Neotectonics of Asia: 75 Years after Emile Argand <i>V. E. Khain and N. A. Yablonskaya</i>	3
Northern Tien Shan Main Stages of Geodynamic Evolution in the Late Precambrian–Early Paleozoic <i>A. V. Mikolaichuk, S. A. Kurenkov, K. E. Degtyarev, and V. I. Rubtsov</i>	16
The Kyrgyz–Terskei Paleocenic Basin, Tien Shan <i>M. G. Lomize, L. I. Demina, and A. A. Zarshchikov</i>	35
Dome Tectonics in the Western Cisbaikalian Caledonian Collision System <i>V. S. Fedorovsky</i>	56
Paleotectonic Reconstructions for Northeastern Russia: Problems and Uncertainties <i>S. D. Sokolov, A. N. Didenko, V. N. Grigoriev, M. V. Aleksyutin, G. E. Bondarenko, and K. A. Krylov</i>	72

Discussions

On the Lithosphere of the Western East European Craton <i>S. V. Bogdanova</i>	91
Author Index	94

Сдано в набор 18.07.97 г.	Подписано к печати 03.10.97 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отг. 4.5 тыс.	Уч.-изд. л. 11.9	Бум. л. 6.0
	Тираж 363 экз.	Зак. 2465		

Отпечатано в Московской типографии № 2 РАН, 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

ОТ РЕДАКЦИИ

В “Геотектонике” № 4 за текущий год сообщалось о состоявшемся в январе 1997 г. XXX тектоническом совещании, созванном Междуведомственным тектоническим комитетом. На нем обсуждались вопросы тектоники Азии. В опубликованной информации приведены краткие сведения о прочитанных докладах. Ниже печатается несколько полных текстов докладов, авторами которых являются: В.Е. Хаин и Н.А. Яблонская; А.В. Миколайчук, С.А. Куренков и др.; М.Г. Ломизе и его коллеги; В.С. Федоровский.

УДК 551.248.2(5)

НЕОТЕКТОНИКА АЗИИ: 75 ЛЕТ ПОСЛЕ ЭМИЛЯ АРГАНА

© 1997 г. В. Е. Хаин, Н. А. Яблонская

Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 25.03.97 г.

Пересматриваются представления о сводово-глыбовом или микроплитном строении коллизийного пояса между Евразией и плитами-обломками суперконтинента Гондваны. Предлагается новая концепция пластического течения земной коры, в определенной степени возвращающая к представлениям Э. Аргана, высказанным 75 лет назад. Упруго-пластические верхнекоровые деформации высоких порядков (складки покрова) имеют складчато-сдвиго-надвиговый характер, в то время как крупные поднятия и впадины (складки основания) формируются благодаря притоку и оттоку нижнекоровых пластических масс.

Большую роль в формировании структуры пояса (в частности, Центральной Азии), по мнению авторов, играет гигантский широтный правый сдвиг, пересекающий Евразийскую плиту в южной части от Атлантического океана до Японского моря.

ВВЕДЕНИЕ

В 1992 г. на Международном геологическом конгрессе в г. Брюсселе швейцарский ученый Эмиль Арган сделал доклад под названием “Тектоника Азии”, в котором, развивая концепцию А. Вегенера, впервые выдвинул идею образования Евразийского горного пояса в результате столкновения континентальных плит – Индо-Африки и “Старой Евразии”. Сформированные по причине тангенциального сжатия дуги рельефа он трактовал как пластические потоки земной коры (рис. 1) и, выделив глубинные складки основания и располагающиеся над ними складки покрова, также впервые заложил представление о ее тектонической расслоенности.

Спустя 13 лет, в 1935 г., в нашей стране была издана книга “Тектоника Азии” – перевод этого доклада на русский язык [2]. В предисловии Ю. Шейнманна отмечается, что следование автор теории А. Вегенера не лишает эту работу присущей ей ценности. Тем не менее, соответственно господствовавшим научным веяниям того времени, идеи Э. Аргана не были подхвачены. Серьезное внимание обратил на них только С.С. Шульц:

“Но особое значение для наших представлений имели работы Э. Аргана, который, опираясь главным образом на анализ тектоники Азии, дал общую схему складок основания (*plis de fond*) и складок покрова (*plis de couverture*). Последние он рассматривал как гравитационные складки, образующиеся в осадочном покрове (осадочном чехле) вследствие срыва и скольжения покрова (или его части) с крыльев складок основания” [60, с. 109].

Основываясь на модели складчато-блоковой структуры орогенических областей, где под складками основания понимались первичные эпейрогенические, а под складками покрова – вторичные гравитационные, С.С. Шульц, первоначально именно в результате изучения Тянь-Шаня [59], предложил выделять новейший тектонический этап, создавший современный рельеф, а также ввел в терминологический арсенал геологии понятие “эпиplatformенный орогенез”. Эти ставшие классическими представления в дальнейшем развивались и дополнялись, при этом все внимание было сосредоточено на вертикальной составляющей новейших движений, так как считалось, что горизонтальной не существует или она вторична и несущественна.

эти построения дополнились анализом вергентности выраженных в рельефе антиклиналей внутри Ферганской впадины, которые имеют противоположную, южную, асимметрию, а столкновение встречных структурных волн происходит в районе впадин "40-й параллели" [63].

Новые данные бурения и геофизики подтвердили и уточнили предложенную нами принципиальную модель, установив целые серия надвиговых чешуй в прибортовых и центральной частях Ферганской впадины [40]. Например, одна из скважин участка Беномоз, расположенного на ее северном борту (1 на рис. 2), пройдя до глубины 3700 м, трижды вошла в палеозой, минуя пласты мезо-кайнозойских пород. Общая амплитуда перемещения к юго-востоку по этой чешуйчато-надвиговой зоне граничащих с впадиной Кураминских гор оценивается в 25 км. Перемещению способствовали, вероятно, пластичные соленосные напластования палеогена, вскрытые под палеозойскими отложениями. Интерпретация геофизических профилей МОВ показывает, что меловые-палеогеновые отложения глубоко задвинуты под Кураминские горы, где их мощность достигает 1000–1500 м.

Вполне возможно, что на глубине Ферганской впадины внутри мезо-кайнозойских толщ или(и) на границе их с палеозойским фундаментом существуют субгоризонтальные срывы (на что, вероятно, указывает обнаружение зон потери корреляции по основному отражающему горизонту палеогена повсеместно в пределах центральной Ферганы), как это установлено для Таджикской впадины.

Таджикская впадина – исключительная структура: даже во времена расцвета фиксистских воззрений не возбранялось говорить о горизонтальных движениях в ее пределах. Это во многом являлось заслугой авторитетного исследователя Таджикистана С.А. Захарова, последовательно проводившего идею о ведущей роли горизонтальных движений в течение всей своей научной деятельности и применявшего по отношению к выраженным в рельефе субмеридиональным асимметричным антиклиналям Таджикской депрессии понятие "мегачешуи" [16]. На основании детального структурного анализа им было вычислено перемещение Таджикской депрессии относительно Гиссарского хребта к западу, что явилось, по сути, первым обоснованием праводвиговой природы Гиссаро-Кокшаальского разлома [15]. Позже сдвиговая составляющая была подтверждена анализом напряжений в очагах связанных с ним землетрясений [44]. Нами также было проведено полевое изучение этого отрезка сдвига, в результате чего установлено, что здесь он состоит из серии субпараллельных, круто наклоненных к северу ветвей, по которым происходит правостороннее сдвигание и одновременное ступенчатое опускание

кровли палеозойского основания (или подошвы мезо-кайнозоя) в южном направлении [65].

В настоящее время начатое С.А. Захаровым направление интерпретации структур Таджикской депрессии возобновлено и создана модель, в которой мегачешуи, образующие хребты-антиклинали, названы складчатыми покровами, сорванными по соленосной юрской толще на глубине 8–10 км. Установленные бурением амплитуды горизонтальных перекрытий по надвигам составляют 15–20 км, что свидетельствует о более чем двукратном сокращении пространства Афгано-Таджикской впадины относительно первичного мезозойско-палеогенового седиментационного бассейна. Процессы шарьирования протекали одновременно с накоплением орогенных моласс со среднего миоцена и до квартера включительно [6].

В центральной части Таджикской депрессии происходит встреча мегачешуй, двигавшихся с востока, со стороны Памира, и с запада, со стороны Юго-Западного Гиссара. При изучении внутренней структуры Ферганской депрессии мы восстановили сходную картину. Таким образом, таджикская и Ферганская депрессии деформированы в одном направлении, и эти деформации имеют складчато-надвиговой характер. Из этого следует, что выделение одноименных микроплит, определяющих современную геодинамику рассматриваемого региона, на модели, предложенной Л.П. Зоненшайном и Л.А. Савостиным [17], не имеет оснований.

Что касается смежных с мегасинклиналями мегантиклинальных структур: Чаткало-Курамы, Ферганской сигмоиды и Юго-Западного Гиссара, то их также характеризует единый структурный рисунок деформаций, а именно: форма оvoidов, капель и "конских хвостов", т.е. виргаций, образованных при крупнейших правых сдвигах: двух первых – при Таласо-Ферганском и Юго-Западного Гиссара – при Гиссаро-Кокшаальском (см. рис. 2). По кинематике к ним более всего применим предложенный Ли Сы Гуаном термин "вихревые структуры" [30, 31]. Механизм формирования подобных структур предполагает возникновение на их флангах и во внутренних частях субгоризонтальных срывов и сдвигание разрезов. Действительно, в центральной части Чаткало-Курамы присутствует овальная в плане пластина палеозойских гранитоидов, лежащая на конгломератах неогена-нижнего квартера (см. рис. 2).

Это зафиксированное даже на мелкомасштабных геологических картах региона явление нельзя считать случайным. Очевидно, что здесь мы имеем дело с корневым фрагментом структуры, основная часть которой уничтожена денудацией. То же, по сути, можно наблюдать в южном крыле Гиссаро-Кокшаальского и в юго-западном Таласо-Ферганского сдвигов, где разломы, оконтурирующие каплевидные структуры и погружающи-

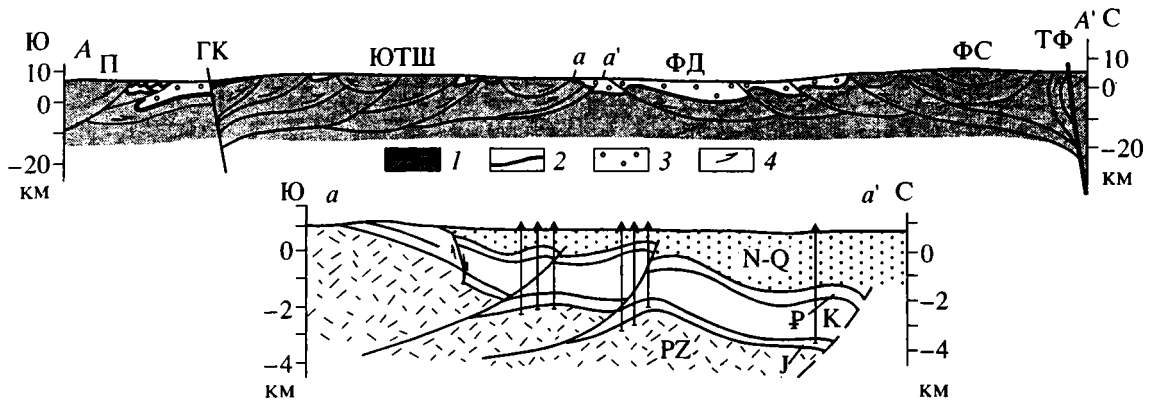


Рис. 3. Геологический разрез по линии А-А' на рис. 2.

1 – PZ; 2 – J-P₂; 3 – P₃-Q; 4 – направления горизонтальных перемещений. а-а' – врезка к разрезу по И.Н. Пешковой [40], публикуется с согласия автора. Буквы на разрезе: П – Памир, ЮТШ – Южный Тянь-Шань, ФД – Ферганская депрессия, ФС – Ферганская сигмоида, ГК – Гиссаро-Кокшаальский и ТФ – Таласо-Ферганский сдвиги.

еся под них, можно проследить по простиранию, пройдя по почти замкнутому овалу. В этих деформациях участвуют отложения до нижнеплейстоценовых. При построении разреза, пересекающего такой овал любого порядка, придется нарисовать структуру плоскообразной формы, т.е. дивергентную (рис. 3). Принципиальные разрезы вкрест протирания новейших мегаформ, иллюстрирующих их подобие – дивергентность Чаткало-Курамы и Юго-Западного Гиссара, конвергентность Ферганской и Таджикской депрессий, приведены нами в работе [67].

В Центральных Кызылкумах отложения платформенного чехла не подвергались такому значительному размыву, как в горных районах Тянь-Шаня, и структура их не затупевана залегающей выше молассой, как это происходит в Ферганской и Таджикской депрессиях. Поэтому здесь особенно хорошо видно, что для мезо-кайнозойского чехла Средней Азии (вплоть до нижнечетвертичных отложений), вместе с вовлеченными в эту складчатость домезозойскими толщами, характерны структуры общего сжатия (см. рис. 2). Обнажены на местности и подтверждены скважинами (рис. 4) дугообразные в плане чешуйчатые надвиги, с которыми сопряжены северовергентные складчатые формы. Весь структурный рисунок достаточно ясно указывает на формирование складчато-надвиговых форм при правосдвиговой зоне северо-западного протирания, которую мы назвали Центрально-Кызылкумской [66]. Складчато-сдвиговая система Нуратау является ее юго-восточным продолжением. Пример Центральных Кызылкумов очень важен также для понимания того, что новейшие структуры горизонтального сжатия образованы не только в собственно описываемой области коллизии, или эпиплатформенного орогенеза, а распространяются в пределы прилегающей Туранской платформы.

Анализ асимметрии сопряженных со сдвигами складчато-надвиговых форм позволил предложить для исследуемого региона модель ротационного движения масс горных пород, связанного с крупными правыми сдвигами: Таласо-Ферганским, Гиссаро-Кокшаальским и Центрально-Кызылкумским [71] (см. рис. 2).

О левосторонней ротации структур описываемого региона речь зашла еще в 1939 г. [41]. В этой работе В.И. Попова делается вывод о «преобладании вращательного момента против часовой стрелки, отражающегося в плане развития почти всех дизъюнктивных и пликативных структур западного Тянь-Шаня [41, с. 11]. (Имеется в виду Чаткало-Кураминский регион и Ферганская сигмоида.) Описывается многопорядковость структур «конского хвоста», связанных с Таласо-Ферганским сдвигом, который тогда называли Атойнакским, *вплоть до мельчайших, изучаемых в отдельных образцах или под микроскопом* (курсив наш), а также говорится, что они развивались в палеозое до начала мезозоя включительно, а далее и в кайнозое вплоть до настоящего времени, нарушив третичные конгломераты и даже четвертичные террасы. Отмечается образование «скрученных зон» и т.д.

Палеомагнитные исследования кайнозойских моласс Чирчикской депрессии указывают на левосторонний поворот самой депрессии и окружающих ее положительных структур на 20°–25° против часовой стрелки [1]. Из результатов палеомагнитного изучения кайнозойских моласс Чаткала, северного и южного бортов Ферганской впадины также следует ротация против часовой стрелки на 20° [4]. Этими же авторами опубликованы данные по палеомагнетизму меловых отложений, свидетельствующие о левостороннем повороте структур Таджикской депрессии, Юго-Западного Гиссара [70], западной части Южного Тянь-Шаня,

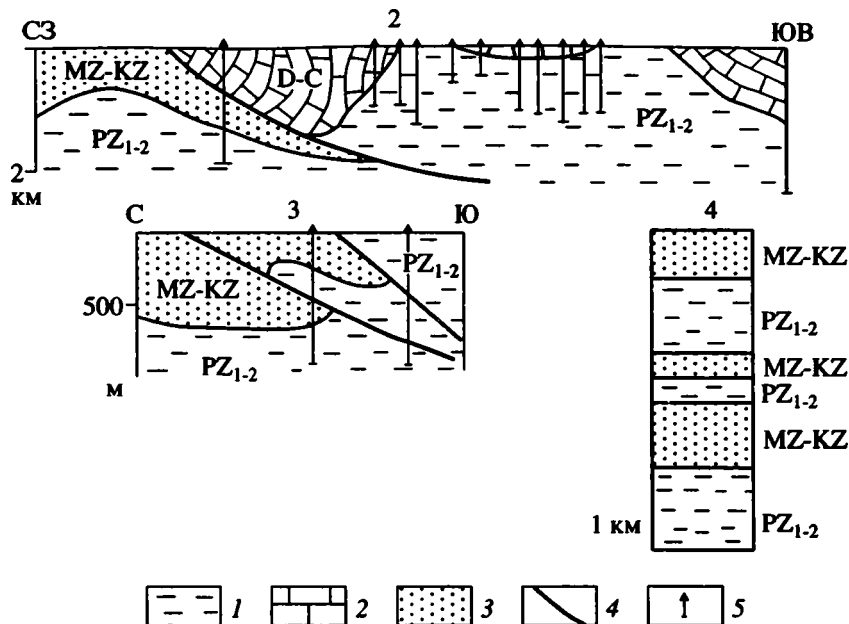


Рис. 4. Геологические разрезы надвиговых зон Центральных Кызылкумов (см. 2, 3, 4 на рис. 2; по А.В. Толоконникову, 1987 г., А.А. Сергееву, 1987 г., А.Е. Сафрошину, 1988 г., публикуется с согласия авторов.

1 – PZ – метаморфизованная терригенная толща; 2 – D-C – известняки; 3 – J-N – терригенная толща; 4 – разломы; 5 – скважины. На профилях горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы.

Ферганской сигмной [68], происшедшем после этого времени.

Для Центральных Кызылкумов отмечается поворот осей новейших складок по отношению к герцинским на $20-40^\circ$ против часовой стрелки и даже предполагается, что субширотные герцинские структуры до альпийского тектогенеза имели субмеридиональную ориентировку, располагаясь на южном продолжении Урала [43]. На основании геофизических данных устанавливается, что региональное поле напряжений и деформаций литосферы Средней Азии указывает на значительное левостороннее вращательное перемещение и что территории с низкими градиентами скоростей вертикальных движений характеризуются повышенными величинами горизонтальных и наоборот [48].

Таким образом, намеченная выше картина расположения в регионе структур вращения и в связи с этим направлений горизонтальных перемещений на отдельных его участках подтверждается независимыми исследованиями. Выраженность этих деформаций вплоть до микроскопического уровня позволяет говорить, по-видимому, о ротационном упруго-пластическом течении масс горных пород.

На участие в этих движениях верхнего слоя земной коры указывает его сейсмоактивность. Произведенный нами подсчет всех зарегистрированных землетрясений Тянь-Шаня показал, что 85% их сосредоточено на глубине выше 15 км,

95% – выше 20 км [67]. Сходные цифры распределения сейсмичности в вертикальном разрезе земной коры Таджикской депрессии приводятся в работе [6]. Следовательно, мы наблюдаем реологическую и как следствие тектоническую расслоенность на коровом уровне: распределение сейсмичности показывает определенную автономность движений верхней упруго-пластичной коры (до глубины 20 км) относительно нижней пластичной, в самом же сейсмоактивном слое присутствуют субгоризонтальные срывы более высоких порядков.

ДУГИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО, АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ГОРНЫХ ПОЯСОВ И КАТАЗИИ

Продолжая опыт С.С. Шульца – распространение стиля новейших деформаций с Тянь-Шаня (и теперь Центральных Кызылкумов) на прочие области эпиплатформенного орогенеза и прилегающих платформ, в частности, Центрально-Азиатский горный пояс и Китайскую платформу, рассмотрим последние под тем же углом зрения, но более широкими мазками, подойдя критически к выделяемым в их пределах жестким микроплитам и трактуя структурный рисунок рельефа как отражение пластичности верхнекоровых деформаций (рис. 5) [55].

Вопросу пластического латерального течения масс горных пород под влиянием тангенциальных напряжений, прилагаемых в течение продолжительного геологического времени, уделялось

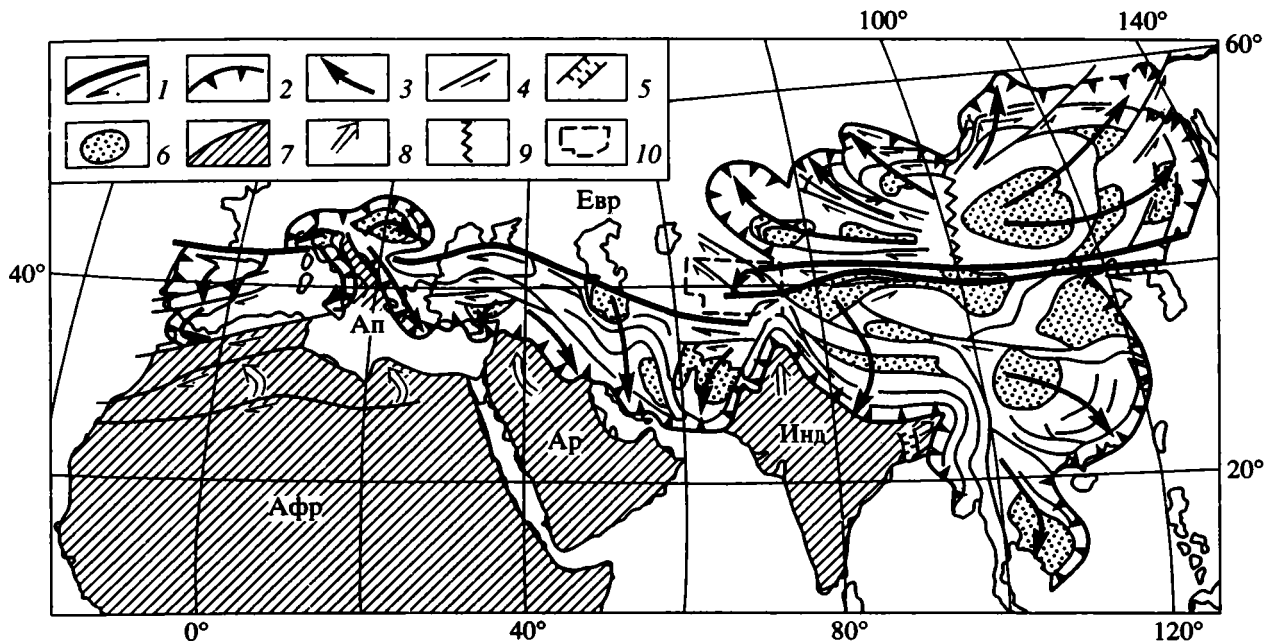


Рис. 5. Модель новейшей геодинамики Альпийско-Гималайского и Центрально-Азиатского горных поясов.

1 – Трансевразийский мегасдвиг; 2 – фронтальные надвиги пластических мегапотоков земной коры; 3 – направления мегапотоков; 4 – сдвиги; 5 – зона растяжения в тылу Шиллонгского клина; 6 – впадины “отрыва” в тылах пластических потоков; 7 – плиты-обломки суперконтинента Гондваны: Афр – Африканская, Ар – Аравийская, Ап – Апулийская, Инд – Индийская, Евр – Евразийская; 8 – направления движения плит; 9 – ось симметрии веерообразной структуры Центральной Азии; 10 – контур рис. 2.

мало внимания, хотя первые представления об этом сформировались еще в конце прошлого века (исторический обзор литературных данных содержится в работе [47]). В последнее время М.Г. Леонов с соавторами начал разработку проблемы объемного тектонического течения горных масс под термином “рейдная тектоника” [25 и др.]. Роль же горизонтальной составляющей новейших движений, которую Э. Арган считал гораздо больше вертикальной, признается в настоящее время уже большинством исследователей для различных регионов Евразийской плиты, что видно из докладов на двух последних совещаниях, посвященных проблемам неотектоники и современной геодинамики [38, 45]. Повторными инструментальными наблюдениями подтверждается большая скорость современной горизонтальной составляющей движений по сравнению с вертикальной (например, для Каспийского региона 4–7 см/год – скорость горизонтальных, 1–2 см/год – вертикальных движений [28]).

Начнем анализ структурного рисунка Центрально-Азиатского горного пояса с **Центрального Казахстана**. Мы видим на мелкомасштабных топографических картах отчетливую направленную к северо-западу и слегка запрокидывающуюся к северу дугу (в ее пределах нанесена стрелка правосторонней виргации, см. рис. 5), вдающуюся в южный край Западно-Сибирской плиты. Обоснование его новейшей структуры в намеченном

ключе наиболее уязвимо, так как здесь почти отсутствуют в качестве возрастных реперов мезокайнозойские отложения, кроме тектонически односторонне ограниченных юрских толщ. Тем не менее вопрос о новейших структурах горизонтального сжатия, в том числе ротационных, в пределах этого региона поднимался А.И. Суворовым [46]. Отмечалось, например, что пространственная ориентировка Спасского и Успенского разломов и оперяющих их новейших прогибов свидетельствует о преобладании в этом районе правосторонних горизонтальных напряжений. Дельты крупных рек и другие реликтовые формы ранне-среднеплейстоценового рельефа в крыльях Джунгарского разлома смещены по ходу часовой стрелки на 0.5–1.5 км. Древнечетвертичные отложения наклонены близ него под углами до 75°. На основании динамического анализа закономерных сочетаний форм рельефа высказывается соображение о правостороннем повороте Балхаш-Алакульской впадины.

Далее следует дуга Алтая, и в первую очередь сошлемся на работу В.С. Ерофеева [13], где эта мегаструктура изображена в виде раскрывающегося к северо-западу веерообразного пластического потока и отмечается неправильность рассмотрения домезозойского основания как жесткого: “В любом случае, будем ли мы рассматривать альпийские надвиги Алтая как результат сжатия или как

результат растяжения, все равно мы должны допускать существование течения горных пород в близповерхностных условиях" [13, с. 103]. "... в физике нет понятия "твердости" и "текучести" безотносительно ко времени и характеру силы. Если тектонические усилия воздействовали на породы складчатого основания в течение весьма продолжительного времени, которое было больше, чем время релаксации пород, то последние будут течь и сминаться в крупные складки независимо от того, сланцы это или граниты" [13, с. 106]. В литературе по новейшей тектонике этого региона можно найти описания надвигов и надвиговых чешуй, в которых участвуют и отложения четвертичных морен, складчатых деформаций мезо-кайнозойских отложений, кайнозойских сдвигов [11, 13, 37 и др.]. Достаточно сказать, что даже на модели плит и микроплит Внутренней Азии Алтай обозначен как зона сжатия и пластических деформаций [17].

Опираясь на описание Н.А. Флоренсова Саян и Забайкалья как единой структуры "птичьих крыльев", где Главный Саянский разлом и структура оз. Байкал являются стволами, от которых отходят "оперения" отброшенных соответственно к западу и востоку линейных впадин [52], рассмотрим этот структурный парагенез как центральный узел, который поможет в расшифровке общей картины структурного рисунка Центрально-Азиатского пояса. Если к западу от клина Восточно-Сибирской платформы дуги рельефа направлены на северо-запад и сопряжены с правыми сдвигами, то к востоку расположены аналогичные левосдвиговые структурные парагенезы северо-восточного направления, последней дугой является край континента. При таком подходе к мегаформам рельефа размах этих "крыльев" оказывается велик и, посмотрев внимательно, его теперь можно увидеть на мелкомасштабных топографических, геологических, тектонических картах Евразии. (Сравнение структуры с "птичьим крылом" не принято в литературе, но ясно, что это обозначает то же, что и более привычный нам не менее образный "конский хвост" или "метлообразные", "вихревые" – т.е. структуры вращения [30, 31].)

Совпадают с нашими построениями материалы, опубликованные в работе [36], где северная граница дуг Центрально-Азиатского горного пояса с Сибирской платформой хотя и объясняется движением последней к югу, но выглядит из описания и рисунков как фронт направленных с юга надвиговых дислокаций (шириной до 250 км), представляющий собой сгущение тектонических пластин, линз, чешуй. На приведенных разрезах отражена тектоническая расслоенность земной коры. По анализу очагов землетрясений, сейсмических и электроразведочных исследований на глубине 12–20 км устанавливается тектонически

ослабленный горизонт (сейсмический волновод, разуплотненный слой повышенной электропроводности), в пределах которого, вероятно, происходят значительные структурные перестройки. Амплитуда горизонтальных перемещений в более глубоких горизонтах земной горы предполагается большей, чем в приповерхностной структуре. Движения проявлялись пульсационно с конца перми до настоящего времени.

В свете предлагаемой модели Центрально-Азиатского горного пояса важна динамическая характеристика **Приморья и Сихотэ-Алиня**. Эти регионы с точки зрения неотектоники рассматриваются как области современного горообразования с интенсивным проявлением новейших движений [12 и др.], о чем свидетельствует, в частности, их сейсмоактивность. Ярко проявляется в структурах как мезозойского, так и новейшего тектонических этапов левосдвиговое поле напряжений, с чем связывается формирование присдвиговых грабенов растяжения [49, 50 и др.]. Присутствуют в Приморском регионе и покровные структуры плиоцен-четвертичного возраста. Из описания и рисунков мы узнаем знакомую по Тянь-Шаню морфологию присдвиговых овальных структур вращения, которые ограничены надвигами, наклоненными к их центрам и образующими пакеты чешуй [33].

Здесь, у берегов юго-восточного Приморья, расположен Западно-Япономорский желобообразный прогиб, рассматриваемый как структура, компенсационная воздыманию мезозойд и формированию кайнозойских орогенных вулканитов Сихотэ-Алиня [5]. Их разделяет разломная зона, называемая Береговой [50], или Восточно-Приморской [5]. В южной части региона отмечается наличие широтных зон разломов, с которыми пространственно связан кайнозойский вулканизм [35 и др.]. Наиболее южный, Посыетский, разлом при выходе в залив Петра Великого отчетливо выражен в деформациях земной коры (валообразное поднятие "базальтового" слоя). Его предложено называть Южно-Приморским континентальным швом [5, 24].

В работе [22] делается обобщенный вывод, что для описываемого региона, расположенного на границе континента и океана, геодинамическая характеристика определяется взаимодействием двух типов коры различной плотности, которые подвергаются дифференцированному вращению под действием ротационных сил. Вращение континентальной плиты относительно океанической осуществляется по системе разломов, ориентированных вдоль их границы и поперечных ей, в пределах подвижной буферной зоны, каковой является Дальний Восток. Движения по этим разломам носят преимущественно характер левых сдвигов с раздвиговой или надвиговой компонентой.

Ось симметрии веерообразной структуры Центрально-Азиатского горного пояса протягивается от южной оконечности оз. Байкал на юг через всю Монголию. По анализу структурного рисунка динамически ей должна соответствовать структура растяжения. Это предположение совпадает с данными, приведенными в работе [10], где именно для этой зоны вводится понятие “предрифтового” тектонического режима. При движении с юга на север здесь можно наблюдать, как формации щелочных базальтоидов вместе с маломощными континентальными типично платформенными отложениями верхнего мела – квартера Монголии, не меняя практически своего состава, оказываются в парагенезе с мощными формациями Байкальского рифта.

Катазия – Китайская платформа, или Китайская плита в вышеупомянутой модели плит и микроплит Внутренней Азии, на топографических картах выглядит как горная страна в большей степени, чем Туранская плита или Центральный Казахстан. По структурному рисунку рельефа и в ее пределах очерчивается в целом дуга, которая конформна краю континента. На “Тектонической схеме восточной части Азии” Ли Сы Гуана [29] эта часть континента вырисована пластичными структурными линиями. В работах [30, 31] приводятся тектонические схемы и описания многорядковых (до изучаемых в отдельных образцах) структур вращения Китая, выраженных в современном рельефе. Этот исследователь считал, что подобные структуры формировались в результате скручивающего горизонтального движения, сминающего приповерхностный слой массы континента. На рис. 5 нами изображена дуга Катазии примерно так, как она показана в известной работе Л. Кинга на рисунке “Главных структурных линий Азии” [18].

Структурному рисунку Альпийско-Гималайского пояса, кроме наиболее обстоятельного анализа самого Э. Аргана, посвящен ряд современных работ, где описываются его кинематические закономерности и обосновывается вторичность образования дуг [3, 19, 20]. Включив же в общий с ними структурный рисунок дугу Катазии, мы обратили внимание на ее симметричное расположение по отношению к южнонаправленной дуге Ирана. Предлагается и интерпретация конфигурации Индийской плиты, предусматривающая ее внедрение в тело Евразийской плиты не одним клином, а двумя – Пенджабским и Шиллонгским. Компенсирующей зоне растяжения может соответствовать грабенообразная меридиональная структура, использованная долинами рек Ганг и Брахмапутра в нижнем течении. Таким образом, выявляется южнонаправленный веер структур: дуг Иранской, Гималайской и Катазии. Далее на запад в пределах альпийского пояса нами вырисо-

ваны дуги мегарельефа, симметричные по отношению к клинностям Аравийской и Апулийской плит.

Э. Арган писал, что при формировании коллизионной зоны на пути пластических потоков земной коры могут вставать относительно жесткие глыбы, диктующие в таком случае горным цепям их очертания. В качестве таких “супертеррейнов” в тыловых частях дуг можно рассматривать Таримский, Ордосский и другие, с корой докембрийской консолидации. В рельефе им соответствуют депрессии, и для них характерна асейсмичность. В то же время в нашей модели в тылу всех пластических мегапотоков расположились компенсирующие впадины “отрыва” с различным возрастом фундамента, вплоть до впадины задугового Эгейского моря, характеризующейся высокой степенью сейсмичности.

ТРАНСЕВРАЗИЙСКИЙ МЕГАСДВИГ

На рис. 5 видно, что Иранско-Гималайско-Катазиатский веер зеркально симметричен вееру структур Центральной Азии и смещен относительно него к западу вместе с восточным краем Евразийского континента. В широтную сдвиговую полосу, по которой происходит это смещение, попадают Южно-Приморский континентальный шов, пересекающий восточную границу континент-океан [24], широтная тектоническая зона Иншань северного Китая [29], весь Восточный Тянь-Шань к северу от Тарима, Гиссаро-Кокшальский правый сдвиг, Главный Копетдагский правый сдвиг. Далее эта зона пересекает Каспий, смещая и перекашивая к востоку Среднекаспийскую впадину относительно Южно-Каспийской [28]. Аналогично Главному Копетдагскому разлому, она ограничивает с севера Большой Кавказ, горную часть Крымского полуострова, соответствует южному тектоническому ограничению Мезийской плиты и заканчивается Северо-Пиренейским разломом. Мы назвали выявленный мегасдвиг Трансевразийским, его возникновение логичнее всего связать с действием сил вращения Земли. Подобные структуры выделялись ранее в работах ряда авторов [23 и др.].

Предлагается следующая кинематическая модель всей зоны коллизии: южнонаправленные дуги Альпийско-Гималайского пояса и Катазии находятся по южную сторону мегасдвига, структуры Центральной Азии и Альп-Карпат – по северную. По-видимому, в глобальном масштабе проявляется известная в тектонофизике закономерность распределения полей напряжений на противоположных крыльях сдвигов – образование зеркально-симметричных структур [8, 21]. Вследствие внедрения с юга в тело Евразийской плиты обломков суперконтинента Гондваны – Индийской, Аравийской, Апулийской плит – образовались обтекающие их южнонаправленные пластические потоки

земной коры, сдвиг же способствовал их отражению в северных румбах. Таким образом, предлагаемая модель претендует на тектонофизическое объяснение пятитысячекилометровой ширины коллизионного пояса на долготе оз. Байкал, сопоставимой с шириной самой Евразийской плиты.

В течение олигоцена–квартера происходило одновременное действие субмеридионального сжатия и сдвига в южной части Евразийской плиты, что подтверждают выводы о синхронности событий этого времени во всей коллизионной зоне [26]. Зарождение же мегасдвига, как и порожденных им северо-западных правосдвиговых и северо-восточных левосдвиговых виргаций Центральной Азии, должно относиться к концу палеозоя, когда Пангея сформировалась как единый материк с континентальной корой и силы ротации Земли на 38–42-х широтах (в южном полушарии в таком случае должны существовать симметричные структуры) начали перемещать Евразию относительно Гондваны к востоку, что независимо от полученных нами выводов было установлено также П. Циглером [72] и другими исследователями.

Возвращаясь к Тянь-Шаню, отметим, что явление мегасдвига проливает свет на некоторые структурные особенности: ярко выраженная левосторонняя ротация связана со своеобразным (ключевым) положением в пределах коллизионного пояса, при этом масштаб Гиссаро-Кокшальского правого сдвига предстает в новом свете. Меньшая степень горизонтального сжатия восточного Тянь-Шаня, чем западного, обусловлена не столько (или не только) амортизирующим действием Тарима [56], но и тем, что здесь определяющую роль играют сдвиговые напряжения. Такая точка зрения изложена в работе [34], где, в частности, цепь ромбовидных впадин восточного Тянь-Шаня (Иссык-Кульской, Сонгкельской и др.) объясняется растяжением земной коры при дифференцированном движении по системе субпараллельных сдвигов. Ранее также приводились геофизические данные, указывающие на наличие растягивающих напряжений при формировании этих структур Восточного Тянь-Шаня, что связывалось с явлением мантийного диапиризма [61]. Привлечение для образования Иссык-Кульской и других впадин Восточного Тянь-Шаня механизма сдвига и сопутствующего растяжения не исключает, с нашей точки зрения, как следствие, декомпрессию и подъем кровли астеносферы [54]. Это относится и к впадине оз. Байкал, которая в нашей модели также оказывается структурой “pull apart”.

В контексте выявленного глобального сдвига, пересекающего Евразийскую плиту то Атлантического океана до Японского моря, возможно прояснение происхождения прилегающих к нему современных мегаструктур, например, интерпре-

тация и наложенной Черноморской впадины, срезающей и как бы поглощающей структуры окружающих орогенов [7] как “pull apart”.

СКЛАДКИ ОСНОВАНИЯ И СКЛАДКИ ПОКРОВА

В результате кратко изложенного выше тектонического анализа мы восстановили дуги рельефа, или пластические потоки земной коры, испытывающие при своем движении ротацию, – “виргации”, по Э. Аргану, и вернулись к его принципиальной модели Евразийского коллизионного пояса. Соответственно накопившейся за прошедшие 75 лет информации о его топографии и тектонике уточнен плановый рисунок. Следуя далее научной интуиции Э. Аргана, поднимем вопрос о глубинной структуре и попытаемся с современных позиций проинтерпретировать складки основания и складки покрова.

Э. Арган относил к складкам основания выраженные в рельефе мегаформы Евразийской плиты: Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Забайкалье, массив Казахстанских степей, Урал, Кавказ и т.д. и одновременно образно писал, что они “теснятся в черной глубине Земли” и характеризуются большими горизонтальными перемещениями, нежели складки покрова. *“Глубинная складчатость – это складчатость самой континентальной массы, происходящая как в ее пластических глубинах, так и в ее верхних, в различной степени отвердевших частях”* (курсив Э. Аргана) [2, с. 99]. Он предполагал также наличие срывов и связанных с ними структурных перестроек как между складками основания и складками покрова, так и более высоких порядков по пластичным слоям внутри последних.

Приблизительно подобная схема выстроилась и по мере изложения нашего материала, если рассматривать под складками покрова деформации внутри верхнего сейсмоактивного слоя земной коры (сейсмоактивность говорит о его хрупко- или упруго-пластических физических свойствах), непосредственно участвующего в рельефообразующих движениях, а под складками основания деформации его подошвы (или кровли подстилающего пластичного). В таком случае мегантиклинали и мегасинклинали в пределах коллизионной зоны должны соответствовать расположенным на глубине складкам основания, осложняющие их складчато-сдвиго-надвиговые структуры – складкам покрова. Горные сооружения, таким образом, воздымаются не посредством нагромождения тектонических чешуй, которые образуются и в мегасинклиналях, а в результате более крупномасштабных движений, вызванных притоком и оттоком нижнекоровых пластических масс. “Горизонтальная миграция глубинного материала замечается по вертикальным движениям. Они, за

исключением случая, когда их маскируют движения, вызванные другими более мощными факторами, характеризуются понижением, если материал уходит из-под данного района, и подъемом, когда он притекает" [2, с. 111].

В последнее время предприняты исследования, направленные на объяснение новейших внутриплитных деформаций на всем пространстве Евразии к северу от Альпийско-Гималайского коллизийного пояса и основанные, главным образом, на анализе рельефа материка. В итоге мегарельеф представлен в виде крупных волн – несколько сот километров в поперечнике, охватывающих всю литосферу и объясненных своим возникновением горизонтальному стрессу со стороны зон коллизии и осей спрединга океанов в соответствии с картиной современного напряженного состояния земной коры [69]. Подход к интерпретации мегарельефа сходен с таковым Э. Аргана применительно к его "складкам основания", но авторами, выделяющими общелитосферные складки, не учитывается предсказанная Э. Арганом на коровом уровне (понятия литосферы тогда не существовало) и обоснованная теперь геофизически [14, 32] реологическая расслоенность литосферы в ее современном состоянии, естественным следствием которой должна являться и тектоническая расслоенность – дисгармония деформаций между корой и литосферной мантией, верхней и нижней корой.

В нашей работе мы опирались на результаты произведенного нами количественного подсчета сейсмичности в вертикальном разрезе земной коры Тянь-Шаня [76], на анализ структуры приповерхностной части земной коры и вели речь более о "складках покрова", ограничиваясь пределами коллизийного пояса, и прилегающих платформ – Туранской и Китайской. Вопрос о соотношении здесь деформаций того или иного типа требует дальнейшего изучения. Но, по-видимому, предлагаемая нами модель, в которой верхний упруго-пластичный слой земной коры подстилается пластичным, что обеспечивает мобильность первого и способность реагировать на сжатие на больших расстояниях от источников напряжений, намечает перспективу обоснования подобного рода верхнекоровых деформаций и в пределах прочих платформ Евразийской плиты, для которых Э. Арган не делал различий в этом аспекте с коллизийными зонами, подчеркивая, что пароксизм деформаций горизонтального сжатия последнего альпийского цикла охватил весь спящий к этому времени материк.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдулаев Х.А., Зарифбаев Х.З.* Палеомагнетизм кайнозойских моласс Чирчикской депрессии. Ташкент: ФАН, 1980. 115 с.
2. *Арган Э.* Тектоника Азии. М.: ОНТИ, 1935. 192 с.
3. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Структурные дуги Альпийско-Гималайского пояса: Карпаты, Кавказ, Памир. М.: Наука, 1990. 165 с.
4. *Баженов М.Л., Буртман В.С., Кобболд П.Р. и др.* Палеомагнетизм третичных отложений и альпийская кинематика Тянь-Шаня // Геотектоника. 1993. № 6. С. 50–62.
5. *Безверхний В.Л.* Некоторые особенности тектоники зоны перехода от Сихотэ-Алиня к Японскому морю // Геология и геоморфология шельфа окраинных морей. Владивосток: ДНЦ АН СССР, 1979. С. 119–125.
6. *Беккер Я.А.* Тектоника Афгано-Таджикской впадины // Геотектоника. 1996. № 1. С. 76–82.
7. *Вигинский В.А.* Новейшая тектоника Азово-Черноморского региона // Современные проблемы новейшей тектоники и геоморфологии: Конференция, посвященная 100-летию со дня рождения С.С. Шульца. Тезисы докладов. СПб.: СПГУ, 1997. С. 30–31.
8. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
9. *Горянин А.Б., Корсаков В.П.* Опыт оценки некоторых количественных параметров кайнозойских моласс, накопленных в Ферганской депрессии, и их неотектоническое истолкование // Тр. ТашГУ. Новая сер. 1997. Вып. 326. С. 70–83.
10. *Грачев А.В., Девяткин Е.В.* Предрифтовый тектонический режим (по данным новейшей тектоники Северной Евразии) // Современные проблемы новейшей тектоники и геоморфологии: Конференция, посвященная 100-летию со дня рождения С.С. Шульца. Тезисы докладов. СПб.: СПГУ, 1997. С. 34–35.
11. *Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника юго-восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 126).
12. *Денисов Е.П.* Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток: ДВФ АН СССР; Дальневосточное кн. изд-во, 1965. 81 с.
13. *Ерофеев В.С.* Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата: Наука, 1969. 166 с.
14. *Захаров В.С.* Динамика реологически расслоенной литосферы при континентальной коллизии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т физики Земли, 1996. 19 с.
15. *Захаров С.А.* О соотношении Таджикской депрессии и Гиссарского хребта // Изв. АН ТаджССР. Отд-ние естеств. наук. 1955. № 9. С. 3–17.
16. *Захаров С.А.* Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1958. 230 с. (Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР; Т. ХСV).
17. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Наука, 1979. 310 с.
18. *Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. С. 313.
19. *Копп М.Л.* Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых по-

- ясов (на примере Средиземноморско-Гималайского пояса) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 15–27.
20. *Копп М.Л.* Поперечные перемещения в складчатых поясах и связанные с ними структурные рисунки (на примере Альпийско-Гималайского пояса) // Геотектоника. 1994. № 4. С. 35–51.
 21. *Королев В.А., Фухтулаев Ш.Д.* Общие вопросы моделирования структур рудных полей и месторождений // Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1976. С. 9–22.
 22. *Красилов В.А.* Кайнозой Дальнего Востока: геодинамическая схема, опорные разрезы, флорогенез // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 23–33.
 23. *Краузе Д.К.* Экваториальная зона сдвига // Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 350–373.
 24. *Кулинич Р.Г., Васильев Б.И., Строев П.А., Шевалдин Ю.В.* Геолого-геофизические данные о строении шельфа и континентального склона залива Петра Великого (Японское море) // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДНЦ АН СССР, 1974. С. 134–144.
 25. *Леонов М.Г.* Реидная тектоника фундамента континентальных плит и современных орогенов // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: XXIX тектоническое совещание. Программа и тезисы. М.: РАН, геол. ф-т МГУ, 1996. С. 77–79.
 26. *Леонов Ю.Г.* Новейшая активизация и альпийский орогенез // Геотектоника. 1972. № 2. С. 3–16.
 27. *Леонов Ю.Г., Никонов А.А.* Проблемы геотектонического развития Памиро-Тянь-Шаньского горного сооружения // Геотектоника. 1988. № 2. С. 108–119.
 28. *Лилленберг Д.А.* О тектоно-климатической концепции колебания уровня Каспия // Современные проблемы новейшей тектоники и геоморфологии: Конференция, посвященная 100-летию со дня рождения С.С. Шульца. Тезисы докладов. СПб.: СПГУ, 1997. С. 54–55.
 29. *Ли Сы Гуан.* Геология Китая. М.: ИЛ, 1952. 519 с.
 30. *Ли Сы Гуан.* Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем северо-западного Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 129 с.
 31. *Ли Сы Гуан, Сунь Дянь Цин, У Лей Бо и др.* Вихревые и другие структуры вращения и проблемы сочетания тектонических систем. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 119 с.
 32. *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
 33. *Мельников Н.Г., Изосов Л.А.* Кайнозойские тектонические покровы и перспективы угленефтегазоносности Приморья // Геотектоника. 1990. № 3. С. 80–87.
 34. *Миколайчук А.В., Санькова В.П., Лесик О.М.* Парагенез сдвиговых структур в новейшей тектонике Тянь-Шаня // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: XXIX тектоническое совещание. Тезисы докладов. М.: РАН, геол. ф-т МГУ, 1996. С. 98–99.
 35. *Мирошников Л.Д.* Современный структурный план Приморья // Геологическое строение мезокайнозойских впадин южного Приморья. Л., 1971. С. 4–8 (Тр. ВНИГРИ; Вып. 302).
 36. *Митрофанов Г.Л., Таскин А.П.* Структурные соотношения Сибирской платформы со складчатыми сооружениями // Геотектоника. 1994. № 1. С. 3–15.
 37. *Мухин А.С., Кузнецов В.А.* Четвертичные надвиги в юго-восточном Алтае // Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр. 1939. Вып. 1. С. 49–62.
 38. Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: XXIX тектоническое совещание. Тезисы докладов. М.: РАН, геол. ф-т МГУ, 1996. 169 с.
 39. *Никонов А.А.* Сравнительная неотектоника Памира и Тянь-Шаня // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 37–46.
 40. *Пешкова И.Н.* Геодинамический анализ и нефтегазоносность межгорных впадин (на примере Ферганской впадины): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ВНИГНИ, 1994. 136 с.
 41. *Попов В.И.* Структуры “конского хвоста” в тектонике западного Тянь-Шаня. Ташкент: Изд-во комитета наук УзССР, 1939. 30 с.
 42. *Садыбакасов И.* Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972. 115 с.
 43. *Ситдииков Б.Б.* Новейшая тектоника Центральных Кызылкумов. Ташкент: ФАН, 1976. 82 с.
 44. *Соболева О.В.* Современная геодинамика, активные разломы и сейсмическое районирование // Геодинамика и развитие тектоносферы: XXIII тектоническое совещание. Тезисы докладов. М.: АН СССР, геол. ф-т МГУ, 1990. С. 35–36.
 45. Современные проблемы новейшей тектоники и геоморфологии: Конференция, посвященная 100-летию со дня рождения С.С. Шульца. Тезисы докладов. СПб.: СПГУ, 1997. 94 с.
 46. *Суворов А.И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 179).
 47. *Суворов А.И.* История мобилизма в тектонике. М.: Наука, 1994. 220 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 494).
 48. *Уломов В.И., Яковлева И.Б., Якубов М.С. и др.* Сейсмичность территории Узбекистана. Ташкент: Фан, 1990. 343 с.
 49. *Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.
 50. *Уткин В.П., Олейников А.В., Неволин П.Л.* Геологические критерии кайнозойской и современной сейсмоактивности разломов Приморья и юга Хабаровского края // Вестн. Дальневост. отделения РАН. 1992. № 3/4. С. 130–143.
 51. *Ушаков С.А., Иванов О.П., Прозоров Ю.И.* Малые плиты Альпийско-Гималайского пояса // Жизнь Земли. Глобальная тектоника и динамика природных процессов. М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 3–14.

52. *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.-Л.: Изд-ние АН СССР, 1960. 257 с.
53. *Хаин В.Е.* Проблемы внутриплитной и межплитной тектоники // *Динамика и эволюция литосферы.* М.: Наука, 1986. С. 7–16.
54. *Хаин В.Е.* Происхождение Центрально-Азиатского горного пояса: коллизия или мантийный диапиризм? // *Геодинамика внутриконтинентальных горных областей.* Новосибирск: Наука, 1990. С. 5–8.
55. *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. № 1. С. 175–178.
56. *Хаин В.Е., Яблонская Н.А.* Структурный рисунок Альпийско-Гималайского и Центрально-Азиатского горных поясов как отражение пластичности верхнекорových деформаций // *Докл. РАН.* 1997. Т. 353. С. 655–658.
57. *Чедия О.К.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 2. Новейшая тектоника и палеогеография. Фрунзе: Илим, 1972. 223 с.
58. *Чедия О.К.* Полувековое развитие представлений С.С. Шульца в изучении новейшей тектоники Тянь-Шаня // *Современные проблемы новейшей тектоники и геоморфологии: Конференция, посвященная 100-летию со дня рождения С.С. Шульца. Тезисы докладов.* СПб.: СПГУ, 1997. С. 86–87.
59. *Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 223 с.
60. *Шульц С.С.* Тектоника земной коры. М.: Наука, 1973. 272 с.
61. *Юдахин Ф.Н.* Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 248 с.
62. *Яблонская Н.А.* Роль олигоцен-четвертичных складчато-надвиговых деформаций в формировании структуры Южного Тянь-Шаня // *Изв. вузов. Геология и разведка.* 1986. № 9. С. 162–166.
63. *Яблонская Н.А.* Модель глубинного строения Ферганской межгорной впадины // *Докл. АН СССР.* 1989. Т. 307. № 3. С. 683–687.
64. *Яблонская Н.А.* Тектоническая структура Южного Тянь-Шаня и этапы ее формирования // *Геотектоника.* 1989. № 1. С. 61–71.
65. *Яблонская Н.А.* О морфологии зоны Гиссаро-Кокшаальского и Илякского сдвигов на границе Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии // *Изв. вузов. Геология и разведка.* 1991. № 11. С. 14–21.
66. *Яблонская Н.А.* О четвертичной тектонике Центральных Кызылкумов // *Докл. РАН.* 1997. Т. 354. № 2.
67. *Яблонская Н.А., Лебедев Г.А.* О современной геодинамике Памиро-Тянь-Шаньского региона // *Докл. АН СССР.* 1991. Т. 319. № 6. С. 1418–1423.
68. *Vazhenov M.L., Perroud H., Chauvin A. et al.* Paleomagnetism of Cretaceous red beds from Tadzhikistan and Cenozoic deformation due India-Eurasia collision // *Earth and Planetary Science Letters.* 1994. Vol. 124. P. 1–18.
69. *Nikishin B.A., Cloeting S., Ershov A.V. et al.* Lithosphere folding in Eurasia // *Tectonics* (в печати).
70. *Thomas J.-C., Chauvin A., Gauvin D. et al.* Paleomagnetic evidence for Cenozoic bloc rotations in the Tadjic depression (Central Asia) // *Journal of geophysical research.* 1994. Vol. 99. № B8. P. 15. 141–15. 160.
71. *Yablonskaya N.A.* Structural-formational map of the Tien-Shan, Kizilcum desert and Pamirs on the scale 1 : 1000000 // 5-th Zonenshain conference on plate tectonics: Programme and abstract. 1995. P. 71–72.
72. *Ziegler B.A.* Evolution of Laurasia – a study in Late Paleozoic plate tectonics. Cluwer. Dordrechd. 1989. 102 p.

Рецензенты: В.С. Буртман, Е.Е. Милановский

Neotectonics of Asia: 75 Years after Emile Argand

V. E. Khain and N. A. Yablonskaya

Moscow State University, Moscow, 119899 Russia

The traditional concepts of the arch-block or microplate structure of the collisional belt between Eurasia and plates that are fragments of the Gondwana supercontinent are reconsidered. A modern concept of plastic flow of the earth's crust is suggested, which, to some extent, invokes the ideas expressed by E. Argand 75 years ago. The high-order elasticoplastic deformations (cover folds) of the upper crust are related with folding, strike-slip faulting, and thrusting, whereas major uplifts and depressions (basement folds) are formed due to the inflow and outflow of plastic masses of the lower crust.

In our opinion, a giant latitudinal dextral shear intersecting the Eurasian plate in its southern part from the Atlantic Ocean to the Sea of Japan plays a major part in the structure of the collisional belt (in particular, in Central Asia).

УДК 551.242.31 (235.216)

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ–РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

© 1997 г. А. В. Миколайчук*, С. А. Куренков**, К. Е. Дегтярев **, В. И. Рубцов ***

*Опытно-методическая электромагнитная экспедиция
Объединенного института высоких температур РАН, г. Бишкек

**Геологический институт РАН, г. Москва

***Северо-Киргизская геологическая экспедиция, г. Бишкек

Поступила в редакцию 25.03.97 г.

Главной особенностью каледонской истории Северного Тянь-Шаня является смена тектонических режимов развития после завершения каждого из выделенных этапов. В рифее на континентальном основании формировались рифтогенные и шельфовые комплексы. В кембрии–раннем ордовике существовала активная континентальная окраина западнотихоокеанского типа, а в раннем-среднем ордовике преобладали условия континентального склона с элементами активной окраины андского типа. Таким образом, в каледонидах Северного Тянь-Шаня выделяются покровно-складчатые ансамбли трех возрастных групп: байкальские, раннекаледонские и позднекаледонские. Возраст завершения развития каждой фиксируется гранитоидами, прорывающими аллохтонные комплексы, уже сформированные к моменту внедрения: 630, 500–480 и 460–440 (до 410) млн. лет.

ВВЕДЕНИЕ

Среди покровно-складчатых областей Урало-Монгольского пояса Северный Тянь-Шань представляет собой один из наиболее сложных фрагментов. В его строении участвуют несколько разнотемпальных комплексов позднего докембрия–раннего палеозоя, как правило, имеющих один с другим тектонические взаимоотношения [20]. Особенностью Северного Тянь-Шаня является присутствие нескольких поколений гранитоидов, занимающих огромные площади, поэтому строение верхнедокембрийско-нижнепалеозойских комплексов и соотношения между ними могут быть выявлены только на небольших участках, находящихся между крупными гранитными плутонами.

В последние годы получены новые геологические, биостратиграфические и геохронологические данные, позволяющие реконструировать основные этапы эволюции Северного Тянь-Шаня. Опорным участком, где возможны подобные реконструкции, является Присонкульский район, отличающийся лучшей изученностью. Здесь находятся опорные разрезы многих подразделений докембрия и нижнего палеозоя, описаны серпентинитовые меланжи и олистостромовые комплексы, проведено седиментологическое изучение кремнисто-терригенных доаренинских образований [3, 4, 6, 20, 21]. Кроме этих исследований, основой для наших работ в Присонкуле явилась крупномасштабная геологическая съемка, проведенная здесь в 1988–1993 гг. под руководством А.В. Миколайчука.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Присонкульский район является частью протяженной каледонской Киргиз-Терской зоны субширотного простирания (рис. 1). В современной структуре Северного Тянь-Шаня она занимает центральное положение и располагается между Иссык-Кульским докембрийским сиалическим массивом (с севера) и герцинской системой Среднего Тянь-Шаня (с юга).

Северной границей Киргиз-Терской зоны является Центральнотерской разлом, представляющий собой крупный левый (?) сдвиг. Расположенные к северу от него Иссык-Кульский сиалический массив, впервые описанный В.И. Кнауфом [13], имеет фундамент, сложенный гнейсово-мигматитовым комплексом раннего протерозоя, а также кристаллическими сланцами, мраморами и кварцитами среднего рифея [1, 12]. В северной части массива метаморфические комплексы перекрывает толща кислых эффузивов, возраст которых составляет в 740–840 млн. лет (Pb/Pb метод по цирконам). Выше, с базальными конгломератами, залегают карбонатные разрезы венда–низов ордовика [27]. Распространенные в пределах массива различные вулканогенные комплексы кембрия–низов ордовика, скорее всего, являются аллохтонными [24].

Южной границей Киргиз-Терской зоны считается “линия Николаева”, являющаяся крупным левым сдвигом, южнее которого располагается герцинская складчатая система Среднего Тянь-Шаня. Среднепалеозойские комплексы Среднего Тянь-Шаня могут быть надвинуты на различные образования Киргиз-Терской зоны.

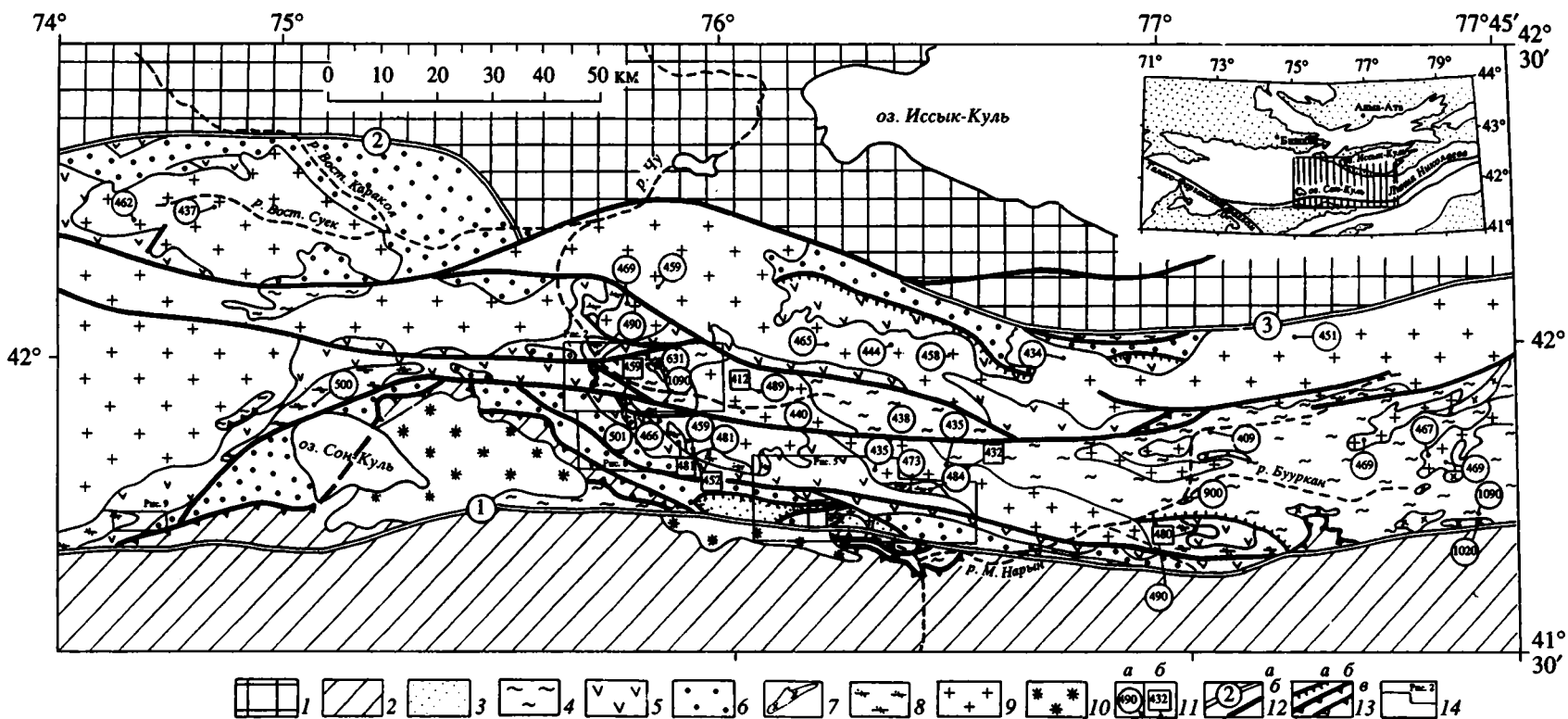


Рис. 1. Тектоническая схема западной части Киргиз-Терской зоны (система хребтов Терской Алатау).

1 – Иссык-Кульский синэлический массив; 2 – варисциды Срединного Тянь-Шаня; 3 – комплексы Таласо-Каратауской зоны; 4–6 – верхнедокембрийско-нижнепалеозойские комплексы Киргиз-Терской зоны: 4 – рифейские, 5 – кембрийско-нижнеаренинские, 6 – нижне-среднеордовикские; 7–10 – гранитоиды: 7 – вендские, 8 – раннеордовикские, 9 – позднеордовикские и раннесилурийские, 10 – среднекаменноугольные; 11 – изотопный возраст пород (в млн. лет): а – по цирконам Pb/Pb и U/Pb методы, б – по амфиболу и биотиту K/Ar метод; 12–13 – разрывные нарушения: 12 – позднепалеозойские и мезозойско-кайнозойские: а – сдвиги, б – взбросо-сдвиги (цифры в кружках: 1 – “линия Николаева”, 2 – Суекский, 3 – Центральнотерский), 13 – тектонические покровы и надвиги: раннеордовикские (а), позднеордовикские (б), позднепалеозойские (в); 14 – местоположения рисунков 2, 5, 8, 9.

Основание разреза в Срединном Тянь-Шане сложено архейскими и нижнепротерозойскими гнейсами и гранито-гнейсами [15], которые перекрываются мощной толщей кислых эффузивов и туфов верхнего рифея. Выше залегает вендско-верхнеордовикский комплекс, низы которого сложены грубообломочными толщами венда, средняя часть представлена углеродисто-кремнисто-сланцевой и карбонатно-кремнистой толщами кембрия – нижнего ордовика, а верхняя часть – флишоподобными толщами среднего-верхнего ордовика. Средне-позднепалеозойские комплексы в Срединном Тянь-Шане представлены терригенно-карбонатными толщами, которые без видимого несогласия, но со значительным перерывом наращивают нижнепалеозойские разрезы [15].

На отдельных участках вблизи южной границы Кыргыз-Терской зоны в виде аллохтонных пластин присутствуют комплексы Таласо-Каратауской зоны, отличительной особенностью которых является карбонатный состав вендско-нижнепалеозойского разреза (см. рис. 1, [18]).

Кыргыз-Терская зона отличается присутствием трех разновозрастных комплексов: рифейского, кембрийско-нижнеаренигского и нижне-среднеордовикского. Первые два комплекса имеют один с другим тектонические взаимоотношения, в то время как последний перекрывает более древние образования несогласно. Формирование каждого из этих комплексов фиксируется соответствующими гранитоидами, которые прорывали структуру, уже сформировавшуюся к моменту внедрения.

РИФЕЙСКО-НИЖНЕАРЕНИГСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Рифейские комплексы распространены в северной части Присонкульского района на обоих берегах р. Кара-Куджур (рис. 2). В строении этих образований участвуют два комплекса: рифтогенный – сланцево-вулканогенный и шельфовый – карбонатно-терригенный, имеющие один с другим тектонические взаимоотношения и близкий возраст (рис. 3).

Рифтогенный комплекс. В разрезе сланцево-вулканогенного комплекса выделяются три толщи (снизу вверх): черносланцевая (джылбулакская свита), кислых лав и туфов с прослоями карбонатов (экургенкольская свита), метаморфизованных базальтов (бельчийская свита).

Черносланцевая толща сложена черными и серыми углеродисто-кварцевыми, карбонатно-углеродисто-кварцевыми, слюдясто-карбонатными сланцами, известковистыми и углеродистыми алевролитами, мощностью до 400 м. Для черных сланцев характерна примесь тонкого пирокластического материала кислого состава.

В толще кислых эффузивов и туфов, наряду с дацитами, риодацитами и их туфами, кварцитами и

серичито-кварцевыми сланцами, присутствуют калькарениты, кальцилотиты, доломиты, доломитистые и строматолитовые известняки. Кислые эффузивы, преобладающие в составе свиты, в ряде случаев по латерали полностью замещаются осадочными породами. Мощность толщи в бассейне р. Кара-Куджур составляет 200–500 м, а восточнее, в окрестностях оз. Экургенколь, достигает 300–700 м.

Толща метаморфизованных базальтов сложена однородными миндалекаменными рассланцованными базальтами, мощностью около 400 м. До 20% пород толщи характеризуются андезибазальтовым составом. Петрохимический анализ эффузивов показал, что они отвечают высокотитанистым внутривулканитным базальтам [23].

Возраст сланцево-вулканогенного комплекса принимается средне-позднерифейским на основании изотопных датировок цирконов из дацитов толщи кислых эффузивов по левому берегу р. Кара-Куджур (таблица, проба № 679) – 1090 млн. лет. Близкие значения получены для кислых вулканитов этой же толщи по долине р. Сарытор [12].

Основанием для отнесения сланцево-вулканогенного комплекса к рифтогенному является антидромная последовательность вулканогенного разреза, внутривулканитные петрохимические характеристики базальтоидов и углеродистый состав осадочных пород.

Шельфовый комплекс. Породы, входящие в состав сланцево-карбонатного комплекса, обнажены на широкой площади на обоих берегах р. Кара-Куджур и Сары-Булак (см. рис. 2). В разрезе этого комплекса выделяются две толщи: метаморфизованных терригенных (тарагайская свита) и карбонатных (суекская свита) пород (см. рис. 3).

В основании разреза толщи метаморфизованных терригенных пород присутствуют рассланцованные зелено-серые алевролиты с прослоями светло-серых мелкозернистых кварцевых песчаников. Для всех пород характерна тонкая слоистость, обусловленная чередованием слоев различного гранулометрического состава. Выше по разрезу появляются ритмичнослоистые известковистые алевролиты и мелкозернистые песчаники, включающие линзы известняков. Неполная мощность толщи 850 м.

Карбонатный разрез имеет трехчленное строение: нижняя часть представлена мраморизованными известняками, средняя – черными графитистыми пиритсодержащими сланцами и алевролитами с прослоями черных сульфидизированных известняков, а в верхней преобладают массивные и грубослоистые доломитистые известняки. Мощность карбонатов достигает 950 м.

Возраст сланцево-карбонатного комплекса определяется как средне-позднерифейский по находкам онколитов и строматолитов в известняках суекской свиты [9, 28].

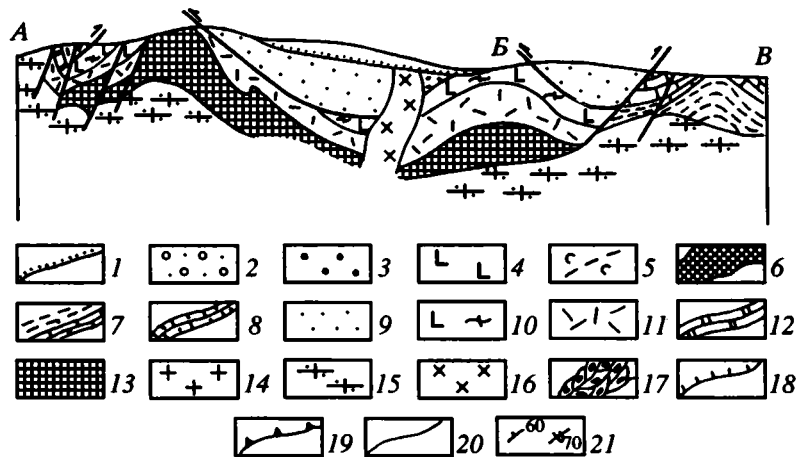
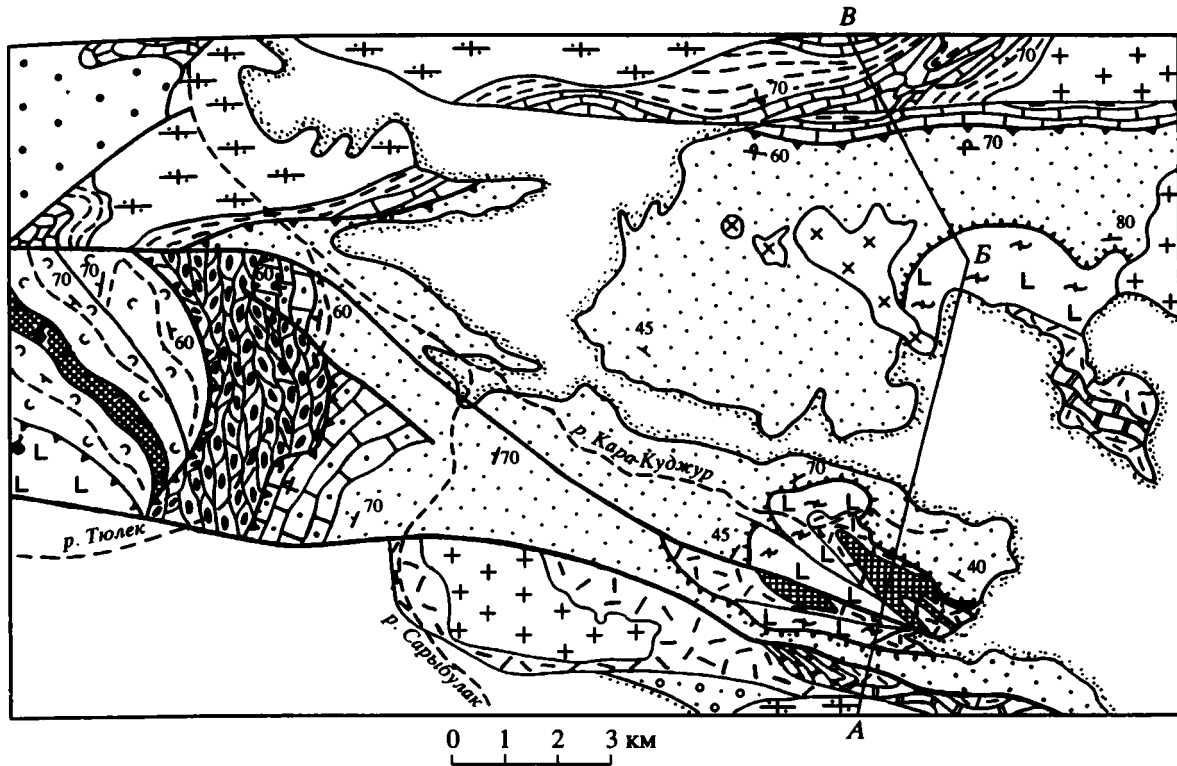


Рис. 2. Схема геологического строения западной части хребта Кара-Куджур.

1 – кайнозойские отложения; 2 – среднекаменноугольные терригенные толщи; 3 – долонский комплекс нижнего-среднего ордовика; 4 – комплексы верхнего кембрия–нижнего ариенга: 4–6 – комплексы бассейна с корой океанического типа; 4 – подушечно-трубовые базальты с прослоями кремней (каракаттинская свита), 5 – кремнисто-туфогенная толща, 6 – пластина кремней и фтанитов; 7 – комплекс пассивной окраины микроконтинента (сокуташская толща); 8–13 – рифейские комплексы: 8–9 – шельфовые: 8 – карбонатная толща (суекская свита), 9 – терригенно-карбонатная толща (тарагайская свита), 10–13 рифтогенные: 10 – толща метаморфизованных базальтов (бельчинская свита), 11 – толща кислых эффузивов (экургенкольская свита), 12 – прослой доломитов в толще кислых эффузивов; 13 – черносланцевая толща (джинбуланская свита); 14–16 – гранитоиды: 14 – позднего и 15 – раннего ордовика, 16 – венда; 17 – серпентинитовый меланж; 18–19 – тектонические покровы: 18 – позднего докембрия, 19 – раннего ордовика; 20 – прочие разрывные нарушения; 21 – элементы залегания. На профиле вертикальный масштаб равен горизонтальному.

Присутствие в сланцево-карбонатном комплексе отсортированных кварцевых песчаников и строматолитовых построек в карбонатной части разреза указывает на шельфовые обстановки осадконакопления.

По особенностям состава и строения разрезов можно предполагать, что образование рифейских комплексов происходило на континентальном основании. Их формирование, вероятно, может рассматриваться как отражение различных этапов

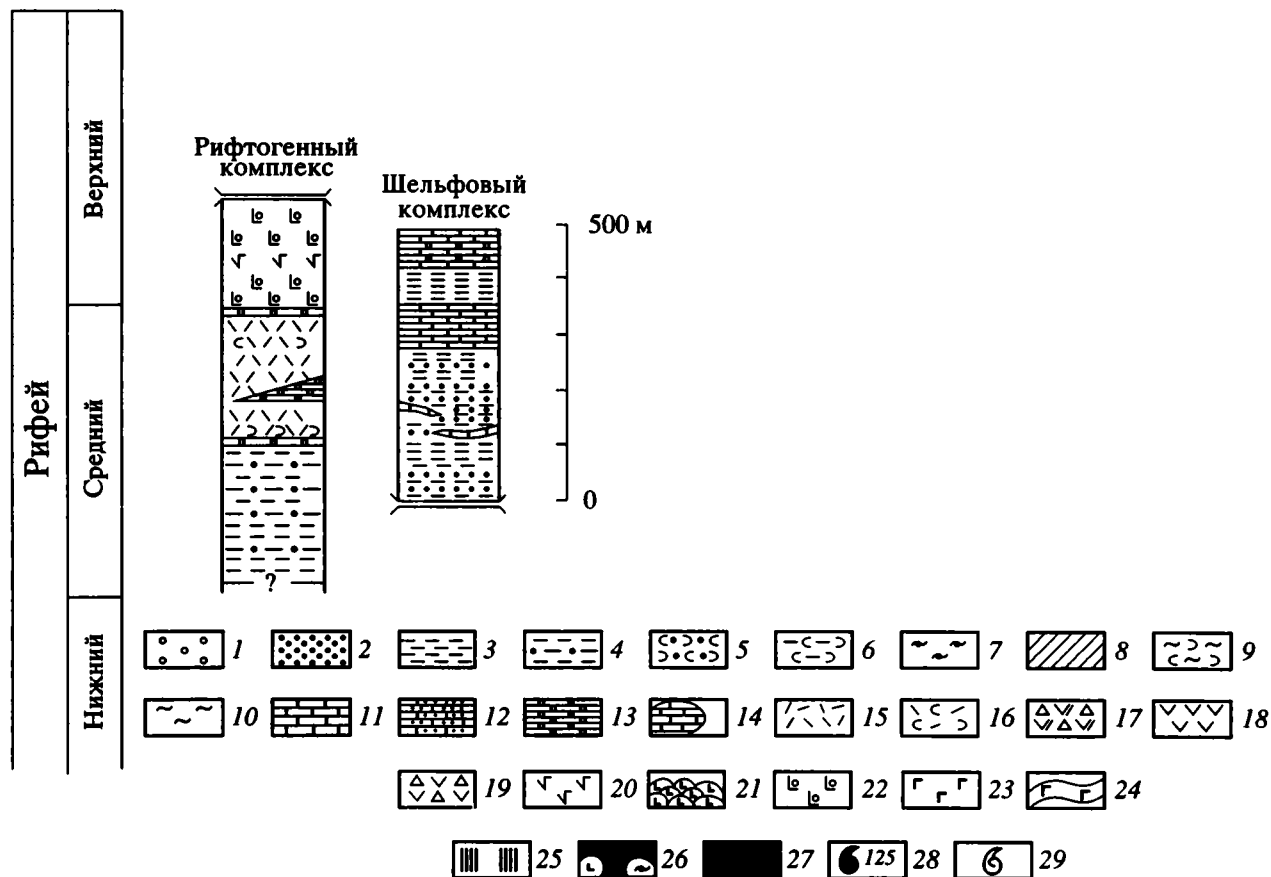


Рис. 3. Схема сопоставления разрезов рифейских комплексов Присенкульского района.

1 – конгломераты; 2 – песчаники, 3 – алевролиты; 4 – углеродистые алевролиты и сланцы; 5–6 – туфогенные: 5 – песчаники, 6 – алевролиты и туффиты; 7 – глинистые яшмы; 8 – кремни и фтаниты; 9–10 – кремнистые: 9 – туффиты, 10 – алевролиты; 11 – известняки; 12 – калькарениты; 13 – доломиты; 14 – глыбы известняков; 15 – риолиты и риодациты; 16 – туфы риолитового состава; 17 – лавобрекчи андезидацитов; 18 – андезиты; 19 – андезитовые лавобрекчи; 20 – андезибазальты; 21 – подушечно-трубовые и 22 – миндалекаменные базальты; 23 – рои даек диабазов; 24 – мелкозернистые габбро; 25 – крупнозернистые габбро и пироксениты; 26 – серпентитовый меланж; 27 – серпентиты; 28 – места сборов органических остатков; 28 – по данным авторов, 29 – по опубликованным данным.

эволюции рифейской пассивной континентальной окраины.

Рифейский комплекс обладает покровно-складчатой структурой. К параавтохтону относятся сланцево-вулканогенный комплекс, а к аллохтону – сланцево-карбонатный. В бассейне р. Кара-Куджур породы параавтохтона и аллохтона смяты в серию синформ и антиформ северо-западного простирания (см. рис. 2). Аллохтонный комплекс перекрывает как кислые вулканиты экургенкольской свиты, так и метаморфизованные базальты бельчийской.

Параавтохтонный и аллохтонный комплексы подверглись интенсивным динамометаморфическим преобразованиям, которые достигают наибольшей интенсивности вдоль поверхности тектонического покрова. Мощность динамосланцев в параавтохтоне обычно равна первым десяткам метров и не превышает 200 м. В то же время динамометаморфизм пород аллохтона проявлен значительно шире, мощность милонитов и бластомилонитов может достигать 1500–2000 м.

Становление позднедокембрийского покровно-складчатого комплекса завершается внедрением сильно вытянутых трещинных интрузий кварцевых диоритов и плагиогранитов, цепочкой прослеживающихся вдоль приосевой части хребта Терсей-Ала-Тоа (башбюлетинский комплекс). Протяженность массивов колеблется от 3–5 до 15–25 км при ширине 1–4 км [28]. Один из массивов, расположенный на правом берегу р. Кара-Куджур (см. рис. 2), прорывает деформированную поверхность тектонического покрова, разделяющего различные рифейские комплексы. Из плагиогранитов этого массива выделены цирконы двух морфотопов, по которым были получены сопоставимые значения возраста – 631 млн. лет (см. таблицу).

Следовательно, венд является верхним возрастным пределом времени формирования тектонических покровов, сложенных рифейскими комплексами.

Уран-свинцовые данные по цирконам магматических пород Киргиз-Терской зоны

№ пробы	Место отбора пробы	Название пород	Комплекс, свита	Содержание, мкг/г		Изотопный состав свинца, %				Изотопные отношения			Возраст, млн. лет
				U	Pb	204	206	207	208	207/206	207/235	206/238	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
679	р. Кара-Куджур	Дациты	Экургенкольская	278.4	70.36	0.094	79.404	7.332	13.170	0.07579	2.3842	0.22840	1090
8039 1м-тип	р. Чон-Бюлетю	Плагииграниты	Башбюлетинский	938.8	87.68	0.0448	87.886	5.969	6.100	0.060621	0.79079	0.094611	626
8039 2м-тип				900.1	68.83	0.0719	86.566	6.241	7.121	0.060200	0.62987	0.075884	611
9021	р. Бельтепши	Тоналиты	Нагасайский	600.9	41.64	0.0893	80.204	5.843	13.864	0.056811	0.49567	0.063279	484
9047				536.7	37.17	0.0702	81.558	5.622	12.749	0.056528	0.50359	0.064412	473
5068	р. Чонг-Акташ	Гранодиориты		186.6	9.21	0.0859	77.797	5.690	16.427	0.057241	0.34502	0.043715	501
546	р. Кичи-Кара-Куджур	Монцониты	Майгорский	344.8	26.65	0.0517	72.862	4.879	22.207	0.056739	0.50505	0.064559	481
340	р. Ичке-Тер	Граниты	Караджаргинский	829.0	46.3	0.037	82.556	3.189	12.218	0.056356	0.41316	0.05314	466
564	р. Ас-Кыя			1363	76.8	0.075	80.347	5.595	13.983	0.056077	0.40043	0.05170	459
2138	р. Кара-Куджур	Гранодиориты	Каракуджурский	811	55.5	0.060	76.248	5.114	18.578	0.055711	0.45880	0.05972	440
0445	р. Бельтепши			1400 ± 0.1	48.87	0.0461	83.053	5.280	11.621	0.055562	0.25546	0.03346	435
96	хр. Караджорг	Граниты		764	55.5	0.024	78.685	4.721	16.570	0.0553	Нет данных	Нет данных	435
803		Гранодиориты		1005	71.6	0.028	84.027	5.075	10.870	0.0560	»	»	438
2196	р. Кара-Куджур	Граниты		1024	71.5	0.035	81.347	4.967	13.651	0.05479	0.4950	0.06552	404
III	р. Турасу	Монцонаббро	-	234	19.6	0.0577	77.92	5.21	16.81	Нет данных	Нет данных	Нет данных	461
VII	р. Булак	Гранодиорит	-	4410	295.0	0.1329	84.42	6.63	8.82	»	»	»	444
XXXVII	р. Коксай			573	41.2	0.080	82.13	5.74	12.05	»	»	»	434
7408	р. Ичке-Тер	Гранит	-	3550	224.0	0.017	89.61	5.27	5.11	»	»	»	458
10655	р. Бурхан			573	41.0	0.051	83.20	5.43	11.32	»	»	»	467
10214-1				642	44.5	0.059	83.44	5.45	11.05	»	»	»	409
6072	р. Орто-Куганды	Кварцевый диорит	-	491	40.9	0.1417	70.71	6.02	23.13	»	»	»	462
2274	р. Восточный Суек	Гранит	-	1053	76.2	0.055	82.43	5.39	12.12	»	»	»	437

Примечание. При расчетах использованы унифицированные значения констант: период полураспада урана-238 = 4.4683×10^9 лет; период полураспада урана-235 = 7.0381×10^8 лет; отношение уран-238/уран-235 = 137.88. Поправки на обыкновенный свинец табличные. Анализы выполнены в лаборатории ИГАН Кыргызстана, аналитик В.Г. Комаревцев.

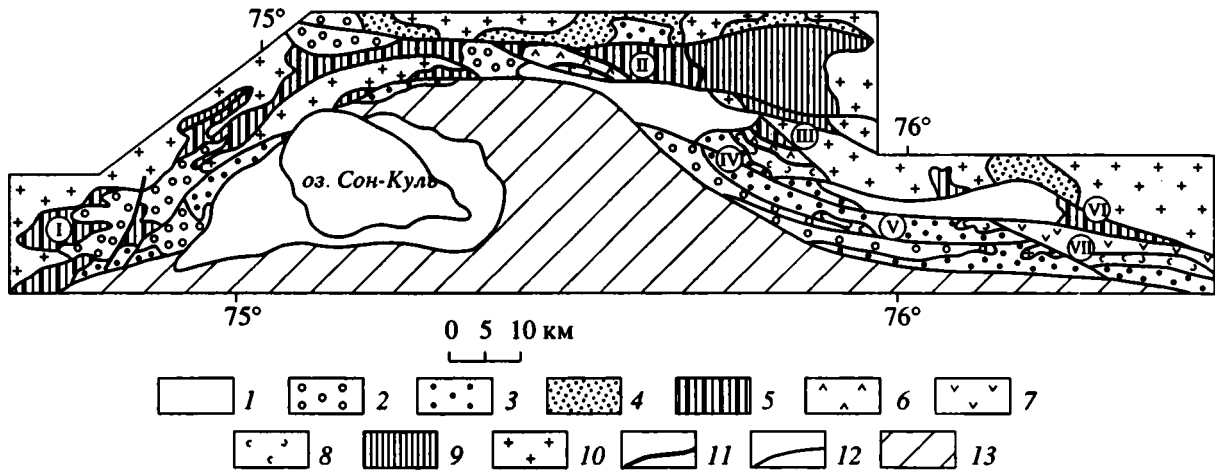


Рис. 4. Схема взаиморасположения комплексов верхнего докембрия–нижнего палеозоя в Присонкульском районе.

1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнепалеозойские терригенные комплексы; 3–9 – комплексы докембрия – нижнего палеозоя: 3 – долонский нижнего-среднего ордовика, 4 – пассивной окраины микроконтинента и 5 – бассейна с корой океанического типа верхнего кембрия–нижнего ордовика, 6, 7 – островодужный верхнего (6) и нижнего (7) кембрия, 8 – склона и подножий островной дуги верхнего кембрия–нижнего ордовика, 9 – рифейские; 10 – раннепалеозойские гранитоиды; 11 – границы тектонических покровов; 12 – прочие разрывные нарушения; 13 – комплексы Тянь-Шаня. Цифры в кружках: I – бассейн р. Каракиче; II – хр. Каракатты; III – западное окончание хр. Караджорго; IV – перевал Долон; V – хр. Байдулы; VI – южный склон хр. Караджорго (верховья р. Султансары); VII – хр. Капка-Таш.

Кембрийско-нижнеаренигские комплексы распространены в центральной части Присонкульского района (см. рис. 1) и отличаются большим разнообразием геодинамических обстановок их формирования. Среди этих комплексов выделяются (рис. 4): островодужные (дифференцированные вулканогенные), склонов и подножий островной дуги (кремнисто-туфогенные и туфо-терригенные), краевого бассейна с океанической корой (офиолиты, кремнисто-базальтовые и кремнистые), пассивной окраины микроконтинента (терригенно-карбонатные).

Островодужные комплексы. Наиболее древние островодужные образования представлены капкаташским комплексом, который обнажен в юго-восточной части Присонкульского района от северных склонов хребта Капка-Таш до долины р. Арчалы (рис. 5). Низы разреза сложены подушечно-трубовыми лейкобазальтами с редкими горизонтами лапиллевых и агломератовых туфов (рис. 6), мощностью до 1000 м (бельтепшинская свита). Базальты часто пронизаны субвулканическими телами диабазов. Выше залегает толща, состоящая преимущественно из пирокластических пород (султансаринская свита). В низах ее разреза преобладают агломератовые, лапиллевые и псаммитовые туфы андезитов и дацитов, реже встречаются базальтовые и андезито-базальтовые туфы (см. рис. 6). В верхней части проявляются тефроида и риолитовые туфы. По всему разрезу свиты среди пирокластических пород присутствуют потоки базальтов, андезитов и дацитов. Мощность султансаринской свиты достигает 2000 м.

Органических остатков в породах вулканогенных толщ капкаташского комплекса не обнаружено, поэтому их возраст определяется по положению в разрезе ниже фаунистически охарактеризованной карбонатно-туфогенной толщи.

По петро-геохимическим особенностям базальты бельтепшинской свиты можно относить к серии низкотитанистых островодужных толеитов, а эффузивы султансаринской – к известково-щелочной серии островных дуг [22].

Вулканогенные толщи капкаташского комплекса представляют собой единую эффузивно-пирокластическую серию, которая может сопоставляться с комплексами вулканических островных дуг. При этом излияния островодужных толеитов происходило на начальной стадии развития вулканической дуги. Для ее зрелой стадии характерен дифференцированный вулканизм с центральным типом извержений.

Присутствие среди эффузивов мелких протрузивных тел серпентинитов может указывать на то, что формирование капкаташского комплекса происходило на меланократовом фундаменте. Это подтверждается и геохимическими особенностями состава базальтов.

Разрез капкаташского комплекса завершается карбонатно-туфогенная толща (течарская свита), залегающая с постепенным переходом на вулканитах (рис. 7, см. рис. 6). В ее основании залегает горизонт литокластито-кварцевых песчаников, который вверх сменяется мраморизованными известняками с горизонтами калькаренинов, туфов и туффитов кислого состава. Разрез наращивается пачкой известняков, представленной чередованием

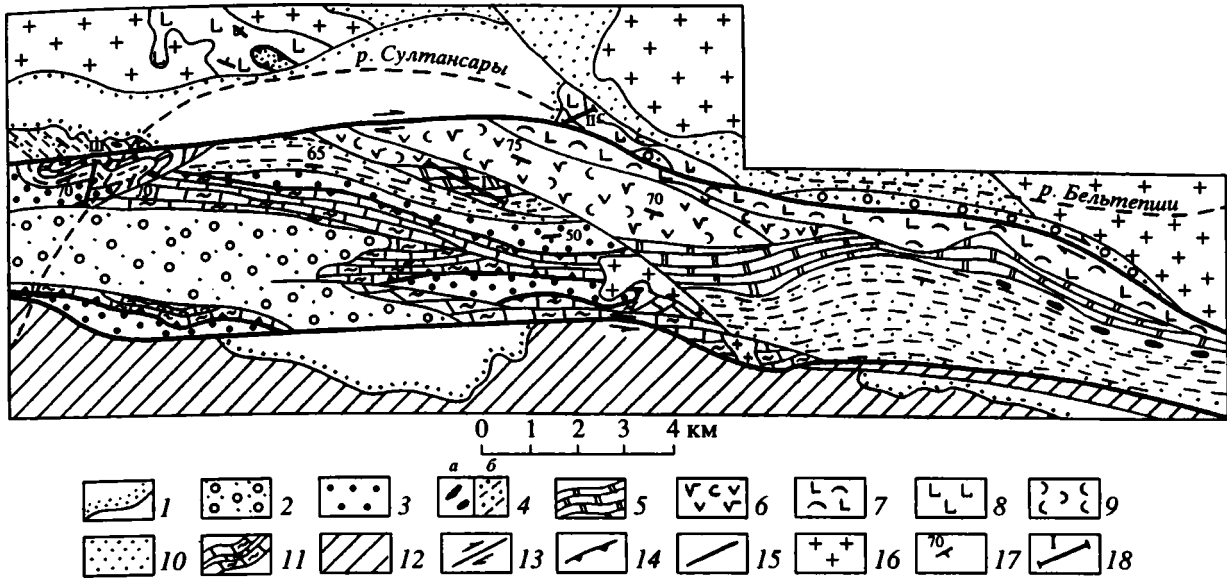


Рис. 5. Схема геологического строения хребта Капка-Таш (см. рис. 1).

1 – кайнозойские отложения; 2 – среднекаменноугольные красноцветные конгломераты и песчаники; 3–4 – долонский комплекс нижне-среднего ордовика: 3 – лландейльские тефроиды, туфопесчаники и туфы среднего состава (джакшинская свита), 4 – верхнеаренигско-лланвирнские конгломераты (а), песчаники и алевролиты (б) (джолджилгинская свита); 5–10 – кембрийско-нижнеаренигские комплексы: 5–7 – островодужный капкаташский: 5 – известняки, калькарениты, туфы кислого состава, туфопесчаники, тефроиды (течарская свита), 6 – андезибазальты, андезиты, андезидаци-ты и их туфы (султансаринская свита), 7 – подушечные лейкобазальты (бельтепшинская свита), 8, 9 – бассейна с корой океанического типа: 8 – нижнеордовикские (?) подушечные базальты с прослоями яшм, 9 – аренигские кремнистые туффиты, туфосилициты, глинистые яшмы, 10 – пассивной окраины микроконтинента – известняки, калькарениты, песчаники, алевролиты (сокуташская толща); 11 – нижнепалеозойские комплексы Таласско-Каратауской зоны – известняки с прослоями кремнистых пород; 12 – среднепалеозойские комплексы Среднего Тянь-Шаня; 13 – сдвиги; 14 – тектонические покровы; 15 – прочие разрывы; 16 – позднеордовикские и раннесилурийские граниты и гранодиориты; 17 – элементы залегания; 18 – линии разрывов и их номера (рис. 7).

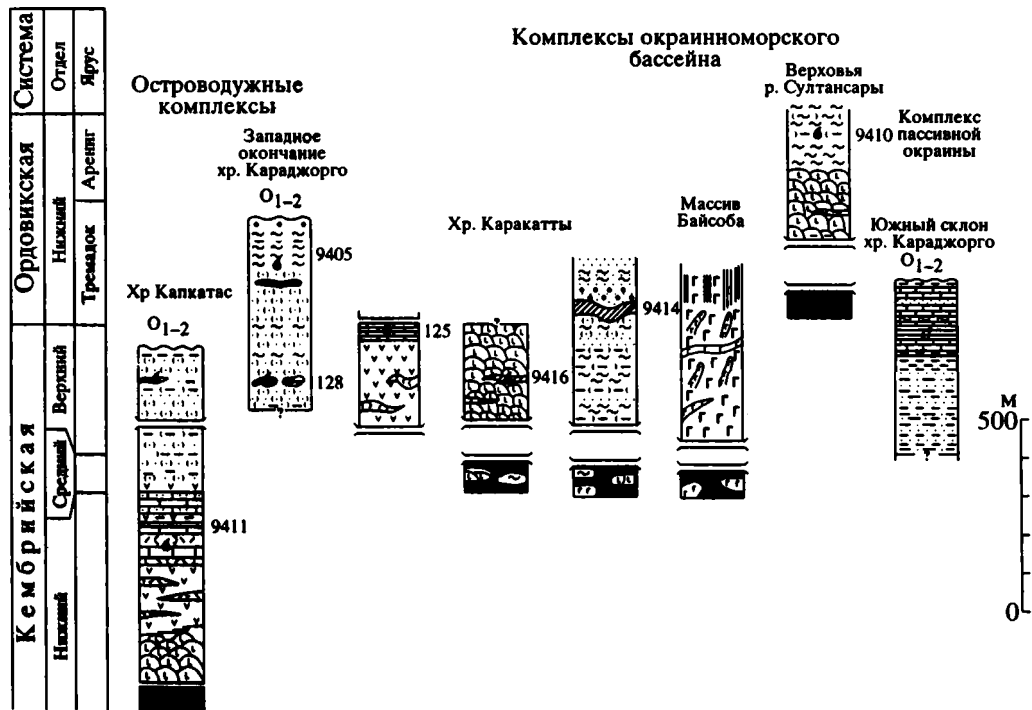


Рис. 6. Схема сопоставления разрезов кембрийско-нижнеаренигских комплексов Приснукульского района. Условные обозначения см. на рис. 3.

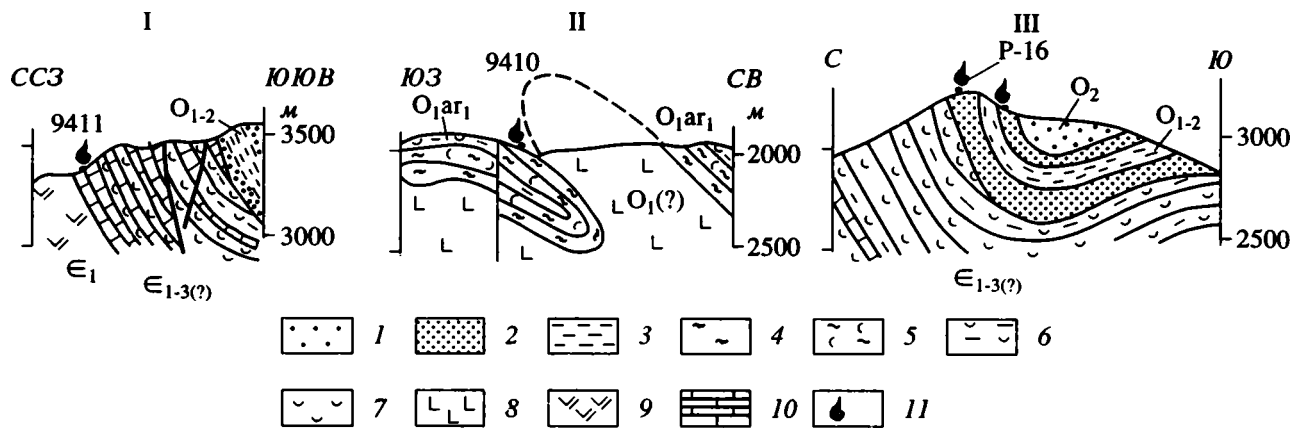


Рис. 7. Разрезы фаунистически охарактеризованных толщ хребта Капка-Таш (положение разрезов см. на рис. 5).

1 – тейфроиды, туфы среднего состава и туфоалевролиты; 2 – разнозернистые песчаники; 3 – алевролиты; 4 – кремнистые алевролиты и глинистые яшмы; 5 – кремнистые туффиты и туфосилициты; 6 – туфоалевролиты и туффиты; 7 – туфы среднего и среднекислого состава; 8 – подушечные базальты; 9 – андизидциты и андезиты; 10 – известняки; 11 – места сборов органических остатков и их номера.

ем органогенно-обломочных тонко-среднеслоистых калькаренитов с прослоями кальцилютитов, черных фтанитоподобных кремней и линзами ракушечников. Калькарениты переслаиваются с более мощными массивными известняками (до 5–6 м), местами сохранившими реликты водорослевой структуры. Мощность карбонатной части разреза может достигать 900 м.

По находкам в известняках хиолитов и протоконодонт определяет ботомский (ранний кембрий) возраст карбонатной толщи [23]. Такое определение подтверждается брахиоподами (см. рис. 7, точка наблюдения 9411): *Palaeoschmidites* sp., *Eothele* sp., *Linnarsonia* sp., *Micromitra* sp., *Canalilatus* sp. (определения Г.Т. Ушатинской). Представители этих родов появляются в ботомском веке и широко распространены в конце раннего и в начале среднего кембрия. Таким образом, можно отнести карбонатную часть разреза капкаташского комплекса к ботомскому ярусу, а для нижних, вулканогенных, частей предполагать атдабанский возраст.

Островодужные комплексы более молодого возраста распространены севернее – на западном окончании хребта Караджорго (рис. 8), где развита дифференцированная вулканогенная толща, мощностью около 500 м, сложенная агломератовыми лавами андезитового и андезибазальтового состава, среди которых встречаются потоки массивных андезитов, подушечных базальтов, прослой туфов кислого состава, линзы известняков. Эффузивный разрез перекрывается массивными часто мраморизованными известняками, местами сохранившими реликты водорослевой структуры, выше которых залегают темно-зеленые и черные тонкослоистые песчаники, алевролиты и калькарениты. Мощность этой части разреза достигает 200–300 м. Возраст этого разреза определяется по находкам конодонт (см. рис. 6, 8, точ-

ка наблюдения 125) *Prooneotodus gallatini* (Muller) в известняках карбонатной толщи как позднекембрийский (определение В.П. Чернышука).

В юго-западной части хр. Каракатты также могут быть выделены островодужные комплексы. Здесь распространена толща лав и туфов среднего и средне-основного состава (чолойская толща) [11]. Она сложена грубыми литокластическими и агломератовыми туфами, туфоконгломератами андезитового состава, среди которых встречаются мощные подушечные лавы андезибазальтового состава. В вулканогенном разрезе присутствуют линзы и горизонты серых мраморизованных известняков. Возраст чолойской толщи ранее принимался среднеордовикским на основании находок беззачемковых брахиопод в известняках [11, 21]. Однако точные местонахождения этих органических остатков не известны. Чолойская толща имеет только тектонические взаимоотношения с другими комплексами хр. Каракатты. Поэтому на основании сходства состава и структурного положения этой толщи с комплексами хр. Караджорго наиболее вероятным представляется ее позднекембрийский возраст. Геохимические особенности состава пород чолойской толщи позволяют относить ее к образованиям энзиматических островных дуг [16].

Верхнекембрийские дифференцированные вулканогенные комплексы по составу и строению, так же как и нижнекембрийские, могут сопоставляться с образованиями вулканической островной дуги с центральным типом извержений. Фундамент этой дуги, вероятно, был меланократовым.

Комплексы склона и подножий островной дуги пространственно связаны с островодужными образованиями (см. рис. 4) и представлены кремнисто-туфогенными и туфо-терригенными толщами, для отдельных разрезов которых характерно хаотическое строение.

На юго-востоке Присонкульского района (хр. Капка-Таш) к подобным образованиям относится верхняя часть капкатошского комплекса (см. рис. 6). Здесь выше карбонатного разреза залегают тефроида андезидацитового состава, туфы дацитов и риолитов, часто переслаивающиеся с туфопесчаниками, туфоалевролитами и туффитами. В восточной части хр. Капка-Таш, по левому борту р. Арчалы, среди этих пород присутствуют линзы известняков мощностью до 20 м, в одной из которых И.Л. Захаровым собраны конодонты *Proconodontus* sp. позднего кембрия (определение В.П. Чернышука). Мощность туфо-терригенного разреза здесь достигает 450 м.

В западной части хр. Караджорго к склоновым образованиям относится караджоргинская свита, описания которой многократно приводились в литературе [4, 19, 28].

Эта толща сложена тефроидами, туфоалевролитами, туффитами, туфосилицитами, для которых характерны пестрая, ярко-вишневая, красная и зеленая окраски пород и их частое переслаивание (см. рис. 6). Наблюдаются среды взмучивания и размыва тонкозернистых осадков. Изредка встречаются лахаровые туфы андезитового состава. К нижней части разреза свиты приурочена олистостромовая пачка [4, 19], в составе которой среди вишневых и зеленых туфоалевролитов и туфопесчаников присутствуют глыбы серых и черных мраморизованных известняков, размером от первых метров до 1.5–2 км. В одной из глыб известняков (см. рис. 8, точка наблюдения 128) собраны конодонты *Oistodus parallelus Pander*, *Drepanodus proteus Lind*, раннего аренига (определение В.П. Чернышука). Аналогичные горизонты хаотического строения известны и на южном склоне хр. Каракатты, где в глыбах известняков собраны различные органические остатки позднего кембрий–раннего ордовика [11].

Верхи караджоргинской свиты представлены грубообломочной пачкой, состоящей из вишневых и красных мелко- и среднегалечных конгломератов, с редкими крупными валунами грубозернистых песчаников с прослоями красных и вишневых туфоалевролитов. Обломочный материал представлен андезитами, базальтами, габброидами, серпентинитами, гидротермальными яшмами, туфосилицитами, известняками и другими породами. Основание разреза караджоргинской свиты не известно, ее мощность из-за монотонного строения разреза и сложной структуры может быть определена лишь приблизительно – около 500–800 м.

В средней части разреза караджоргинской свиты в зеленых туфосилицитах (см. рис. 6, 8, точка наблюдения 9405) собраны конодонты *Teridontus* cf. *nakamurai (Nogami)*, *Prooneotodus* cf. *rotundatus (Druce et Tones)* позднего кембрия–раннего тремадока (определение С.В. Дубининой).

Таким образом, возраст караджоргинской свиты может оцениваться как позднекембрийско-раннеаренигский. Интересной особенностью

этой толщи является близкий возраст кремнисто-туфогенных пород и глыб известняков.

Отнесение туфо-терригенных и кремнисто-туфогенных комплексов к образованиям склонов и подножий островной дуги основывается на следующем:

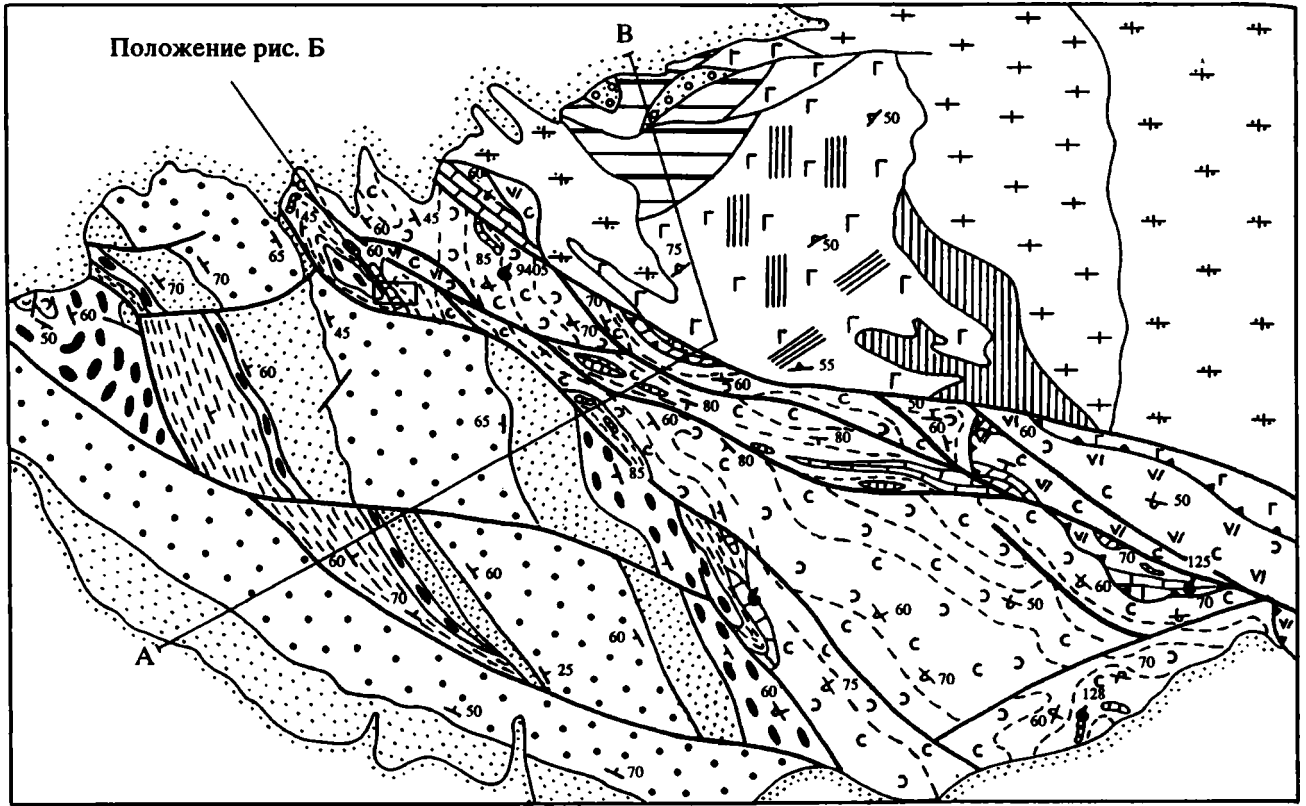
- удаленность от вулканических центров (отсутствие в разрезах эффузивов);
- осадконакопление, синхронное вулканической деятельности островных дуг (присутствие в разрезах пирокластических пород средне-кислого состава);
- относительно небольшая (выше уровня карбонатной компенсации) глубина осадконакопления (присутствие среди туфогенных пород карбонатных прослоев и глыб);
- пространственная связь с островодужными комплексами.

Комплексы окраинного бассейна с корой океанического типа. К ним относятся офиолиты, кремнисто-базальтовые, кремнистые и кремнисто-туфогенные толщи. В современной структуре эти комплексы образуют прерывистую цепочку выходов субширотного простирания, протягивающуюся от р. Каракиче (западное Присонкулье) через хр. Каракатты в западную часть хр. Караджорго и на его южные склоны в верховья р. Султансары (см. рис. 4). Из-за сильной нарушенности разрез офиолитовой ассоциации может быть восстановлен только по отдельным пространственно разобренным фрагментам.

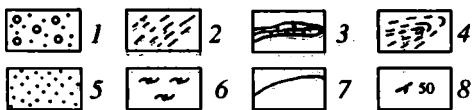
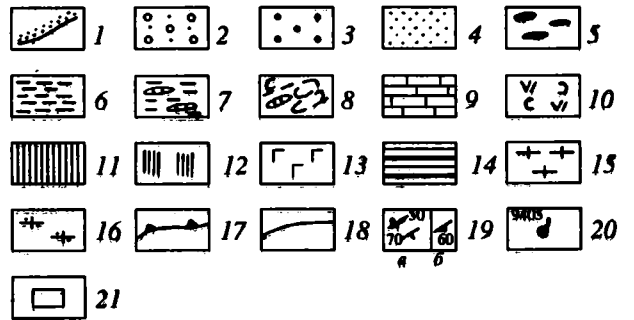
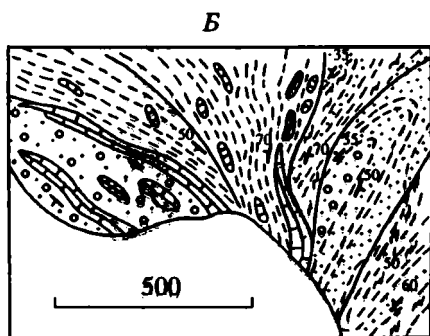
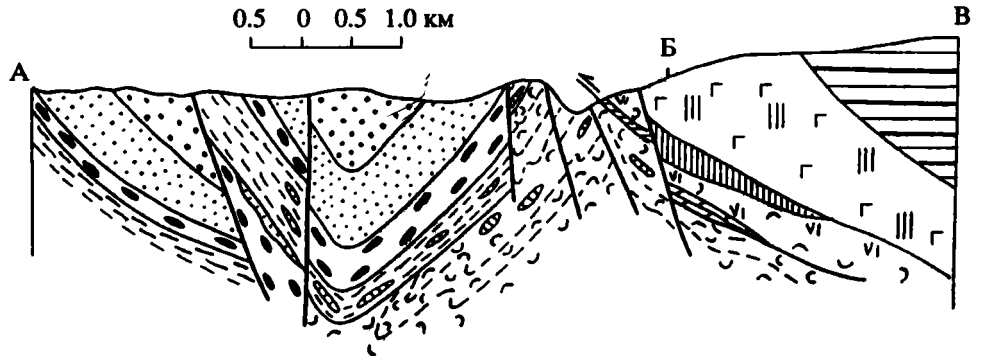
Породы дунит-гарцбургитового комплекса присутствуют только в составе серпентинитового меланжа [6], который обнажается на обоих берегах меридионального отрезка долины р. Тюлек (см. рис. 2). Глыбы сложены апогарцбургитовыми, реже аполерцолитовыми серпентинитами; встречаются также габброиды, подушечные базальты, кремни, кремнистые туффиты и известняки. Матриksom меланжа являются рассланцованные апоперидотитовые серпентиниты. Изучение состава аксессуарных хромшпинелидов в перидотитах показало, что формирование происходило в надсубдукционных обстановках [8].

Фрагменты ультрабазит-габбрового и дайкового комплексов лучше изучены в западной части хр. Караджорго (см. рис. 8), где представлены Байсабинским габбровым массивом. В строении массива выделяются горизонты незакономерно чередующихся разномасштабных габброидов, габбро-норитов и пироксенитов, неравномерно насыщенные дайками и силлами, последние преобладают в юго-восточной части массива. Здесь отдельные дайки и рои имеют выдержанные меридиональные простирания. Рои даек с элементами внутреннего строения типа “дайка в дайке” удалены один от другого на расстояния в первые сотни метров. Межроевые пространства заполнены единичными телами или немногочисленными группами тел. Такое строение дайкового ком-

A



0.5 0 0.5 1.0 км



плекса характерно для океанической коры, формировавшейся в условиях рассеянного спрединга. На это же указывает и появление в разрезе Байсабинского массива некоторого количества силлов, часть из которых пакетирована ("силл в силле"). В бассейне р. Каракиче (западная часть Присонкульского района) также обнажены фрагменты габброидного комплекса, в которых отмечаются рой параллельных диабазовых даек [16].

Кремнисто-базальтовые, кремнистые и кремнисто-туфогенные комплексы наиболее широко распространены на южном склоне хребта Каракатты. К кремнисто-базальтовым комплексам здесь относятся каракаттинская свита. Свита сложена подушечно-трубовыми базальтами, мощностью не менее 1 км. В межподушечных пространствах появляются выделения розового карбоната и красных железисто-кремнистых гидротермалитов. Среди базальтов присутствуют линзы и прослойки серых известняков, грязно-зеленых и черных кремней. Возраст каракаттинской свиты является предметом дискуссий. Одни исследователи относят ее к нижнему кембрию [14, 21], другие – к верхнему кембрию [20]. Нами в одной из линз серых кремней среди базальтов на южном склоне хр. Каракатты собраны конодонты (см.

рис. 6, точка наблюдения 9414) *Prooneotodus gallatini* (Muller), *Proacontiodus* sp. позднего кембрия (определения С.В. Дубининой). Таким образом, подтверждается позднекембрийский возраст каракаттинской свиты, на основании которого можно предполагать близкий возраст габброультрабазитового комплекса.

Базальты каракаттинской свиты по петрогеохимическим особенностям соответствуют базальтам окраинных бассейнов с океанической корой [16].

Кремнисто-туфогенные и кремнистые комплексы распространены в приводораздельной части хр. Каракатты. Здесь обнажены тонкослоистые вишневыи и зеленые кремнистые туфосилициты, алевротуффиты и глинистые яшмы, реже встречаются прослойки туфогенных песчаников. Среди этих пород присутствуют линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов с обломками базальтов и красных яшм. Далее разрез нарастает олистостромовой толщей, в строении которой участвуют кремнистые породы, слагающие глыбы, отторженцы и крупные пластины. Среди кремнистых пород встречаются серые, белые и светло-зеленые кремни с горизонтальными черными фтанитов, которые смяты в мелкие изоклинальные складки. В одной из глыб серых кремней собраны конодонты (см. рис. 6, точка наблюдения 9414): *Proacontiodus jilinensis* (Chen et Gong), *Phakelodus tenuis* (Muller) позднего кембрия (определения С.В. Дубининой). Олистостром перекрывается вулканомиктовыми конгломератами с неокатанскими обломками мелкопорфировых андезитов, выше которыми залегают темно-зеленые слабослоистые среднезернистые песчаники с прослоями вишневых и светло-зеленых алевролитов и туффитов. Мощность кремнисто-туфогенного разреза в хребте Каракатты достигает 1000 м.

Кремнисто-туфогенная толща по составу и строению разреза очень близка к караджоргинской свите, от которой отличается отсутствием глыб известняков и присутствием глыб кремней. Возраст кремнисто-туфогенной толщи хр. Каракатты на основании сходства с караджоргинской свитой и с учетом позднекембрийского возраста глыб кремнистых пород принимается тремадокским.

Более молодые кремнисто-базальтовые и кремнисто-туфогенные толщи распространены на южных склонах хр. Караджорго в верховьях р. Султансары. Здесь в провесах кровли гранитоидов позднего ордовика и в блоках между крупными взбросо-сдвигами обнажены подушечные и массивные миндалекаменные базальты с прослоями и линзами красных яшм, реже известняков (см. рис. 6). Базальты в большинстве случаев превращены в амфиболиты и амфиболитовые сланцы, и только иногда наблюдаются реликты подушечной отдельности.

В верховьях р. Султансары базальты согласно перекрываются кремнисто-туфогенной толщей, мощностью не более 100 м, в составе которой отмеча-

Рис. 8. Схема геологического строения западного окончания хребта Караджорго (см. рис. 1) – А и зарисовка несогласного залегания долонского олистострома – Б.

1 – кайнозойские отложения; 2 – среднекаменноугольные терригенные толщи; 3–7 – долонский комплекс нижнего-среднего ордовика: 3 – тефроиды и туфопесчаники лландейло (ункурташская свита), 4 – песчаники и алевролиты верхов аренига–лланвиерна (кумайнонская свита), 5 – валунные и крупногалечные конгломераты верхов аренига (кичидолонская свита), 6 – алевролиты и глинистые сланцы среднего аренига (кыргооская свита), 7 – долонский олистостром среднего аренига; 8–14 – верхний кембрий–нижний арениг: 8 – комплекс склона и подножий островной дуги (караджоргинская свита), 9, 10 – островодужные комплексы: 9 – известняки, 10 – эффузивы среднего и среднекислого состава и их туфы, 11–14 – комплексы бассейна с корой океанического типа: 11 – параллельный диабазовые дайки, 12 – рой диабазовых даек, 13 – габбро, габбро-нориты, 14 – меланократовые габбро и пироксениты; 15, 16 – гранитоиды: 15 – позднего и 16 – раннего ордовика; 17 – тектонические покровы; 18 – прочие разрывные нарушения; 19 – элементы залегания: слоистости (а), полосчатости (б); 20 – места находок органических остатков и их номера; 21 – положение врезки Б. На профиле горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы.

Для врезки: 1 – полимиктовые конгломераты и грубозернистые песчаники с глыбами известняков (кумайнонская свита верхнего аренига–лланвиерна); 2, 3 – долонский олистостром среднего аренига: 2 – тонкослоистые алевролиты и мелкозернистые песчаники, 3 – глыбы известняков; 4–6 – караджоргинская свита верхнего кембрия–тремадока: 4 – алевролиты и кремнистые алевролиты, 5 – песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты, 6 – глинистые яшмы; 7 – разрывные нарушения; 8 – элементы залегания.

ется чередование пачек (1.5–2 м) ленточно-слоистых пестроцветных туфосилицитов, содержащих тонкие (1–2 см) прослой тефроидов с градационной слоистостью, и пачек тонкослоистых вишнево-зеленых и вишневых радиоляриевых яшм. В яшмах и туфосилицитах собраны конодонты (см. рис. 6, 7, точка наблюдения 9410): *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Prioniodus* cf. *marginalis* Pohler, *Oistodus elongatus* Lind. среднеаренигского возраста (определение С.В. Дубининой).

На основании находок конодонтов принимается аренигский возраст кремнисто-туфогенной толщи в верховьях р. Султансары. Учитывая ее согласное залегание на базальтах, к аренигскому ярусу также относится и обнаженный здесь кремнисто-базальтовый комплекс.

Таким образом, по особенностям состава и строения разрезов офиолиты, кремнисто-базальтовые, кремнистые и кремнисто-туфогенные толщи могут быть отнесены к комплексам, формирование которых происходило в окраинном бассейне с корой океанического типа.

Комплексы пассивной окраины микроконтинента. Эти комплексы распространены в северной части Приконкульского района и пространственно сопряжены с рифейскими образованиями. Здесь выделяется терригенно-карбонатная (сокуташская) толща [23]. В ее составе преобладают тонкослоистые кальцилиты, содержащие прослой калькаренигов, брекчий взламывания и частично окремнелых бактериально-водорослевых известняков. В других случаях – это ленточнослоистые серо-черные известняки и доломитизированные известняки, близкие к карбонатным турбидитам. Местами они превращены в оползневые брекчии и биотурбирваны. Эти карбонатные породы слагают крупные оползневые глыбы среди глинисто-алеврито-карбонатных пород, представляющих собой турбидиты с мощностью ритмов 1–5 см. Мощность мокуташской толщи достигает 1000 м.

Возраст терригенно-карбонатной толщи устанавливается на основании находок акритарх, микрофитоцитов, мшанок и спикул губок в известняках как позднекембрийско-раннеордовикский [23].

Особенности состава терригенно-карбонатной толщи позволяют рассматривать ее как отложение внешней части шельфа – верхней части склона и относить к комплексам пассивных окраин микроконтинентов.

Стратиграфические контакты между рифеем и нижним палеозоем не выявлены, но можно с большой степенью вероятности утверждать, что терригенно-карбонатная толща представляла собой чехол, накопление которого происходило на докембрийском фундаменте.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ КЕМБРИЯ–РАННЕГО АРЕНИГА

На основании имеющегося материала можно утверждать, что в середине раннего кембрия в пре-

делах рассматриваемой части Северного Тянь-Шаня уже существовали энсиматическая островная дуга и микроконтинент с рифейским фундаментом. Можно предполагать, что развитая островная дуга возникла в краевой части бассейна значительных размеров с океанической корой, раскрытие которого началось в венде – самом начале кембрия. По времени это событие совпадает с началом раздвига и формированием рифтогенных комплексов в Среднем Тянь-Шане [26] и возможным раскрытием Туркестанского бассейна с океанической корой [2].

Вероятно, между микроконтинентом и раннекембрийской островной дугой существовал окраинный бассейн с океанической корой, которая формировалась на протяжении венда – начала кембрия. Отсутствие в современной структуре Северного Тянь-Шаня офиолитов и базальтов венда – раннего кембрия может быть объяснено возникновением в позднем кембрии новой системы островных дуг и окраинных бассейнов, что привело к обновлению океанической коры.

Реконструкции палеоструктур позднего кембрия–раннего ордовика отличаются большей обобщенностью. В это время возникает новая островная дуга, располагающаяся севернее раннекембрийской (современные координаты), а в окраинном бассейне начинается раздвиг. Характерными чертами эволюции этого бассейна является формирование позднекембрийской и аренигской областей океанической коры, что, вероятно, отражает два этапа задугового спрединга рассеянного типа. Образование кремнистого чехла происходило только на более древней океанической коре.

Северная окраина задугового бассейна была пассивной, здесь на докембрийском фундаменте происходило формирование шельфовых терригенно-карбонатных комплексов.

К югу от позднекембрийской островной дуги располагался раннекембрийский островодужный комплекс, который в позднем кембрии представлял собой остаточную невулканическую дугу, открытую туфо-терригенными толщами. Между остаточной и активной дугами образовался бассейн, заполнившийся кремнисто-туфогенными осадками, в который с островодужного сооружения сползали крупные глыбы известняков.

В начале раннего ордовика в окраинном бассейне начинают сокращаться размеры области с позднекембрийской океанической корой. В результате происходит срыв кремнистого чехла с базальтового основания, сопровождавшийся формированием олистостромов с кремнисто-туфогенным матриксом. В это время продолжается раскрытие бассейна и образование кремнисто-базальтовых толщ.

Эти закономерности развития окраинного бассейна сближают его с подобными раннепалеозойскими структурами Центрального Казахстана, в которых происходили сходные процессы [7].

В середине аренига окраинный бассейн полностью закрывается, происходит коллизия островных дуг и микроконтинента, формируются сложная покровно-складчатая структура, в которой участвуют как нижнепалеозойские, так и рифейские комплексы.

Наиболее простую структуру имеет расположенный в южной части района нижнекембрийский островодужный комплекс, слагающий пластину с круто (70° – 80°) залегающими толщами (см. рис. 5). Севернее по мере приближения к синалическим докембрийским комплексам структура усложняется – наряду с покровами, в которых сохраняется нормальная стратиграфическая последовательность, появляются покровы с перевернутой последовательностью разрезов. С этими покровами связаны опрокинутые на юг складки. В результате интенсивных процессов покровообразования стратиграфические контакты докембрийских и нижнепалеозойских комплексов были нарушены. Рифейские толщи оказались надвинутыми на кембрийско-нижнеордовикские (см. рис. 2, 8) и часто занимают наиболее высокое структурное положение.

Присутствие двух типов тектонических покровов, возможно, связано с их многоэтапным становлением. Можно предположить, что сначала формировались покровы с нормальной стратиграфической последовательностью, а затем, по мере нарастания процессов сжатия, происходило опрокидывание тектонических пластин.

Тектонические покровы, определяющие современную структуру кембрийско-нижнеаренигских комплексов, имеют складчатый характер и не сопровождалась формированием олистостромов, в то же время в подошве тектонических пластин широкое распространение получили процессы динамометаморфизма с образованием зон бластомилонитов.

Коллизия островных дуг и микроконтинента, отражением которой явилось формирование сложной покровно-складчатой системы, завершается внедрением небольших массивов гранитоидов (ногасайский и майторский комплексы). Эти массивы прослеживаются прерывистой цепочкой субширотного простирания вдоль южной границы Терской батолита (см. рис. 1). Массивы имеют вытянутые очертания, согласные с генеральным простиранием складчато-разрывных структур, и достаточно простое внутреннее строение. Основная интрузивная фаза представлена кварцевыми диоритами и гранодиоритами, а последние фазы – кварцевыми монцититами и кварцевыми сиенитами. Их изотопный возраст по цирконам составляет 500–470 млн. лет (см. таблицу).

Раннеордовикские гранитоиды прорывают рассмотренные выше кембрийско-нижнеордовикские комплексы: терригенно-карбонатные (см. рис. 2), офиолитовые (см. рис. 8), кремнисто-базальтовые (см. рис. 9) и островодужные (данные В.А. Северинова, 1989 г., по восточному окончанию Киргиз-Терской зоны). По петрохимичес-

ким параметрам среди гранитоидов раннего ордовика выделяются разности как I-типа, так и S-типа, а по содержанию редкоземельных элементов их можно относить к коллизионным гранитоидам [5].

НИЖНЕ-СРЕДНЕОРДОВИКСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В составе нижне-среднеордовикских образований (долонский комплекс), которые с отчетливо выраженным несогласием залегают на более древних комплексах (рис. 9, см. рис. 2, 5, 8), преобладают терригенные, преимущественно флишодные, толщи [10, 23, 25, 28].

Низы разрезов нижнего-среднего ордовика разбиты локально в окрестностях перевала Долон (см. рис. 8). Восточнее перевала и в приводораздельной части хр. Караджорго на этом стратиграфическом уровне выделяется олистостромовый горизонт, ранее описывавшийся как долонский олистостром [6, 19], который с несогласием залегает на разных пачках кремнисто-туфогенной караджоргинской свиты верхнего кембрия–тремадока (см. рис. 8). Его разрез начинается с крупных пластовых отторженцев серых кристаллических известняков, которые по простиранию замещаются более мелкими глыбами, погруженными в матрикс зеленых и вишневого алевролитов. Выше среди глыб протяженностью до нескольких метров присутствуют серые и розовые известняки. Матрикс представлен зелеными и табачными слабослоистыми слюдистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. На некоторых хорошо обнаженных участках видны подошва и кровля отдельных олистолитов. При этом в подошве виден резкий контакт с породами матрикса, а в кровле и на простирании глыб их постепенное разрешение с уменьшением размеров обломков. Для этого олистострома характерен тонкозернистый матрикс и отсутствие в нем полимиктовых разностей обломочных пород. Мощность олистостромовой пачки не превышает 300 м.

Возраст олистострома определяется как по находкам органических остатков в глыбах и матриксе, так и по положению в разрезе. На водоразделе хр. Караджорго в склонах хр. Байдулы (правый берег р. Тер-Суу) из различных частей разреза крупного олистоплака известняков собраны конодонты (рис. 10, точка наблюдения 186): *Cordylodus proavus Muller*, *Oneotodus* sp., *Oistodus* sp. позднего кембрия–раннего тремадока и *Teridontus nakamurai (Nogami)* тремадокского облика (определение В.П. Чернышука). В алевролитах матрикса собраны граптолиты плохой сохранности ордовикского облика. Эти данные, а также положение олистострома под флишодными толщами верхов аренига–низов лланвирна позволяют относить его к концу среднего аренига.

К западу от перевала Долон олистостром замещается толщей тонко переслаивающихся черных, зеленовато-серых, лиловых глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, зеленых и зелено-

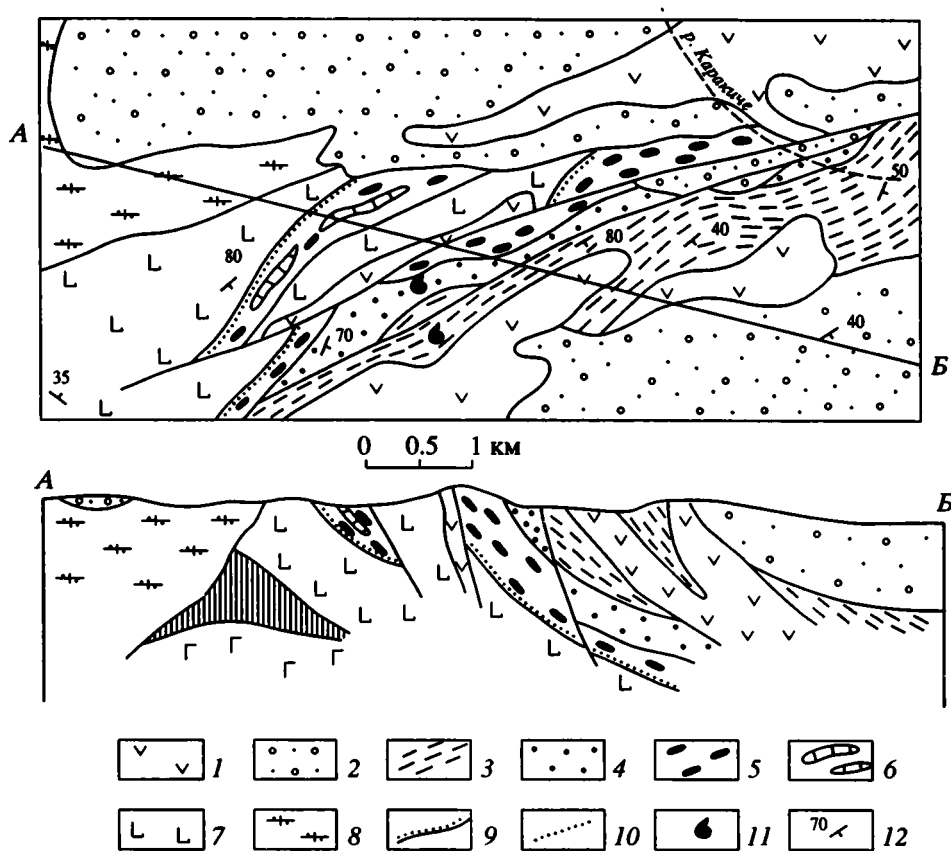


Рис. 9. Схема геологического строения бассейна р. Каракиче (составлена с использованием материалов Л.Н. Орлова). 1 – пермские андезиты и андезито-базальты; 2 – каменноугольные терригенно-карбонатные толщи; 3–6 – долонский комплекс: 3 – лланвирские мелкозернистые песчаники, алевролиты, 4, 5 – верхнеаренигские: 4 – песчаники и мелкогалечные конгломераты, 5 – валунные и крупногалечные конгломераты, 6 – глыбы известняков; 7 – верхнекембрийские базальты (каракаттинская свита); 8 – раннеордовикские граниты и гранодиориты; 9 – граница несогласного залегания в основании долонского комплекса; 10 – разрывные нарушения; 11 – места сборов органических остатков; 12 – элементы залегания. Остальные обозначения см. на рис. 8. На профиле вертикальный масштаб равен горизонтальному.

вато-серых алевролитов, мощностью 300–400 м, среди которых присутствуют тонкие прослои мелкозернистых кварцево-полевошпатовых песчаников (кыргооская свита). В породах этой толщи найдены многочисленные остатки граптолитов среднего аренига [10].

Верхнеаренигско-лланвирские толщи (кумайнонская, джолжилгинская свиты, низы разреза толукской свиты), согласно перекрывающие среднеаренигские образования или с несогласием залегающие на более древних комплексах, имеют флишевое строение и значительные (до 600–700 м) мощности разрезов. Толщи сложены чередующимися темно-серыми полимиктовыми, полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами (см. рис. 10). Возраст флишевых толщ определяется многочисленными находками граптолитов [10, 23].

В нижней части флишевых толщ присутствуют валунные и крупногалечные полимиктовые конгломераты (кичидолонская свита и ее аналоги). В конгломератах содержатся крупные гальки и валуны средних и основных вулканитов, гранитоидов, диоритов, габброидов и известняков; среди более

мелких обломков резко преобладает кварц. Среди конгломератов встречаются крупные глыбы серых пелитоморфных известняков, окруженные шлейфом известковых конгломератов. Из галек известняков собраны брахиоподы и трилобиты позднего кембрия. Мощность конгломератов достигает 300 м.

Лландейльские образования (ункурташская, джакшинская свиты и средняя часть толукской свиты) согласно перекрывают флишевые толщи, но по составу и строению разреза сильно от них отличаются.

В Присонкульском районе к лландейло относятся темно-зеленые псаммитовые тефроиды андезитового и андезидацитового состава с градиационной слоистостью, дацитовые туфы, туффиты, туфопесчаники с прослоями пестроцветных туфо-алевролитов, глинистых сланцев и кварцево-полевошпатовых песчаников (см. рис. 10). Мощность лландейльского разреза здесь достигает 700 м. Возраст этих толщ обосновывается находками граптолитов [10, 23].

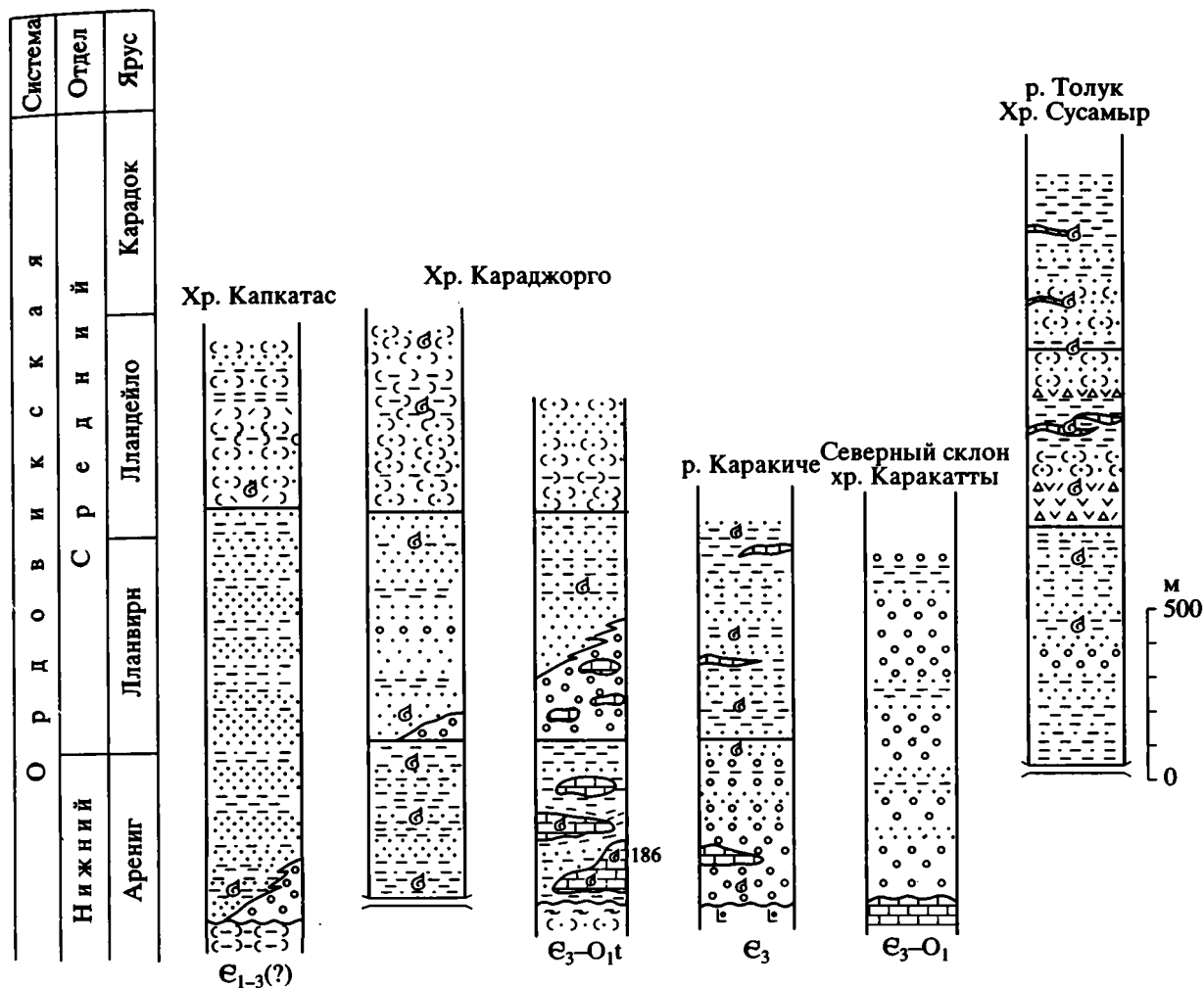


Рис. 10. Схема сопоставления разрезов ниже-среднеордовикских комплексов Присонкульского района. Условные обозначения см. на рис. 3

В бассейне р. Толук (хр. Сусамыр) к лландейло относится толща лавобрекчий и лав трахиандезитов с отдельными потоками дацитов и риодацитов, мощностью до 400 м (см. рис. 10). Среди эффузивов присутствуют прослой туфогенных конгломератов, песчаников и алевролитов, известняков и известковистых песчаников, содержащих различные органические остатки лландейльского возраста [25].

По составу и строению разрезов лландейльские комплексы Киргиз-Терсейской зоны соответствуют дифференцированным вулканическим сериям, которые по геохимическим особенностям могут сопоставляться с образованиями энсиалических островных дуг и краевых вулканических поясов [17].

Если в Присонкульском районе разрез ниже-среднего ордовика завершается лландейльскими толщами, то на других участках в пределах Киргиз-Терсейской зоны известны и более высокие части. Так, в бассейне р. Толук выше вулканического разреза залегает мощная (до 1000 м) терригенная толща карадокского возраста. В ее

составе присутствуют разнообразные песчаники и алевролиты с линзами известняков и известковистых песчаников, в верхах появляются гравелиты и мелкогалечные конгломераты, а также их пестроцветные и красноцветные разности. По всему разрезу этой толщи собрано большое количество брахиопод карадокского возраста [25].

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ РАННЕГО-СРЕДНЕГО ОРДОВИКА

В конце аренига–лланвирне после среднеаренигской коллизии, завершившейся внедрением гранитоидов, накопление терригенных флишоподных толщ происходило в довольно глубоком протяженном прогибе. В строении фундамента этого прогиба участвовали все более древние комплексы, в том числе островодужные, склона дуги и междугеового бассейна, окраинного бассейна с океанической корой и пассивной окраины микроконтинента, а также раннеордовикские гранитоиды. Дно прогиба, вероятно, имело расчлененный

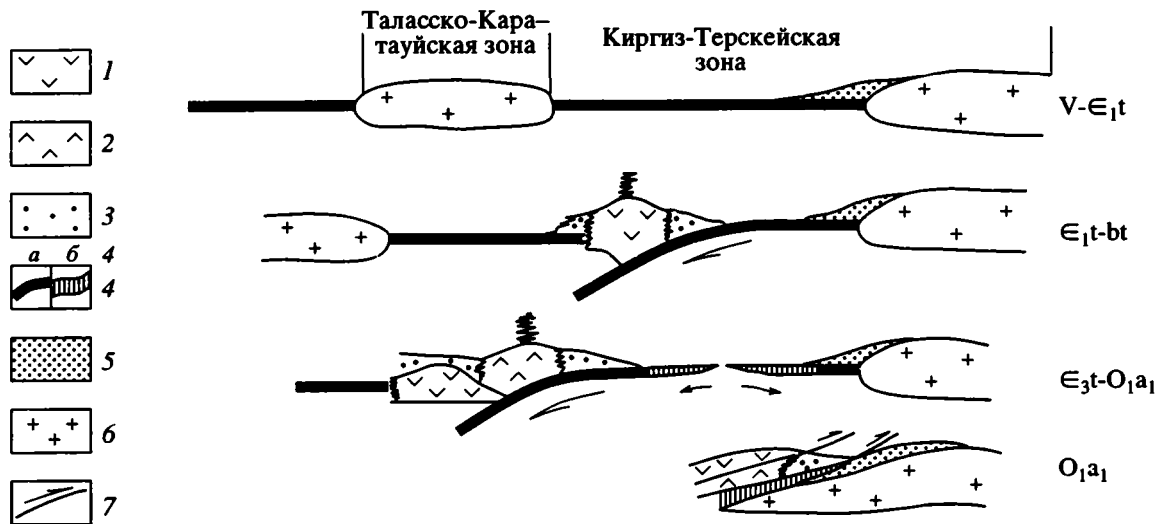


Рис. 11. Схема геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии–раннем палеозое.

1, 2 – островодужные комплексы раннего (1) и позднего (2) кембрия; 3 – комплексы склонов и подножий островных дуг; 4 – океаническая кора: а – венда–раннего кембрия, б – позднего кембрия–раннего аренига; 5, 6 – комплексы: 5 – пассивной окраины микроконтинента, 6 – фундамента микроконтинентов; 7 – направления перемещения материала.

рельеф, а на отдельных участках формировались обвальное-оползневые олистостромы, при этом в глыбах присутствуют породы из подстилающих комплексов.

В лландейло обстановка меняется, что связано с заложением энсиалической островной дуги, в фундаменте которой присутствовали все более древние образования. Комплексы Киргиз-Терскайской зоны, вероятно, формировались на склонах этой дуги в пределах уже существовавшего прогиба. В караоке прогиб заполняется мощными терригенными пестроцветными толщами.

Нижне-среднеордовикские толщи имеют достаточно простую структуру. Для них характерны прямые, реже опрокинутые на юг–юго-запад складки (см. рис. 8) и сопряженные с ними продольные взбросы. Здесь отсутствуют тектонические покровы и крупные надвиги.

Ранне-среднеордовикский этап развития Киргиз-Терскайской зоны завершается коллизией с Таласо-Каратауским блоком и внедрением огромных масс гранитоидов (каракуджурский комплекс), слагающих Терсейский батолит. Его отдельные массивы (Джумгалский, Джуанарыкский, Кара-Куджурский и др.) слагают тела неправильной формы, площадью 500–800 км². Состав пород основной интрузивной фазы этого батолита соответствует ряду гранит–гранодиорит. Их изотопный возраст по цирконам составляет 466–438 млн. лет (см. таблицу). На завершающихся этапах становления этого поколения гранитоидов широкое развитие получили лейкократовые мелко-среднезернистые ярко-красные граниты. Они слагают массивы однородного строения, которые характеризуются преимущественно силурийскими (409–404 млн. лет) изотопными датировками (см. таблицу). По петрохимическим параметрам и

особенностям минерального состава гранитоиды позднего ордовика–раннего силура относятся к гранитам S-типа, а по содержанию редкоземельных элементов – к коллизионным гранитам [5].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ состава и строения комплексов Киргиз-Терскайской зоны позволяет установить основные этапы геодинамической эволюции этого региона в позднем докембрии–раннем палеозое.

События *средне-позднерифейского этапа* развития Киргиз-Терскайской зоны могут быть реконструированы в самом общем виде, так как комплексы этого возраста распространены фрагментарно и изучены слабее других. Тем не менее можно утверждать, что рифейские сланцево-вулканогенные и терригенно-карбонатные толщи являются энсиалическими образованиями. Подобные средне-позднерифейские комплексы широко распространены в Казахстане, Среднем Тянь-Шане и северном обрамлении Таримской платформы [29], где они формировались на дорифейском сиалическом основании, в пределах протяженных линейных структур рифтогенного типа. Сходство состава и строения рифейских комплексов на этой большой территории свидетельствует об однотипных обстановках их формирования в пределах Казахстано-Таримского континентального блока и его протяженной пассивной окраины.

В течение венды в Киргиз-Терскайской зоне, вероятно, усилился рифтогенез, в результате которого произошел раскол континентального массива и сформировался бассейн с корой океанического типа, имевший пассивные окраины.

Кембрийско-раннеаренигский этап. В начале кембрия происходит резкое изменение геодинамических обстановок и в краевой части Киргиз-Терской бассейна с океанической корой появляется Капкаташская вулканическая дуга (рис. 11).

Появление вулканических дуг приводит к возникновению задугового бассейна с вендской океанической корой, который отделил вулканическую дугу от микроконтинента. К концу раннего кембрия Капкаташская дуга отмирает, что фиксируется массовым появлением органогенных карбонатных построек.

В конце кембрия—начале ордовика на активной континентальной окраине закладываются новые островные дуги и формируется задуговой бассейн. Характерной чертой вулканических дуг является относительная кратковременность их активного развития и постепенная миграция в северном направлении (современные координаты).

В эволюции окраинного бассейна устанавливаются две стадии развития — позднекембрийская и раннеаренигская. В течение первой стадии происходит обновление океанической коры в условиях преобладания рассеянного спрединга. На второй стадии при продолжающемся спрединге начинается формирование аккреционного комплекса, в строении которого наряду с кремнисто-туфогенными и олистостромовыми толщами участвуют фрагменты кремнистых разрезов верхнего кембрия, сорванных с базальтового основания.

В течение всего кембрия и начала ордовика в пределах расположенного к северу от окраинного бассейна микроконтинента формировались терригенно-карбонатные шельфовые комплексы и отсутствовали энсиалические дуги.

Середина аренига явилась переломным моментом в развитии Северного Тянь-Шаня. В течение короткого промежутка времени (2–3 млн. лет) происходит полное закрытие окраинного бассейна, коллизия островных дуг с микроконтинентом, внедрение гранитоидов, которые прорывали самые различные рифейско-кембрийские комплексы. Затем перед началом формирования флишевого комплекса произошла значительная эрозия. Такая скоротечность перечисленных процессов является отличительной чертой именно Киргиз-Терской зоны, где они проявлены наиболее ярко.

Таким образом, для кембрий-раннего аренига в пределах Северного Тянь-Шаня реконструируются структуры активной континентальной окраины западнотихоокеанского типа, которые прекратили развитие в середине аренига.

Ранне-среднеордовикский этап. Начинаясь с середины аренига новый этап в развитии Северного Тянь-Шаня отличается от предыдущего отсутствием бассейна с океанической корой. Широкое распространение грубообломочных и флишеидных толщ в конце аренига—ланвирне свидетельствует о существовании в это время в

пределах возникшего покровно-складчатого сооружения достаточно расчлененного рельефа, а отсутствие признаков вулканической деятельности — о временном прекращении субдукции.

Вулканическая активность, проявившаяся в пределах Киргиз-Терской зоны в начале лландейло, явилась отражением более масштабных процессов, связанных с началом развития в западной части Казахстана и Северном Тянь-Шане сложной построенной и протяженной активной окраины андского типа. Комплексы, распространенные в Киргиз-Терской зоне, вероятно, формировались в тыловой части этой структуры, в протяженном прогибе.

Развитие активной континентальной окраины заканчивается в конце ордовика причленением Таласо-Каратауского блока и становлением крупных батолитов позднеордовикских гранитоидов.

Таким образом, на протяжении кембрия—ордовика развитие структур Северного Тянь-Шаня, так же как и других регионов западной части Урало-Монгольского пояса, происходило в обстановках активных континентальных окраин различных типов.

Подводя итог рассмотрению позднекембрийско-раннепалеозойской эволюции Северного Тянь-Шаня, можно сделать вывод, что ее главной особенностью является смена тектонического режима после завершения каждого из этапов развития. Для рифея характерны комплексы пассивных континентальных окраин; в кембрии—раннем ордовике развивается континентальная окраина западнотихоокеанского типа, а в среднем ордовике — активная окраина андского типа.

Авторы благодарят С.В. Дубинину, А.Р. Орлову и Е.А. Сержникову за сборы и определения конодонтов, А.Ф. Лопина за предоставление неопубликованных изотопных данных о возрасте гранитоидов, Т.Н. Хераскову, В.Н. Лыточкина, А.В. Давыдову и Е.О. Аристову за помощь при проведении полевых исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 95-05-15477, 97-05-69914.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакиров А. Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 262 с.
2. Биске Ю. С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во С.-Петербургского ун-та, 1996. 192 с.
3. Геология СССР. Т. XXV. Кн. 1. М.: Недра, 1972. 280 с.
4. Гесь М. Д. Нижнепалеозойские олистостромы в Присонкулье (Северный Тянь-Шань) // ДАН СССР. 1980. Т. 252. № 4. С. 931–933.
5. Гесь М. Д. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 64–66.

6. Гесь М.Д., Королев В.Г. Серпентинитовый меланж в Северном Тянь-Шане (Северное Присонкулье) // ДАН СССР. 1979. Т. 248. № 3. С. 675–677.
7. Дегтярев К.Е. Основные закономерности тектонической эволюции раннепалеозойских окраинных бассейнов Центрального Казахстана // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1977. С. 84–86.
8. Демина Л.И., Ломизе М.Г., Авдонин А.В. Геодинамические характеристики перидотитов Присонгкеля (Северный Тянь-Шань) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1995. № 1. С. 91–99.
9. Докембрий Средней Азии / Под ред. Митрофанова Ф.П. Л.: Наука, 1982. 164 с.
10. Зима М.Б., Максумова Р.А. Ордовик хребта Караджорго (Северный Тянь-Шань) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 74–81.
11. Киселев В.В., Аняров Ф.Х. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя хребта Каракаты // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1987. С. 65–80.
12. Киселев В.В., Аняров Ф.Х., Комаревцев В.Т., Цыганок Э.Л. Изотопный возраст цирконов метаморфических образований Тянь-Шаня // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: Наука, 1987. С. 180–184.
13. Кнауф В.И., Тектоника // Геология СССР. Т. XXV. Кн. 2. М.: Недра, 1972. С. 156–280.
14. Колосов П. Н., Максумова Р.А., Королев В. Г., Коновод А.В. Находка растительных микроорганизмов нижнего кембрия в каракаттинской свите Северного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 3. С. 123–128.
15. Королев В. Г., Киселев В.В., Максумова Р.А. Основные черты палеозойской тектоники Северного и Среднего Тянь-Шаня в пределах Киргизской ССР // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 55–60.
16. Ломизе В. Г. Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня (линия Николаева 60 лет спустя) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 1. С. 48–64.
17. Ломизе М.Г., Демина Л.И., Зарицков А.А. Киргизско-Терскойский палеоокеанический бассейн (Тянь-Шань) // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 134–137.
18. Макарычев Г.И., Гесь М.Д. Тектоническая природа зоны сочленения Северного и Среднего Тянь-Шаня // Геотектоника. 1981. № 4. С. 24–32.
19. Максумова Р.А. Фациально-генетический анализ раннегеосинклинальных дофлишевых комплексов каледонид Северного Тянь-Шаня // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 4. С. 71–87.
20. Максумова Р.А., Захаров И.Л., Зима М. Б. и др. Покровно-чешуйчатая структура ранних каледонид Тянь-Шаня в свете новых данных по стратиграфии нижнепалеозойских толщ // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1988. С. 144–152.
21. Мамбетов А.М., Аняров Ф.Х. О возрасте вулканогенно-осадочных отложений нижнего палеозоя хребта Каракатты (Северный Тянь-Шань) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 128–132.
22. Миколайчук А.В., Дегтярев К.Е. Раннепалеозойский островодужный комплекс Северного Тянь-Шаня // Бюл. МОИП.
23. Миколайчук А.В., Мамбетов А.М. Нижний палеозой хребтов Байдулы и Капка-Таш / Деп. в ВИНТИ. 1995. № 1746-В 95. С. 30.
24. Миколайчук А.В., Нурманбетов К. Стратиграфия и возраст чонкеминской серии // Изв. АН Кирг. ССР. Физ.-мат. и техн. науки. 1988. № 4. С. 64–70.
25. Мисюс П.П. Новые данные о толукской свите ордовика Северного Тянь-Шаня // Новые данные в биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана. Бишкек: Илим, 1993. С. 81–91.
26. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
27. Огурцова Р.Н., Гесь М.Д., Миколайчук А.В. Микропалеонтологическая характеристика и условия формирования турайгьрской свиты (Кунгей Ала-Тоо) // Новые данные в биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана. Бишкек: Илим, 1993. С. 56–62.
28. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Кн. 1, 371 с.; Кн. 2, 244 с.
29. Хаин Е.В., Гибшер А.С., Дегтярев К.Е. Главные этапы позднепротерозойско-раннепалеозойской эволюции Палеоазиатского океана // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1977. С. 237–240.

Рецензенты: В.С. Буртман, М.Г. Ломизе

Northern Tien Shan Main Stages of Geodynamic Evolution in the Late Precambrian–Early Paleozoic

A. V. Mikolaichuk*, S. A. Kurenkov**, K. E. Degtyarev**, and V. I. Rubtsov***

**Electromagnetic Experimental–Methodical Expedition,*

Joint Institute of High Temperatures, Russian Academy of Sciences, Bishkek, Kyrgyzstan

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

****North Kyrgyz Geological Survey, Bishkek, Kyrgyzstan*

The main specific feature of the Caledonian history of the northern Tien Shan is the change of tectonic regimes at the end of each distinguished stage. Rift and shelf complexes formed on the continental basement in the Rhiphean. There was an active continental margin of the West Pacific type in the Cambrian to Early Ordovician, and the environments of a continental slope with elements of an Andean-type active margin dominated in the Early to Middle Ordovician. Thus, three age groups of fold-and-thrust associations are recognized in the Caledonides of the northern Tien Shan: Baikalian, early Caledonian, and late Caledonian. The timing of the termination of each group is defined by granitic rocks intruding allochthonous complexes that formed before the intrusion: at 630, 500–480, and 460–440 (up to 410) Ma.

УДК 551.243(235.216)

КИРГИЗСКО-ТЕРСКОЙСКИЙ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИЙ БАСЕЙН (ТЯНЬ-ШАНЬ)

© 1997 г. М. Г. Ломизе, Л. И. Демина, А. А. Зарщиков

Геологический факультет МГУ, Москва

Поступила в редакцию 20.03.97 г.

В основу реконструкции Киргизско-Терской палеоокеанического бассейна положено представление об аллохтонности раннепалеозойских офиолитов Северного Тянь-Шаня. Протянувшийся в меридиональном направлении (в палеоориентировке) между двумя микроконтинентами, бассейн был асимметричен: на востоке его ограничивала пассивная окраина, на западе – активная, где проявлялся вулканизм субдукционного типа. Стадия разрастания океанического бассейна началась в конце рифея и длилась до середины раннего ордовика, когда в его развитии наступил перелом. Спрединг прекратился и началась стадия сокращения океанического бассейна (арениг-карадок), происходившего главным образом за счет продолжавшейся субдукции под пояс известково-щелочного и субщелочного вулканизма на его западном обрамлении. Замыкание бассейна в конце карадока сопровождалось обдукцией офиолитов на активную окраину. Это событие увязывается с отмиранием ряда других палеоокеанических бассейнов и рассматривается как проявление таконского тектогенеза. Развитие Киргизско-Терской палеоокеанического бассейна в системе Палеоазиатского океана отражало характерные черты последнего как океана межконтинентального, где, как и в Тетисе, происходило отчленение фрагментов от пассивной окраины Гондваны с их “конвейерным” перемещением к противоположной, аккреционной окраине. Больше, чем в Тетисе, развитие островодужных систем возможно было обусловлено иной, меридиональной ориентировкой Палеоазиатского океана: вдоль его западной периферии могли работать те же сопряженные с ротацией глобальные механизмы, которые контролируют размещение современного Западно-Тихоокеанского пояса.

ВВЕДЕНИЕ

За два десятилетия со времени первых реконструкций Палеоазиатского океана [10], представление о нем, как об одной из главных в раннем неогее структурных единиц Земли, нашло подтверждение и развитие. Вместе с тем, его внутреннее строение и геодинамика остаются настолько неопределенными, что могут трактоваться на основе различных и даже взаимоисключающих моделей [7, 28, 35]. Дальнейшее исследование отдельных звеньев системы Палеоазиатского океана, развивавшихся как часть единого целого, – один из путей к большей четкости представлений.

Среди таких звеньев – океанический бассейн, выделяемый при палеотектонических реконструкциях под названием Киргизско-Терской (Терской) как единый бассейн [5, 8, 19] или как два самостоятельных, разделенных небольшим микроконтинентом [29]. Основой для распознавания этого бассейна послужило новое понимание офиолитов как фрагментов океанической коры, которое к базитам и ультрабазитам Северного Тянь-Шаня применили Г.И. Макарычев, М.Д. Гесь и В.Г. Королев [3, 21]. До настоящего времени многие вопросы строения и развития Киргизско-Терской океанического бассейна остаются спорными или неясными. Это касается времени его заложения и замыкания, размеров, наличия внутренних зон субдукции, тектонической природы самого бассейна и его

обрамления, механизма сокращения на заключительном этапе развития. Поиски ответа на эти вопросы затруднены глубокой переработкой раннепалеозойских комплексов в ходе массового внедрения каледонских гранитоидов и при многократных тектонических дислокациях, вплоть до альпийских. Решения, предлагаемые здесь авторами, основаны на полевых исследованиях и на полученных нами новых геохимических данных по офиолитам и по вулканитам обрамления. В детальном картировании наиболее представительных офиолитовых комплексов участвовали также А.В. Авдонин, Е.И. Блюмкин, А.И. Добычин и А.М. Любомирский. Анализы содержания микроэлементов, в том числе редких земель, выполнены в Бронницкой ядерно-физической лаборатории и в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН.

ОФИОЛИТЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И КОНЦЕПЦИЯ КИРГИЗСКО-ТЕРСКОЙСКОГО ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОГО БАСЕЙНА

В одной из основополагающих публикаций об офиолитах Северного Тянь-Шаня М.Д. Гесь и Г.И. Макарычев наметили две почти параллельно вытянутых офиолитовых зоны: Кенкольско-Восточнотерскую и Сонгкельско-Аштурукскую [4]. Однако, ввиду разобщенности местонахожде-

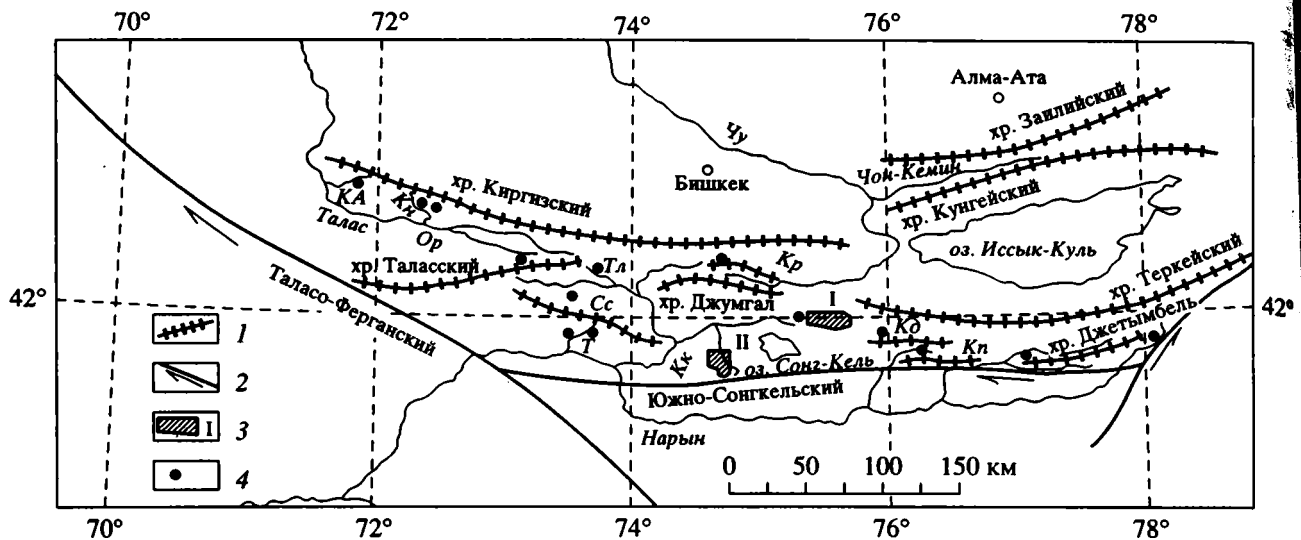


Рис. 1. Орографическая схема Северного Тянь-Шаня.

1 – горные хребты Северного Тянь-Шаня: Сс – Сусамырский, Кр – Карамойнок, Кд – Караджорго, Кп – Капкатас; 2 – главные разломы и направление смещений; 3 – участки детального картирования: I – на хребте Каракатты (рис. 3), II – в бассейне р. Каракичи (рис. 5); 4 – прочие выходы раннепалеозойских офиолитов и вулканитов активной окраины, где взяты образцы для геохимических анализов. Сокращенные названия рек: КА – Кара-Арча, Кн – Кенкол, Ор – Ортокошой, Тл – Токайлу, Т – Толук, Кк – Кекемерен, МН – Малый Нарын.

ний офиолитов, такое их объединение весьма условно. Кроме того, приходится учитывать вероятность аллохтонного залегания многих из них (или даже всех?), а также неясность местонахождения корневой офиолитовой сутуры, которая, скорее всего, перекрыта позднейшими надвигами на границе Северного и Среднего Тянь-Шаня [19]. Поэтому мы сочли более правильным рассматривать всю полосу размещения раннепалеозойских офиолитов Северного Тянь-Шаня как *единую офиолитовую зону*¹, протянувшуюся от р. Кара-Арча до р. Арчалы более чем на 500 км при максимальном разбросе выходов по ширине этой полосы до нескольких десятков километров (рис. 1). Северо-западное продолжение офиолитовой зоны предполагается под данным бурения под чехлом Чу-Сарысуьской впадины Казахстана в низовьях р. Чу. По другую сторону она вероятно продолжается базитами на востоке Терскейского хребта, однако далее, в Китайском Тянь-Шане, не находит прямого продолжения, поскольку там, перед выступом Гаримского массива все тектонические элементы были линзовидно пережаты и смещены по сдвигам еще при герцинской коллизии [20]. Такую единую офиолитовую зону лучше всего называть *Киргизско-Терскейской*, чтобы сохра-

нить традиционное наименование той самой “эвгосинклинальной зоны” Тянь-Шаня [16], базиты и ультрабазиты которой были впоследствии интерпретированы как офиолиты, совмещенные по надвигам с другими тектоническими комплексами.

Заслуживает внимания поворот офиолитовой зоны в бассейне р. Кекемерен, где широтное простираение, характерное для восточного (Терскейского) отрезка офиолитовой зоны, сменяется северо-западным – вплоть до Кыргызского хребта, который она пересекает. Разная ориентировка сказалась на различии проявлений каледонских и более поздних тектоно-магматических процессов близ Кыргызско-Терскейского структурного шва. На широтном, Терскейском отрезке произошел, кроме того, орклинальный изгиб офиолитовой зоны: наблюдается проходящая через оз. Сонгкель и обращенная выпуклостью к северу *Сонгкельская дуга* длиной около 120 км. Наличие дугообразного изгиба контролировало там последующие деформации и перемещения офиолитов [19].

Поля офиолитов невелики, разобщены и иногда находятся на расстоянии десятков километров одно от другого, так как большие площади заняты в Северном Тянь-Шане каледонскими гранитоидами (рис. 2). Еще одна вероятная причина такой разобщенности – полная эрозия офиолитовых аллохтонов в местах, где размыв достиг подошвы тектонических покровов. Вероятна и первичная разобщенность офиолитовых аллохтонов. Наконец, на некоторых участках (например в Сусамырской депрессии) офиолиты скрыты чехлом более молодых отложений.

¹ Под *офиолитовой зоной* мы понимаем наблюдаемую полосу распространения офиолитов независимо от условий их залегания, которое может оказаться и аллохтонным. Это отличает такую зону от *офиолитового шва* (*офиолитовой сутуры*) – предполагаемой глубинной корневой структуры на месте замыкания бассейна океанического типа, о положении которой судят обычно по контрастному сочленению тектонических единиц.

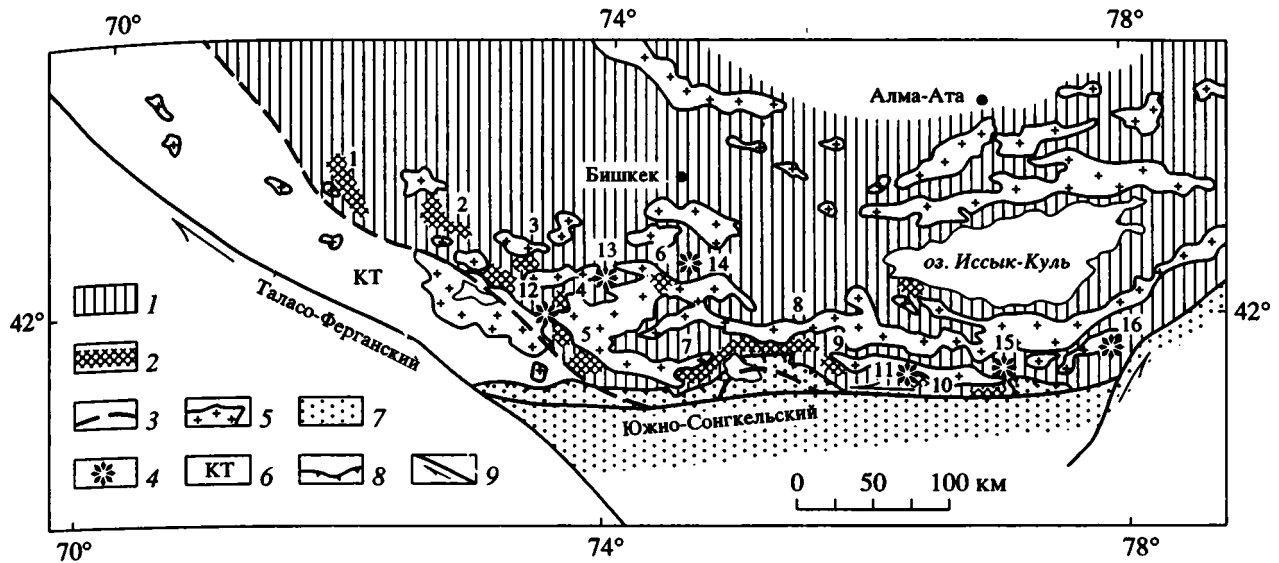


Рис. 2. Карта размещения раннепалеозойских офиолитов и вулканических комплексов активной континентальной окраины в современной структуре Северного Тянь-Шаня.

1 – континентальный цоколь и рифейско-нижнепалеозойский чехол Северотяньшаньского микроконтинента; 2 – офиолиты, преимущественно аллохтонные (цифрами обозначены: 1 – Кара-Арча; 2 – Кенкол; 3 – Ортокошой; 4 – Арамсу; 5 – Толук; 6 – Джумгал; 7 – Каракичи; 8 – Каракатты; 9 – Караджорго; 10 – Арчалы); 3 – предполагаемое положение глубинного офиолитового шва; 4 – вулканиды активной окраины (11 – Бельтепши; 12 – Толук; 13 – Токайлу; 14 – Кентор; 15 – Буркан; 16 – Тарагай); 5 – каледонские гранитоиды; 6 – Каратау-Таласская единица Среднего Тянь-Шаня; 7 – герцинские комплексы Среднего Тянь-Шаня в его Нарчинской единице; 8 – надвиги; 9 – сдвиги.

В Киргизско-Терскайской зоне представлены все элементы офиолитовой ассоциации: серпентинизированные перидотиты, габброиды, комплекс параллельных даек, а также подушечные базальты с приуроченными к ним прослоями и пачками кремнистых пород. Перидотитов сравнительно немного, это главным образом гарцбургиты с реликтами магнезиального ортопироксена и хромовой шпинели, вместе с габброидами они были известны прежде как каракаттинский интрузивный комплекс. Базальты были описаны в качестве самостоятельных стратиграфических подразделений, таких как каракаттинская, приторская, терекская, караарчинская и другие свиты [30]. Несмотря на широкое распространение как базальтов, так и габброидов, роль параллельных даек в сложении офиолитовых комплексов невелика.

Все перечисленные элементы офиолитовой ассоциации Киргизско-Терскайской зоны взаимосвязаны пространственно, но чаще всего находятся между собой в тектоническом контакте. Встречаются и характерные серпентинитовые меланжи. Лишь местами сохраняются первичные взаимоотношения: между перидотитами и габбро, между габбро и диабазовыми дайками, между дайками и излившимися базальтами. Возраст офиолитов определяется по находкам радиолярий, конодонтов и водорослей кембрия (и, возможно, самых низов ордовика) в сопровождающих базальты кремнистых отложениях [12, 22, 23]. В офиолитовом аллохтоне хребта Каракатты зажаты, кроме того, тектонические пластины более моло-

дых, среднеордовикских вулканидов (главным образом известково-щелочных базальтов и андезитобазальтов), принадлежащих осадочно-вулканоогенной чолойской свите [12, 23]. Не исключено более широкое ее распространение [1].

Первоначальные тектонические условия залегания офиолитов в большинстве местонахождений изменены позднейшими герцинскими и альпийскими деформациями. Поля офиолитов обычно ограничены крутыми секущими разрывами или контактами с прорывающими их каледонскими гранитоидами. Только в центральной части Сонгкельской дуги на р. Тюлек нам удалось закартировать согласное напластование подстилающих пород тектоническое налегание офиолитового комплекса хребта Каракатты на мраморизованные известняки суекской свиты рифея (рис. 3).

В основании офиолитов там залегает мощный серпентинитовый меланж, в котором разлинзование и ориентировка тектонических включений параллельны поверхности контакта, они наклонены на запад под углом около 50°. Так же ориентирована дополнительная поверхность срыва в известняках ниже подошвы меланжа, где слои интенсивно нарушены и смяты в сложные складки, в том числе лежащие. Судя по наблюдаемым соотношениям, офиолиты надвигались на пологозалегающий эпиконтинентальный чехол Северного Тянь-Шаня, представленный здесь слоистыми известняками суекской свиты рифея [30]. При этом верхи чехла были сорваны и вовлечены в движение как паравтохтонный пакет мощнос-

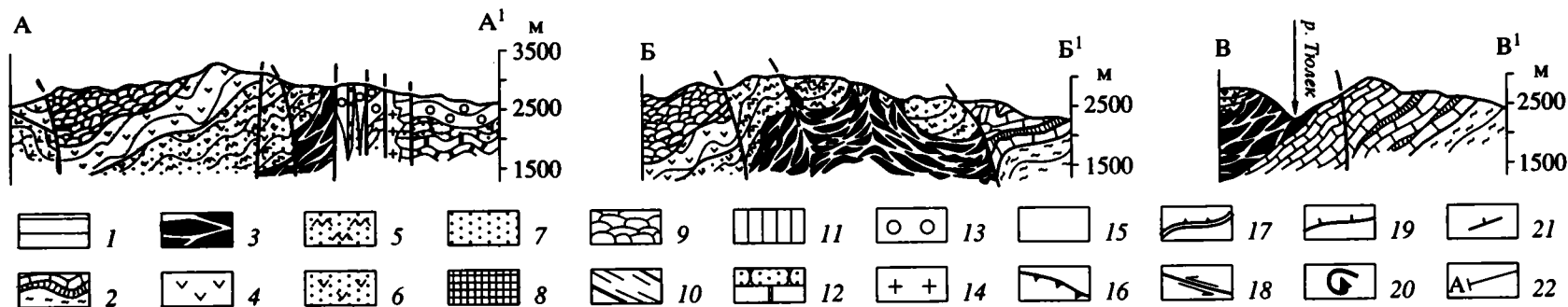
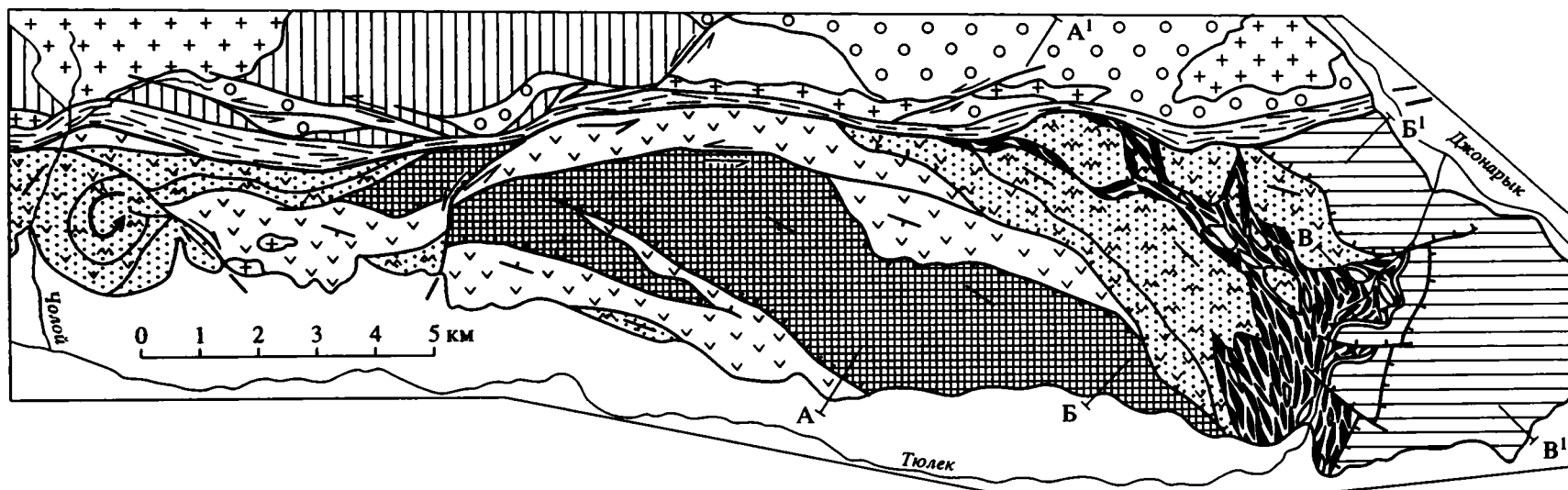


Рис. 3. Карта строения участка Киргизско-Терской офиолитовой зоны на хребте Каракатты (положение участка показано на рис. 1).

1–9 – Южно-Каракаттинский тектонический блок: 1–2 – автохтон, сложенный филлитами и карбонатными породами сарыбулакской и суекской свит рифея с силлами габброндов (1 – на карте, 2 – на профилях), 3–9 – Каракаттинский офиолитовый аллохтон, 3 – серпентинитовый меланж, 4–7 – нижний тектонический покров, осадочно-вулканогенная чолайская свита среднего ордовика (4 – нижняя пачка зеленых туфов, 5 – пачка пестрых туффитов, 6 – верхняя пачка зеленых туфов, 7 – черносланцевая флишодная пачка), 8–9 – верхний тектонический покров, подушечные базальты каракаттинской свиты кембрия–раннего ордовика (8 – на карте, 9 – на профилях); 10 – зона разлома Кумашу; 11–13 – Северо-Каракаттинский тектонический блок: 11–12 – карбонатные породы и кварциты улаккольской и талдысуйской свит рифея(?) (11 – на карте, 12 – на профиле); 13 – конгломераты капской толщи верхнего ордовика; 14 – гранитоиды позднего ордовика; 15 – чехол неоген-четвертичных отложений; 16 – надвиги, главным образом палеозойские; 17 – надвиг в основании офиолитового аллохтона; 18 – сдвиги; 19 – взбросы, главным образом альпийские; 20 – присдвиговая вихревая структура Чолой; 21 – элементы залегания слоев; 22 – линии профилей.

тью несколько десятков метров. Не исключено, что этот срыв появился в связи с более поздними, повторными перемещениями по надвигу на герцинском этапе, когда в серпентинитовый меланж оказались вовлеченными тектонические линзы красноцветных моласс нижнего карбона. Впоследствии, вместе с подстилающими слоями автохтона, офиолиты были наклонены, а также нарушены крутыми взбросами меридионального и субширотного простираний.

С представлением о шарьировании офиолитового комплекса Каракатты согласуется его внутренняя структура, для которой характерна тектоническая расслоенность. Снизу вверх следуют: 1 – серпентинитовый меланж (около 1000 м); 2 – нижний тектонический покров, сложенный вулканитами среднего ордовика и состоящий из двух аллохтонных пластин; 3 – верхний тектонический покров, сложенный подушечными базальтами кембрия. Как это показано в тектоно-стратиграфической колонке (рис. 4), выше меланжа каждая следующая покровная единица, сохраняя нормальное залегание (судя по градационным текстурам и подушечной отдельности), представлена все более древними фрагментами исходного стратиграфического разреза, что указывает на тектоническую дивертикуляцию в ходе их последовательного надвигания. Общая мощность Каракаттинского офиолитового аллохтона более 4000 м, он был изогнут в систему линейных антиформ и синформ ЗСЗ-ВЮВ простирания, пересекающих широтную полосу офиолитов под острым углом и нарушенных альпийскими разломами. При этом произошло нагнетание серпентинитового меланжа в ядро Тюлекской антиформы, сопровождавшееся разрывом и протыканием ее свода. С учетом всех этих деформаций и позднейших смещений по взбросам и сдвигам различно общее строение офиолитового аллохтона. Это асимметричная синформа до 8 км в поперечнике с широким северным крылом, крутым и узким южным, которое обнажается из-под кайнозойского чехла в верховьях р. Тюлек.

Геологическое картирование подтвердило, таким образом, высказанное ранее предположение М.Д. Геся и Г.И. Макарычева [4] о надвиге офиолитов, в том числе серпентинитового меланжа, в Присонгкелье. Мы разделяем и представление авторов указанной публикации о том, что габброиды, выступающие западнее хребта Каракатты, надвинуты поверх других офиолитов. Это находится в согласии с отмеченной выше дивертикулирующей покровных единиц.

На западном фланге Сонгкельской дуги в бассейне р. Каракичи, где также была проведена геологическая съемка офиолитовой зоны, структура осложнена секущими альпийскими разрывами, но различно общее моноклинальное залегание офиолитов с наклоном на юг (рис. 5). Выходы перидотитов и серпентинитового меланжа приурочены там к северному краю полосы, южнее следует перекрывающая их мощная пластина габбро

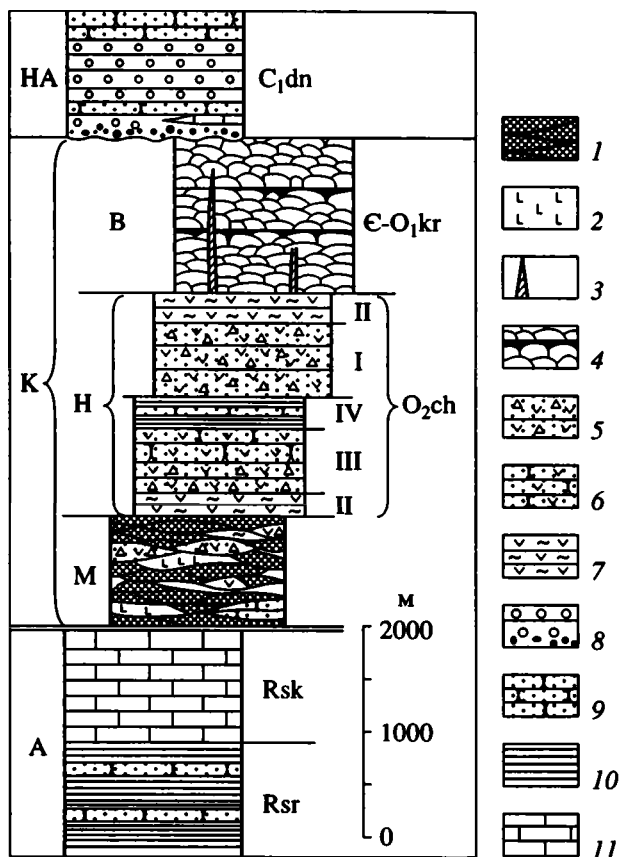


Рис. 4. Положение Каракаттинского офиолитового аллохтона в тектоно-стратиграфической колонке. Буквами на схеме обозначены: А – сарыбулакская и суекская свиты рифея, автохтон; К – Каракаттинский офиолитовый аллохтон; М – серпентинитовый меланж; Н – нижний тектонический покров, состоящий из двух надвиговых пластин (I–IV – пачки осадочно-вулканогенной чолойской свиты среднего ордовика, пронумерованы стратиграфически снизу вверх); В – верхний тектонический покров (подушечные базальты каракаттинской свиты кембрия–нижнего ордовика); НА – неоавтохтон (дунгурминская свита нижнего карбона).

1 – серпентинитовый меланж; 2 – габбро; 3 – дайки диабазов; 4 – подушечные базальты с горизонтами силицитов; 5 – туфы и туфобрекчи базальтового и андезито-базальтового состава; 6 – туфогенные песчаники; 7 – туффиты; 8 – конгломераты; 9 – песчаники; 10 – глинистые сланцы; 11 – известняки.

с рядами параллельных диабазовых даек. Если считать, что внедрение даек происходило вертикально, то, судя по их современной ориентировке, вмещающая пластина габбро была впоследствии наклонена в южный румбы на 20° – 30° . Из-под габбро местами выжаты серпентиниты. Пластина габбро, в свою очередь, погружается под подушечные базальты, в которых наблюдается несколько крутых складок (с наклоном на крыльях 50° – 90°), но преобладают нормальные падения на юг.

Вполне возможно, что эта моноклираль офиолитов, так же как и на хребте Каракатты, соот-

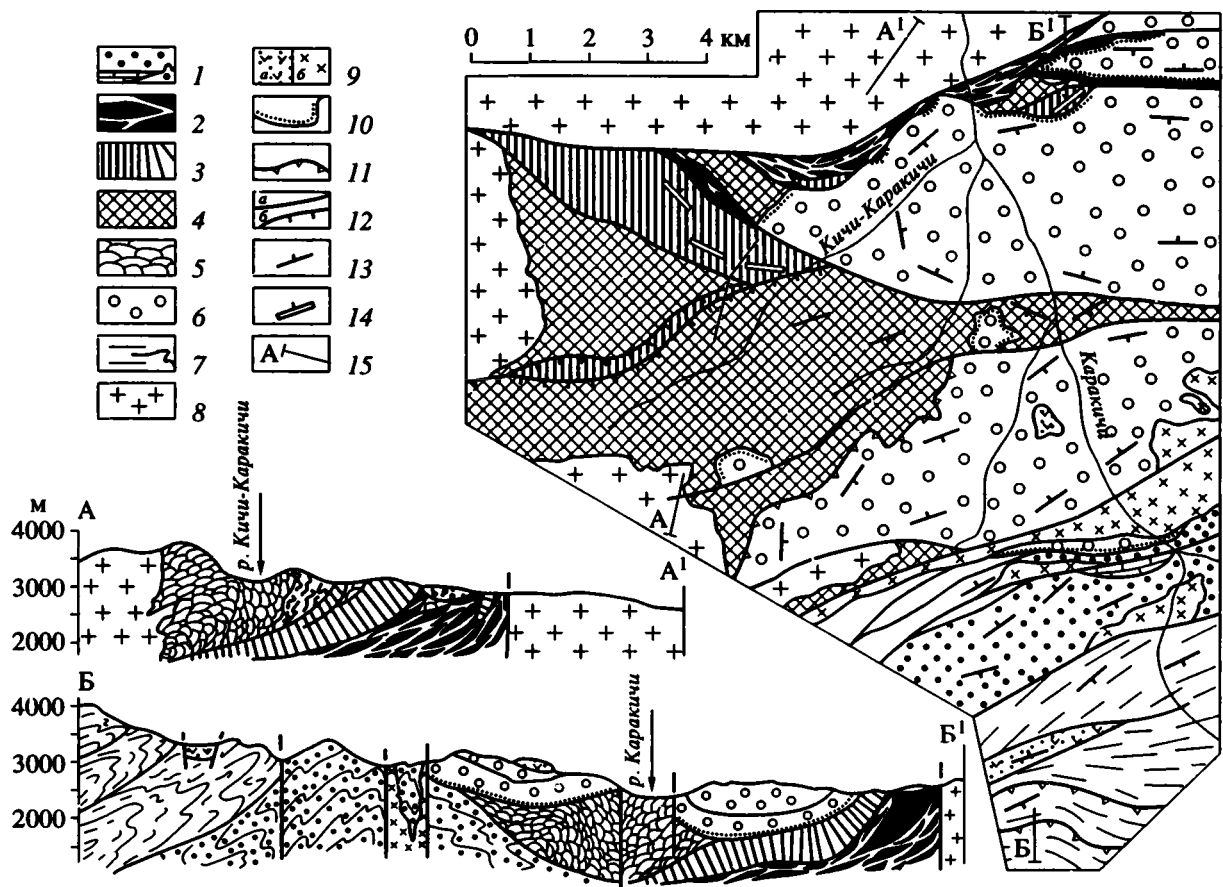


Рис. 5. Карта строения участка Киргизско-Терской офолитовой зоны в бассейне р. Каракичи (положение участка показано на рис. 1). 1–6 – комплексы Северного Тянь-Шаня: 1 – терригенные флишоиды, олистоформы (с пластинами известняков) и конгломераты нижнего-среднего ордовика (автохтон?); 2–5 – Каракичинский офолитовый аллохтон: 2 – перидотиты и серпентинитовый меланж, 3 – габбро с параллельными дайками диабазов, 4–5 – подушечные базальты, силициты и туффиты кембрия–раннего ордовика (4 – на карте, 5 – на профилях); 6 – красочетные конгломераты и песчаники дунгурминской свиты нижнего карбона (неоавтохтон); 7 – комплексы Среднего Тянь-Шаня: терригенные и карбонатные морские отложения нижнего-среднего карбона; 8–9 – коллизонные магматические комплексы: 8 – каледонские гранитоиды, поздний ордовик, 9 – герцинские субщелочные вулканиты (а) и гранит-порфиры (б), поздний карбон–ранняя пермь; 10 – несогласное стратиграфическое налегание; 11 – надвиги, главным образом герцинские; 12 – крутоориентированные разрывы (а), в том числе взбросы (б), главным образом альпийские; 13–14 – элементы залегания: 13 – слоев, 14 – параллельных даек; 15 – линии профилей.

ветствует пологому северному крылу синформы, а ее ядро находится здесь под синклинально изогнутым чехлом каменноугольных отложений. В таком случае относительно крутое южное крыло синформы сохранилось только сравнительно небольшими участками базальтов, заклиненными среди ордовикских флишоидов предполагаемого автохтона на левобережье р. Каракичи (см. рис. 5).

Еще западнее, на р. Толук сложенная офиолитами синформа, более сжатая, хорошо обнажена и почти не нарушена разрывами. Это асимметричная складка шириной 3.5 км с наклоном на крыльях под углом 65° – 75° . В мощной моноклинали северо-восточного крыла подушечные лавы подстилаются гипабиссальными габбро-диабазами и микрогаббро с участками базальтов. Затем появляются небольшие выходы серпентинитов, зажатых между разрывами. На другом крыле

синформы представлены только базальты с туфогенными пачками в верхах, а далее на юг до границы с герцинскими комплексами Среднего Тянь-Шаня, в полосе шириной около 13 км, на р. Толук также выступают ниже-среднеордовикские флишоиды предполагаемого автохтона.

Подобную трактовку мы предложили и для офиолитов района перевала Долон, расположенного на противоположном, восточном окончании Сонгкельской дуги [19]. Останец офиолитового аллохтона шириной до 3.5 км сохранился там на северном склоне хребта Караджорго. Это пластинка габбро с участками пироксенитов, которая залегает с пологим (10° – 25°) падением к северо-востоку, на что указывает наклон параллельных даек диабазов. Ее северной границей служит интрузивный контакт с гранитами. На юге из-под офиолитов выступают флишоиды нижнего-сред-

него ордовика (долонская серия), слагающие сложную антиклиналь в водораздельной части хребта Караджорго. Их контакт с офиолитами осложнен более поздним крутым разрывом.

Если от широтного, Терской отрезка офиолитовой зоны перейти к северо-западному, Киргизскому ее отрезку, то там офиолиты были шарьированы дальше в глубь Северного Тянь-Шаня, за полосу ордовикских флишсоидов, и налегают на терригенные свиты с кварцитовидными песчаниками (туюкскую, оввскую, ченерскую и др.). На пересечении р. Кара-Арча по подушечным базальтам вырисовывается синформа шириной около 3.5 км, осложненная складками и разрывами. Базальты сохранились только в относительно опущенных блоках, из-под них выступают габброиды и небольшие линзы серпентинитов. Восточнее, на левобережье р. Кенкол над толщей кварцитовидных песчаников предполагаемого автохтона залегает мощная (около 2500 м) наклоненная на север моноклиальная пластина базальтоидов с кремнистой пачкой в основании и с телами рифовых известняков в верхах.

Таким образом, хотя надвиг в основании офиолитов картируется только для комплекса хребта Каракатты, аллохтонное, бескорневое залегание наиболее вероятно для многих других офиолитовых тел Киргизско-Терской зоны. Указанием на это служат: 1 – внутренняя тектоническая расслоенность офиолитовых “массивов”, различимы слагающие их покровы и пластины, которые изогнуты (главным образом в виде синформ) или же залегают моноклиально; 2) конформность этой тектонически расслоенной внутренней структуры офиолитов по отношению к слоистости северотяньшаньского осадочного чехла, который погружается под офиолиты. 3) Размещение офиолитов: их останцы находятся не на границе тектонических единиц, а разбросаны по среди фациального поля Северного Тянь-Шаня на расстоянии до 30 км, реже до 80 км от его южного края. Даже в местонахождении на р. Арчалы (самом крайнем на востоке), где серпентиниты заклинены по крутому альпийскому разлому непосредственно на границе со срединнотяньшаньскими герцинидами, последние шарьированы в пределы Северного Тянь-Шаня, что установлено на продолжении разлома в долине р. Малый Нарын [25].

Большинство офиолитовых аллохтонов сохранилось в асимметричных и осложненных разрывами синформах, протянувшихся параллельно южной границе Северного Тянь-Шаня за краевыми поднятиями, в которых выступают комплексы автохтона (см. рис. 2 и 5). Это ордовикские долонская серия [9], толукская серия [14] и их аналоги: терригенные флишсоиды среднего аренига-карадока с горизонтами олистостром, а также с вулканитами в лландейло, формировавшиеся на активной окраине Северного Тянь-Шаня. Смятые в относительно простые линейные складки, они устойчиво прослеживаются в таких краевых поднятиях на сотни километров от Киргизского

хребта до хребта Капкатас, образуя Сусамыро-Долонскую тектоническую зону [16]. На хребте Караджорго долонская серия стратиграфически налегает на осадочно-вулканогенную караджоргинскую свиту кембрия-тремадока [9], образовавшуюся на более ранней стадии формирования активной окраины. Сходным образом на хребте Капкатас флишсоиды лежат поверх осадочно-вулканогенной капкатасской серии [27].

Таким образом, мы включаем ордовикские флишсоиды в автохтон, на который были шарьированы офиолиты [19]. Исходя из наблюдаемых структурных соотношений приходится отказаться от предположения, что флишсоиды Сусамыро-Долонской зоны залегают поверх этих офиолитов и накапливались на соответствующем “меланократовом фундаменте” [21], чему противоречат и геохимические особенности приуроченных к ним вулканитов (см. ниже). Не подтвердились и сведения о несогласном стратиграфическом наложении флишсоидов ордовика на офиолиты, в том числе на левобережье р. Каракичи (см. рис. 5).

Если исходить из того, что офиолиты Киргизско-Терской зоны аллохтонны, то океаническая область их формирования должна была находиться за пределами этой континентальной единицы. Соответствующий *Киргизско-Терской океанический бассейн*, учитывая размещение офиолитов, скорее всего находился на юге (в современной ориентировке), что согласуется с седиментационной разобщенностью Северного и Среднего Тянь-Шаня в конце рифей-раннем палеозое, а также с формированием субдукционного вулканического пояса на окраине Северного Тянь-Шаня. Принимая такую, “аллохтонную” концепцию, мы считаем менее вероятными палеореконструкции, основанные на противоположной, “автохтонной” концепции [4, 8, 26], согласно которой, несмотря на некоторое надвигание офиолитов, их современное размещение маркирует корневые зоны той или иной ширины, оставшиеся на месте бассейнов океанического типа и подразделяющие Северный Тянь-Шань на более крупные структурные единицы.

СТАДИЯ РАЗРАСТАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

Поскольку офиолиты Северного Тянь-Шаня, прежде предполагавшиеся рифейскими, оказались кембрийскими [22, 23], то на палеореконструкциях последних лет раскрытие океанического бассейна показано в раннем палеозое [28, 29]. Мы полагаем, что Киргизско-Терской бассейн раскрылся раньше, поскольку среди офиолитов кембрия установлены как комплексы зон спрединга, так и энзиматических островных дуг (см. ниже), а значит к этому времени развитие океанического бассейна вышло из начальной фазы. О том же свидетельствует появление уже в раннем кембрии субдукционных вулканитов активной окраины бассейна. Различие состава терригенных отложе-

Таблица 1. Содержание петрогенных окислов, редких земель и других микроэлементов в породах из офиолитовых комплексов раннего палеозоя, Северный Тянь-Шань.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№ обр.	233/3	234/3	249/3	258/3	258/8	571/4	571/1	137/1	137/3	137/4	142/1	575/7	163/3	219/3	1182/1	1153/4	1182/2	1182/6
SiO ₂	50.96	55.3	46.15	46.6	47.09	50.33	63.21	47.69	46.86	47.24	50.11	50.03	49.83	46.68	52.63	49.96	51.35	49.94
TiO ₂	0.67	0.93	1.37	1.87	1.87	0.68	1.03	0.76	0.85	0.86	1.89	2.01	0.61	2.07	0.32	0.44	1.4	1.4
Al ₂ O ₃	16.23	16.37	14.19	9.09	13.1	19.09	12.39	14.97	14.8	14.56	14.86	14.11	15.33	13.28	10.81	13.22	10.3	11.3
Fe ₂ O ₃	2.9	2.87	3.12	9.2	4.84	3.47	5.45	1.2	1.25	1.31	2.79	1.62	0.91	4.92	1.43	1.1	5.78	3.2
FeO	6.03	6.32	7.96	11.03	10.53	6.03	4.17	9.46	10.11	9.94	10.96	7.33	7.32	5.95	4.81	6.47	7.76	10.13
MnO	0.16	0.16	0.19	0.27	0.25	0.17	0.14	0.21	0.23	0.2	0.17	0.18	0.17	0.18	0.12	0.22	0.24	0.25
MgO	7.48	5.16	7.32	7.28	7.41	5.03	2.81	9.52	7.97	8.76	3.08	7.3	9.63	9.24	8.86	11.28	6.87	7.61
CaO	4.86	4.18	11.5	8.67	9.5	6.91	3.23	12.34	12.85	11.36	11	8.33	10.76	17.87	14.75	11.1	11.97	10.76
Na ₂ O	4.59	4.75	3.24	3.24	3.01	2.97	4.17	1.66	1.95	2.22	3.86	3.38	2.21	0.21	3.24	3.11	2.43	2.43
K ₂ O	0.18	0.18	0.12	0.14	0.08	2.59	0.12	0.31	0.18	0.11	0.06	0.37	0.37	0.06	0.84	0.42	0.3	0.36
P ₂ O ₅	0.14	0.13	0.15	0.16	0.18	0.33	0.13	0.09	0.09	0.09	0.4	0.22	0.05	0.2	0.08	0.03	0.11	0.11
п.п.п.	5.56	4.08	4.48	2.48	2.13	3	2.65	1.97	2.3	2.36	0.92	4.13	2.6	0.3	2.76	2.1	1.08	2.04
Сумма	99.76	100.43	99.79	100.03	99.99	100.6	99.5	100.18	99.44	99.01	100.1	99.01	99.79	100.96	100.65	99.45	99.59	99.53
Rb	-	-	-	-	-	73	119	15	17	16	17	14	11	7	35	15	11	14
Ba	-	-	-	-	-	1070	420	120	108	105	12	200	35	36	100	52	35	35
Th	3.6	2.8	1.2	1	3.6	21	7.7	1.5	1.4	1.5	2.5	3.8	1.1	2	1.3	1	1	0.6
Sr	-	-	-	-	-	677	842	126	135	130	139	238	140	350	250	180	100	170
Nb	-	-	-	-	-	10	14	8	1.5	1.2	13	10	10	5	1	1	2.6	3.7
Ta	0.35	0.38	0.26	0.4	0.29	0.29	0.32	0.1	0.2	0.2	1.4	0.82	0.2	0.69	0.2	0.2	0.2	0.3
Hf	3.2	2.3	3.2	3.9	1.5	3.2	2.5	1	0.6	0.6	9.8	6.3	1	1.6	0.5	0.5	2	2.5
Zr	-	-	-	-	-	112	151	34	35	34	197	107	21	59	16	16	69	76
Y	-	-	-	-	-	36	34	17	17	18	50	27	14	35	20	13	31	34
Cr	110	200	230	240	65	31	88	374	320	350	48	240	71	130	140	42	91	89
La	5.3	5.7	9.1	7.3	6.2	39	25	2.1	2.2	2	36	11	1.7	11	1.5	1.2	3.6	5.2
Ce	13	14	24	17	11	78	50	3.7	2.8	3.6	68	20	3.1	16	2.6	2.6	6.6	9.2
Sm	2.4	3.4	4	4.6	4.4	4.7	5.3	1.8	1.9	1.7	11	5.5	1.4	4	1.4	1.2	3.1	3.5
Eu	0.73	0.8	1.2	1.2	1.5	1.5	1.2	0.64	0.66	0.63	3.2	1.5	0.48	1.2	0.5	0.5	1.1	1.1
Tb	0.72	0.88	0.89	1.4	1.4	0.69	0.89	0.5	0.6	0.4	2.1	1	0.38	0.8	0.39	0.5	1	0.98
Yb	1.7	2.5	2.7	5.7	4.1	1.8	2.3	1.6	1.5	1.4	5.3	2.8	1.5	2.5	1.3	1.5	3	3.2
Lu	0.26	0.42	0.48	0.82	0.63	0.27	0.33	0.27	0.28	0.26	1	0.44	0.24	0.34	0.22	0.24	0.47	0.5

Таблица 1. Окончание

19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
1182/3	65/5	67/6	1140/16	1140/17	151/9	88/2	88/7	1134/2	1134/5	1134/7	6092/2	186/7	188/4	6017/3	6052/1	6017/6
52.62	43	45.6	48.98	47.94	53.42	51.6	46	47.18	53.52	50.14	57.73	48.63	49.76	49.25	55.47	48.08
0.4	2.01	1.88	1.18	1.81	1.96	0.69	0.8	0.81	0.65	0.69	0.54	0.7	0.12	0.93	0.32	1.13
11.92	14.2	14.4	12.45	13.61	14.5	12.7	12.7	17.76	15.19	16.14	16.52	13.08	16.39	15.76	17.11	16.05
1.45	4.7	2.98	2.96	3.52	1.74	3.39	3.45	4.28	2.19	3.88	3.33	2.48	4.09	2.05	3.31	5.07
4.95	9.63	5.97	9.54	9.79	3.16	5.61	6.82	6.68	7.47	5.17	3.64	5.1	6.68	6.97	5.32	4.67
0.12	0.17	0.13	0.23	0.22	0.13	0.17	0.17	0.24	0.2	0.22	0.12	0.16	0.2	0.2	0.13	0.16
8.36	6.2	8.1	7.36	7.73	7.48	7.4	7.5	7.36	7.18	6.49	4.32	7.23	5.11	9.03	5.77	6.9
13.96	9	10.2	10.41	10.02	8.33	10.3	11.4	6.77	4.16	5.55	3.82	9.37	6.07	11.16	5.23	9.93
3.28	1.4	4.7	3.91	2.2	4.46	1.1	1.5	3.38	2.57	4.19	7.42	1.01	2.16	2.3	3.51	1.55
1.05	2	0.2	0.3	0.18	0.78	3.1	2.9	1.38	2.16	1.92	0.6	2.52	6.24	0.24	0.6	0.66
0.1	0.29	0	0.15	0.21	0.03	0.42	0.55	0.22	0.21	0.23	0.18	0.29	0.51	0.08	0.07	0.35
1.4	6.5	4.93	2.7	2.68	3.09	3.51	5.21	4.26	4.32	4.76	1.99	8.97	2.78	2.2	3.26	5.88
99.61	99.1	99.09	100.17	99.91	99.08	99.99	99	100.32	99.82	99.38	100.21	99.54	100.11	100.17	100.1	100.43
60	10	7	4.8	3	-	120	126	47	90	90	89	-	-	8	9	8
18	52	82	49	40	-	820	550	460	400	400	58	-	-	64	380	19
2.1	2	3.1	1.7	1.5	1.3	6.3	6	3	2.9	2.7	3	9.1	7.9	1.2	1.8	6.7
450	313	340	340	300	-	420	589	590	270	350	340	-	-	290	380	910
3.3	16	12	7.9	9	-	4.1	3	2.1	1.7	2	4.5	-	-	2.5	1.7	9.2
0.3	1	1	1	1	1.5	0.6	0.6	0.16	0.2	0.2	0.22	0.61	0.2	0.4	0.4	0.4
3	3.8	3.8	3	3	2.8	1.5	1.5	1.6	1.5	1.3	2	3.1	4.4	1.3	1.7	2.6
70	135	140	110	120	-	58	86	59	47	47	84	-	-	64	45	120
11	30	30	27	30	-	18	20	22	16	15	13	-	-	20	12	26
49	229	71	400	350	25	200	158	130	180	100	82	240	37	250	66	100
11	15	14	10	11	8.2	15	14	11	11	9.8	9.7	25	19	2.9	7.3	25
18	24	25	22	21	20	22	20	22	21	24	21	39	35	7.8	15	35
2	4.4	4.5	3.6	3.5	2.3	3.9	3.7	3.2	3.2	2.8	2.5	5.3	4.3	2.2	2	6.3
0.9	1.6	1.5	1.3	1.2	0.75	0.85	0.8	0.95	0.79	0.79	0.75	1.1	1.2	0.76	0.47	1.3
0.45	0.94	0.96	0.86	0.84	0.57	0.4	0.38	0.55	0.61	0.64	0.41	0.92	0.8	0.56	0.36	1.4
1.8	2.4	2.5	2.4	2.2	1.7	1.3	1.2	2.2	2	2.3	1.2	3.1	2.1	1.8	1.5	2.6
0.26	0.37	0.38	0.34	0.32	0.28	0.17	0.16	0.34	0.32	0.38	0.17	0.51	0.43	0.28	0.25	0.4

Примечание. Обр. 1, 2 – р. Кара-Арча: базальт, андезит-базальт; обр. 3 – р. Ова: базальт; обр. 4, 5 – р. Ортокошой: базальты; обр. 6, 7 – Сусамырский хр. (р. Арамсу): базальт, андезит; обр. 8–12 – р. Толук: базальты; обр. 13–19 – р. Каракичи: 13–14 базальты, 15–17 диабазы, 18–19 габбро; обр. 20–30 – хр. Караатты: 20–23 – базальты карааттинской свиты, 24 – габбро, 25–30 – базальты, андезит-базальты, андезиты чолыйской свиты (средний ордовик); обр. 31, 32 – субелочные базальты толщи Тикбулак (ордовик?); обр. 33–35 – хр. Караджорго: 33 – габбро, 34 – андезит-базальт; 35 – диабаз. Силикатные анализы выполнены в лаборатории геологического факультета МГУ М.П. Юкиной и С.В. Лебеденко. Анализы REE, Hf, Ta, Th и Sr выполнены нейтронно-активационным методом в Бронницкой ядерно-физической лаборатории Б.В. Ермолаевым и В.И. Чудиновым. Остальные микроэлементы определены количественным рентгено-спектральным методом в ГЕОХИ РАН.

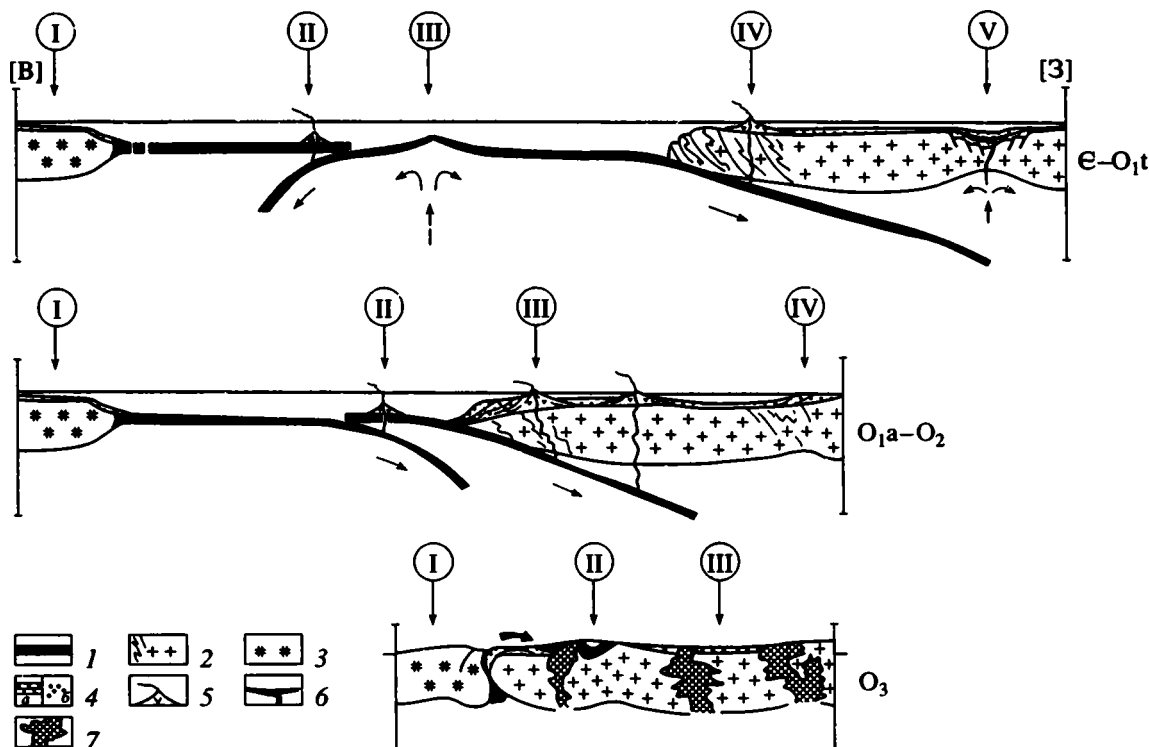


Рис. 6. Палеорекострукции Киргизско-Терской океанического бассейна (в палеоориентировке): для конца стадии разрастания (кембрий–тремадок) и для стадии его сокращения (арениг–средний ордовик). Внизу – обстановка замыкания океанического бассейна (поздний ордовик). I–V – элементы палеорекострукций, рассмотренные в тексте.

1 – океаническая кора; 2–3 – континентальная кора, 2 – Северотяньшаньского микроконтинента, 3 – Срединнотяньшаньского микроконтинента; 4 – осадочные формации континентальных окраин и эпиконтинентальных бассейнов (а), а также молассовых впадин (б); 5 – островные дуги и активные континентальные окраины; 6 – рифтогенные базальты; 7 – гранитоиды.

ний верхов рифея–венда на Северотяньшаньской и Срединнотяньшаньской континентальных единицах также указывает на существование разделявшего их Киргизско-Терской бассейна. Древнейшие участки его океанической литосферы были, по-видимому, уничтожены субдукцией, хотя нельзя исключить, что какие-то фрагменты еще сохранились.

Надежных палеомагнитных определений для раннепалеозойских образований Киргизско-Терской бассейна и его обрамления нет, поэтому об ориентировке структур приходится судить по региональным реконструкциям. Простираание Палеоазиатского океана и его главных элементов было в это время близким к меридиональному [7]. Поэтому в последующем изложении и на геодинамических профилях мы даем палеоориентировку: протянувшийся меридионально Киргизско-Терской бассейн между Северотяньшаньским микроконтинентом на западе и Срединнотяньшаньским на востоке. Эта ориентировка существенно не менялась до позднего палеозоя–раннего мезозоя, когда произошел разворот структур по часовой стрелке и их простираание стало близким к широтному.

Различимы две стадии развития Киргизско-Терской бассейна (рис. 6), из которых первая, длительная стадия разрастания океанического

бассейна, началась в конце рифея–венда, а в кембрий–начале раннего ордовика протекала в обстановке зрелого бассейна: продолжался спрединг, но появились и зоны субдукции, так что дальнейшего расширения бассейна могло и не быть. Вторая, сравнительно короткая стадия сокращения океанического бассейна, охватывала арениг–карадок и завершилась его полным замыканием. Две стадии разделяла активизация тектонических движений в конце тремадока–начале аренига, отмеченная сменой формаций и стратиграфическими несогласиями на обрамлении, а также структурной перестройкой в самом бассейне.

В течение палеозойской истории Киргизско-Терской бассейна развивался асимметрично: происходила субдукция океанической литосферы под его западное (в палеоориентировке) обрамление, туда же при замыкании бассейна были направлены обдукция и надвиги. На восточном обрамлении устойчиво сохранялся режим пассивной окраины.

Первая стадия развития Киргизско-Терской бассейна восстанавливается нами с начала палеозоя, поскольку о палеотектонической обстановке этого времени можно судить не только по формациям обрамлений бассейна, но и по фрагментам его океанической литосферы. По-

следние, в свою очередь, удалось разделить по петролого-геохимическим данным на комплексы зон спрединга и комплексы океанских зон субдукции (табл. 1). Главные тектонические элементы нашей реконструкции обозначены римскими цифрами на верхнем геодинамическом профиле (см. рис. 6).

Зонам спрединга (III на профиле, см. рис. 6) соответствует большинство офиолитовых комплексов Кыргызско-Терской зоны от Кенкола до Караджорго. Их подушечные лавы и диабазы близки базальтоидам современных срединно-океанических хребтов (MORB). Базальты представлены афировыми и слабопорфировыми разностями с плагиоклазом (An_{50-60}) и клинопироксеном во вкрапленниках. По нормативному составу они относятся к смешанной группе оливин-гиперстеновых и оливиновых базальтов, в них много нормативного ильменита (1.8–4.1%) и магнетита (2.2–7.4%). В пироксенах и оливинах магнезиальные миналы существенно преобладают над железистыми.

Наблюдается отчетливо выраженный толеитовый, феннеровский, тренд дифференциации с накоплением железа и титана (рис. 7), так что среди изученных базальтов встречаются достаточно высокотитанистые и высокожелезистые разности. Особенно обогащены Ti базальты из комплекса хр. Каракатты. На диаграмме AFM небольшая часть образцов выходит за поле базальтов MORB, что вероятно объясняется нарушением баланса щелочей при последующих изменениях пород, поскольку в этих же образцах сохраняются характерные соотношения Zr–Ti, Co–Ni, Cr–Y, Th–Hf–Ta.

На геохимических спайдер-диаграммах (рис. 8), где представлены нормализованные по MORB спектры от элементов с крупными ионными радиусами (LILE) до элементов с высокочаряженными ионами (HFSE), видно, что в офиолитовых комплексах Кыргызско-Терской зоны есть толеитовые базальтоиды нормального типа (N-MORB), но шире представлены породы геохимически обогащенного (E-MORB) и переходного (T-MORB) типов [46]. Спектры редкоземельных элементов показывают в этих базальтах несколько повышенные содержания, но не выходящие (кроме La) за рамки пород типа MORB (рис. 9).

Габброиды сложены основным плагиоклазом и моноклинным пироксеном, а в некоторых разностях также и гиперстеном. По нормативному составу они относятся к группе габбро-норитов с небольшим содержанием гиперстена (5.8–10.4%) и резким преобладанием клинопироксена. Пироксены существенно магнезиальные. Полевые шпаты составляют в нормах CIPW около 60%, наблюдается вторичная альбитизация. На геохимических спайдер-диаграммах и на спектрах редких земель видно сходство габброидов с базальтоидами соответствующих офиолитовых комплексов.

В офиолитовых комплексах Каракичи и Толук, наряду с такими породами, есть базальты, диабазы и габброиды существенно обедненные ред-

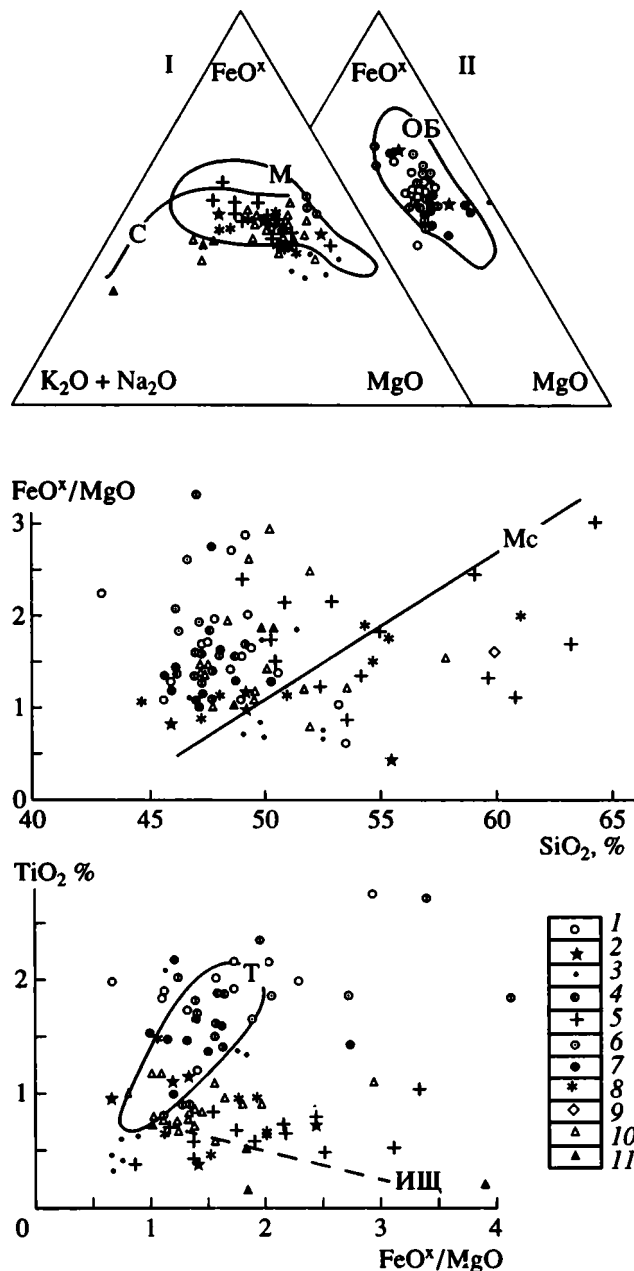


Рис. 7. Диаграммы соотношения петрогенных элементов в базальтоидах и габброидах из офиолитовых комплексов раннего палеозоя, Северный Тянь-Шань (I–II – породы, по геохимическим спектрам отнесенные: I – к субдукционному типу, II – к спрединговому типу). Буквами на диаграммах обозначены: С – вариационная линия вулканитов дуги Скоттия [34]; М – главное поле вулканитов Марианской дуги [31]; ОБ – океанические базальты [17]; Мс – граница толеитовой и известково-щелочной серий, Т – толеитовый тренд, ИЩ – известково-щелочной тренд, по А. Миясино.

1–9 – офиолитовые комплексы кембрия-раннего ордовика: 1 – Каракатты; 2 – Караджорго; 3 – Каракичи; 4 – Толук; 5 – Арамсу; 6 – Ортокошой; 7 – Кенкол; 8 – Кара-Арча; 9 – Джумгал; 10–11 – вулканиты среднего ордовика из тектонических пластин в Караатинском офиолитовом аллохтоне: 10 – породы чолойской свиты; 11 – породы толщи Тикбулак.

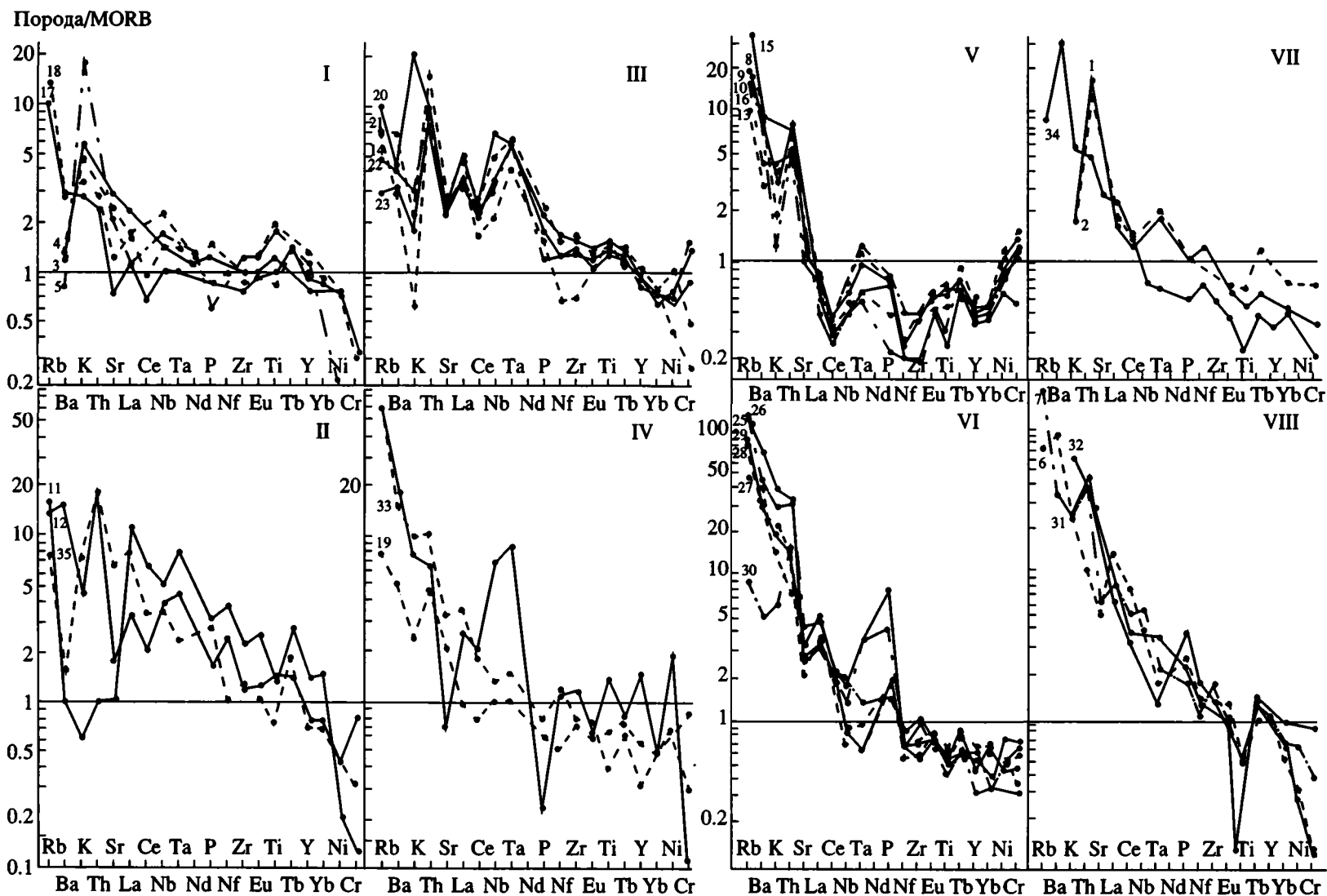


Рис. 8. Геохимические спайдер-диаграммы для базальтоидов и габброидов из офиолитовых комплексов раннего палеозоя Северного Тянь-Шаня (содержания элементов нормализованы по MORB [47]).

I-V – породы с геохимическими признаками формирования в зонах спрединга: I – базальты и диабазы нормального типа (N-MORB), II – базальты и диабазы обогащенного типа (E-MORB), III – базальты переходного типа (T-MORB), IV – габброиды; V – деплетированные габброиды, диабазы и базальты; VI-VIII – породы с геохимическими признаками формирования над зонами субдукции. Номера образцов соответствуют порядковым номерам в таблице 1.

кими землями (особенно легкими), с более положительным наклоном их спектра (рис. 9-V). Базальты этой группы относятся по нормативному составу к оливин-двупироксеновым, а диабазы и габброиды – к оливин-клинопироксеновым разностям. На полных спайдер-диаграммах (рис. 8-V) видно, что породы этой группы характеризуются низкими концентрациями почти всех элементов от La до Yb, хотя содержания Ni и Sr близки к нормальным. Наряду с цериевой, выделяются также Hf-Zr и Y-Yb аномалии. Минимальная титанистость (0.4–0.6% TiO₂), низкие содержания Zr и Y, существенное преобладание Th относительно Ta и Hf рассматриваются как черты сходства с островодужными толеитами. На дискриминационных диаграммах эти образцы, вместе с другими породами офиолитовых комплексов Каракичи и Толук, попадают в поле MORB, вполне отчетливо выражен толеитовый тренд дифференциации (см. рис. 7). В целом породы этой группы обнаруживают особенности, свойственные истощенным толеитовым сериям в основании островных дуг, а также в ряде офиолитовых комплексов, формирование которых предполагается в специфической обстановке спрединга над океанской зоной субдукции (офиолиты SSZ) [43].

Приблизительная оценка скоростей спрединга в Киргизско-Терской бассейне кембрийского времени проведена нами с использованием диаграммы В.В. Матвеевкова по современным спрединговым зонам (рис. 10). Для нескольких офиолитовых комплексов получен сходный результат: низкие скорости в интервале 1–2.5 см/год. Такой результат согласуется с подушечным строением практически всех базальтов в офиолитах Северного Тянь-Шаня, что свойственно только самым низкоскоростным из современных зон спрединга, где изливаются лавы сравнительно низкой температуры и высокой вязкости [37].

Низкие скорости спрединга могли быть одной из причин того, что для офиолитов Киргизско-Терской бассейна не характерны образования типа “дайка в дайке”. Дайковые комплексы, описанные нами в офиолитах Каракичи и Караджорго, представляют собой системы параллельных даек, пересекающих габбро и следующих с таким интервалом, что их мощности и ширина скринов почти одинаковы (рис. 11). Как это видно на гистограмме, резко преобладают дайки с мощностью менее 2 м, а в целом распределение мощностей сходно с тем, которое установлено в миоценовой зоне спрединга Исландии. Известно, что мощность даек, рассчитанная как ширина внедряющихся под давлением магматических клиньев, находится в прямой зависимости от вязкости расплава [45]. Поскольку влиявшая на эту вязкость кремнекислотность магматического материала в дайках Тянь-Шаня такая же, как в исландских (46–50% SiO₂), то для обеих зон спрединга вероятны и сходные динамические условия внедрения даек.

От рассмотренных офиолитовых комплексов Киргизско-Терской зоны, отнесенных к срединговому типу, отличаются офиолиты Кара-Арча на Киргизском хребте и офиолиты Арамсу на Сусамырском. Породы этих двух комплексов обнаруживают петролого-геохимические характеристики (см. табл. 1 и рис. 7–9), свойственные энсиматическим островным дугам внутренних зон субдукции океанов (II на профиле, см. рис. 6). Их слагают базальты и андезитобазальты, главным образом порфиоровые (с вкраплениями плагиоклаза), а также связанные с ними туфы. Дайкового комплекса нет, но много массивных габбро-диабазов и микрогаббро, которые на Сусамырском хребте залегают под подушечными базальтами. Большинство фигуративных точек этих пород на дискриминационных диаграммах размещается в полях островодужных базальтов (IAB), отчетливо выражен известково-щелочной тренд дифференциации. Породам свойственны низкая титанистость и хромистость, а также повышенное содержание Th относительно Hf и Ta. На спайдер-диаграммах видно отсутствие минимума по Ce и максимума по Nb-Ta.

Западное (в палеоориентировке) обрамление Киргизско-Терской бассейна было отмечено вулканическим поясом, протянувшимся в кембрии вдоль северотяньшаньской окраины (IV на профиле, см. рис. 6), где в мелководно-морских условиях происходило извержение известково-щелочных базальтов, андезитов и более кислых лав. В районе перевала Бельтепши (см. рис. 2) продукты вулканизма, вместе с туфогенно-осадочными и карбонатными породами, образуют мощную капкатасскую серию (более 4000 м ?), а подушечные лавы в ее нижней части известны как бельтепшинская свита [1, 27, 30]. Продолжение пояса намечается по вулканитам караджоргинской свиты (на хребте Караджорго), а в противоположном направлении – по полосе выходов вулканогенной арчалинской свиты. Взятые нами из бельтепшинской свиты образцы андезитобазальтов и базальтов обнаруживают характерные геохимические признаки субдукционного происхождения (табл. 2, рис. 12-I), хотя спектры на спайдер-диаграммах специфичны своей прогнутой центральной частью. Низкое содержание щелочей скорее всего обусловлено их выносом.

Породы цоколя выступают как перед фронтом, так и тылу этого Бельтепшинского вулканического пояса, образуя метаморфические массивы Малого Нарына и Карагоманский. А.В. Миколайчук показал сходство слагающих эти массивы метаморфитов и вероятность их образования по базитам и осадочным породам бельчийской свиты протерозоя, принадлежащей рифтогенному чехлу на континентальной коре Северного Тянь-Шаня. Последний метаморфизм датируется поздним ордовиком [25], т.е. происходил уже после отмирания вулканического пояса. Не исключено, что именно протерозойские базиты в верхах кон-

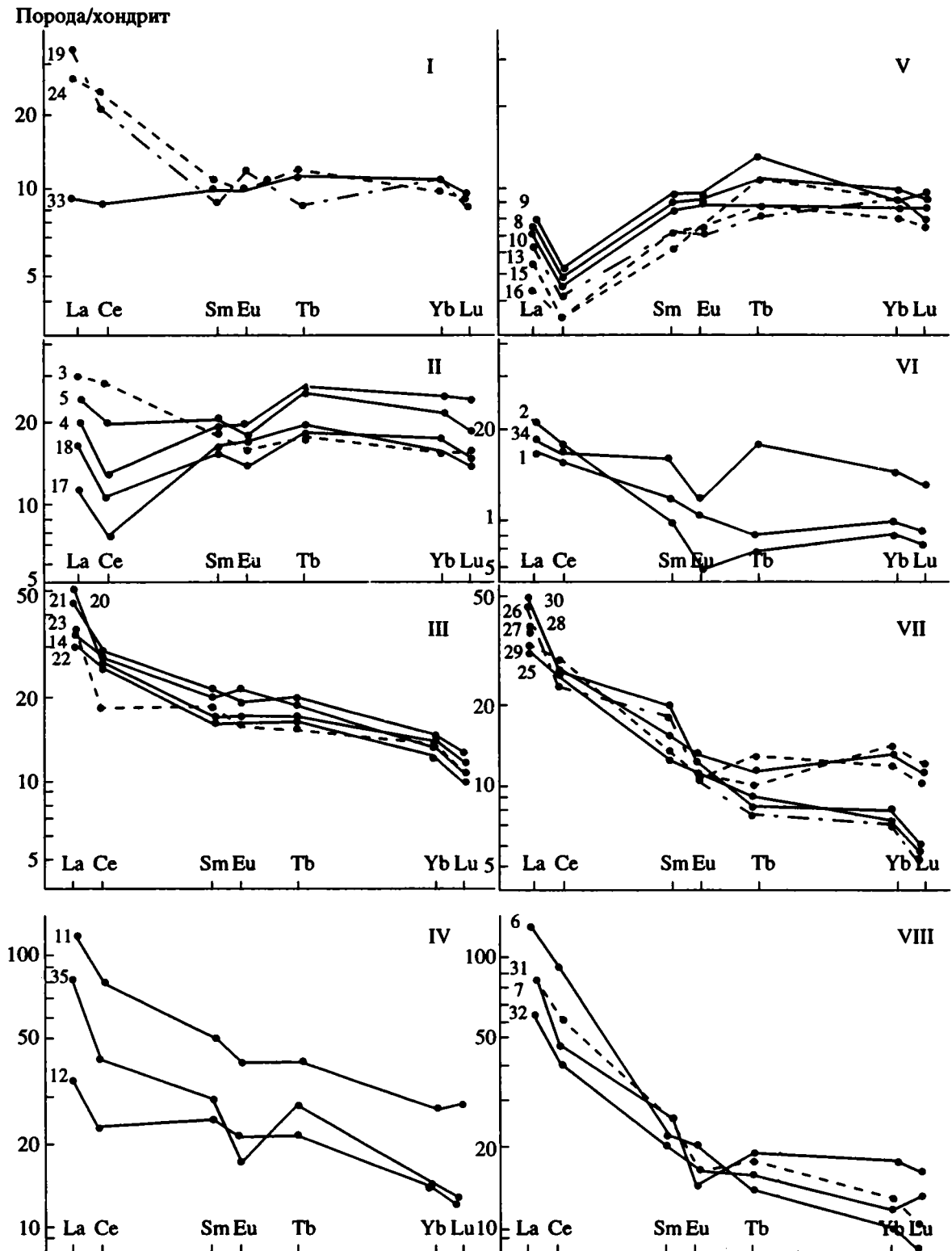


Рис. 9. Диаграммы распределения редкоземельных элементов в базальтоидах и габброидах из офиолитовых комплексов раннего палеозоя Северного Тянь-Шаня. I–V – породы с геохимическими признаками формирования в зонах спрединга: I – габброиды, II – базальты и диабазы нормального типа (N-MORB), III – базальты переходного типа (T-MORB), IV – базальты и диабазы обогащенного типа (E-MORB), V – деплетированные габброиды, диабазы и базальты; VI–VIII – породы с геохимическими признаками формирования над зонами субдукции. Номера образцов соответствуют порядковым номерам в таблице 1.



Рис. 10. Приблизительная оценка скоростей спрединга в Киргизско-Терской океаническом бассейне по офиолитовым комплексам раннего палеозоя: Ова на левобережье Кенкола (О), Толук (Т), Каракичи (К) и Караджорго (Кд). Использована диаграмма В.В. Матвеевского по современным зонам спрединга [24].

тинентального цоколя обусловили те особенности состава вулканитов пояса, на основании которых высказано предположение об его энсиматической природе [2, 26].

Представлены и фации активной окраины, формировавшиеся на подводных склонах вулканических построек и вблизи них: туфогенные турбидиты и олистростромы в сочетании с пестроокрашенными силицитами и с известняковыми биогермами, также претерпевшими гравитационное смещение вниз по склонам. Эти образования характерны для караджорджинской свиты [9, 30], но встречаются и в верхах капкатаской серии [27].

За окраинным вулканическим поясом на Северотяньшаньском микроконтиненте формировались карбонатные и терригенные (с кварцитовидными песчаниками) отложения чехла, а еще даль-

ше можно предполагать проявление "задугового" рифтинга (У на профиле, см. рис. 6), поскольку там, в тектонической зоне Чон-Кемин, известны продукты подводного излияния базальтов нижне-среднего кембрия [1].

Восточным (в палеориентировке) обрамлением Киргизско-Терской океанического бассейна служил микроконтинент Срединного Тянь-Шаня, где продолжал формироваться преимущественно карбонатный чехол его Нарынской и Каратау-Таласской тектонических единиц, представленный в шорторской, бешташской свитах и на аналогах (I на профиле, см. рис. 6).

СТАДИЯ СОКРАЩЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

Уже в раннем ордовике (в арениге) Киргизско-Терской бассейн вступил в фазу постепенного сокращения, которое привело в позднем ордовике (к концу карадока ?) к его полному закрытию. Изучение офиолитов не дает свидетельств активного спрединга на этой стадии, вполне возможно, что он прекратился. Вместе с тем, близ западной (в палеориентировке) границы бассейна формировалась энсиматическая островная дуга, и можно предположить, что субдукция под нее поддерживалась уменьшением ширины бассейна. Его сокращение компенсировалось также возобновлением субдукции под западное обрамление бассейна, где на микроконтиненте Северного Тянь-Шаня снова образовался окраинный вулканический пояс (см. средний профиль на рис. 6).

Представление об энсиматической островной дуге (II на профиле, см. рис. 6) основывается на результатах изучения осадочно-вулканогенной чоллойской свиты, породы которой, по нашим данным, образуют нижний тектонический покров в офиолитовом аллохтоне хребта Каракатты (см. рис. 3 и 4). Поверхности надвигов разделяют

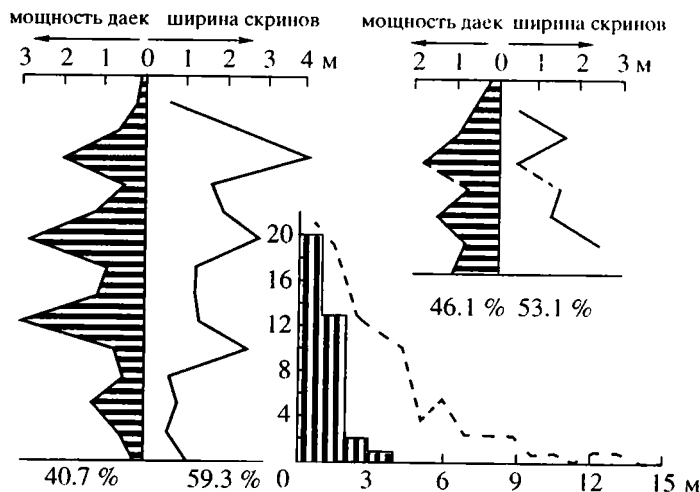


Рис. 11. Комплексы параллельных даек в офиолитах Каракичи (ранний палеозой, Северный Тянь-Шань): соотношение мощности даек (горизонтальная штриховка) и ширины скринов (точки), а также гистограмма мощности даек в сравнении с дайками миоценовой зоны спрединга Исландии (пунктирная линия из [18]).

Таблица 2. Содержание петрогенных окислов, редких земель и других микроэлементов в породах из окраинно-континентальных вулканических поясов раннего палеозоя, Северный Тянь-Шань

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№ обр.	1326/1	1326/2	1327/2	146/12	146/13	146/14	146/15	146/16	299/1	299/5	300/1	301/2	192/2	193/1	195/3
SiO ₂	56.13	52.23	48.94	57.55	56.66	62.68	54.10	61.51	50.70	50.59	52.83	49.79	49.78	57.50	59.33
TiO ₂	0.53	0.49	0.46	0.71	0.62	0.63	0.72	0.61	0.94	0.95	0.89	0.88	1.10	0.91	0.70
Al ₂ O ₃	14.26	14.62	16.38	16.05	16.99	15.07	15.85	14.46	14.86	15.09	14.04	16.53	15.75	17.02	0.28
Fe ₂ O ₃	3.92	6.06	4.08	0.00	0.00	0.96	1.11	1.03	2.43	3.27	2.82	2.06	4.98	4.12	16.50
FeO	5.92	3.94	4.83	5.44	5.15	4.16	5.58	4.45	6.11	5.32	5.17	7.47	3.70	2.61	1.16
MnO	0.15	0.17	0.12	0.11	0.11	0.08	0.12	0.10	0.16	0.17	0.15	0.18	0.16	0.11	4.74
MgO	6.80	5.36	5.46	6.03	5.78	3.04	7.84	4.19	10.53	10.53	9.78	7.52	7.46	2.70	0.17
CaO	6.96	10.85	8.28	4.43	3.88	4.59	4.41	3.38	7.67	7.32	7.67	11.16	7.74	5.97	3.49
Na ₂ O	2.79	2.02	2.42	4.87	4.99	5.26	4.47	2.96	1.55	1.35	1.55	2.43	2.23	2.72	5.90
K ₂ O	1.28	0.07	0.74	2.59	3.46	2.20	2.55	5.50	2.40	2.40	2.64	0.18	3.30	3.40	1.92
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.08	0.43	0.34	0.37	0.41	0.39	0.40	0.42	0.30	0.27	0.33	0.34	3.17
п.п.п.	3.47	3.96	8.13	1.75	1.75	0.95	2.90	1.40	2.54	2.56	2.58	2.28	2.80	1.98	1.79
Сумма	99.32	99.86	99.92	99.96	99.73	99.99	100.06	99.98	100.29	99.97	100.42	100.75	99.33	99.38	99.15
Rb	10	1.4	12	62	95	120	93	123	57	66	80	24	110	130	88
Ba	670	29	89	970	1015	960	1046	950	910	870	900	240	900	870	660
Th	0.5	0.5	0.5	25	20	22	24	15	1.5	3.4	1	1.1	3.6	5.5	6.3
Sr	220	510	220	740	1030	2386	1025	2358	580	490	450	560	570	490	540
Nb	1	1.4	1.6	20	17	19	18	20	7.7	7.7	7.5	3.7	12	17	15
Ta	0.068	0.03	0.24	1.3	1.2	1.5	0.9	0.63	0.4	0.4	0.4	0.4	0.56	1	1.1
Hf	0.59	1.01	0.71	11	9	8	10	7.6	2.9	3.1	2.9	2.2	3.6	5.5	6.3
Zr	47	57	43	400	351	427	349	430	150	150	140	82	140	220	230
Y	17	17	13	24	63	86	64	85	25	26	26	24	24	33	35
Cr	340	290	170	200	175	137	178	200	340	490	460	120	340	41	30
La	3.5	3.1	4.2	92	90	95	91	94	23	23	24	11	33	43	42
Ce	7.6	7.9	9.5	170	165	155	160	150	31	37	36	25	58	79	88
Sm	1.9	1.9	1.9	16	15	10	14	11	5.4	5.5	5.5	3.4	7.2	9.1	8.5
Eu	0.54	0.54	0.6	3.3	3.2	2.9	3.1	3	1.1	1.2	1	0.96	1.6	1.7	1.7
Tb	0.49	0.48	0.39	1.7	1.6	1.1	1.5	1.2	0.94	0.91	1.1	0.62	0.92	1.4	1.3
Yb	2.1	1.9	1.5	2.1	2	1	1.9	1.1	2	1.7	2	2.2	2.5	3.5	3.5
Lu	0.33	0.3	0.24	0.24	0.22	0.14	0.23	0.15	0.3	0.24	0.3	0.35	0.42	0.6	0.46

Примечание. Обр. 1–3 – р. Султансары, бельтепшинская свита (кембрий): андезито-базальт, базальты; обр. 4–8 – р. Толук, толукская свита (средний ордовик): трахиандезиты; обр. 9–12 – р. Токайлу, токайлинская свита (средний ордовик): базальты, трахиандезит; обр. 13–15 – хр. Джетымбель (р. Буркан), айкольская свита (средний ордовик): трахибазальт, трахиандезиты. Силикатные анализы 4–12 выполнены в лаборатории геологического факультета МГУ М.П. Юкиной и С.В. Лебедеко, остальные в лаборатории ИМГРЭ РАН А. Юрченковой. Анализы REE и других микроэлементов выполнены нейтронно-активационным методом в Бронницкой ядерно-физической лаборатории Б.В. Ермолаевым и В.И. Чудиновым.

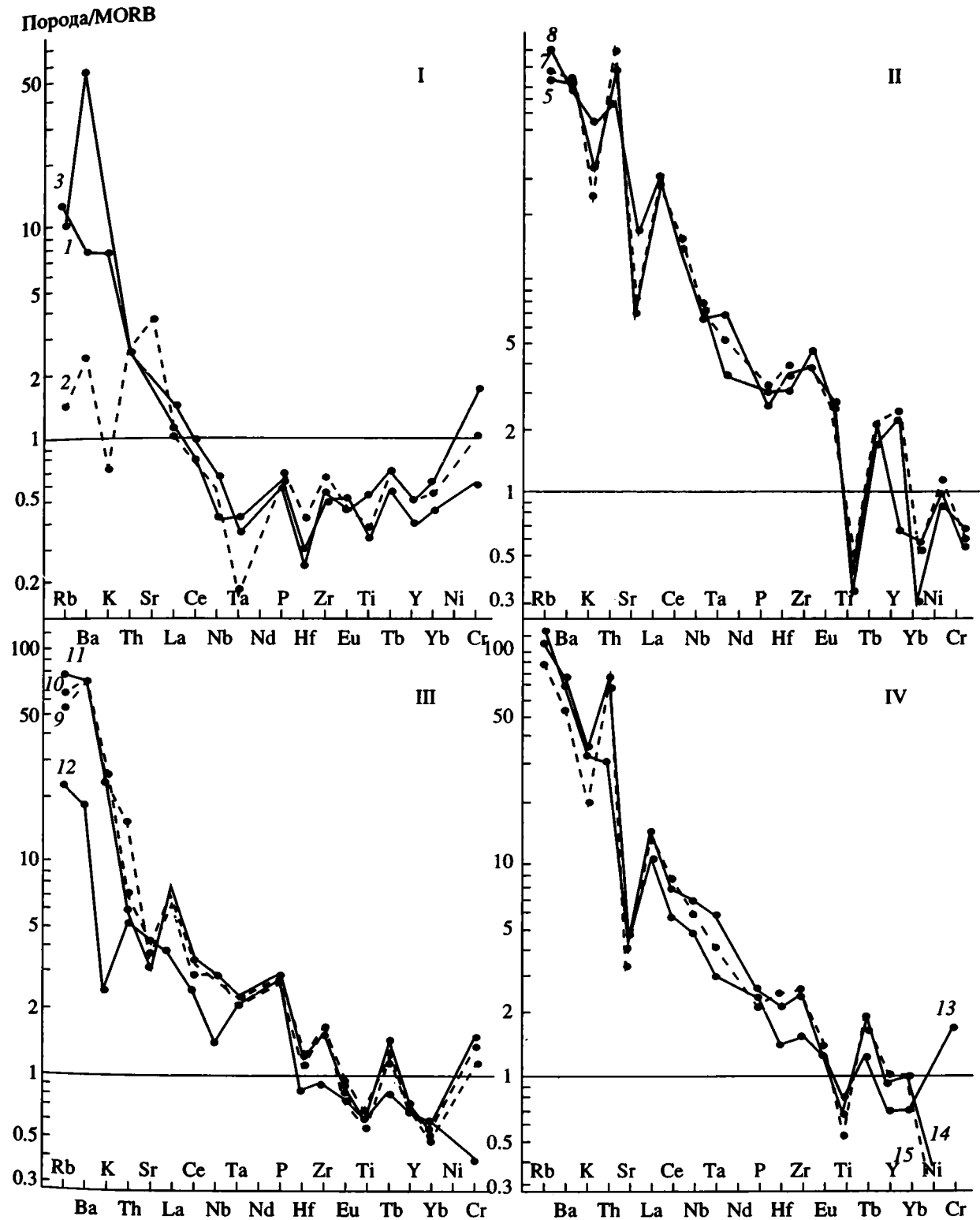


Рис. 12. Геохимические спайдер-диаграммы для пород из окраинно-континентальных вулканических поясов раннего палеозоя Северного Тянь-Шаня (содержания элементов нормализованы по MORB [47]).

I – андезито-базальты и базальты бельтепшинской свиты, нижний кембрий (перевал Бельтепши); II – трахиандезиты толукской свиты, средний ордовик (р. Толук); III – базальты и трахиандезиты токайлинской свиты, средний ордовик (р. Токайлу); IV – трахиандезиты и трахибазальты айкольской свиты, средний ордовик (р. Буркан). Номера образцов соответствуют порядковым номерам в таблице 2.

этот покров на более дробные пластины, что затрудняет реконструкцию разреза свиты, в том числе в стратотипе по р. Чолой. Исходя из взаимоотношений между литологическими единицами разреза, которые удалось проследить в ходе картирования, мы предложили следующую стратиграфическую последовательность (снизу вверх): 1 – нижняя пачка зеленых туфов, к которой приурочены мощные горизонты туфобрекчий и лавобрекчий базальтового и андезито-базальтового составов; 2 – пачка пестрых туффитов, в том числе туфогенных турбидитов, среди которых залегают олистостромы с глыбами известняков, скорее всего кембрийских [23]; 3 – верхняя пачка зеленых туфов; 4 – черносланцевая флишоидная пачка. Суммарная мощность чолойской свиты около 2,5 тыс. м. Ордовикский (скорее всего среднеордовикский) возраст чолойской свиты [12, 23] подтверждается и нашими сборами радиоларий из “пачки пестрых туффитов”: *Bissylentactinia bifida* Nazarov, *Inanibigutta hizta* Nazarov, *Haplentactinia armillata* Nazarov, *Haplentactinia inflata* Nazarov, *Astroentactinia rusti* (Ruedeman, Wilson), *Entactinosphaera aksakensis* Nazarov, *Entactinia* cf. *elongata* Nazarov (определения М.С. Афанасьевой). Указанные в тех же публикациях находки кембрийской фауны в известняках характеризуют, по-видимому, лишь возраст олистолитов.

Островодужная специализация вулканитов чолойской свиты уже отмечалась ранее [4, 13]. Данные, полученные нами для образцов из эксплозивных включений в туфобрекчиях (см. табл. 1), показали характерный для островодужных базальтов тренд $Zr-TiO_2$, тот же вывод подтверждают дискриминационные диаграммы $Cr-Y$, $V-Cr$, $Ti-Cr$, $Th-Nf-Ta$. Спектры редкоземельных элементов, а особенно геохимические спайдер-диаграммы (см. рис. 8 и 9), позволяют считать эту среднеордовикскую островную дугу энсиматической. Судя по наблюдаемому чередованию пирокластических и туфогенно-осадочных пород, чолойская свита хребта Каракатты представляет собой краевую фацию вулканической дуги. То обстоятельство, что в пачке пестрых туффитов вместе с олистолитами известняков появляется небольшое количество окатанных зерен кварца, а верхи свиты (черносланцевая флишоидная пачка) формировались уже в обстановке массового поступления терригенного материала, заставляет предположить столкновение островной дуги с активным западным обрамлением бассейна еще до ее отмирания.

Не исключено, что рядом с комплексами Чолойской островной дуги в офиолитовых аллохтонах Каракатты и Караджорго сохранились фрагменты ее океанического цоколя. При изучении перидотитов обнаружены зональные зерна шпинели, в которых микрозонд показал направленное изменение мольной доли хрома от нормальной для океанической литосферы к все более высокой в краевых зонах – вплоть до значений, характерных для перидотитов над зонами субдук-

ции [6]. Вполне возможно, что это, так же как и наблюдаемые метаморфические преобразования перидотитов и габброидов, результат переработки кембрийской океанической литосферы в фундаменте среднеордовикской островной дуги.

Другой важный элемент рассматриваемой палеорекострукции – крайний вулканический пояс на западном (в палеоориентировке) обрамлении Киргизско-Терской океанической бассейна, который формировался на континентальном цоколе Северного Тянь-Шаня (III на профиле, см. рис. 6). В среднем ордовике, особенно в лландейло, происходили подводные и субаэральные вулканические извержения центрального типа, которые размещались спорадически в полосе шириной в несколько десятков километров (см. рис. 2). Они представлены вулканическими свитами: токайлинской на Киргизском хребте, кенторской на хребте Карамойнок, айкольской на хребте Джетымбель (по рекам Буркан и Тарагай), толукской на южных отрогах Сусамырского хребта [1, 14, 30]. Характерны лавы повышенной щелочности, преимущественно трахиандезитовые, с подчиненным количеством более основных и более кислых разновидностей того же ряда. Геохимические данные позволяют идентифицировать их с соответствующими продуктами современных окраинно-материковых вулканических поясов (см. табл. 2, рис. 12).

На склонах, обращенных к океаническому бассейну, вплоть до позднего карадока шло накопление мощных турбидитов (с подчиненными им олистостромами), известных как долонская серия [9] и ее фацialsные аналоги [14, 27, 30]. Преобладают продукты размыва комплексов активной окраины (граувакки), но в среднем ордовике начал поступать и аркозовый материал с более удаленных поднятий, где вскрывался гранитный цоколь Северотяньшаньского микроконтинента. Если точны указания на находки офиолитовых пород в конгломератах и олистостромах аренига [9], они могли размываться на аккреционных участках окраины. Остается неясным структурное положение среднеордовикских комплексов Джумгалского хребта, которые, как убедительно показал Е.В. Христов [33], тоже формировались в обстановке активной континентальной окраины, но в современной структуре Северного Тянь-Шаня находятся на удалении до 70–80 км от края этой континентальной единицы. Еще дальше, в Карабалтинской тектонической зоне, появляются осадочные толщи, накопление которых происходило в прибортовой части эпиконтинентального мелководно-морского бассейна, вблизи источника терригенного материала (IV на профиле, см. рис. 6).

В то же время на восточном обрамлении Киргизско-Терской океанической бассейна – на пассивной окраине Срединотяньшаньского микроконтинента (I на профиле, см. рис. 6) – завершалось формирование осадочного чехла. На Нарынской тектонической единице микроконтинента это терригенная ичкебашская свита (до карадока включи-

тельно), а на Каратау-Таласской – верхи карбонатной бешташской свиты, где самые молодые слои охарактеризованы фауной лландейлло. Резкое отличие состава терригенного материала, по сравнению с одновозрастными отложениями Северного Тянь-Шаня [15], подтверждает все еще сохранявшуюся разобщенность этих двух микроконтинентов.

Отмирание Киргизско-Терскейского океанического бассейна (см. нижний профиль на рис. 6) произошло в конце карадока, когда континентальное обрамление сомкнулось, образовалась офиолитовая сутура, и лишь фрагменты океанической литосферы и океанических островных дуг, испытавшие обдукцию, сохранились на северотяньшаньской окраине в виде офиолитовых аллохтонов, приуроченных главным образом к ядрам позднейших синформ (II на профиле, см. рис. 6).

Такое время замыкания Киргизско-Терскейского бассейна и обдукции офиолитов мы определяем по возрасту самых молодых пород в офиолитовых аллохтонах (средний ордовик) и в отнесенных к автотону комплексах активной континентальной окраины (карадок), а также по прекращению в карадоке морской седиментации на другом, срединнотяньшаньском обрамлении бассейна [19]. Вместе с тем, в силу плохой сохранности и недостаточной обнаженности первичных структурных взаимоотношений, вопрос остается дискуссионным, и высказывается мнение о закрытии бассейна и надвигания офиолитов еще в раннем ордовике [26]. Против этого, кроме уже изложенного, свидетельствует, на наш взгляд, то, что в составе терригенных толщ аренига – среднего ордовика на окраине Северного Тянь-Шаня нет следов массового появления офиолитов в сфере размыва. Напротив, начинается и все возрастает поступление продуктов размыва сиалического фундамента вплоть до формирования аркозов.

Вероятно, уже в позднем ордовике, наряду с надвигами и складчатостью, произошли горизонтальные смещения как вдоль сутуры, так и по оперяющим ее диагональным сдвигам. Коллизионное поднятие сопровождалось накоплением конгломератов карамойнокской свиты и ее аналогов, в том числе капской толщи северных склонов хребта Каракатты (III на профиле, см. рис. 6). Вскоре сложная тектоническая структура, включавшая деформированные офиолитовые аллохтоны, была зафиксирована внедрением гранитоидов, главным образом позднеордовикских. В ряде публикаций [5, 11] формирование мощного пояса каледонских гранитоидов объясняется субдукцией со стороны Киргизско-Терскейского бассейна (под активную окраину “невадийского типа”), однако более вероятно, что бассейн к этому времени уже замкнулся и превратился в офиолитовую сутуру. Выразительны соотношения на северо-западном отрезке сутуры, где она была “запечатана” внедрением гранитоидов, в том числе Чичкано-Колбинским батолитом (см. рис. 2). Давно высказанное предположение о коллизионной при-

роде каледонских гранитоидов Северного Тянь-Шаня [8] подтверждается в последние годы петролого-геохимическими данными [2].

Микроконтинент Срединного Тянь-Шаня в обстановке коллизии был приподнят (I на профиле, см. рис. 6), и непосредственно на ордовике там залегают базальные конгломераты молассоидной тьюлькубашской свиты среднего-верхнего девона.

Таким образом, на стадии сокращения Киргизско-Терскейского бассейна еще отчетливее проявилась его асимметрия. По мере субдукции под континентальную окраину Северного Тянь-Шаня подстилавшая бассейн океаническая литосфера двигалась вместе со Срединнотяньшаньским микроконтинентом, и граница с ним, как внутриплитная, оставалась пассивной.

КИРГИЗСКО-ТЕРСКОЙСКИЙ БАСЕЙН В СИСТЕМЕ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

Завершение эволюции Киргизско-Терскейского океанического бассейна близко ко времени отмирания Джалаир-Найманского, Тектурмасского, Майкаин-Кызылтасского и некоторых более удаленных бассейнов Палеоазиатского океана. Эти события отражали глобальные особенности контролировавшего их таконского тектогенеза, который обозначил начало сближения континентальных единиц на пути к их объединению в палеозойской Пангее. Те же тенденции проявились таконскими фазами обдукции по обе стороны палеоокеана Япетус, которые запечатлены в офиолитах Северных Аппалачей, Ньюфаундленда и Норвегии. Соответствующий резкий максимум виден и на суммарном, глобальном графике “интенсивности тектонической аккреции офиолитов” [36].

Асимметрия Киргизско-Терскейского бассейна, развивавшегося между пассивной окраиной на востоке и активной на западе, вписывается в общую асимметрию Палеоазиатского океана, в котором происходило направленное перемещение микроконтинентов от одной его окраины к другой, с востока на запад [7, 28]. В этом проявились характерные черты Палеоазиатского океана как океана межконтинентального, сравнимого в этом отношении с мезозойско-кайнозойским Тетисом, для которого давно уже установлено и обсуждается последовательное отчленение фрагментов от Гондваны и их “конвейерное” движение к противоположному, аккреционному борту бассейна [39]. Такое сравнение обретает новый смысл, если исходить из концепции о циклах Пангеи [40], значение которой становится все очевидней по мере пополнения данных глобальной сейсмомотографии.

На основе этой концепции Дж. Мерфи и Р. Нанс [41] убедительно проанализировали различие внешних (периферических) складчатых поясов, развивавшихся на периферии Пацифики (или Пращипацифики), и внутренних складчатых поясов, которые образовались в результате раскрытия и закры-

тия межконтинентального океана. Именно последней категории в полной мере соответствуют не только Центрально-Азиатский складчатый пояс в целом, но и те его элементы (включая Тянь-Шань), которые были выделены А.А. Моссаковским с соавторами [28] как мозаичные области аккреционного происхождения. Между тем авторы этого обстоятельного исследования по геодинамике пояса, отнесли такие области к "тихоокеанскому типу" и противопоставляют их "тетическим" линейным системам коллизионного происхождения. Мы выражаем сомнение в подобной оценке действительно наблюдаемых различий. Роль аккреционных процессов в формировании складчатых систем мезозойско-кайнозойского Тетиса оказалась много выше, чем это представлялось прежде [38, 42]. А островодужные системы Палеоазиатского океана были тесно связаны с "конвейром" микроконтинентов, что несвойственно современной Западно-Тихоокеанской обстановке. Больше, чем в Тетисе, развитие островодужных систем в Палеоазиатском океане было, возможно, обусловлено его меридиональной ориентировкой. Не исключено, что при такой ориентировке вдоль западной периферии Палеоазиатского океана могли работать те же сопряженные с ротацией глобальные механизмы [44], которые способствуют раскрытию островодужных систем на западе Тихого океана.

Для межконтинентальных океанов характерны короткоживущие зоны субдукции сравнительно небольшой протяженности [41]. Это снижает вероятность существования в Палеоазиатском океане такой грандиозной и устойчивой островной дуги, какую предполагает нетрадиционная и важная в методическом отношении реконструкция А.М.Дж. Шенгена с соавторами [35].

Палеоазиатский океан в целом А.А. Моссаковский с соавторами также сочли возможным отнести к "тихоокеанскому типу" [28, стр. 28]. Мы выражаем сомнение и в этой оценке. Один из главных межконтинентальных бассейнов, раскрывшихся и закрывшихся в течение рифейско-раннепалеозойского суперконтинентального цикла (и в этом смысле океан "вторичный" [32]), Палеоазиатский океан являет собой противоположность Пацифике, как океану "первичному", с иной спецификой геодинамических обстановок, особенно на активных обрамлениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев Д.Г. Вулканические формации в истории геологического развития каледонид Северного Тянь-Шаня. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. 21 с.
2. Гесь М.Д. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня // Тектоника Азии. Тезисы совещания. М.: ИОС, 1997. С. 64–66.
3. Гесь М.Д., Королев В.Г. Серпентинитовый меланж в Северном Тянь-Шане (Северное Присонкулье) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 3. С. 675–677.
4. Гесь М.Д., Макарычев Г.И. Рифейские и кембрийские базальтоиды Северного Тянь-Шаня и их значение для анализа тектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 3. С. 66–76.
5. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Шпотова Л.В., Кадыров М.Х. Геодинамика Тянь-Шаня. Ташкент: Изд-во "Университет", 1993. 208 с.
6. Демина Л.И., Ломизе М.Г., Авдонин А.В. Геодинамические характеристики перидотитов Присонкулья (Северный Тянь-Шань) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1995. № 1. С. 91–99.
7. Диденко А.Н. Палеомагнетизм и геодинамическая эволюция Урало-Монгольского складчатого пояса. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ОИФЗ, 1977. 52 с.
8. Замалетдинов Т.С., Осмонбетов К.О. Геодинамическая модель развития земной коры Киргизии в фанерозое // Сов. геология. 1988. № 1. С. 66–75.
9. Зима М.Б., Максумова Р.А. Ордовик хр. Кара-Джорго (Северный Тянь-Шань) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 74–81.
10. Зоненшайн Л.П. Реконструкции палеозойских океанов // Дрейф континентов. М.: Наука, 1976. С. 28–71.
11. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 327 с.
12. Киселев В.В., Апаев Ф.Х. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя хребта Каракатты // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1987. С. 64–79.
13. Киселев В.В., Королев В.Г. Палеотектоника докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1981. 184 с.
14. Клишевич В.Л., Колобова И.М. К обоснованию возраста толукской серии (Северный Тянь-Шань) // Ежегодник Всес. палеонт. общ. 1990. Т. 33. Л.: Наука, С. 219–235.
15. Клишевич В.Л., Семилеткин С.А. Эволюция вещественного состава нижнепалеозойских терригенных комплексов Северного и Среднего Тянь-Шаня // Докл. РАН, 1992, Т. 323. № 1. С. 124–128.
16. Кнауф В.И. Тектоника // Геология СССР. Т. 25. Киргизская ССР. Кн. 2. М.: Недра, 1972. С. 156–212.
17. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985, 200 с.
18. Ломизе М.Г. Базальтовые дайки и разрастание земной коры в Восточной Исландии // Геотектоника. 1976. № 2, С. 57–72.
19. Ломизе М.Г. Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня (линия Николаева 60 лет спустя) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 1. С. 48–64.
20. Мазарович О.А., Барсков И.С., Борисенко В.И., Ломизе М.Г., Соболев Р.Н., Филатов Л.И. Северный Синьцзянь в системе палеозойид Центральной Азии. Ст. 2 // Бюлл. МОИП, Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 4. С. 26–40.
21. Макарычев Г.И., Гесь М.Д. Тектоническая природа зоны сочленения Северного и Среднего Тянь-Шаня // Геотектоника. 1981. № 4. С. 57–72.
22. Максумова Р.А., Захаров И.Л., Зима М.Б., Христова М.П., Чернышук В.П. Покровно-чешуйчатая структура ранних каледонид Тянь-Шаня в свете новых данных по стратиграфии нижнепалеозойских толщ // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1988. С. 144–152.
23. Мамбетов А.М., Апаев Ф.Х. О возрасте вулканогенно-осадочных отложений нижнего палеозоя хребта Каракатты (Северный Тянь-Шань) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 128–132.

24. *Матвеев В.В.* Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга // *Геотектоника*. 1983. № 4. С. 51–63.
25. *Миколайчук А.В.* Структурное положение метаморфического комплекса Малого Нарына и проблема границы Северного и Среднего Тянь-Шаня // *Геотектоника*. 1995. № 2. С. 75–85.
26. *Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е.* Основные этапы формирования каледонской покровно-складчатой структуры Северного Тянь-Шаня // *Тектоника Азии. Тезисы совещания*. М.: ГЕОС, 1997. С. 144–146.
27. *Миколайчук А.В., Мамбетов А.М.* Нижний палеозой хребтов Байдулы и Капка-Таш // *Деп. в ВИНТИ*. 1995. № 1746-В-95. С. 1–25.
28. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // *Геотектоника*. 1993. № 6. С. 3–32.
29. *Мухин П.А., Абдуллаев Х.А., Минаев В.Е., Христов С.Е., Эгамбердыев С.А.* Палеозойская геодинамика Средней Азии // *Сов. геология*. 1989. № 10. С. 47–58.
30. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. 371 с.
31. *Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А.* Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 262 с.
32. *Хаин В.Е.* Циклы Вилсона и циклы Бертрама // *Докл. РАН*. 1992. Т. 325. № 3. С. 557–559.
33. *Христов Е.В.* Отложения преддуговой зоны активной континентальной окраины (на примере нижнего палеозоя Джумгалского хребта, Тянь-Шань) // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1997. Т. 72. Вып. 3.
34. *Хьюджес Ч.* Петрология изверженных пород. М.: Недра, 1988. 320 с. (Hughes C.J. *Igneous petrology*. New York: Elsevier, 1982. 551 p.)
35. *Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С.* Тектоническая эволюция Алтаид // *Геол. и геофизика*. 1994. № 7–8. С. 41–57.
36. *Якубчук А.С., Никитин А.М.* Оценка интенсивности образования океанической коры в фанерозое // *Докл. РАН*. 1992. Т. 323. № 5. С. 908–911.
37. *Bonatti E., Harrison C.G.A.* Eruption styles of basalt in oceanic spreading ridges and seamounts: effect of magma temperature and viscosity // *Journ. Geophys. Res.* 1988. V. 93. № B4. P. 2967–2980.
38. *Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B.* (editors) *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*. Paris. 1993. 307 p., 14 maps.
39. *Kazmin V.G.* Collision and rifting in the Tethys Ocean: geodynamic implications // *Tectonophysics*. 1991. V. 196. № 3/4. P. 371–384.
40. *Le Pichon X., Huchon Ph.* Geoid, Pangea and convection // *Earth Planet. Sc. Lett.* 1984. V. 67. № 1. P. 123–135.
41. *Murphy J.B., Nance R.D.* Mountain belts and the supercontinent cycle // *Scientific Amer.* 1992. V. 266. № 4. P. 22–30.
42. *Robertson A.H.F., Degnan P., Collins A., Jones G., Pickett E., Sharp I.* Role of subduction-accretion processes in the assembly of the Tethyan orogenic belt in the Eastern Mediterranean region // *30th Int. Geol. Congr. Abstracts*. V. 1. Beijing. 1996. P. 314.
43. *Stern R.J., Bloomer Sh.H., Lin P.-N., Smoot N.Ch.* Submarine arc volcanism in the southern Mariana Arc as an ophiolite analogue // *Tectonophysics*. 1989. V. 168. № 1–3. P. 151–170.
44. *Uyeda S., Kanamori H.* Back-arc opening and the mode of subduction // *Journ. Geophys. Res.* 1979. V. 84. № B3. P. 1049–1061.
45. *Wada Y.* On the relationship between dike width and magma viscosity // *Journ. Geophys. Res.* 1994. V. 99. № B9. P. 17743–17755.
46. *Wilson M.* *Igneous petrogenesis (a global tectonic approach)*. London: Unwin Hyman, 1989. 466 p.
47. *Wood D.A., Tarney J., Varet J., Saunders A.D., Bougalt H., Joron J.L., Treuil M., Cann J.R.* Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49: Implications for mantle heterogeneity // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979. V. 42. P. 77–97.

Рецензенты: В.С. Буртман, С.А. Куренков

The Kyrgyz–Terskei Paleooceanic Basin, Tien Shan

M. G. Lomize, L. I. Demina, and A. A. Zarshchikov

Geological Department, Moscow State University, Moscow, 119899 Russia

The Kyrgyz–Terskei paleooceanic basin is reconstructed based on the assumption that the Early Paleozoic northern Tien Shan ophiolites are allochthonous. This basin, which extended meridionally (in the past coordinate system) between two continents, was asymmetrical: to the east, it was bounded by a passive margin and to the west, by an active margin, where a supra-subduction zone volcanism manifested itself. The *oceanic-basin growth stage* began in the terminal Riphean and continued into the middle Early Ordovician, when the basin's development experienced a crisis. Sea-floor spreading ceased, and the *oceanic-basin contraction stage* set on (Arenigian–Caradocian); the contraction was driven mainly by the ongoing subduction beneath the belt of calcalkaline and subalkaline volcanism at the basin's western rim. The basin's closure in the terminal Caradocian was accompanied by ophiolites being obducted onto the active margin. This event correlates with the extinction of some other paleooceanic basins and is thought to express the Taconic tectogenesis. The evolution of the Kyrgyz–Terskei basin in the system of the Paleo-Asian Ocean reflected the intercontinental position of this ocean, in which, like in the Tethys, fragments were split off Gondwana's passive margin to be transported, in a conveyor belt-like manner, to the opposite, accretionary, margin. That island-arc systems had a greater part there than in the Tethys may have been due to the different—meridional—orientation of the Paleo-Asian Ocean: along its western periphery, the same rotation-related global mechanisms that control the configuration of the modern western Pacific belt may have operated.

УДК 551.242.31 (571.53)

КУПОЛЬНЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ В КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ КАЛЕДОНИД ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

© 1997 г. В. С. Федоровский

Геологический институт РАН, Москва

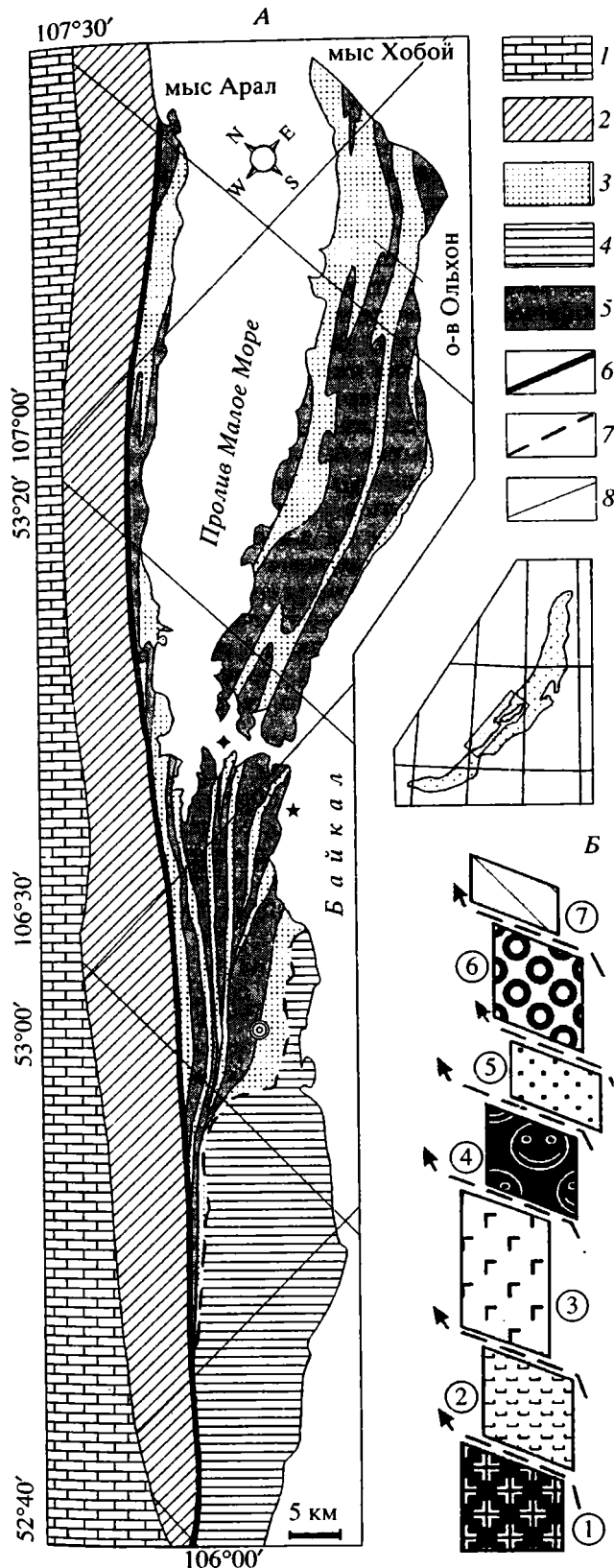
Поступила в редакцию 24.03.97 г.

В коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья (Ольхонский регион) последовательно реализованы два типа столкновений: дуга-терреин и терреин-континент. Предполагается, что первый эпизод сопровождался блокировкой зоны субдукции, погружавшейся под островную дугу, отрывом слэба океанической литосферы и как следствие – подъемом горячего астеносферного материала к подошве коры и метаморфизмом в зоне коллизионного шва. Обдукция палеозойских островодужных аллохтонов на раннедокембрийский цоколь террейна привела к возникновению резкой вертикальной тектонической неоднородности, когда легкая континентальная кора террейна оказалась погребенной под более тяжелой корой океанического и переходного типов. На ранних этапах коллизии этого типа формируется многоэтапный сигметаморфический покровный структурный парагенезис, а затем мощно проявляется ремобилизация древней континентальной коры, погребенной под аллохтонами и экранированной ими. Следствие ремобилизации – купольный тектогенез, охватывающий как цоколь террейна, так и обдукцированные аллохтоны. Последние события коллизионной геодинамики связаны со столкновением террейна, уже перекрытого островодужными аллохтонами, деформированными гранито-гнейсовыми куполами, с Сибирским континентом. Тотальное развитие на этой стадии получили вязкие сдвиги, синхронные ниспадающей ветви метаморфизма и охватившие все без исключения более ранние структуры. Утверждается, что в системах с участием ранее созданной коры континентального типа купольный тектогенез выступает как постоянно повторяющийся на протяжении геологической истории фактор коллизионной геодинамики и может рассматриваться как непосредственный индикатор коллизии.

В областях развития метаморфических комплексов, с характерными для них многоэтапными линейными складчатыми системами, заметное место принадлежит и нелинейным структурам – гранито-гнейсовым куполам. Наиболее мощно и широко купольный тектогенез проявлен в фундаменте древних платформ и еще совсем недавно считалось, что гранито-гнейсовые купола отражают специфику тектоносферы ранней Земли, несвойственную более поздней, фанерозойской геологической истории. Этот аргумент нередко использовался как признак необратимости геологического развития. Дальнейшие исследования показали, что купольный тектогенез проявлен не только при формировании раннедокембрийских, но и рифейских, палеозойских и мезозойских метаморфических комплексов. Число таких примеров быстро нарастает и сегодня вряд ли можно сомневаться в том, что купольный тектогенез не является прерогативой раннего докембрия, что он присущ всей геологической истории. Независимо от этого сами гранито-гнейсовые купола в морфологическом плане остаются специфическими структурами, а для обозначения процессов, приводящих к их возникновению, применяется специальный термин – купольный тектогенез.

При изучении фанерозойских складчатых систем было показано [4, 5], что куполообразование связано с режимом коллизии. В тех ситуациях, когда в коллизионные процессы вовлекаются сегменты ранее созданной коры континентального типа, такая закономерность оказывается постоянно действующим фактором коллизионной геодинамики. Можно утверждать, следовательно, что купольный тектогенез является прямым индикатором коллизии [10]. Вместе с тем становится ясно, что хотя гранито-гнейсовые купола непосредственно участвуют в строении только “гранитного” слоя материковой коры, их возникновение связано с взаимодействием различных геосфер: с одной стороны – мантии и континентальной коры [12], с другой – нижней и верхней коры континентов [8]. Информационный потенциал купольного тектогенеза таким образом очень велик и это становится особенно очевидно при попытках реставрации палеогеодинамических ситуаций, в том числе и геодинамики ранней истории Земли.

В этом плане большой интерес может представлять территория Западного Прибайкалья (рис. 1). Здесь, в пределах Ольхонского региона (остров Ольхон и западное побережье Байкала, протянувшееся на 150 км вдоль Приморского хребта – от устья р. Бугульдейки до устья р. Зундук и мыса Арал) обнаружены многочисленные



гранито-гнейсовые купола [10, 11, 15] и выяснен коллизионный стиль тектоники [10–14, 19]. Это позволяет изучать взаимодействие на первый взгляд различных структурообразующих механизмов, отражающих, однако, эпизоды единого геодинамического сценария.

Различные аспекты проблемы уже рассматривались и здесь эти данные будут приведены лишь кратко, в объеме, необходимом для обсуждения материала по купольному тектогенезу [12]. Впрочем, было бы неверно рассматривать купольный тектогенез как отдельный, автономный эпизод формирования структуры региона. Весь имеющийся материал свидетельствует о том, что проявления купольного тектогенеза – закономерное следствие целого каскада предшествующих ему

Рис. 1. Схема тектоники Ольхонского региона: А – карта, Б – тектонически наложенный “разрез” Ольхонского региона (без масштаба).

1–2 – Сибирская материковая плита: 1 – рифейско-палеозойский осадочный чехол (шельф пассивной окраины), 2 – фундамент плиты, образованный раннедокембрическими метаморфитами сарминской серии и гранитами; 3–5 – Ольхонский террейн (раннепалеозойская коллизионная система, сформированная в результате реализации двух типов столкновений: дуга-террейн и террейн-континент): 3 – раннепалеозойские, в основном островодужные аллохтоны с участием дифференцированной толетовой серии магматитов, обдуцированные на раннедокембрический цоколь террейна (линейно-складчатые синметаморфические покровные и сдвиговые ансамбли); 4 – раннепалеозойские островодужные аллохтоны с участием шошонитовой серии магматитов, обдуцированные на толетовые аллохтоны (линейно-складчатые синметаморфические покровные и сдвиговые ансамбли); 5 – раннепалеозойские гнейсово-купольные зоны с признаками раннедокембрического протолита в ядрах куполов; 6 – граница Ольхонского террейна и Сибирской континентальной плиты; 7 – фронт развития покровов шошонитовой серии, деформированный поздними вязкими сдвигами; 8 – границы крупных сдвиговых пластин (бластомилонитовые швы). Цифрами в кружках обозначены основные покровные пластины: 1 – кора континентального типа с признаками раннедокембрического протолита; 2 – парагнейсы, тектонически прослоенные амфиболитами по высокотитанистым низкокальциевым толеитам (СОХ или внутриокеанические острова); 3 – толетовая низкокальциевая дифференцированная серия островодужного типа (базальты и пикробазальты-андезиты-базальты-андезиты-риолиты; интрузивные породы: высокомагнезиальные пикритовые габбро, жильные низкокальциевые граниты (аналоги риолитов разреза); 4 – океанические ультрабазиты (дунит-гарцбургитовая ассоциация, реститовая и кумулятивная части); 5 – осадочно-вулканомиктовый клин, редко – толеиты; 6 – островодужная шошонитовая серия (низкотитанистые щелочные базальты, трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты, субвулканические и интрузивные комагматы – субщелочные габбро, габбромонциты, диориты, гранодиориты, а также осадочные породы); 7 – подушечные лавы (низкокальциевые толеитовые базальты СОХ), кремнистые осадки.

Карты, приведенные в статье: * Анга-Барсой, ◆ Крест
★ Танхан-Змеиная Падь, ⊙ Намши-Нур, ▲ Нутгей

явлений, звено в единой цепи событий коллизии-онной геодинамики.

Бросающаяся в глаза особенность геологии Ольхонского региона – исключительная пестрота пород, закартированных на этой сравнительно небольшой территории: от ультрабазитов до гранитов, богатый набор первично осадочных и вулканических образований, резкие колебания степени метаморфизма (от зеленосланцевой до гранулитовой фации включительно). Однако вся эта внешняя пестрота формирует всего лишь два главных комплекса. Один из них с участием толейтовой серии, другой – с абсолютным преобладанием шошонитовой серии магматитов в их составе. Картирование показало, что первый комплекс занимает северную часть побережья Байкала и весь остров Ольхон, а второй сосредоточен в южной части Приольхонья. Граница между ними, плавно изгибаясь в виде Z-образной сигмоиды, проходит от долины р. Анги и предгорий Приморского хребта к мысу Улан-Нур на Байкале. Она представляет собой надвиговую зону с бластомилонитами амфиболитовой фации, деформированную затем в зоне вязкого сдвига. Контуры шва срезают под пологим углом горизонты и структуры, образованные нижним (толейтовым) комплексом. Но само это структурное несогласие обнаруживается лишь при картировании большой площади (см. рис. 1).

Вместе с тем общая довольно простая картина распределения по территории двух основных комплексов, нарушается находками нескольких (иногда крупных) тел пород шошонитовой серии, расположенных севернее главного поля их развития. Эти “неувязки” нашли свое объяснение после установления покровно-складчатого характера ранних этапов формирования генеральной структуры региона. Тела пород шошонитовой серии оказались выдвинутыми далеко на север и северо-запад фронтальными частями покровных аллохтонов. Фрагменты этих аллохтонов сохранились в современном срезе в виде эрозионных останцов. Однако и подстилающий шошониты комплекс, содержащий породы толейтовой серии в своем составе, не представляет собой какой-то единый, нормально наложенный разрез, а обнаруживает характерное нагромождение таких же, как в верхнем комплексе, покровных пластин. Нормальные былые стратиграфические соотношения и здесь практически повсеместно искажены, частично утрачены или полностью разрушены. Следовательно, уже на ранних этапах структурообразования (покровный тектогенез) генеральная структура Ольхонского региона формируется как тектонический коллаж (см. рис. 1). Более поздние деформации многократно усложнили эту уже непростую картину. Коллизионная природа всей системы стала ясной после проведения комплекса дополнительных исследований (структурный анализ, петро- и геохимические данные и т.д.).

ДОКУПОЛЬНАЯ ОБСТАНОВКА

Все разнообразие пород Ольхонского региона представлено практически метаморфитами. Исключение составляют лишь постметаморфические сиениты и щелочные сиениты небольшого Тажеранского массива и кайнозойские озерные и обвално-гравитационные образования. Изменения исходных пород, судя по термодинамическим параметрам, происходили в условиях верхней коры. При этом в картируемом региональном метаморфическом ореоле (неопубликованные данные С.П. Кориковского) запечатлены весьма значительные колебания температуры (300°–650°) и давлений (3.5–6.5 кбар), глубинность – 14–24 км). Очевидно, что естественные трудности, обычно связанные с попытками “снятия” метаморфизма, относятся и к нашему случаю, а многие важные детали ранних этапов геологического развития территории не удастся надежно документировать. Здесь может быть намечен только эскиз дометаморфической картины геодинамики. Вместе с тем эпизоды синметаморфического тектогенеза можно исследовать с любой степенью детальности, и этому в незначительной степени способствует великолепная обнаженность территории.

По данным Г.С. Закариадзе и С.П. Кориковского (полевые исследования проводились нами совместно), магматические образования региона формируют два основных комплекса. Один из них представлен дифференцированной толейтовой серией, типичной для примитивных островных дуг. Другой комплекс образован дифференцированной серией шошонитового типа, отвечающей зрелой стадии развития островной дуги. Данными, которые могли бы свидетельствовать об исходных соотношениях толейтовой и шошонитовой серий, мы не располагаем. Современный картируемый разрез Ольхонского региона отражает не исходную стратификацию, а, как упоминалось выше, комбинацию тектонически наложенных пакетов покровных пластин (см. рис. 1). Шошониты занимают здесь верхнюю позицию и образованные ими тектонические покровы перекрывают другие покровные пластины, в строении которых участвуют породы толейтовой серии.

Издавна считалось, что Ольхонский регион относится к числу опорных полигонов развития раннедокембрийских комплексов Сибири. В свете новых материалов [1], эти взгляды должны быть пересмотрены: установлен раннепалеозойский возраст магматизма и седиментогенеза (Sm-Nd изохрона, 530 ± 23 млн лет), а также метаморфизма и складчатости (цирконометрия, U-Pb изохрона, 485 ± 5 млн лет). Нужно отметить, что хотя Sm-Nd определение получено по субщелочным габброидам крупного Бирхинского массива, гипабиссальные аналоги этих пород широко распространены в толще, вмещающей этот массив и поэтому ясно, что и те, и другие имеют такой же возраст.

Начальное отношение изотопов Nd ($\epsilon_{Nd} < T$) равно +5.0. Источником магм могли быть зоны умеренно деплетированной мантии, типичные для субщелочных пород островов и некоторых островных дуг [1].

Циркометрия проведена по 40 пробам. Они охватывали все типы метаморфических пород как из линейно-складчатых зон, так и из зон купольного строения. По данным М.В. Сумина (Pb-Pb метод), цирконы из пород линейно-складчатых зон (от кислых гнейсов до габброидов) дали интервал значений 420–630 млн лет, в то время как гнейсы и мигматиты куполов обнаружили разброс от 450 до 2400 млн лет. При этом сами граниты куполов показывают все же достаточно узкий интервал – 430–700 млн лет. Первичные результаты показали, что цирконы с раннепротерозойскими датировками присутствуют исключительно в гнейсах и мигматитах ядер куполов (и нужно подчеркнуть, что они здесь находятся вместе с цирконами, дающими и палеозойские даты). Пробы, отобранные после получения этих данных для последующего Sm-Pb и U-Pb определений, и показали изохронные датировки, приведенные выше.

Из этого материала следует, что магматизм и седиментогенез имеют раннепалеозойский возраст. Следов более древнего, раннедокембрийского возраста соответствующих пород или их метаморфизма нет. Это приходится повторять, так как уже после публикации приведенных данных все еще упорно развиваются идеи о древнем возрасте метаморфитов Ольхонского региона, омоложенных якобы в результате каледонской орогении (например, [2, 7]).

Другое дело – гранито-гнейсовые купола. Здесь явно, но только в ядрах куполов обнаруживается реликтовый циркон, который можно рассматривать как следы переработанного раннепротерозойского протолита. Сами же гранито-гнейсовые купола имеют раннепалеозойский возраст. В сумме эти данные позволяют уверенно предполагать существование древнего, раннедокембрийского цоколя, погребенного под раннепалеозойскими метаморфитами. Очевидно также и то, что этот цоколь должен обладать характеристиками коры континентального типа – иначе трудно себе представить саму возможность возникновения гранито-гнейсовых куполов. Мы видим, следовательно, что хотя на поверхности здесь картируется два комплекса, имеются признаки существования трех комплексов в Ольхонском регионе: нижний представлен ранним докембрием континентального типа (на поверхности он практически не вскрыт) и два верхних, перекрывающих древний цоколь – раннепалеозойские, в основном островодужные, но различные комплексы, источники которых имели мантийный генезис.

Можно думать, таким образом, что островодужные комплексы, составляющие практически всю территорию Ольхонского региона и образующие многочисленные тектонические покровы, были выдвинуты на древнее кристаллическое основание. Они не могли возникнуть непосредственно здесь, а формировались на каком-то удалении от сегмента континентальной коры, на который они шарьированы. Это и определяет поиски такой модели, которая объясняла бы совмещение совершенно чуждых комплексов в единую картируемую в современном эрозионном срезе композицию.

Дометаморфические складчатые структуры, как уже упоминалось, в Ольхонском регионе достоверно не устанавливаются. Зато синметаморфические деформации проявлены в изобилии. Они группируются в три структурных парагенезиса: покровный, купольный и сдвиговый. Самый ранний – покровный – в “чистом” виде сохранился в пределах нескольких участков небольшой площади. Экспансия последующих деформаций купольного и сдвигового генезиса кардинально изменяет изначальные синметаморфические структуры. Ранние структурные ансамбли отражают результат трех последовательно наложенных друг на друга этапов деформаций, формирующих сложнейший узор структур покровного генезиса (рис. 2). Однако и эти деформации не носят тотального характера, что позволяет наблюдать в одних местах сами структуры первой генерации, в других – результаты наложения второй генерации деформаций на первую и так далее. Во всех случаях самые ранние структуры представлены пакетами лежащих изоклиналильных складок с субгоризонтальными шарнирами и такими же осевыми поверхностями (рис. 2а), с соответствующим расположением сланцеватости и минеральной линейности [12, 13]. Формирование последних отвечает максимуму метаморфизма в каждой конкретной зоне. Следов более ранних складок, линейных или плоскостных структурных элементов мы не видим, но это не означает, что их не было в природе. Наоборот, поскольку самая ранняя картируемая структурная композиция фиксируется возникновением минералов, соответствующих уже максимальным параметрам метаморфизма, совершенно очевидно, что какие-то деформации реализовались и до этого, по мере достижения максимальных условий, на прогрессивной ветви метаморфизма. Следы таких деформаций практически повсеместно стертые. Непосредственно вслед за возникновением пакетов складок первой генерации происходит их повторная деформация. Пакеты ранних складок, сопровождающие их сланцеватость и линейность, изгибаются вокруг шарниров складок второй генерации. Последние обладают уже субвертикальными осевыми поверхностями, но такими же, как и в первом слу-



Рис. 2. Типовые рисунки синметаморфических коллизионных структур

чае, субгоризонтальными шарнирами (рис. 2б). Формируется новая сланцеватость, выраженная теми же минералами, которые характерны для первого этапа деформаций. Петрологические данные показывают, что между первым и вторым этапами деформаций изменений термодинамических параметров не произошло. Забегая вперед отметим, что таких изменений не отмечается и на

следующем, третьем этапе и все это означает, что картируемые этапы деформаций не самостоятельны, это лишь эпизоды деформационных преобразований, происходивших на фоне одноактного метаморфизма. Важно подчеркнуть, что складчатые структуры первого и второго этапов коаксиальны и формировались в едином поле напряжений.

По всем признакам возникновение такого типа структур отражает режим формирования тектонических покровов в их глубинном варианте. Вместе с тем, нет данных, которые могли бы указывать на то, что покровный тектогенез и метаморфизм точно совпадают по времени своего проявления. Возникшие парагенезы метаморфических минералов лишь зафиксировали термодинамическую обстановку в каждом конкретном объеме геологической среды. Логично предположить, что выдвигание покровных аллохтонов началось гораздо раньше подъема геозотерм и начавшегося метаморфизма. Синметаморфические структуры покровного типа, развитые в регионе в изобилии, отражают не начало, а продолжение общего процесса формирования тектонических покровов.

Покровный парагенез завершается образованием систем листрического типа (см. рис. 2в), и они образуют хотя и очень мощно выраженные, но все же локальные и часто повторяющиеся зоны, узкие в плане (сотни метров), но обладающие большой протяженностью (десятки километров). Складчатые формы этого этапа наблюдаются нечасто, обладают сложнейшей морфологией, имеют субгоризонтальные шарниры. Обычно же структуры листрического типа устанавливаются по развитию зон бластомилонитовой полосчатости и сланцеватости, линейности растяжения, имеющей субвертикальную ориентировку. Поскольку параметры метаморфизма остаются постоянными для всех трех первых этапов деформаций, можно предположить, что смена полей напряжений происходила непрерывно и если два первых этапа в чистом виде отражают эпизоды покровного тектогенеза, то третий свидетельствует об изменении траектории выдвигания глубинных покровов и их вовлечении в зоны пластических листрических разломов [6, 12]. Материал позволяет, таким образом, предполагать начавшееся перемещение глубинных покровов в более верхние горизонты коры.

Непосредственно вслед за формированием покровного структурного парагенеза в регионе мощно проявлен купольный тектогенез.

КУПОЛЬНЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ

10 относительно крупных зон такого рода выделяется на западном побережье Байкала, 3–4 зоны – на острове Ольхон (см. рис. 1). Ширина купольных зон невелика, в максимуме она достигает 3 км, протяженность значительно превышает ширину – 50–100 км. Форма зон в плане однообразна – это прямолинейные полосы, нередко линзовидные, с узкими стреловидными окончаниями. Не столь редки и плавные, а зачастую и довольно резкие изгибы купольных зон, связанные с реализацией более поздних, тоже синметаморфичес-

ких, сдвиговых деформаций (рис. 3, 4, 5, 6, 7). Структурный рисунок купольных зон весьма своеобразен: отчетливо линейные ограничения большинства таких зон совершенно не корреспондируются с их внутренним строением, которое отличается плотной упаковкой изометричных структур (рис. 3, 5, 7). Впрочем, применение этого термина здесь достаточно условно, так как таких структур практически не встречено и все они деформированы. Опыт детального картирования показал, что здесь можно говорить как минимум о двух типах наложенной деформации, изменившей форму куполов.

Один из них связан с изменением начальной формы куполов в результате их взаимодействия и давления друг на друга в процессе роста. В результате возникают специфические рисунки (рис. 7). Причем растущие ядра куполов не только раздавливают соседние структуры, обеспечивая их сложную хаотическую морфологию, но и нередко как бы выжимаются, выдавливаются из места своего рождения, перекрывают ядра соседних куполов, растекаясь в виде плоских языков, которые затем снова деформируются растущими, но оказавшимися внизу ядрами перекрытых куполов.

Другой тип деформаций связан с более поздним, тоже синметаморфическим сдвиговым тектогенезом, получившим в регионе тотальное развитие. Гранито-гнейсовые купола сначала получают директивную ориентацию, вытягиваются параллельно зонам вязких сдвигов, затем расплющиваются, а нередко и полностью утрачивают признаки купольной морфологии. В таких случаях они картируются как линейно-складчатые гранито-гнейсовые или мигматитовые зоны и лишь иногда при детальной отработке здесь удается обнаружить признаки бывшего существования куполов.

Сами гранито-гнейсовые купола деформируются ранее возникшие системы покровного генезиса. Нужно отметить, что в Ольхонском регионе эрозионный срез таков, что породы оболочки куполов сохраняются не только в пределах межкупольных синформ, но и непосредственно над ядрами куполов. Хотя и не часто, но удается наблюдать купола, полностью очерченные породами оболочки (купол Овал, рис. 5). В таких случаях можно видеть результаты купольной деформации, наложенной на покровные складчатые системы. Деформация оболочки оказывается весьма значительной, она сопровождается резким искажением не только осевых поверхностей покровных складок, но и их шарниров, веерообразным "раскидыванием" складок от центра купола (см. рис. 2г), встречной деформацией от соседних куполов и формированием интерференционных композиций, описать которые словами нелегко, а

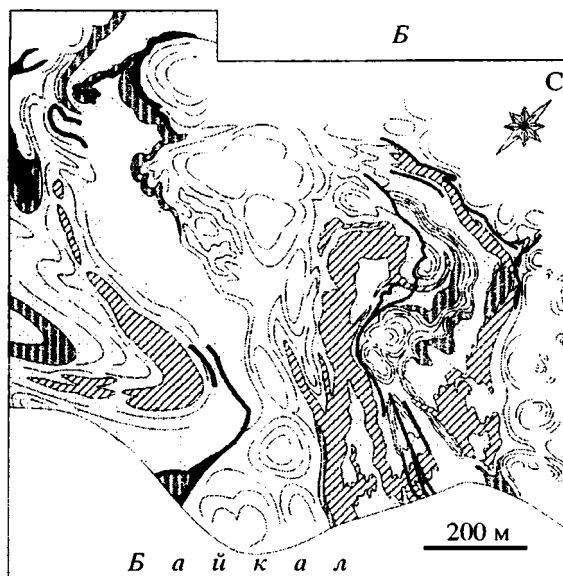
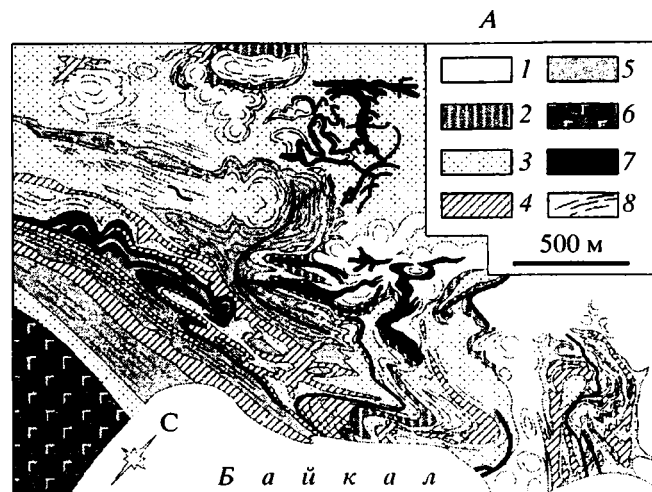


Рис. 3. Геологическая карта района Танхан-Змеинная Падь (А) и детальная схема расположения куполов в урочище Змеинная Падь (Б), В – аэрофотоснимок этой территории.

1 – гнейсы, мигматиты и гранито-гнейсы ядер куполов; 2 – амфиболиты; 3 – кварциты; 4 – мраморы; 5 – силикатно-карбонатные гнейсы; 6 – метагабброиды; 7 – жильные тела синметаморфических гранитов; 8 – гнейсовидность, сланцеватость, слоистость.

изобразить в виде двухмерной картины – невозможно.

Ясно, что купольный тектогенез реализуется после формирования систем покровного генези-

са, но процесс взаимодействия этих деформаций оказывается более сложным и не укладывается в простую схему. Дело в том, что сама природа покровной и купольной деформаций различна и

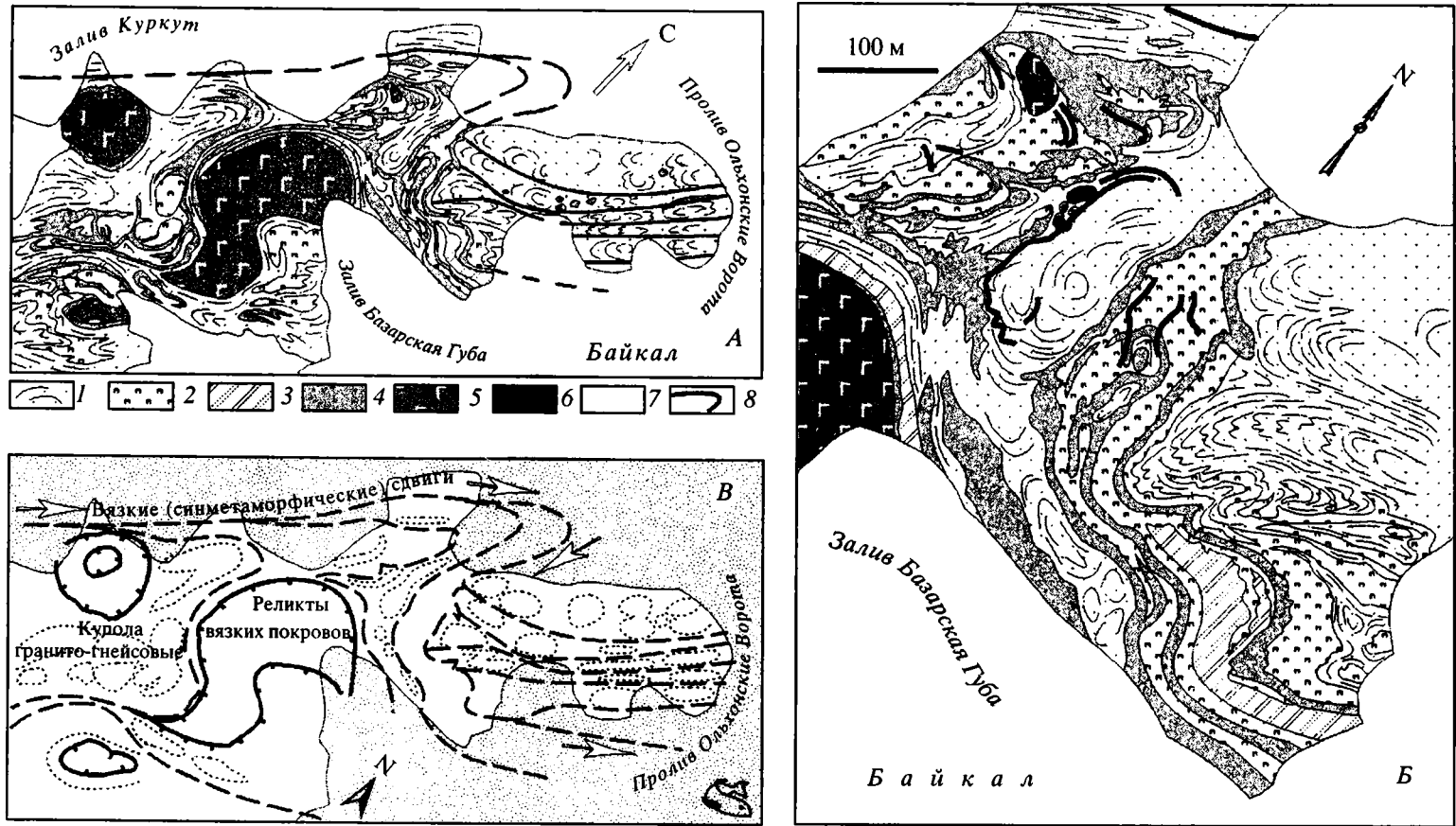


Рис. 4. Геологическая карта района полуострова Крест в проливе Ольхонские Ворота (А), более детальная карта его центральной части (Б) и тектоническая схема полуострова Крест (В).
 1 – мигматиты, гранито-гнейсы; 2 – амфиболиты; 3 – кварциты; 4 – мраморы; 5 – метагабброиды; 6 – метаультрабазиты; 7 – кайназойские озерные отложения; 8 – вязкие сдвиги. На карте справа черными линиями показаны жильные тела синметаморфических гранитов.

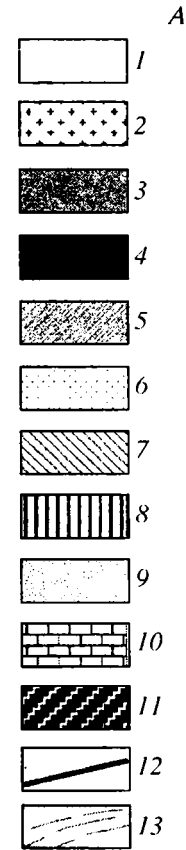
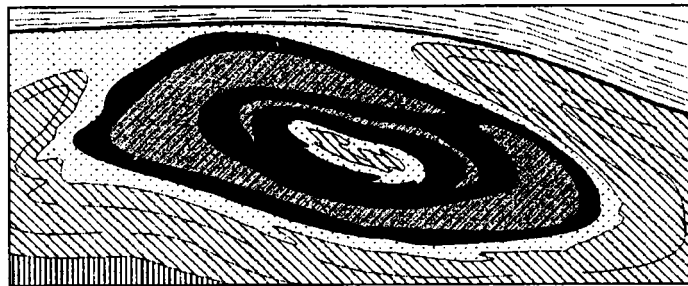
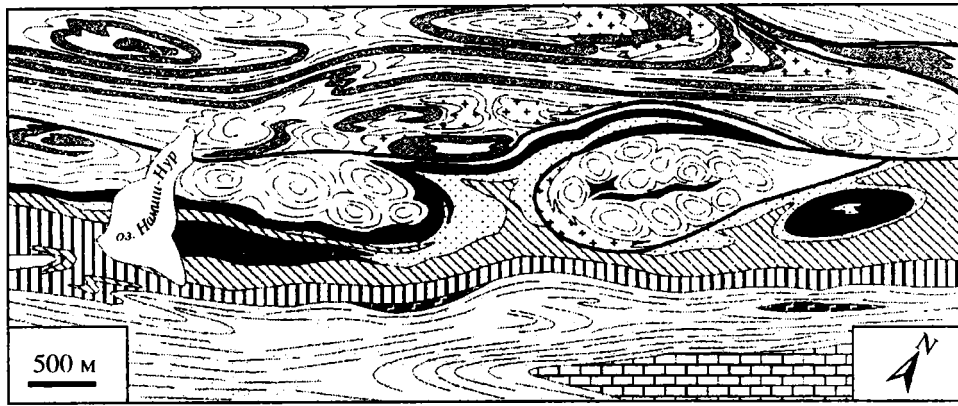


Рис. 5. Геологическая карта района озера Намши-Нур (А), карта грибообразного купола Овал (Б), аэрофотоснимок и разрез, составленный через купол Овал (В).

1 – гнейсы и мигматиты; 2 – гранито-гнейсы и граниты; 3 – амфиболиты гнейсовой толщи; 4 – амфиболиты, перекрывающие гнейсовую толщу; 5 – верхняя часть этого горизонта (на детальной карте купола Овал и разрезе); 6 – кварциты; 7 – мраморы (нижний горизонт); 8 – амфиболиты с прослоями силикатно-карбонатных пород и мраморов; 9 – двусланцевые и биотитовые микрогнейсы (лептиниты); 10 – мраморы (верхний горизонт); 11 – blastsмилониты, линзы мраморов и тальковых сланцев, ультрабазиты; 12 – вязкие разрывы; 13 – гнейсовидность, сланцеватость.

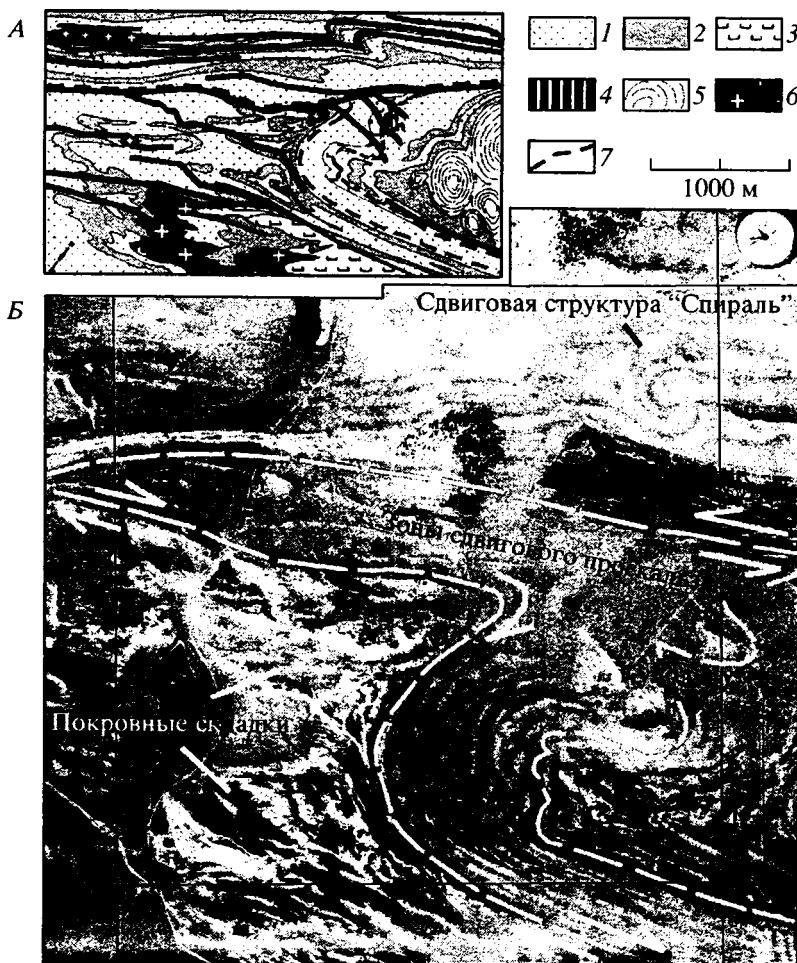


Рис. 6. Геологическая схема района Нутгей (А) и аэрофотоснимок этой площади (Б), где в зоне амфиболитовой фации метаморфизма развиты покровные, сдвиговые и купольные структуры.

1 – силикатно-карбонные гнейсы и амфиболиты; 2 – амфиболиты; 3 – мраморы; 4 – метадуниты; 5 – мигматиты и гранито-гнейсы; 6 – жилы синметаморфических гранитов с гранатом и турмалином; 7 – бластомилониты и ультрабластомилониты с телами и линзами ультрабазитов.

купольный тектогенез начинается не точно после окончания формирования вязких покровов, а еще до завершения покровных деформаций. Это означает, что в какой-то конкретно взятой точке геологической среды могут одновременно реализоваться два механизма деформаций – покровный и купольный. Здесь интересно отметить, что возможно такие интерференционные полигенетические структуры вовсе не являются чем-то необычным. Список таких структурных “уродов” не ограничивается перечисленным выше. Такие же интерференционные композиции мы видим и в результате взаимодействия механизмов купольного и сдвигового тектогенеза. Здесь последовательность событий иная: куполообразование еще не закончилось, а сдвиговые деформации уже начались. Гранито-гнейсовый купол еще растет, но он уже попадает в поле напряжений сдви-

гового характера. Появляющиеся в результате вихревые и спиралевидные структуры не редкость, а вполне обычное явление.

ПОСЛЕКУПОЛЬНЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ

Купола формируются в максимуме метаморфизма и на начавшемся спаде метаморфизма, на его регрессивной ветви. Последний акт деформаций, синхронных метаморфизму, связан с реализацией сдвигового тектогенеза, который в целом сменяет куполообразование и в Ольхонском регионе получил тотальное развитие. Два эпизода сдвиговых деформаций следуют друг за другом. Крупные тесно сжатые складчатые формы с субвертикальными шарнирами и такими же осевыми поверхностями типичны для ранних сдвиговых деформаций. Сланцеватость и линейность выражены

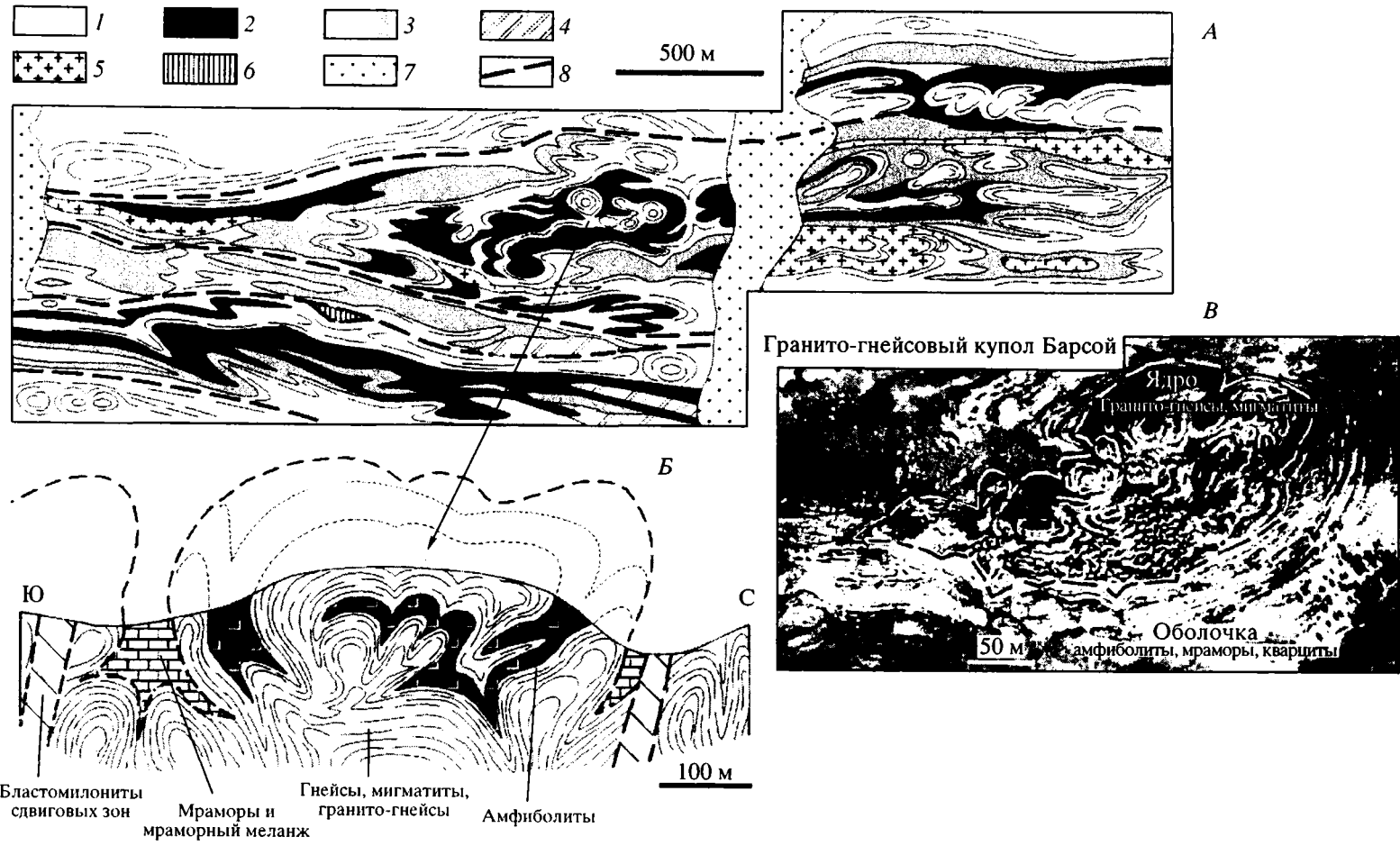


Рис. 7. Геологическая карта купольной зоны Анга-Барсой (А), разрез через купол Барсой (Б) и аэрофотоснимок этого купола (В)
 1 – гранито-гнейсы, мигматиты, гнейсы; 2 – амфиболиты; 3 – мраморы и мраморный меланж; 4 – кварциты; 5 – синметаморфические граниты; 6 – метаультра-
 базиты и тальковые сланцы; 7 – кайнозойские отложения; 8 – бластомилониты зон вязких сдвигов.

минералами, указывающими на начавшееся снижение параметров метаморфизма. Так, в зоне гранулитовой фации развиваются сдвиговые швы бластомилонитов амфиболитовой фации. Все предшествующие структуры, покровные и купольные, попадая в зоны сдвигового тектогенеза, изгибаются вокруг шарниров этих структур, а в случае плотной упаковки сдвиговых складок признаки изначальных структур иного генезиса сильно искажаются, а во многих случаях и полностью утрачиваются. В зонах изгибов ранних вязких сдвигов возникает специфический мраморный меланж [13], который отжимается из таких зон и протрудирует в соседние, теневые по давлению участки.

Последние картируемые деформации связаны с поздними вязкими сдвигами. Метаморфизм явно идет на спад, формируется низкотемпературная сланцеватость. Складчатые формы, возникшие в результате этой деформации, самые крупные из числа наблюдаемых в регионе. Это складки с вертикальными шарнирами и осевыми поверхностями, иногда сильно сжатые, но нередки и открытые, обрисовывающие в плане сигмовиды Z- и S-образной формы (см. рис. 3, 4, 6). Размах крыльев таких структур нередко измеряется километрами. Замечательная особенность складок этой генерации: они перерабатывают все без исключения предшествующие им структуры, в том числе и ранние сдвиговые складки (см. рис. 2д, 2е), а также и только что возникшие сдвиговые швы бластомилонитов, которые очерчивают теперь крупные складки. Синхронно с ними снова формируются бластомилонитовые зоны, которые пересекают все без исключения структуры иного генезиса. В результате реализации сдвигового тектогенеза вся территория Ольхонского региона приобретает "нарезку" на многочисленные узкие полосы, и это – наиболее отчетливо картируемая в современном срезе генеральная региональная структура.

Таким образом, купольный тектогенез имел место после целого каскада деформаций покровного генезиса, а сам сменился мощно проявленными сдвиговыми дислокациями.

ОБСУЖДЕНИЕ

На западном побережье Байкала и склонах Приморского хребта метаморфический комплекс Ольхонского региона непосредственно соприкасается с метаморфитами фундамента Сибирской платформы (см. рис. 1). Степень метаморфизма пород ольхонского комплекса достигает гранулитовой, субгранулитовой фаций и высших субфаций амфиболитовой фации, в то время как метаморфизм пород раннепротерозойской сарминской серии Приморского хребта (цоколь Сибирской платформы) не превышает зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Интересно, что да-

же на ранних этапах исследований ольхонский комплекс, когда возраст его считался архейским, никогда не включался в состав фундамента Сибирской платформы, а, наоборот, отделялся от метаморфитов кристалликума платформы. В тектонических схемах занимаемая им площадь рассматривалась в качестве древней глыбы в составе более молодых складчатых систем (байкальской, каледонской). Это не удивительно, ибо по своему составу метаморфические комплексы Приморского хребта и Ольхонского региона совершенно несопоставимы. Как мы знаем, метаморфиты Ольхонского региона получили теперь раннепалеозойский возраст. Вместе с тем, приведенные выше данные об обнаружении признаков раннепротерозойского протолита позволяют уверенно предполагать существование под палеозойскими образованиями древней, раннедокембрийской коры континентального типа. И как бы ни были велики коррективы, которые нужно внести в традиционные схемы в связи с новыми радиохронметрическими и геологическими данными, выделение в структуре юга Сибири "глыбы", автономной от Сибирской платформы, оказывается оправданным. Это была блестящая догадка наших предшественников. По-видимому, примерно в контурах Байкальской глыбы Л.И. Салопа [9] эта структура может быть обозначена на современных тектонических схемах в качестве автономной единицы – террейна, причлененного к Сибирской континентальной плите в результате раннепалеозойской аккреции и коллизии. Располагая новыми данными о возрасте метаморфитов Ольхонского региона [1], о их генезисе [7, 12, 19], об аллохтонной природе основных компонентов структуры региона, о стиле и последовательности синметаморфических деформаций [11–14], можно попытаться восстановить геодинамическую картину и представить основные этапы геологического развития всей этой системы.

1. В начале раннего палеозоя (ранний кембрий) существовал крупный блок континентальной земной коры, отделенный с запада от Сибирской материковой плиты с ее рифейско-палеозойским шельфом океаническим (?) пространством. Ныне здесь установлен бластомилонитовый шов с крупноблоковым меланжем [14]. Можно предполагать, что в эту "черную дыру" были поглощены разнообразные комплексы (в том числе офиолиты), развитые в Средне-Витимской горной стране. На востоке Ольхонский блок континентальной коры ограничивался площадями развития океанической коры, еще далее – островными дугами, входящими в систему активной окраины расположенного еще восточнее Баргузинского микроконтинента (рис. 8). Северная и южная границы пока неопределенны. Можно допустить включение в состав этого блока значительной площади, отходящей на запад от южной оконечности Байкала из состава Хамар-Дабанской глы-

Доколлизийная латеральная система раннего палеозоя

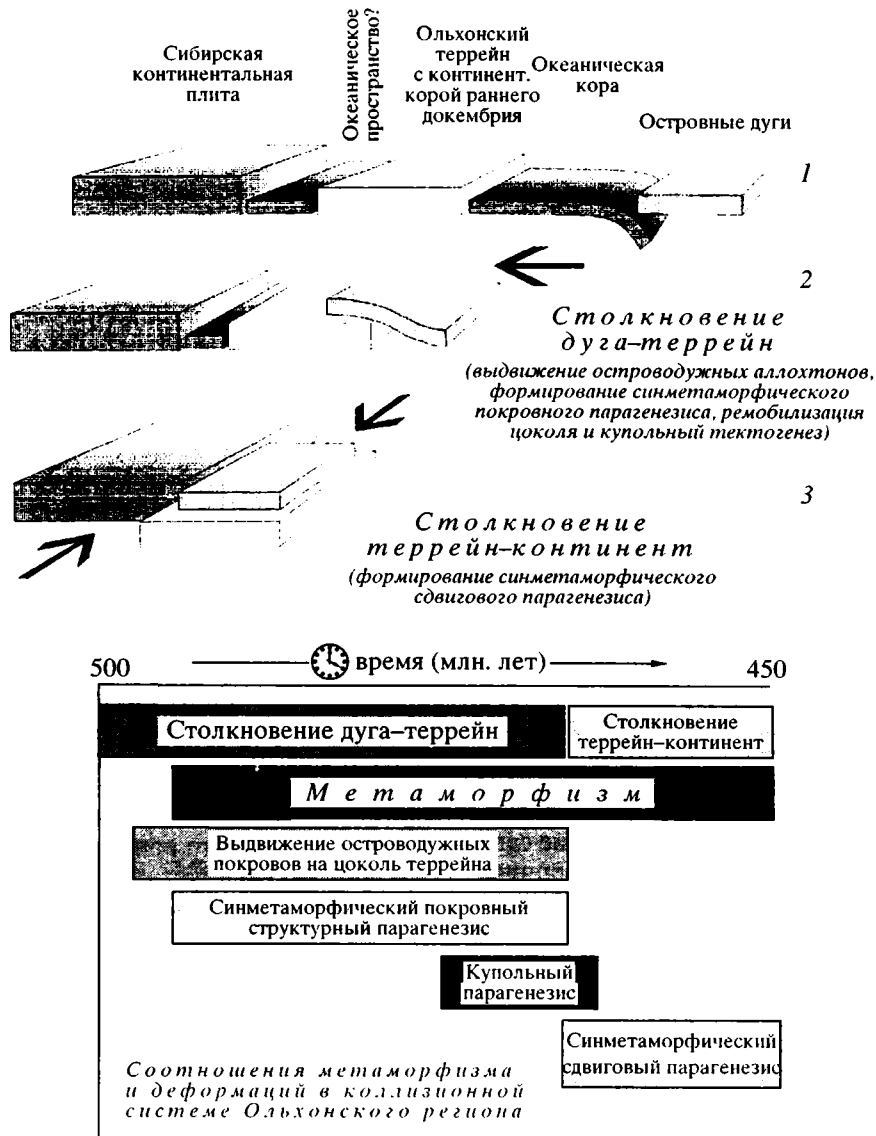


Рис. 8. Латеральный ряд доколлизийных структур и последовательность главных эпизодов коллизии в раннем палеозое (вверху), схема соотношений метаморфизма и деформаций в коллизийной системе Ольхонского региона (внизу).

бы, метаморфический комплекс которой удивительно сходен с комплексом Ольхонского региона, но отделен от него акваторией Байкала. В целом площадь Ольхонского блока составляет минимум 30000 км² (100 × 300 км), но возможно и ее увеличение примерно в два раза. Островодужные и окраинноморские системы отделяют Ольхонский блок на юге от многочисленных террейнов, составляющих структурный рисунок каледонид Центральной Азии [12], и все это в целом позволяет рассматривать и его самого как один из компонентов этой системы – Ольхонский террейн.

2. Ранний ордовик. Три группы эпизодов коллизийной геодинамики составляют содержание

этого этапа. 2а – Столкновение островной дуги (или дуг) и террейна. Этот эпизод документируется обдукцией на террейн островодужных и океанических (?) аллохтонов. При этом формируется резкая вертикальная тектоническая неоднородность, когда легкая континентальная кора фундамента террейна, а возможно и его шельфа, оказалась погребенной под более тяжелой корой океанического и островодужного типа. Реально наблюдаемый геологический разрез представляет собой коллаж аллохтонных дезинтегрированных фрагментов и пластин пород примитивных и зрелых островных дуг, перекрывших континентальную кору террейна. В глубинных условиях синхрон-

но с начавшимся метаморфизмом формируется многоэтапный покровный синметаморфический структурный парагенезис. Такой сценарий начальных этапов коллизии, вслед за которыми начинается этап формирования гранито-гнейсовых куполов, неплохо вписывается в модель орогенов скандинавского типа Дж. Дьюи [18], предполагающую мощное утолщение коры (80–100 км), диапировый подъем глубинного материала, декомпрессию и плавление. Свидетельствами значительного утолщения коры мы не располагаем. Вместе с тем данные по геологии террейнов Центральной Азии свидетельствуют о тесной связи процессов возбуждения мантии под коллизионными зонами с событиями собственно коллизионного стиля, проявленными в пределах коры [12]. Модели, которые могли бы учитывать и такой аспект коллизионной геодинамики, в данном случае представляются более предпочтительными.

Можно предположить, что началу обдукции островодужных аллохтонов предшествовала блокировка зоны субдукции, погружавшейся под островную дугу. Для объяснения каскада событий, последовавших вслед за этим, наиболее вероятной представляется модель отрыва слэба, когда под коллизионной зоной происходит отрыв сегмента субдуцированной океанической литосферы [3, 16, 17], что сопровождалось локальной перестройкой структуры конвекции, быстрым подъемом горячего астеносферного материала к подошве коры в зоне коллизионного шва, плавлением поддвигающейся мантии и появлением подкорковых камер базальтов. Последовал подъем геозотерм в коре, сопровождающийся высокоградиентным метаморфизмом, а на соседних террейнах – Гарганском и Сангиленском – в том числе и базит-пикробазитовым магматизмом, а также гранитоидным магматизмом с чертами гибридного корово-мантийного происхождения (I-тип [12]).

2б – Начинается ремобилизация (повторный метаморфизм, складкообразование) континентальной коры террейна, тектонически перекрытой островодужными аллохтонами и экранированной ими. Результат – формирование в пределах верхней коры гранито-гнейсовых куполов, создающих как бы “слой” между инфра- и супраструктурой, развивающийся главным образом за счет ремобилизованных пород фундамента террейна (рис. 9), но частично захватывающий и нижние горизонты пакета аллохтонов. Реально существовавшая до этого граница между раннедокембрийским фундаментом и раннепалеозойскими аллохтонами в той или иной степени как бы растворяется в молодом, палеозойском мигматите ядер куполов, а вновь возникшая граница (ядро-оболочка) оказывается не изначальной, а новообразованной. Гранито-гнейсовые ядра куполов, разумеется, могут содержать реликты ис-

ходного древнего субстрата, сохранившиеся от переработки в процессе ремобилизации, но мигматиты или гранито-гнейсы имеют молодой возраст, как и купола ими образованные. Мощность “слоя” гранито-гнейсовых куполов зависит от массы факторов, в первую очередь от интенсивности и длительности процесса ремобилизации, состава пород фундамента, верхней и нижней коры в целом. В Ольхонском регионе подошва этого “слоя” не вскрыта, так как эрозионный врез невелик. Подсчеты, которые можно сделать по разрезам, составленным поперек купольных зон, далеки от объективной картины ввиду сложнейшей структуры самих куполов. Судя по береговым скалам побережья Байкала и острова Ольхон, первые сотни метров мощности гнейсово-купольного слоя реально наблюдаются. На самом деле она наверняка значительно больше.

Здесь целесообразно еще раз отметить, что купольный тектогенез – не автономный эпизод в коллизионной геодинамике. При его реализации “задействованы” все оболочки континентальной коры, а также и подкорковые глубины. Сама предкупольная обстановка есть следствие причин глобального характера, а тепловой поток, обеспечивший метаморфизм, имеет мантийную природу. Зонной же непосредственного куполообразования, концентрации гранито-гнейсовых куполов является верхняя кора. Вряд ли можно думать, что нижняя кора не принимает участия в этом процессе. Предполагается [8], что коллизия сопровождается проникновением водного флюида в нагретые “сухие” гранулитовые системы нижней коры, разогретые до температур плавления гранита. Здесь, в пределах зон деколlementов (субгоризонтальных поверхностей срыва), интенсивно происходили диафторез нижнекоровых гранулитов и выплавление анатектических гранитов. Выжимание последних по зонам листрического воздымания деколlementов привело к их концентрации уже в верхней коре, на границе кристаллического фундамента и пакета океанических и островодужных аллохтонных пластин. Именно этот эффект структурно выражен в виде куполов.

2в – В конце купольного эпизода или сразу после его завершения, в режиме “косой коллизии” произошло столкновение Ольхонского террейна с Сибирской континентальной плитой. Террейн уже перекрыт покровно-складчатыми аллохтонами, деформированными в процессе купольного тектогенеза (см. рис. 8). Теперь, когда реализуется коллизия типа “террейн-континент”, господствующее развитие получили сдвиговые дислокации. Крупные и мелкие сдвиговые пластины взаимодействуют между собой в региональном поле напряжений правосдвигового характера. Происходит сжатие и расплющивание ранее возникших линейно-складчатых и купольных зон, их изгиб в крупные сигмюиды. Жесткие геологические тела

Расположение гранито-гнейсовых куполов
в коллизионной зоне Западного Прибайкалья

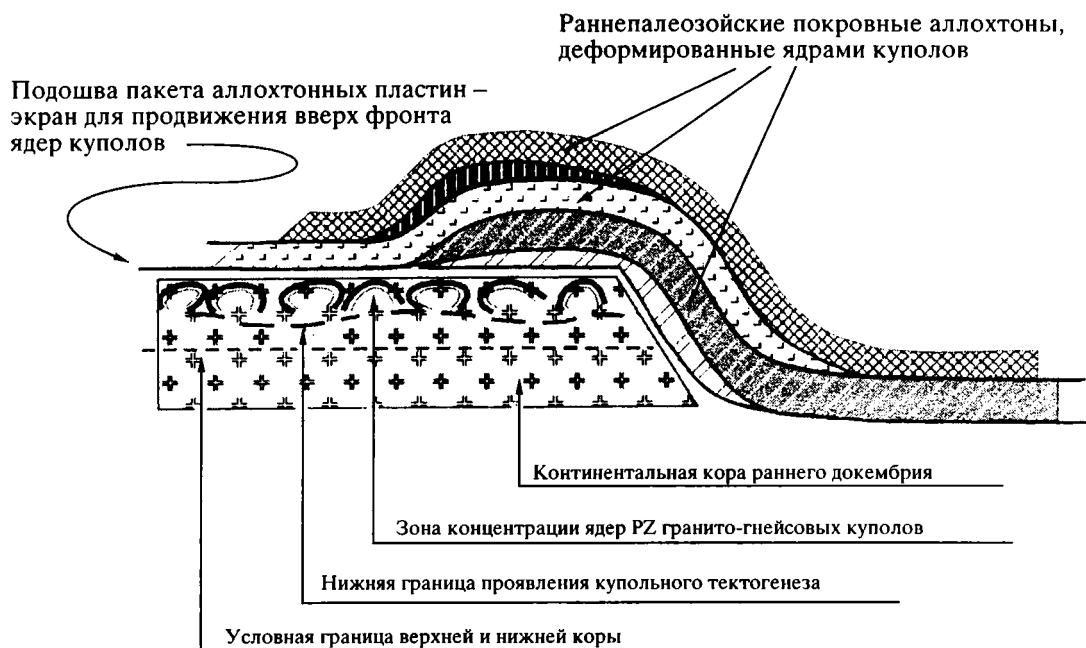


Рис. 9. Схема, иллюстрирующая расположение гранито-гнейсовых куполов в коллизионной зоне Западного Прибайкалья.

(метагабброиды, ультрабазиты), а также ядра гранито-гнейсовых куполов испытывают вращение. Неравномерное скольжение сдвиговых пластин друг относительно друга значительно нарушает досдвиговую систему, сопровождается формированием резко вытянутых линзовидных окончаний сдвиговых пластин, развитием бластомилонитов. Можно наблюдать немало и других эффектов, свойственных такой кинематике. Основные события сдвигового тектогенеза, начавшегося еще в условиях пика метаморфизма, происходили уже на фоне его ниспадающей (регрессивной) ветви и закончились формированием низкотемпературной сланцеватости и дальнейшей склеротизацией всей системы.

В целом самый сложный структурный ансамбль региона может быть определен как коллизионный коллаж. В нем в достаточной мере хаотически сочетаются компоненты различной природы: это и композиции, возникшие в результате коллизии островных дуг и террейна, и продукты ремобилизации древней коры террейна, приведшие к куполообразованию, и структуры и меланжи, ставшие следствием столкновения террейна с Сибирским континентом.

Материал по Ольхонскому региону показывает, что проявление купольного тектогенеза не случайно. Комплекс данных свидетельствует о том, что этот вид структурообразования связан с коллизионной геодинамикой, является ее пря-

мым следствием. Многочисленные примеры разновозрастных коллизионных систем с купольным тектогенезом как частью этого процесса известны (норвежские каледониды в Европе, Аппалачи в Сев. Америке, Урал, Монголия и др.). Сложная структура Ольхонского региона – не какая-то специфика этой местности, а, по-видимому, типичная ситуация для любых коллизионных систем с участием коры континентального типа. Но именно такие варианты столкновений наиболее обычны в геологической истории. Создается впечатление, что ремобилизация ранее созданной континентальной коры, вовлеченной в более молодые коллизионные процессы неизбежна, а само куполообразование – постоянно повторяющийся на протяжении всей геологической истории фактор коллизионной геодинамики.

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 96-05-64190 и 97-05-644633), начальные этапы финансировались МНФ Сороса (гранты JIZ 100 и N5W000).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикина Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.

2. Бухаров А.А., Фиалков В.А. Геологическое строение дна Байкала. Взгляд из "ПАЙСИСА" // Новосибирск: Наука, 1996. 118 с.
3. Владимиров А.Г., Тычков С.А., Гибшер А.С. и др. Роль мантии в коллизионном тектогенезе // Земная кора и мантия. Иркутск: Наука, 1995. С. 88–90.
4. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика // Новосибирск: издание НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 229 с.
5. Зоненштайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
6. Кацура И.К., Федоровский В.С. Главная сдвиговая зона коллизионной системы каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Доклады РАН. 1996. Т. 351. № 5. С. 1–6.
7. Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А. Геохимия основных кристаллических сланцев Приольховья и о-ва Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1992. № 6. С. 771–786.
8. Розен О.М., Федоровский В.С. Купольный тектогенез как следствие взаимодействия нижней и верхней коры в режиме коллизии // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: издание НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996. С. 64–67.
9. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Магматизм, тектоника, история геологического развития // М.: Недра, 1967. Т. 2. 699 с.
10. Федоровский В.С. Гнейсово-купольный тектогенез как индикатор коллизии // Земная кора и мантия. Иркутск: Наука, 1995. С. 105–106.
11. Федоровский В.С. О новой геологической концепции Ольхонского региона // Земная кора и мантия. Иркутск: Наука, 1995. С. 106–107.
12. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
13. Федоровский В.С., Добржинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. № 4. С. 30–45.
14. Федоровский В.С., Лихачев А.Б., Риле Г.В. Зона столкновения типа "террейн-континент" в Западном Прибайкалье: структура коллизионного шва // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 228–232.
15. Федоровский В.С., Соколова Ю.Ф. Тектоника Центральной гнейсово-купольной зоны Приольховья (Западное Прибайкалье) // Геотектоника. 1986. № 5. С. 54–71.
16. Von Blanckenburg F., Davies J.H. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps // Tectonics. 1995. V. 14. № 1. P. 120–131.
17. Davies J.H., von Blanckenburg F. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth and Planetary Science Letters. 1995. V. 129. P. 85–102.
18. Dewey J.F. Extensional collapse of orogens // Tectonics. 1988. V. 7. P. 1123–1139.
19. Fedorovsky V.S., Zakariadze G.S., Likhachev A.V., Silant'ev S.A. Collisional collage of the Caledonides of Olkhon region (Western coast of Baikal Lake): Structure and geodynamic interpretation // Abstract of Zonen-shain conference on plate tectonics. Kiel: GEOMAR, 1995. P. 67–68.

Рецензент: В.В. Ярмолюк

Dome Tectonics in the Western Cisbaikalian Caledonian Collision System

V. S. Fedorovsky

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

The Caledonian collisional system in western Cisbaikalia (Ol'khon region) successively underwent two types of collision arc–terrane and terrane–continent. Presumably, during the former episode the subduction zone plunging beneath the island arc was jammed, the oceanic lithospheric slab broke and, consequently, some hot asthenospheric material welled up to the bottom of the crust inducing metamorphism in the collisional suture zone. The obduction of the Paleozoic island arc allochthons onto the Early Precambrian basement of the terrane gave rise to an extreme vertical tectonic inhomogeneity with light continental crust of the terrane buried beneath the heavier oceanic and transitional crust. During the initial phases of this type of subduction, a multistage synmetamorphic nappe assemblage was emplaced to be followed by intense recycling of the ancient continental crust buried beneath and sealed by the allochthons. The recycling lead to dome tectonics affecting the basement of the terrane along with the overriding allochthons. During the final collision-related geodynamic episodes, the terrane overridden by the island-arc allochthons and modified by granite-gneiss domes was sutured to the Siberian continent. This phase was accompanied by region-wide ductile shearing synchronous with retrograde metamorphism and cross-cutting all previous structures without exception. In all systems involving preexisting continental crust, dome tectonics is thought to be an integral collisional geodynamic factor that has repeatedly taken place throughout the geologic history and is therefore interpreted as a direct indicator of collision.

УДК 551.242(571.66)

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ: ПРОБЛЕМЫ И НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ

© 1997 г. С. Д. Соколов, А. Н. Диденко*, В. Н. Григорьев, М. В. Алексютин,
Г. Е. Бондаренко, К. А. Крылов

Геологический институт РАН

**Объединенный институт физики Земли РАН*

Поступила в редакцию 26.11.96 г.

Обсуждаются дискуссионные вопросы палеотектонических реконструкций и перемещения террейнов. Показано несоответствие прежних палинспастических реконструкций Северо-Востока Азии, базирующихся главным образом на кинематике движения плит Кула и Тихоокеанская, новым геологическим и палеомагнитным данным. Формирование коллизионной структуры Верхояно-Чукотской складчатой области в позднем мезозое связывается с особенностями взаимодействия Сибирской и Северо-Американской плит в результате раскрытия Атлантики. На основе анализа комплекса геологических и палеомагнитных материалов предполагается, что перемещение террейнов северной части Корякского нагорья было обусловлено движением плит Исанаги и Фараллон, а южной части – плит Кула и Тихоокеанская. Обосновывается необходимость создания нового поколения геодинамических реконструкций на основе синтеза данных континентальной и морской геологии.

ВВЕДЕНИЕ

Палеотектонические реконструкции являются одним из важных элементов познания истории развития как отдельных структур, так и Земли в целом. Идеи мобилизма обусловили появление палинспастических реконструкций покровных систем складчатых областей. Их основы были разработаны альпийскими геологами, а в отечественной литературе они обстоятельно изложены в работах А.А. Белова, Ч.Б. Борукаева, В.С. Буртмана, С.В. Руженцева и др. Эта методика позволяет развешивать в пространстве отдельные аллохтонные элементы и определять положение одного относительно другого. В большинстве случаев это были реконструкции локальных покровных структур и основные проблемы сводились к обсуждению амплитуды горизонтальных перемещений и выяснению положения области “корней покровов”.

С возникновением новой глобальной тектоники развитие получили плитотектонические или геодинамические реконструкции. Появилась возможность количественной оценки амплитуды перемещений и положения океанов и континентов в пространстве. Относительные реконструкции главным образом основаны на расчете линейных магнитных аномалий дна океанов, палеоклиматических и палеобиогеографических данных, а абсолютные реконструкции – на положении стационарной системы горячих точек и палеомагнитных данных.

В последние годы в североамериканской литературе стали популярными реконструкции, бази-

рующиеся на синтезе материалов региональной геологии и кинематике плит. Важную роль сыграло появление концепции коллажа террейнов [39].

К сожалению, ограниченное количество палеомагнитных данных по территории Северо-Востока России долгое время оставалось главным препятствием для проведения подобного рода реконструкций. В последние годы, благодаря усилиям палеомагнитных лабораторий ИФЗ РАН, ГИН РАН, ИЛСАН, Университета г. Питтсбурга (США), появилось много новых данных, анализ которых позволяет заметить основные закономерности и перспективы дальнейших исследований. В статье обсуждаются вопросы, связанные с выяснением первоначального местоположения и последующего перемещения некоторых аллохтонных террейнов Северо-Востока России.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

На Северо-Востоке России выделяются два крупных структурных элемента (рис. 1): Верхояно-Чукотские мезозойды и Корякско-Камчатская складчатая область [23]. Они разделяются протяженным Охотско-Чукотским вулканическим поясом. Для мезозойд характерен мозаичный рисунок с преобладанием северо-западных простираний основных элементов. Формирование континентальной окраины происходило в основном в результате коллизионных процессов, и существенную роль играли блоки с континентальной корой (Омолонский, Охотский и др.). Относительно их происхождения существуют две альтернативные точки зрения. Одни исследова-

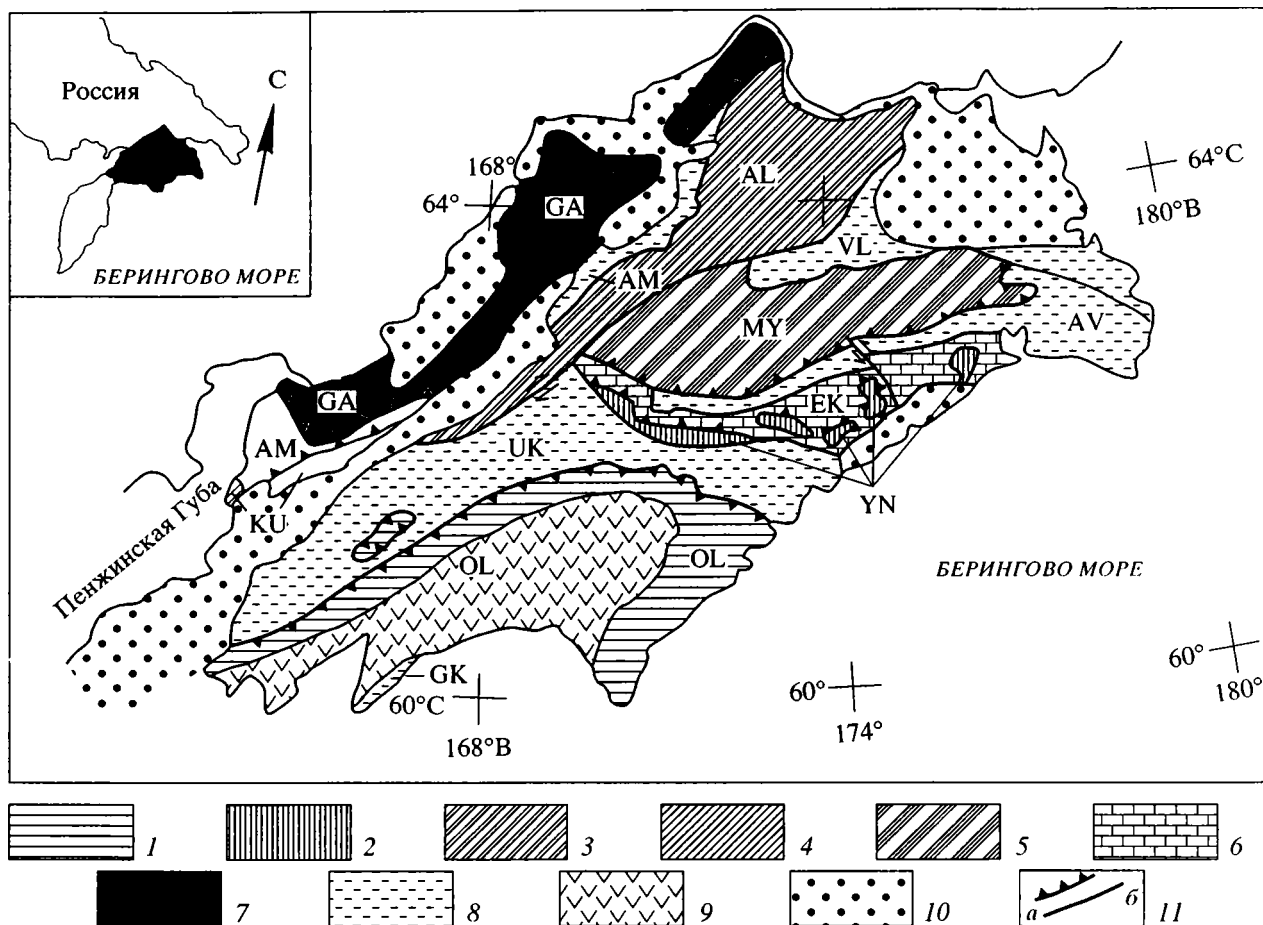


Рис. 2. Схема террейнов Корякского нагорья

1–7 – области распространения офиолитов и океанических комплексов: 1 – альба–кампа, 2 – верхней юры–нижнего мела и верхнего мела, 3 – средней юры–нижнего мела, 4 – триаса–верхней юры, 5 – верхнего палеозоя–нижнего мела, 6 – верхнего палеозоя–нижней юры, 7 – нижнего палеозоя; 8 – террейны, сложенные преимущественно терригенными отложениями верхней юры–нижнего мела и верхнего мела–палеогена; 9 – вулканогенно-осадочные образования палеогена–неогена нерасчлененные; 10 – неоген-четвертичные отложения; 11 – тектонические границы: а – пологие, б – крутые. Террейны: AL – Алганский; AM – Анюйско-Майнски; AV – Алькатваамский; GA – Ганычалан-Усть-Бельский; GK – Говенско-Карагинский; EK – Эконайский; KU – Куюльский; MY – Майницкий; OL – Олюторский; UK – Укэляятский; VL – Великореченский; YN – Янранайский.

ранения терригенных флишоидных отложений верхнего мела–палеогена Укэляятского террейна, которые накапливались вдоль континентального склона и подножия (см. рис. 2).

Структуры северной части имеют юго-восточную вергентность и сформировались в результате поддвига океанических плит Панталассы и Мезопацифики под край Азиатского континента. Террейны сложены, главным образом, верхнепалеозойскими и мезозойскими офиолитами, океаническими и островодужными образованиями. Основные этапы аккреции – среднеюрский, среднемеловой и позднемеловой.

Структуры южной части имеют северную и северо-западную вергентность, возникшую в результате обдукции в эоцене на флиш Укэляятского террейна позднемеловых океанических и островодужных комплексов Олюторского террейна.

В прибрежной части развиты структуры Говенско-Карагинской островной дуги и ее аккреционной призмы (см. рис. 2), время причленения которой относится к миоцену [13, 36].

ТИХООКЕАНСКИЕ ПЛИТЫ И ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ТЕРРЕЙНОВ

Магнитные аномалии Тихого океана имеют сложный рисунок. В восточной части выделяется симметричная система (поздний мел–кайнозой) магнитных аномалий Восточно-Тихоокеанского поднятия, а в западной – более древняя (поздняя юра–ранний мел) мозаичная система северо-западной Пацифики.

Реконструкции перемещения террейнов основаны на кинематике движения тихоокеанских плит [14, 41 и др.]. Согласно реконструкциям, вы-

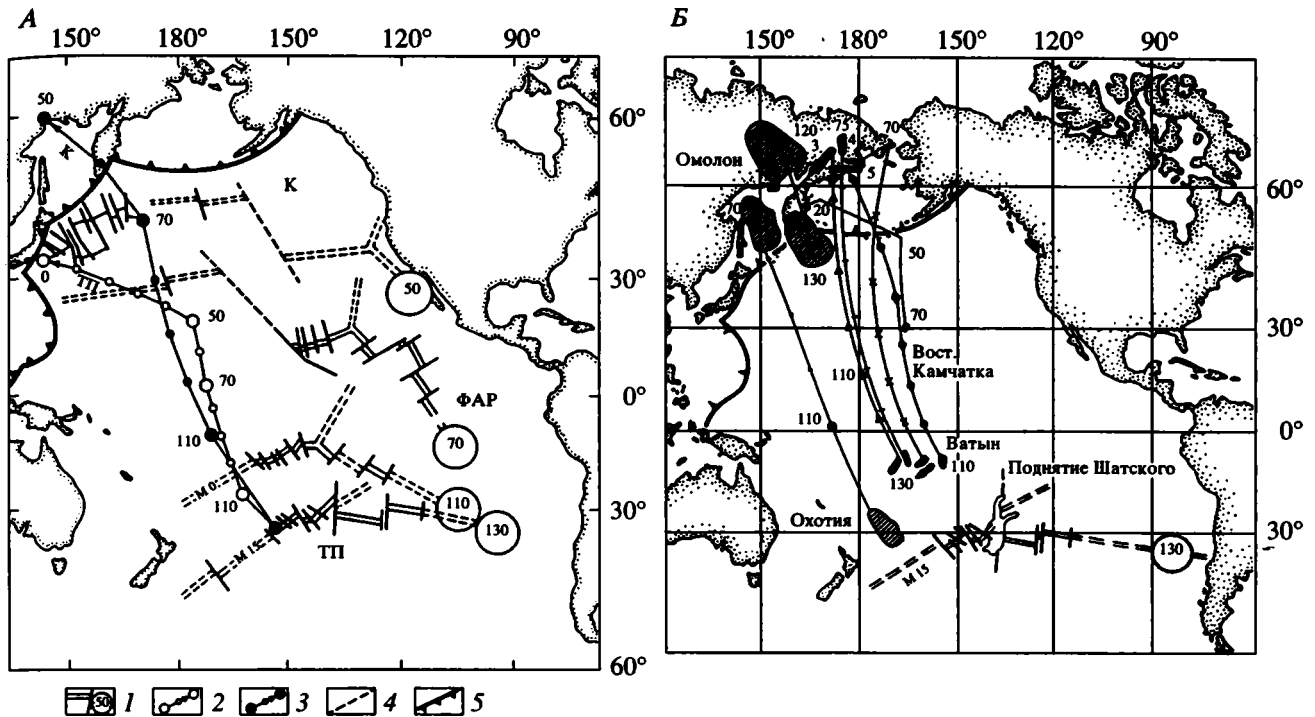


Рис. 3. Схемы движения плит и перемещения террейнов [10]: А – движение плит Тихоокеанской и Кула по отношению к Евразии за последние 150 млн. лет, Б – траектории перемещения террейнов.

1 – последовательное положение спредингового хребта Тихого океана с указанием магнитных аномалий (цифры в кружках – млн. лет); 2, 3 – траектории движения плит (цифры – млн. лет): 2 – Тихоокеанской, 3 – Кула; 4 – трансформные разломы; 5 – современная зона субдукции. На А буквами обозначены плиты: К – Кула; ФАР – Фараллон; ТП – Тихоокеанская. На Б цифры в кружочках – террейны: 3 – Пенжинский, 4 – Усть-Бельский, 5 – Эконайский. Заштрихованы террейны континентального, а залиты черным – террейны океанического островодужного происхождения.

полненным для Северо-Востока России [10, 11, 14, 29, 36], континентальные массивы мезозойд и террейны Корьякско-Камчатской складчатой области транспортировались плитой Кула. При этом мезозойские аккрецированные океанические комплексы рассматриваются как фрагменты плиты Кула, а алохтонные островодужные террейны – как фрагменты дуг, образовавшиеся вдоль конвергентной границы Кулы и Азиатского континента для позднемюрско-раннемелового времени, а также Кулы и Ватынского океана – для позднего мела (рис. 3). В основе этих реконструкций лежат расчеты траектории движения Тихоокеанской плиты, в правильности которых нет сомнений. Тем более, что сами авторы отмечают трудности и понижение достоверности расчетов при переходе к более древним мезозойским магнитным аномалиям.

Однако интерпретация положения и перемещения террейнов дается, исходя из общих рассуждений об их геодинамической природе и возрасте. Главные трудности в установлении первичного местоположения террейнов связаны с малым количеством палеомагнитных определений и с тем, что палеомагнитные и палеонтологические данные позволяют определить палеошироту, но не дают информации о долгом размещении тер-

рейнов. В связи с этим принадлежность алохтонных островодужных террейнов конвергентной границе Азии лишь постулируется и, строго говоря, ничем не доказана. При этом палеомагнитные данные дают широкий диапазон амплитуды перемещения от 400 до 3500 км [45].

Кроме того, согласно схемам, приведенным в работе [29], площадь Тихого океана для отдельных временных интервалов оказывается соизмеримой с малыми океаническими бассейнами, что противоречит общепринятым представлениям. К сожалению, авторы реконструкций ни в одной из своих публикаций не обсуждают этот очевидный вывод, который в случае его подтверждения может иметь важное значение для построения эволюционной модели Тихого океана, а в противном случае – быть явным свидетельством ошибки построений.

Отправной точкой реконструкций является субширотное положение оси спрединга Кула-Пацифик (см. рис. 3А). Следовательно, осадки плиты Кула последовательно пересекали разные палеогеографические провинции, что должно было отразиться на составе фаунистических комплексов. В поздней юре-раннем мелу они находились в южном полушарии (в готериве на 30° ю.ш.), а в

сеноман-коньякское время прошли экваториальную область. Палеонтологические данные не согласуются с таким распределением и указывают на то, что океаническая кора не могла сформироваться в спрединговом центре субширотного простиранья. Тетические комплексы радиолярий известны только среди верхнеюрских и отсутствуют в среднемеловых океанических образованиях [6, 33], т.е. там, где они должны быть согласно расчетам [10, 11, 14, 29]. Кроме того, комплексы юрских радиолярий Корякского нагорья ближе к западноамериканским, чем к японским [33].

Реконструкции движения литосферных плит в Тихом океане базируются на представлениях Т. Хилде с соавторами [47] о непрерывном развитии двух точек тройного сочленения, пяти спрединговых центров и четырех плит – Феникс, Кула, Фараллон, Тихоокеанская. Позднее появились модели с большим количеством плит. Дополнительно были выделены Исанаги, Берингия, Чинук и др. Основные разногласия связаны с интерпретацией возраста и перемещения плиты Кула. Представления Р. Ларсона, С. Чейза, А. Купера, Л.П. Зоненшайна и других исследователей о длительном ее существовании от 150 до 40 млн. лет трансформировались в выделении плит “Новая” и “Старая” Кула, затем Берингия и Кула и, наконец, в ограничение ее возраста поздним мелом–эоценом, 85–50 (43) млн. лет [41, 54].

Главная трудность реконструкций связана с тем, что фрагменты литосферы плиты Кула не сохранилось, так как она была полностью субдуцирована. Исключением может быть океаническая кора Алеутской котловины, однако интерпретация возраста магнитных аномалий (M1–M13) дискуссионна [44]. Неопределенными остаются положения спрединговых центров Кула–Фараллон, Исанаги–Фараллон и их проекция на обрамляющие континенты.

Кроме того, Л.П. Зоненшайн с соавторами [10, 11] подчеркивали, что предлагаемая схема перемещения террейнов (см. рис. 3) является одним из возможных вариантов и с появлением новых палеомагнитных и геохимических данных могут быть внесены существенные коррективы. В следующих разделах статьи будет рассмотрен имеющийся в распоряжении авторов новый фактический материал, в том числе неопубликованный, по геологии континентальной окраины Северо-Востока России. Основное внимание сосредоточено на характеристике террейнов, имеющих важное значение для палеотектонических реконструкций. Большинство из них является опорными объектами в упомянутых выше реконструкциях.

ХАРАКТЕРИСТИКА И КОРРЕЛЯЦИЯ ТЕРРЕЙНОВ

Как уже отмечалось, первоначальное положение континентальных массивов Верхояно-Чукот-

ских мезозойских остается весьма дискуссионным. Рассмотрим эту проблему на примере **Омолонского террейна**, палеозойский чехол которого в целом отличается от разрезов Сибирской платформы. В первую очередь, следует отметить наличие мощной толщии средне-верхнедевонских субаэральных эффузивов.

На основе первых палеомагнитных определений девонских, каменноугольных и триасовых отложений была рассчитана траектория и амплитуда (более 3000 км) перемещения террейна Омолония, в состав которого включались Омолонский и Охотский массивы [10, рис. 79]. Эти данные свидетельствуют о нахождении террейна в девоне–триасе в низких широтах (10–25° с.ш.). Однако такая интерпретация противоречит палеоклиматическим, палеонтологическим и структурным материалам.

Верхнепалеозойские отложения Омолонии характеризуются бореальной фауной и включают горизонты диамиктитов ледниково-морского происхождения. Триасовые радиолярии не содержат тетических видов, а их сходство с комплексом террейна Булл Крик (Новая Зеландия) свидетельствует о существовании биполярной зональности, а не о перемещении террейна из южного полушария [48].

В тектонических швах, ограничивающих Омолон с юго-запада, отсутствуют офиолиты, а палеозойско-мезозойские отложения Сугойского прогиба не содержат пелагических осадков. Исследования последних лет свидетельствуют о наличии в покровно-складчатых структурах обрамления Омолонского террейна фрагментов верхнепалеозойских отложений, переходных к сибирским разрезам [7]. На основании этих данных вряд ли можно отрицать существование палеогеографических связей в позднем палеозое–мезозое Омолон, Приколымья и Сибирского континента.

Кроме того, в современной структуре Омолонии располагается в тылу Кони-Тайгоносской островной дуги, пермско-триасовые отложения которой также характеризуются бореальной фауной, а юрско-меловые содержат хальку пермских битуминозных известняков омолонского типа [19]. В случае южного дрейфа террейна трудно найти приемлемое объяснение тектонического “прорыва” террейна в средне-позднеюрское время [10] сквозь конвергентную границу, вдоль которой располагалась протяженная Удско-Мургальская дуга [19, 21, 27, 33]. Структурные данные свидетельствуют о наличии общих этапов деформаций Омолонского массива, его южного обрамления (Сугойская зона, Приколымье, п-ов Тайгонос), по крайней мере, начиная с юры [4]. Следовательно, появление террейна Омолонии в северных широтах определяется, по всей вероятности, допермским временем.

В составе Ганычаланского террейна (рис. 4, см. рис. 2) выделяются дезинтегрированные раннепалеозойские офиолиты [16, 34]. Их разрез на-

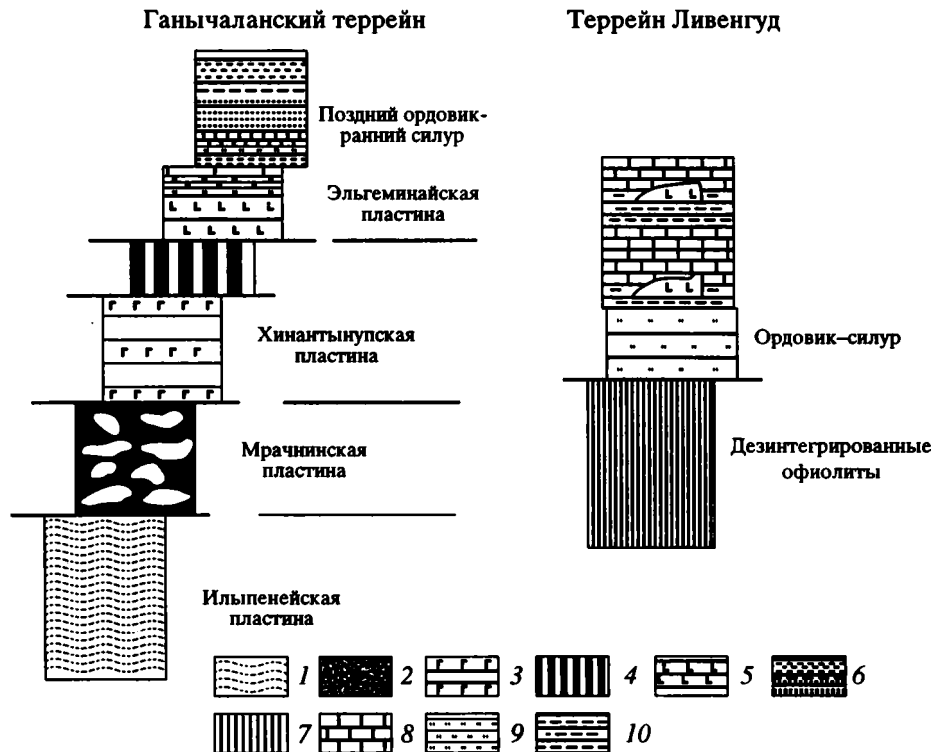


Рис. 4. Тектоно-стратиграфические разрезы террейнов Ганычаланского и Ливенгуд [49, 51].

1 – метаморфические комплексы (зеленые и голубые сланцы); 2 – серпентинитовый меланж с блоками ультрабазитов, габбро, базальтов, кремней и метаморфитов; 3 – габбро, габбро-амфиболиты; 4 – диабазы, долериты, базальты (дайковый комплекс); 5 – базальты, туфы, туфосилициты; 6 – песчаники алевролиты, аргиллиты, конгломераты; 7 – дезинтегрированные офиолиты (перидотиты, габбро, диабазы); 8 – известняки; 9 – черные кремни; 10 – глинистые сланцы, алевролиты.

чинается с пластины серпентинитового меланжа с блоками офиолитов и метаморфических пород Ильпенейской пластины. Выше расположена Хинантынупская пластина, представленная перидотитами, габброидами, габбро-амфиболитами, милонитами и диабазами. Верхняя часть офиолитовой ассоциации сложена вулканогенно-осадочными образованиями, с которых начинается разрез эльгеминайской серии (средний ордовик–ранний силур). Офиолиты перекрываются терригенными породами верхнего ордовика–нижнего силура [28]. В конгломератах содержится галька и валуны мелководных органогенных известняков и вулканитов известково-щелочной серии. Их появление датирует время аккреции офиолитов к континентальной окраине.

При интерпретации первоначального положения Ганычаланского террейна необходимо учитывать следующие данные. Ордовикские образования отличаются от одновозрастных отложений Верхояно-Колымской складчатой области. Подобного разреза офиолитов и перекрывающих ордовикских отложений нет нигде на всей территории Северо-Востока России. Кроме того, в окружающих Ганычаланский террейн структурах не известны остроудожные комплексы, кото-

рые могли бы рассматриваться как источник обломков вулканитов.

По данным А.Ю. Журавлева [9, 56], археоцанты и известковые водоросли из гальки кембрийских известняков отличаются от видов, распространенных на Сибирской платформе и в Приколымье, и характерны для запада Северной Америки. Губки из матрикса ордовикских конгломератов известны в нижнепалеозойских отложениях Калифорнии, Юкона и Аляски. Эти данные вполне определенно свидетельствуют об отсутствии палеобиогеографических связей террейна со структурами Северо-Востока Азии в раннем палеозое.

Наблюдаются некоторые аналогии раннепалеозойских офиолитов Пенжинского района с террейном Ливенгуд в центральной Аляске (см. рис. 4), где описаны гарцбургиты, кембрийские диабазы, габбро, диориты, ордовик-силурийские черные кремни, известняки и граптолитовые сланцы и турбидиты [49, 51]. В этом же регионе широко распространены терригенные отложения нижнего палеозоя, накапливавшиеся вблизи края Северо-Американского континента. Вполне вероятно, что верхняя осадочная часть разреза эльгеминайской серии может рассматриваться в качестве фрагмента этих образований.

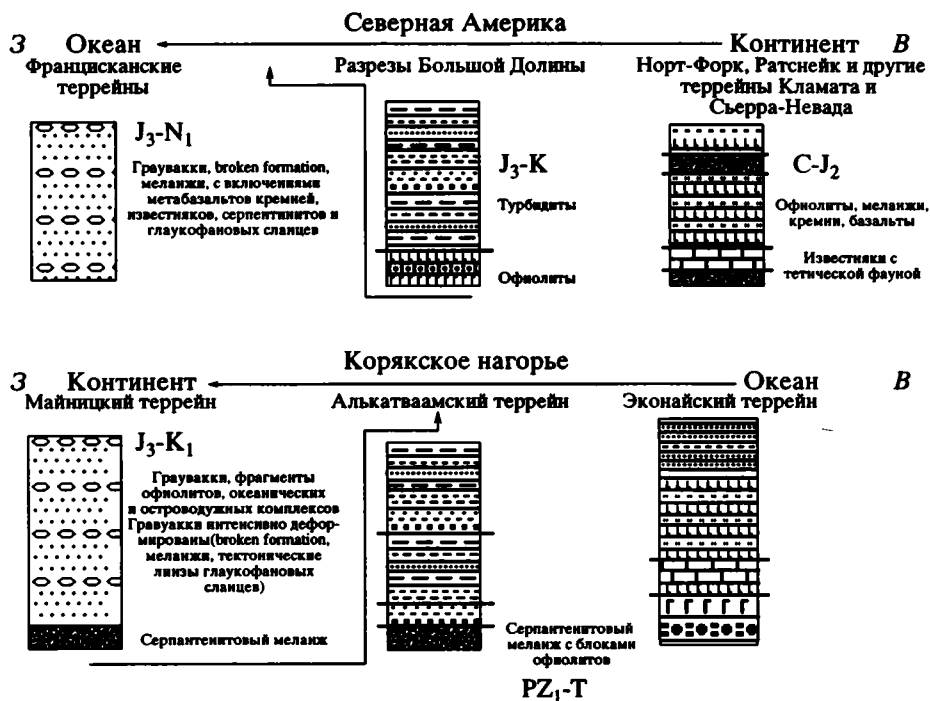


Рис. 5. Тектоно-стратиграфические колонки и взаимное расположение основных тектонически элементов Корякского нагорья и Калифорнии.

Первоначальное положение Ганычаланского террейна остается неясным, и он относится к классу "suspect terrane" [39]. Тип вулканизма, наличие достаточно глубоководных фтанитов, характер фауны в ордовикских отложениях свидетельствуют об аллохтонной, чужеродной природе террейна и сложной истории его становления. Время его приращения или, во всяком случае, сближения с континентальной окраиной определяется позднеордовикским возрастом базальных слоев терригенных отложений [28]. Их состав и характер фауны не позволяют рассматривать в качестве источника сноса структуры Сибирской платформы и Верхояно-Колымской области.

Можно полагать, что Ганычаланский террейн в ордовике находился вблизи или даже аккрецировал к Северо-Американскому континенту. Позднее он был отделен от него и смещался в сторону Азии. Сходство девонских, каменноугольных и пермских отложений, а также фауны и флоры Пенжинского района с Омолонским массивом свидетельствуют о нахождении террейна в это время уже в северных широтах вблизи конвергентной границы Панталассы и Азии (Кони-Тайгоноская дуга) и о тесных палеогеографических связях со структурами мезозойд. Эти геологические данные накладывают дополнительные ограничения на возможность перемещения Омолонского террейна с юга из Тихого океана. Время окончательной аккреции Ганычаланского террейна к Азиатскому материка определяется апт-

альбским возрастом постаккреционных отложений кедровской свиты [34].

В восточной части Корякского нагорья в Эконайском, Алькатваамском и Майницком террейнах (рис. 5) широко распространены аккрецированные океанические и островодужные комплексы позднего палеозоя и раннего мезозоя с фауной тетической провинции [5, 25, 27]. Для океанических комплексов характерны офиолиты, вулканогенно-кремнистые ассоциации (карбон-нижняя юра) и экзотические тела известняков (карбон, пермь). Большая их часть образовалась на значительном удалении от континентальных и островодужных источников сноса. Реконструируются внутриокеанические карбонатные постройки, имеющие определенное сходство с современными атоллами и подводными возвышенностями [27].

Подобные образования известны по всей северной периферии Тихого океана от Японии до Калифорнии. Наибольшее сходство наблюдается с террейнами Каш-Крик, Бридж-Ривер, Норт-Форк, Хай-Форк и др. Они содержат одинаковые тетические фузулиниды в известняках верхнего палеозоя, конодонты в известняках и кремнях верхнего триаса. Среди средне-верхнетриасовых отложений в североамериканских и северокорякских террейнах известна специфическая кремнистая ассоциация с экзотическими обломками верхнепалеозойских известняков [27, 48, 49]. Поэтому можно говорить об общности обстановок и условий формирования террейнов. Они образовались

в одном палеоокеаническом бассейне и могли быть частями одной плиты.

Однако имеются и определенные отличия, указывающие на разную историю перемещения и аккреции. В первую очередь, необходимо отметить, что в террейнах Западного палеозойско-триасового пояса гор Кламат и Сьерры-Невады, наряду с экзотической (тетической), встречается фауна, характерная для североамериканского континента, а также смешанные комплексы фауны [43]. Иными словами, ощущается влияние окраины Северной Америки. Они также тесно пространственно связаны с островодужными комплексами пермского и триас-юрского возрастов. Следовательно, кламатские террейны располагались ближе к континенту, а корякские – на большем удалении, в области, где уже не было следов сноса с континента. Кроме того, североамериканские террейны прорваны “сшивающими” интрузиями, которые отсутствуют в Эконайском террейне. Время вхождения террейнов Норт-Форк и Хай-Форк в состав Северо-Американского континента (современная широта 41–43° с.ш.) определяется концом триасового периода (220–208 млн. лет), террейна Каш-Крик в Канаде (современная широта 52–56° с.ш.) – средней юрой (173–157 млн. лет), а Эконайский террейн достиг и причленился к Азии (современная широта 63° с.ш.) только в поздне меловое время (74–65 млн. лет). Следовательно, дрейф террейнов Каш-Крик и Эконайского происходил в течение более длительного времени и они оказались перемещенными на большее расстояние.

Островодужные комплексы сложены вулканогенно-терригенными образованиями, главным образом, поздне триас-раннеюрского, байос-готеривского и раннемелового возраста [8, 27, 29, 33]. Они представляют собой дезинтегрированные фрагменты энзиматических островных дуг и вместе с позднеюрско-раннемеловыми окраинно-морскими образованиями входят в состав Алганского и Майницкого террейнов. Палеобиогеографические данные указывают на значительные перемещения. Триасовые отложения содержат тетическую фауну и теплолюбивую флору, а некоторые поздне триасовые формы (род *Spondyloripia*) были обычными обитателями теплых морей только Нового Света [5]. Юрско-меловые радиолярии относятся к северотетической и южнобореальной провинциям [33].

Аккрецированные океанические комплексы, которые могут рассматриваться в качестве фрагментов тихоокеанских плит, достаточно широко развиты в Корякском нагорье (см. рис. 2). Они встречаются: 1) в составе дезинтегрированных офиолитов; 2) в террейнах аккреционных призм как в виде самостоятельных пластин и чешуй, сорванных с погружающейся океанической плиты, так и в переотложенном состоянии в олистохро-

мах и олистолитах; 3) в обдуцированных аллохтонах; 4) в метаморфизованных комплексах субдукционного генезиса. Наиболее детально изучены базальт-кремнистые ассоциации [6, 25, 27, 33, 44], которые характеризуются радиоляриевыми комплексами тетической и северотетической провинций.

Как уже отмечалось, согласно реконструкциям Л.П. Зоненшайна с соавторами, они должны интерпретироваться как фрагменты плиты Кула. Однако по возрасту различаются позднеюрско-раннемеловые и поздне меловые комплексы (см. рис. 2), которые или пространственно разобщены, или слагают самостоятельные пластины в аккреционной призме Янранайского террейна [27, 44]. Следовательно, геологические данные определяют невозможность их формирования в одном спрединговом хребте. Поскольку в последних реконструкциях время существования плиты Кула ограничивается поздним мелом–эоценом, то позднеюрско-раннемеловые комплексы являются фрагментами более древней плиты (или плит), движение которой обусловило транспорт северокорякских террейнов. К сожалению, вопрос о принадлежности позднеюрских–раннемеловых океанических комплексов одной из известных северотихоокеанских плит (Исанаги или Фараллон) остается открытым. Во-первых, это связано с неопределенностью пространственного положения оси спрединга, продуцирующего эти плиты. Во-вторых, с тем, что прямые корреляции с разновозрастными комплексами Тихого океана затруднены, так как древняя океаническая кора вскрыта только в одной скважине (скв. 801).

Срединнокамчатский террейн, расположенный в южной части Срединного хребта Камчатки, сложен в различной степени метаморфизованными магматическими и осадочными образованиями океанического и островодужного генезиса [2]. Внутренняя структура террейна сложная. Он состоит из нескольких более мелких тектонических единиц (Колпаковский, Малкинский и др. комплексы), окончательная амальгамация которых произошла в позднем сеноне (рис. 6).

В нижней части Малкинского комплекса метаморфизованные глинисто-кремнистые породы с прослоями и линзами субаркозовых песчаников содержат споро-пыльцевые комплексы каменноугольно-пермского возраста. Интересно, что они отличаются от флороносных комплексов Ангарской области и имеют сходство с разновозрастными комплексами Северной Америки [26]. Следовательно, можно предполагать, что метаморфические комплексы Срединного хребта Камчатки представляют собой чужеродный террейн, подошедший к окраине Азиатского материка из более восточных или юго-восточных районов.

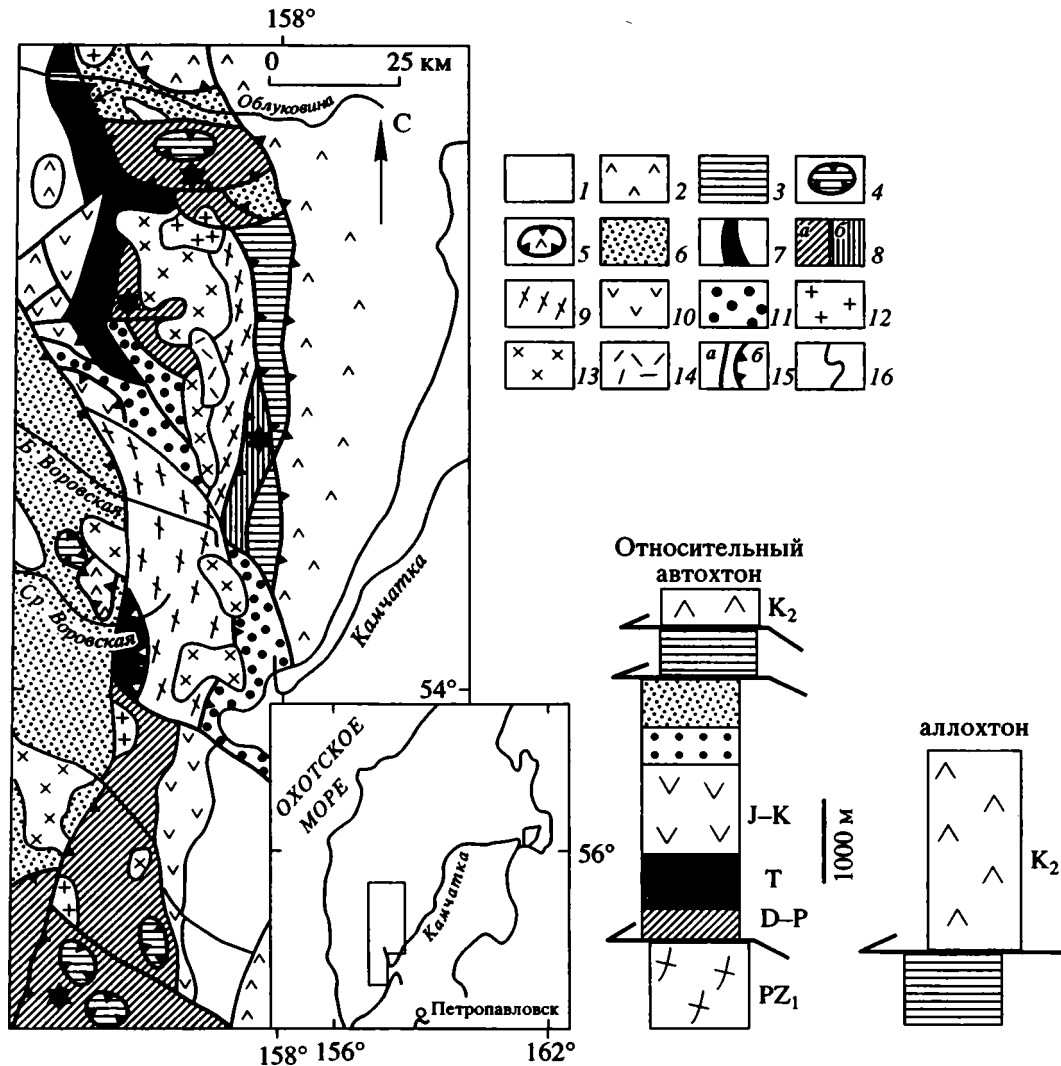


Рис. 6. Тектоническая схема Срединнокамчатского метаморфического террейна.

1 – кайнозойские отложения; 2–5 – аллохтон: 2 – базальт-кремнисто-глинистая ирунейская и вулканогенно-терригенная кирганикская свиты (верхний мел, сенон), 3 – метаморфизованные и тектонически расчлененные офиолиты (юра?–мел) Ганальско-Андреановской сутуры, 4, 5 – тектонические клиппы: 4 – базит-гипербазитов, 5 – вулканогенно-кремнистых пород ирунейской свиты; 6–11 – относительный автохтон: 6 – терригенная кихчикская серия (мел), 7 – метаморфизованная алисторская офиолитовая ассоциация (триас?), 8 – метаморфиты: а – малкинская серия (девон–триас?), б – хейванская свита (девон–пермь), 9 – метаморфиты колпаковского комплекса (нижний палеозой?), 10 – вулканогенно-осадочная квахонская свита (верхняя юра–нижний мел), 11 – граувакково-кремнистая столпниковская свита (юра–мел?); 12–14 – гранитоиды возраста: 12 – мелового, 13 – мел-палеоценового, 14 – палеоген-неогенового; 15 – разрывные нарушения: а – субвертикальные сбросы и сдвиги, б – взбросы и надвиги; 16 – стратиграфические границы. Звездочками на схеме показаны места находок палеозойских споро-пыльцевых комплексов.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ И ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ТЕРРЕЙНОВ

В последние годы значительная роль в изучении Северо-Востока России принадлежит палеомагнитному методу. Среди работ этого направления, прежде всего, необходимо отметить исследования В.И. Устрицкого и А.Н. Храмова [20, 31], которые на основе анализа палеомагнитных и палеобиогеографических данных по среднепалеозойским–мезозойским породам, относящимся к различным блокам Северо-Востока Евразии, убедительно показали их аккреционную природу.

КОЛЫМСКАЯ ПЕТЛЯ

Анализ палеомагнитных определений 10–20-летней давности среднепалеозойских и мезозойских пород крупных блоков Северо-Восток России [42] свидетельствует о значительном различии их палеомагнитных полюсов и соответственно направлений относительно сибирских в палеозое и евразийских в мезозое. Наиболее веским доводом в пользу чужеродности вышеуказанных блоков относительно Сибири служили направления палеомеридианов. В течение среднего–позднего палеозоя сибирские палеомеридианы имели направле-

ние примерно 180° (прямая полярность) и в первой половине мезозоя изменили ориентировку через 270 до 360° , тогда как разновозрастные оломонско-алучинские палеомеридианы имели ориентировку $75\text{--}345^\circ$ (рис. 7А).

Широтное “зияние” между Оломонским блоком и Сибирью в позднем девоне–карбоне по этим данным могло составлять до 12° , в поздней перми – до 38° , в триасе и ранней юре – до 36° [42, соответственно определения 5049, 4733, 4434]. Подобные отличия в широтном положении относительно Сибири отмечаются и для Алучинского блока: поздний палеозой – 40° , триас – 23° [42, определения 6073, 6065]. Для пород фундамента Охотско-Чукотского вулканического пояса в позднем девоне–ранней перми “зияние” могло составлять около 16° [42, определения 4734], причем южнее в данном случае должна была находиться Сибирская плита, тогда как в предыдущих примерах Сибирь занимала северное положение. В средне-поздне триасовое время разница между этими блоками могла достигать уже 50° с Сибирью на севере [42, определения 4642]. Осредненные палеошироты сходных отдельных направлений в средне-, позднепалеозойском и мезозойском временных интервалах для пород Оломонского массива (см. рис. 7Б) не имеют столь значительной разницы с сибирскими палеоширотами. В ранней перми “зияние” составляет примерно 30° , а уже в раннем мезозое это отличие практически незначимо (см. рис. 7Б).

Все эти данные, на первый взгляд, убедительно показывают чужеродность блоков Колымской петли относительно Сибири, но анализ [3] этих палеомагнитных компонент показал, что практически все они были выделены в результате низко-среднетемпературных магнитных чисток, а ряд из них был получен с применением только временной магнитной чистки. Естественно, что на сегодняшний день они не могут быть отнесены в разряд надежных определений.

Здесь следует подчеркнуть, что практически все полученные в этом регионе палеомагнитные направления имеют северо-восточные и отчасти юго-восточные склонения (см. рис. 7А) и появление новых направлений, несходных с основным массивом данных (таблица), объясняли локальными разворотами вокруг вертикальной оси. Как, например, это сделано для верхнепермских пород хр. Арга-Тас [12].

В работе [3] установлена высокотемпературная (более 520°C) доскладчатая компонента для нижнеюрских пород Оломонского массива и Сугойского прогиба (см. таблицу) и показан вторичный характер среднетемпературной палеомагнитной компоненты, ранее интерпретировавшейся как доскладчатая. В результате удалось привести в соответствие палеомагнитные и структурные данные, которые свидетельствуют о повороте

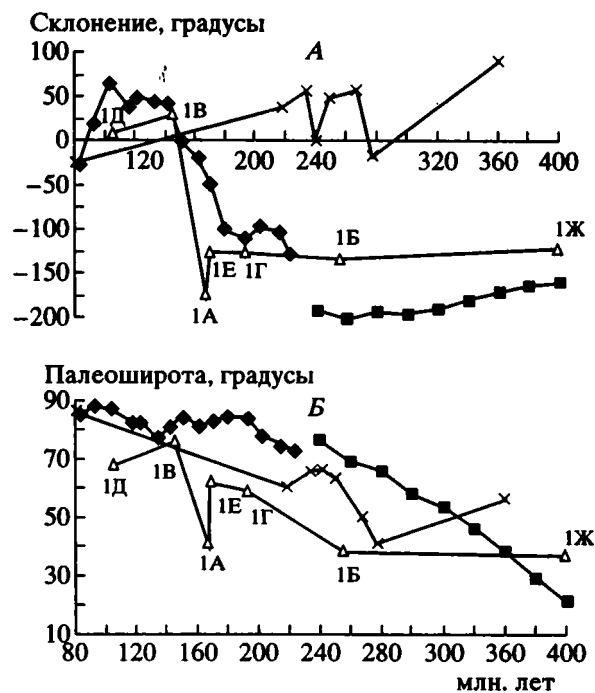


Рис. 7. Сопоставление наблюдаемых и пересчитанных с полюсов Евразийской и Сибирской плит палеомагнитных склонений (А) и палеоширот (Б) Верхне-Колымского региона.

Ромб – пересчитанные направления с полюсов Северной Евразии [35], квадрат – пересчитанные направления с полюсов Сибирской плиты [22], крест – средние по направлениям из [42], треугольник – наблюдаемые направления с указанием номера из таблицы. Пересчет направлений с Сибирской плиты и Северной Евразии проводился на точку 65° с.ш. и 150° в.д.

Оломона, находившегося недалеко от Сибири, относительно последней против часовой стрелки на $30^\circ\text{--}40^\circ$ с ранней юры до рубежа юра–мел, а не по часовой стрелке, как на это указывали более ранние палеомагнитные данные. В этот же временной интервал Оломон, как и северо-восточный край Сибири, который еще не был ее жесткой составной частью, “прошли” приполярную область и далее дрейфовали уже в составе Сибирского континента. В этой же работе было высказано предположение, что направления значительной части ранних палеомагнитных определений, вероятно, не отражают истинных направлений домелового геомагнитного поля, а есть результат наложения последнего и вторичного ранне-мелового. В поздней юре–раннем мелу в регионе фиксируются мощные магматические события [1, 21, 23].

Следует подчеркнуть, что на прохождении Оломона и Тас-Хаяхта в послетриасовое время через полярную северную область указывал В.П. Родионов [24], но, исходя из имеющихся у него данных, он писал о повороте Оломонского массива по часовой стрелке, а Тас-Хаяхта против [15]. По на-

Новые палеомагнитные данные для некоторых объектов Северо-Востока России

Объект	Современные координаты		Возраст пород/ChRM	Тест	Dec, °	Inc, °	α_{95} , °	Φ , °	Λ , °	A_{95} , °	Φ_a , °	Ссылка	Индекс
	Широта, °	Долгота, °											
Верхояно-Колымская зона													
Хр. Арга-Тас	65.6	145.5	J_3/\approx	f	187	60	9	17	140	12	41	[12]	1А
	65.0	149.0	P_2/\approx	–	226	57	12	19	112	15	38		1Б
Массив Омолон	65.0	155.4	$J_1/145 \pm 15$	f–	30	83	4	75	184	8	76	[3]	1В
	65.0	155.4	J_1/\approx	f+, R	234	73	6	40	122	11	59		1Г
Хр. Тас-Хаяхта	67.5	139.5	J_{2-3}/K_{1-2}	f–	8	79	7	87	208	13	68		1Д
	67.4	139.3	J_2/\approx	f+	235	75	7	46	106	13	62	[15]	1Е
	67.3	139.5	D_1/\approx	f	239	56	9	23	91	11	37		1Ж
Олюторская зона													
П-ов Ильпинский	60.0	164.5	P_{2-2}/\approx	f, R	338	80	10	76	133	19	71	[13]	2А
Хр. Малиновского	61.0	165.0	P_2/\approx	f+	327	73	6	73	81	11	59		2Б
П-ов Ильпинский	60.0	164.5	P_2/\approx	f+, R	302	67	11	56	83	17	50		2В
О-в Карагинский	59.0	164.0	N_2/\approx	f+	332	65	7	70	51	10	47		2Г
Р. Верхняя Алука	61.5	170.5	K_2N_1/\approx	f+	321	71	11	69	81	18	55	[46]	2Д
П-ов Олюторский	60.8	171.6	K_2N_1/\approx	f+	336	67	11	73	53	17	50		2Е
	60.2	170.4	K_2/\approx	f+	298	50	13	40	73	14	31		2Ж
Корякско-Чукотская зона													
Неоавтохтон	62.5	174.4	K_2/\approx	f+	6	84	7	74	178	14	78	[40]	3А
Пекульней	66.6	174.5	$K_{1a}/95 \pm 10$	f–	53	53	4	45	284	5	34		3Б
	66.6	174.5	$K_{1a}/105 \pm 10$	f– (30%)	118	52	10	20	227	11	33	[18]	3В
	66.6	174.5	K_{1a}/\approx	f+	163	49	6	7	189	6	30		3Г
Майницкий	63.2	175.3	K_{1v}/\approx	f+, R	201	50	15	6	156	16	31		3Д
Релеваямский	62.4	174.8	K_{1b}/\approx	f+, R?	48	39	9	38	294	8	23	[40]	3Е
Кокуйский	63.5	174.5	T_{3n}/\approx	f+, R	186	41	15	–3	169	16	24		3Ж
П-ов Тайгонос и Пенжинский район													
Р. Имповеем	61	160	$J_2/80 \pm 10$	f–	19.2	85.1	5.6	70.0	170.3	11.1	80		4А
	61	160	$J_2/80 \pm 10$	f–	137.1	78.0	6.6	41.8	181.9	12.4	67		4Б
	61	160	$J_2/80 \pm 10$	f–	41.3	77.6	3.1	71.3	217.0	5.8	66		4В
Мыс Поворотный	61	160	$J_{2-3}/80 \pm 10$	f–	138.3	73.7	6.3	34.9	185.2	11.3	60		4Г
Пенжинский район	61	165	$P_2, K_1/80 \pm 10$	f–	143.0	82.0	3.0	47.5	178.9	5.8	74		4Ж

Примечание. ChRM – характеристическая намагниченность исследованных пород; в графе “Тест” сокращения означают: f – тест складки, R – обращения (знаки + и – означают положительный или отрицательный отклик при уровне значимости $\rho = 0.05$ соответственно, отсутствие знака говорит о неопределенности оценки); Dec, Inc – палеомагнитные склонение и наклонение соответственно; Φ , Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса соответственно; α_{95} , A_{95} – радиус овала доверия вокруг среднего направления и полюса соответственно; Φ_a – палеоширота; в графе “Индекс” дан номер определения, который используется для их обозначения на рисунках настоящей статьи.

шим данным, Омолонский массив в интервале ранняя юра–ранний мел претерпел разворот против часовой стрелки [3].

Несоответствие ранних палеомагнитных определений палеобиогеографическим и структурно-геологическим данным, а также появление в поздних работах “новой” палеомагнитной компоненты (см. таблицу) для блоков Колымской петли [3, 12, 15] потребовали дать анализ поведения этих блоков относительно Сибири, опираясь только на определения последних десяти лет. Прежде всего, необходимо отметить сходное поведение палеомагнитных склонений (палеомеридианов) “новой” компоненты колымских террейнов и Сибири в интервале средней палеозой–мезозой (см. рис. 7А). Если для палеозоя отмечается разница в направлении палеомеридианов в 30° – 50° , то для мезозойского интервала, начиная с 240–230 млн. лет, сходство наблюдаемых и рассчитанных с Сибирской плиты палеомеридианов практически полное.

Интерпретация более южного (на 15° – 25° , см. рис. 7Б) положения блоков Колымской петли относительно Сибири в интервале поздний карбон–средняя юра не столь однозначна. Дело в том, что средние направления юрской [3, 15] и девонской [15] компонент рассчитаны методом пересечения кругов перемагничивания. Известно, что этот метод может приводить к систематическому смещению среднего [38].

Приведенный анализ позволяет сделать два вывода. Во-первых, ранние палеомагнитные определения по палеозойским и нижне-среднемеозойским породам блоков Колымской петли не дают истинного направления древнего геомагнитного поля. Следовательно, выполненные на их основе палеотектонические реконструкции не отражают истинного положения этих блоков относительно Сибири в указанном временном интервале.

Во-вторых, направления “новой” компоненты, полученной на более высоком методическом уровне, позволяют предположить расположение блоков Колымской петли в “едином мегаблоке” с Сибирской плитой, начиная по крайней мере со среднего девона. В среднепалеозойско–среднеюрское время блоки Колымской петли не имели жестких связей с Сибирью, но испытываемые ими движения имели общие характеристики: вращение по часовой стрелке (не путать с вращением Омолона относительно Сибири против часовой стрелки, то есть происходило “запаздывание” во вращении Омолона) и северный дрейф с практически одновременным прохождением Омолон, Тас-Хаяхтаком [3, 24] и северо-восточным краем Сибирской плиты полярной области. В послесреднеюрское время указанные блоки вошли в состав Евразийской плиты.

КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ

Аккреционная структура этой территории и характеристика террейнов рассмотрены в работах [1, 27, 29]. При изложении фактического материала мы будем пользоваться терминологией и схемой террейнов, опубликованной в статье [21] с некоторыми изменениями (см. рис. 2). При разработке плитотектонических реконструкций [11, 14, 29, 53 и др.] палеомагнитных определений в этом регионе практически не существовало. В результате первоначальное положение террейнов трактовалось по-разному: на плите Кула [10, 11, 14, 29], на плитах Исанаги, Тихоокеанская, Фараллон соответственно для разных временных интервалов [53]. Объединяя все эти работы предположение о движении террейнов в северном направлении.

За последние 5 лет опубликовано более 20 палеомагнитных определений по мезо-кайнозойским породам, из которых были отобраны наиболее надежные определения (см. таблицу). Анализ этих данных показывает отчетливую закономерность в распределении направлений характеристических намагниченностей. Так, все направления Олюторского террейна занимают 4-ый квадрант, то есть имеют северо-западные склонения (рис. 8). Закономерного смещения к чисто западному направлению со временем не отмечается. Вероятно, различия в склонениях отражают локальные развороты отдельных блоков, но общая составляющая – небольшой разворот против часовой стрелки как в абсолютных координатах, так и относительно Северной Евразии – отмечается (см. таблицу).

Направления северокорякских террейнов предполагаются вдоль дуги малого круга со склонениями от 0 до 200° . При этом, чем древнее намагниченность, тем большее склонение она имеет, за исключением данных по Релеваямскому блоку (см. таблицу). Отчетливо намечается общая тенденция вращения блоков по часовой стрелке (см. рис. 8).

Распределение палеоширот во времени для северной и южной частей Корякского нагорья также различно (рис. 9А). Для объектов Олюторского террейна отмечается достаточно плавное смещение во времени палеоширот от 30° до 70° с.ш. Образование многих северокорякских комплексов практически до сеномана происходило на $30^{\circ} \pm 10^{\circ}$ с.ш., затем произошло резкое смещение на север до 70° – 80° , где они были запечатаны верхнемеловыми (маастрихт) породами неоавтохтона. Палеошироты и палеомеридианы (см. рис. 9А, таблицу) этого события совпадают с сибирскими, что позволяет говорить о вхождении террейнов Корякской зоны в состав Северной Евразии уже в позднем мелу. Причленение Олюторского террейна к Евразийской плите завершилось в эоцене (см. рис. 9А).

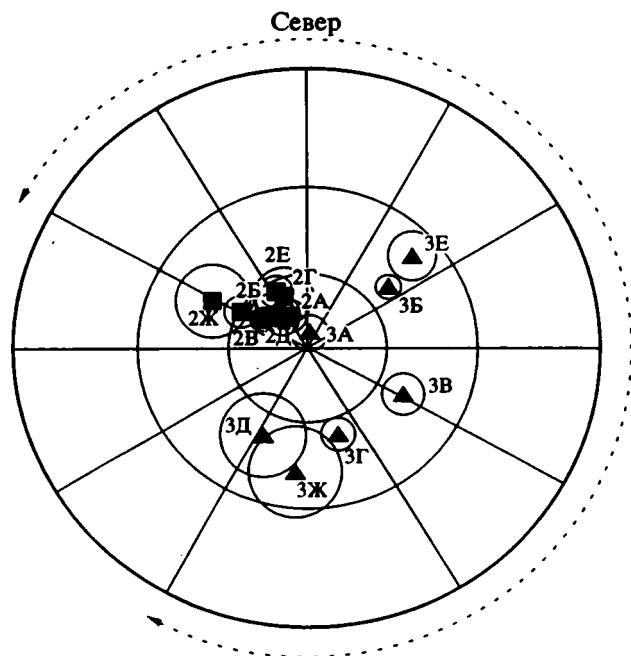


Рис. 8. Сопоставление палеомагнитных склонений объектов (см. таблицу) Олюторской (квадрат) и Корякской (треугольник) зон.

Нужно отметить, что характер широтного смещения северокорякских террейнов очень похож на распределение палеоширот во времени для террейнов Южной Аляски [50]. В интервале времени 150–90 млн. лет отмечается незначительное изменение палеоширот, затем скорость

северного дрейфа резко возрастает как для террейнов Корякского нагорья, так и для Аляски (см. рис. 9Б). Очевидно качественное сходство широтного дрейфа объектов этих двух регионов, расположенных по разные стороны Тихого океана (см. рис. 9).

Приведенные данные хорошо согласуются с геологическими материалами о различной истории тектонического развития северной и южной частей Корякского нагорья не только во времени, но и по характеру движений. Породы Олюторского террейна испытали абсолютный разворот против часовой стрелки, а северокорякские террейны – по часовой стрелке относительно Евразии. Причем амплитуда разворота последних превышает таковую для Олюторского террейна в 4–5 раз. Можно предположить, что ныне спаянные в единый континентальный блок террейны северной и южной половин Корякского нагорья образовались и транспортировались на разных плитах. Если для объектов Олюторского террейна, исходя из кинематических данных [14, 41], другой альтернативы, кроме плиты Кула, нет [45], то для северокорякских террейнов она есть.

Основываясь на сходстве некоторых террейнов с североамериканскими и практически идентичной качественной зависимости палеоширот места их образования и перемещения во времени (см. рис. 9), можно высказать предположение, что ряд островодужных террейнов Корякского нагорья формировался вдоль конвергентной границы плит Фараллон и Северной Америки, а верхне-

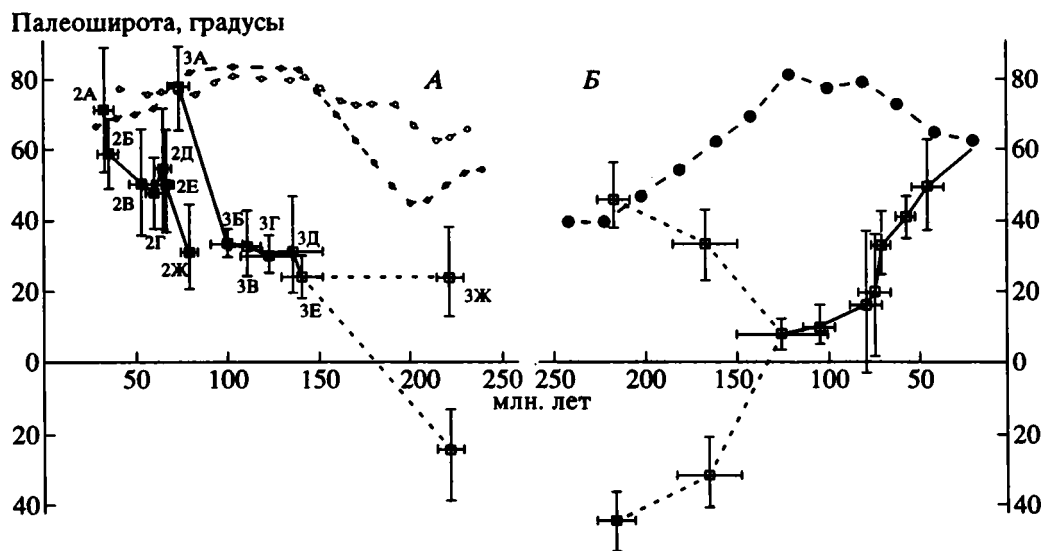


Рис. 9. Изменение географических широт Олюторской и Корякской зон (А) и Южной Аляски (Б) [50] относительно Северной Евразии и Северной Америки.

Залитый квадрат – объекты Олюторской зоны, полый квадрат – объекты Корякской зоны, залитый круг – пересчитанные палеошироты с Северной Америки, полый круг – пересчитанные палеошироты с Северной Евразии. Пересчет палеоширот проводился на точку с координатами 63° с.ш. и 170° в.д. Номера определений соответствуют номерам в таблице. На Б полыми квадратами указаны палеошироты террейнов Южной Аляски по [50].

юрско-раннемеловые океанические комплексы являются фрагментами плиты Фараллон.

Для проверки этого предположения мы сопоставили скорости широтного смещения (вдоль меридиана на север) северокарякских террейнов и плиты Фараллон по [45]. Можно отметить хорошее качественное и отчасти количественное совпадение скоростей широтного дрейфа плиты Фараллон и объектов Корякского нагорья во времени (рис. 10). Различный широтный уровень "стояния" в ранне-среднемеловое время (примерно 25° – 30° для Корякии и 10° – 15° для Южной Аляски (см. рис. 9) связан, вероятно, с тем, что к Чукотскому блоку и Северной Евразии причленились более продвинутые на север (на те же 10° – 15°) фрагменты плиты Фараллон и островодужные комплексы конвергентной границы Фараллон–Северная Америка.

Знак поворота вокруг вертикальной оси террейнов Карякии (по часовой стрелке) согласуется со знаком поворота террейнов Южной Аляски и ряда блоков западного побережья Северной Америки, связанных с правосторонними сдвиговыми зонами. Образование этих правосторонних сдвигов объясняется взаимодействием океанической и континентальной плит [52].

Таким образом, террейны Корякского нагорья не могли образоваться и транспортироваться на одной плите. Перемещение чужеродных террейнов северной Корякии, вероятно, было в значительной степени связано с движением плиты Фараллон, фрагментами которой могут быть верхнеюрско-нижнемеловые океанические комплексы. В этом случае аллохтонные энзиматические дуги формировались вдоль конвергентной границы Северной Америки. При этом часть океанических комплексов перемещалась в результате спрединга, а часть вместе с островодужными террейнами по сдвигам.

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный материал указывает на недостатки прежних представлений о перемещениях террейнов Северо-Востока России и на необходимость поиска новых подходов. К сожалению, имеющихся геологических и палеомагнитных данных еще недостаточно для создания обоснованных палинспастических реконструкций. Поэтому мы вынуждены ограничиться обсуждением некоторых наиболее очевидных моментов будущего сценария.

На примере Омолонского массива, ранее рассматривавшегося как эталонный объект, было показано, что для террейнов Верхояно-Чукотских мезозойд нет надежных свидетельств их значительной оторванности от Сибирского континента, по крайней мере, в позднепалеозойско-мезозойское время, и их перемещения из Тихого океана. Подтверждением этой точки зрения могут служить данные о длительном существовании

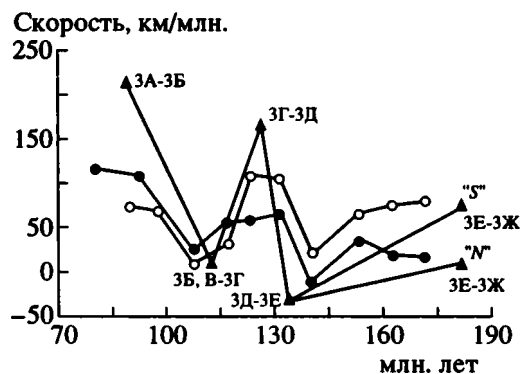


Рис. 10. Сопоставление скоростей северной составляющей (вдоль географического меридиана) дрейфа объектов Корякской зоны (треугольник) и плиты Фараллон относительно Северной Америки (залитый круг) и Северной Евразии (полый круг).

Скорость северной составляющей плиты Фараллон рассчитана на основе данных [45]. Скорость перемещения корякских комплексов рассчитана по данным таблицы. Номера определений соответствуют номерам в таблице. Индексами "N" и "S" указаны скорости смещения террейнов Корякии, рассчитанные относительно положения Кокуйского блока соответственно в северном и южном полушариях.

конвергентной границы вдоль северо-западного обрамления Палеоокеана. В поздней юре–раннем мелу она маркировалась Удско-Мургалской дугой [21, 27, 32], продолжением которой могут быть островодужные образования западной части хр. Пекульней, Ушканьих гор и Золотого хребта [18].

В позднем палеозое–раннем мезозое существовала Кони-Тайгоноская дуга [19, 27]. Южным ее окончанием могут быть пермские континентальные вулканиты Охотского массива. Сложнее обстоит дело с северным продолжением дуги. С одной стороны, это могли быть островодужные комплексы Алазейско-Олойской зоны. При такой трактовке от Палеоокеана отшнурована была только часть океанического бассейна мезозойд, а Южно-Анхойский бассейн оставался заливом Палеоокеана. В последние годы появились данные [18] о позднепалеозойских островодужных комплексах в центральной части Чукотки (хр. Пекульней и бас. р. Канчалан). Следовательно, и Южно-Анхойский океанический бассейн мог быть отделенным от Панталассы конвергентной границей плит. В этом варианте структуры мезозойд представляли собой самостоятельную плиту с многочисленными микроконтинентами и разделенными их океаническими бассейнами, обрамленными островными дугами.

В девоне конвергентной границей Панталассы был Кедонский окраинно-континентальный пояс, сложенный субэвральными вулканитами Омолонского и Охотского массивов [11]. Его продолжением может быть девонская метаморфизованная вулканоплутоническая ассоциация южной

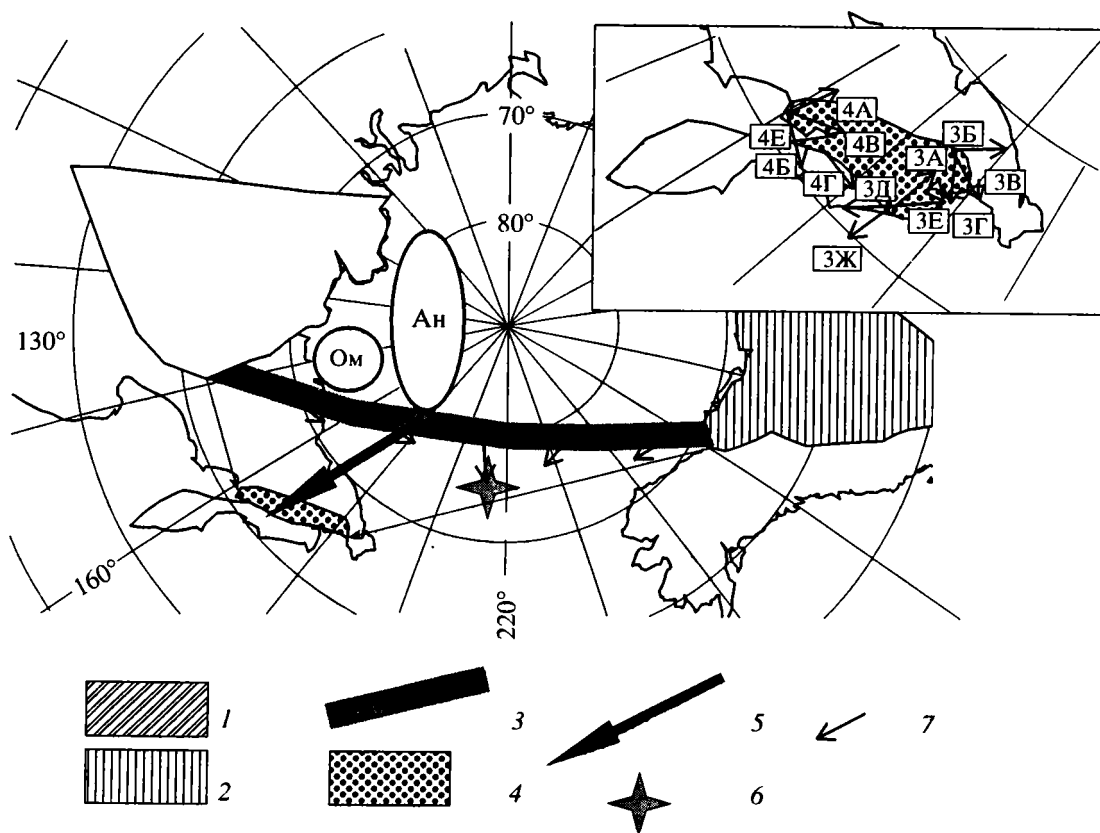


Рис. 11. Схема взаимодействия Сибирской и Северо-Американской плит, объясняющая наблюдаемые склонения палеомагнитных векторов для западной части Корякского нагорья и п-ва Тайгонос

1 – Сибирская и 2 – Северо-Американская плиты (130 млн. лет); 3 – конвергентная граница Мезопацфики; 4 – область распространения комплексов конвергентной границы Мезопацфики в современной структуре; 5 – направление движения Северо-Американской плиты относительно Сибирской; 6 – среднее положение палеомагнитного полюса для Евразии и Северной Америки; 7 – возможные направления палеомагнитных векторов. Буквы на схеме: Ан – Аниюсский палеоокеан, Ом – Омолонский микроконтинент. На врезке показаны наблюдаемые палеомагнитные векторы (см. таблицу) п-ова Тайгонос, Пенжинского района и хр. Пекульней (см. таблицу).

части хр. Брукса, образование которой произошло или в энсиалической дуге, или в окраинно-континентальном вулканическом поясе [49].

Приведенные выше соображения свидетельствуют о длительном существовании конвергентной границы вдоль северной периферии Панталассы. Вряд ли это была единая структура типа андийской окраины. Скорее всего, она меняла свою конфигурацию и пространственное положение в зависимости от реорганизации системы океанических плит древнего Тихого океана. Важно, что она отделяла океанические бассейны мезозойд, которые развивались в раннем палеозое на границе Япетуса и Панталассы, в среднем и позднем палеозое – Палеоазиатского океана и Панталассы. Геодинамические особенности развития Верхояно-Чукотских мезозойд могут рассматриваться по аналогии с Карибским регионом или с современной зоной взаимодействия Тихоокеанской и Индийской плит. С этих позиций находит объяснение нетипичный для Тихоокеанского пояса

структурный план и такая отличительная черта мезозойд, как пространственное и временное сочетание обстановок пассивных и активных окраин.

Мезозойская история деформаций была тесно связана с раскрытием Атлантики [31]. Один из вариантов реконструкций показан на рис. 11. В юре Сибирский и Американский континенты находились на значительном расстоянии один от другого. Пространство между ними было занято океаном, условно назовем его Аниюским, в котором располагались многочисленные микроконтиненты мезозойд. Эта область была отделена от Тихого океана конвергентной границей с Удско-Мургальской и Тогнак-Коюкук (Аляска) островными дугами.

С раскрытием Атлантики (средняя юра) началось сокращение пространства, занятого Аниюским палеоокеаном, что в конечном итоге привело к закрытию океанических бассейнов, коллизии микроконтинентов и формированию складчатой структуры мезозойд. Вдоль простирающихся конвергентной границы происходило сжатие, что долж-

но было вызвать разрушение островодужной системы и смещение ее фрагментов по сдвигам. Действительно, Центральная и Южная Чукотка представляют собой коллаж разноориентированных островодужных террейнов, таких, как Западно-Пекулейский, Нутесынский, Золотогорский, Канчаланский, Ушканьегорский [1, 18]. При таком подходе нет необходимости реконструировать здесь сложную эшелонированную систему островных дуг и разделяющих их океанических бассейнов.

Этот сценарий, хотя он дан в самом общем виде, позволяет объяснить многие особенности строения и развития мезозойд. Отметим лишь подходы к решению нескольких традиционно наиболее трудных вопросов.

Островодужные террейны и микроконтиненты мезозойд должны были испытывать южное движение, перемещаясь в высоких широтах, вдоль окраины Евразии, что подтверждается палеомагнитными данными по Омолонскому массиву [3]. Массив располагался в тылу конвергентной границы Тихого океана, что хорошо согласуется с палеобиогеографическими данными для позднего палеозоя и триаса. Кроме того, можно объяснить нахождение палеозойской тетической фауны на о-ве Врангеля, Новосибирских о-вах и Чукотке, так как террейны, занимающие в современной структуре более северное положение, могли образоваться соответственно в более южных широтах.

Вполне логичное объяснение получает и наблюдаемое распределение палеомагнитных склонений для п-ова Тайгонос и Пенжинского района в северо-восточных и юго-восточных квадрантах (см. таблицу, рис. 11). При этом нет необходимости привлекать значительные вращения локальных блоков вокруг вертикальных осей, если конвергентная граница проходила с другой стороны от полюса.

Реконструкции террейнов Корякского нагорья должны учитывать существенную разницу строения северной и южной его частей и четыре основных этапа истории развития и формирования аккреционной структуры: поздняя юра–ранний мел, альб–кампан, маастрихт–средний эоцен, поздний эоцен–средний миоцен. Эти этапы разделены кратковременными эпохами деформаций и аккреции, которые синхронны с перестройками системы тихоокеанских плит [27] и изменениями параметров их движения [41, 54]. Отсюда следует очевидный вывод о сложном взаимодействии структур континентальной и океанической литосферы, которое нельзя объяснить только северным дрейфом террейнов на какой-либо одной из тихоокеанских плит.

В работе было показано, что, судя по геологическим данным, некоторые экзотические террейны (Ганычаланский, Срединнокамчатский, Эко-

найский и др.), скорее всего, имеют сложную блуждающую траекторию движения. Перемещение таких террейнов-странников есть результат интегрированного движения плит не только в пространстве, но и во времени. Тихоокеанские плиты, подобно континентам, меняли свои очертания, размеры и направление движения. С возникновением новых осей спрединга фрагменты более древних плит оказывались частями новых плит. При этом старые спрединговые хребты могли исчезать, а могли продолжать продуцировать океаническую литосферу, но уже в новом объеме и с другими кинематическими параметрами.

В соответствии с реконструкциями тихоокеанских плит [41, 54] кинематика Северной Пацифики в поздней юре–раннем мелу определялась плитами Исанаги и Фараллон. Палеомагнитные данные показывают хорошую сходимость истории движения северокоорякских террейнов и плиты Фараллон (см. рис. 10).

Геологические данные не только не противоречат этому, но и в ряде случаев находят свое объяснение. Так, например, помимо отмеченного выше сходства некоторых террейнов Корякского нагорья и Северной Америки, определенные параллели наблюдаются при сравнении тектонической зональности Калифорнии и восточной части Корякского нагорья (см. рис. 5). В Калифорнии и горах Кламат к западу от батолита Сьерра-Невады располагаются аллохтонные офиолитовые и островодужные террейны с фауной палеозоя и раннего мезозоя. Причем многие из них (Ратлснейк-Крик, Норт-Форк, Хай-Форк, меланжи Оборн, Кавеах) имеют определенное сходство по составу слагающих их комплексов и по фауне с Эконайским террейном Корякского нагорья. Например, террейн Норт-Форк рассматривается как пермская подводная возвышенность с офиолитовым фундаментом, на котором накапливались триасовые пелагические осадки [43].

Далее к западу следуют области распространения верхнеюрско-мелловых терригенных отложений Большой Долины и францисканских террейнов. Разрезы Большой Долины хорошо сопоставляются с Алькатваамским террейном, а граувакки Древнего Францискана – с интенсивно деформированными образованиями чирынайской серии Майницкого террейна.

Важно, что корякская и калифорнийская зональности имеют одинаковую западную полярность, что трудно объяснить в случае, если они формировались по разные стороны океана. Создается впечатление, что “корякские” структуры первоначально располагались вдоль края Северной Америки, севернее калифорнийских, а затем были оторваны или перемещались вдоль континента и прицелились к Азии. Существенную роль в транспортировке играли правосторонние сдвиговые перемещения, отчетливо фиксируе-

мые в структуре Северо-Американского континента [55].

С этих позиций можно объяснить отсутствие францисканских образований к северу от гор Кламат и, в частности, в Британской Колумбии. Необходимо заметить, что при такой корреляции речь все-таки идет не о прямых аналогиях, а об определенном сходстве тектонических элементов и зональности Восточной Корьякии и Калифорнии.

Можно предположить следующий сценарий. Позднепалеозойско-раннемезозойские океанические комплексы Корьякского нагорья образовались в одном бассейне, но на большем удалении от Северной Америки по сравнению с канадскими и кламатскими террейнами. Остается неясным, была ли это часть Панталассы или какой-то другой океан. В некоторых реконструкциях предполагается существование в южной части восточной Пацифики океанической плиты Кордильера (или океан Анвил), вдоль западного обрамления которой располагались островная дуга Стикиния [39, 53]. Раннемезозойские островодужные комплексы Корьякского нагорья могли быть частью этой конвергентной границы. В процессе закрытия океанического бассейна островная дуга Стикиния столкнулась с американским континентом в поздней юре, а ее "корьякские" фрагменты после возникновения системы позднепалеозойских плит Исанаги и Фараллон начали дрейфовать в сторону Азии и прицелились к ней в поздне меловое время.

Важно, что аллохтонные энсиматические островодужные образования располагаются западнее океанических комплексов Эконайского террейна. В их тылу не известны разновозрастные окраинноморские отложения, но реконструируется протяженная Кони-Тайгоноская дуга, маркировавшая конвергентную границу Азиатского континента. Совмещение островодужных комплексов из разных палеобиогеографических провинций при отсутствии между ними синхронных окраинноморских образований не дает возможность рассматривать их как части одной конвергентной границы.

Более того, между ними в Алганском и Майницком террейнах известны более молодые среднеюрско-раннемеловые островодужные и океанические комплексы [33]. Время их формирования соответствует этапу отмирания поздне триасово-раннеюрской островодужной системы, перемещению и сближению ее фрагментов с Азиатским континентом.

Этот сценарий позволяет сделать вывод о том, что среди позднепалеозойских аккретированных океанических комплексов присутствуют фрагменты разных плит. Палеомагнитные данные указывают на важную роль плиты Фараллон (спрединг-хребет Исанаги-Фараллон) в транспортировке северокорьякских террейнов. Однако вопрос о принадлежности верхнеюрско-нижнемело-

вых океанических комплексов плите Исанаги или Фараллон или о наличии в аккреционной структуре Корьякского нагорья фрагментов обеих плит остается открытым. Окончательное решение этого вопроса связано как с выяснением положения оси спрединга Исанаги-Фараллон, так и со сравнительным изучением океанических комплексов.

В заключение авторы считают необходимым специально оговорить, что вне всякого сомнения приведенные расчеты и возможные сценарии являются предварительными и дискуссионными. Однако с их помощью можно объяснить резкие различия в геологическом строении Верхояно-Чукотских мезозойских и Корьякско-Камчатского складчатого пояса. Первые образовались в результате взаимодействия и столкновения Евразийской и Северо-Американской плит, вторые – в процессе аккреции аллохтонных "тихоокеанских" террейнов. Причем северокорьякские террейны перемещались вместе с плитой Фараллон и/или Исанаги при существенной роли сдвиговой компоненты, а южнокорьякские и камчатские террейны на плитах Кула и Тихоокеанская. Эти представления лучше согласуются с новыми геологическими, палеомагнитными и палеонтологическими данными.

Совершенно очевидно, что настало время создания нового поколения палинспастических реконструкций, основанных на синтезе данных континентальной и морской геологии. Обсуждение рассмотренных в статье подходов, на наш взгляд, должно способствовать поиску новых решений, что, собственно говоря, и является целью данной статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты: 96-05-64359; 96-05-64512; 96-05-65323; 95-05-15477).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте) // М.: ИЛСАН, 1992. 54 с.
2. Бондаренко Г.Е. Юрско-валанджинский этап в эволюции Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1992. 24 с.
3. Бондаренко Г.Е., Диденко А.Н. Новые геологические и палеомагнитные данные о юрско-меловой истории Омолонского массива // Геотектоника. 1997. № 2. С. 14–27.
4. Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д. Сдвиги в структуре юго-западной части полуострова Тайгонос // Тихоокеанская геология. 1996. № 2. С. 99–106.
5. Бычков Ю.М., Дагис А.С. Поздне триасовая фауна Корьякского нагорья и ее значение для палеогеографических и палеотектонических построений. Новосибирск, 1984. С. 8–18. Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; № 600.
6. Вишневецкая В.С., Филатова Н.И. Радиоляриевая биостратиграфия мезозоя Северо-Востока России // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 16–43.

7. Гагиев М.Х. Стратиграфия и конодонты нижне-среднедевонских отложений Северо-Востока СССР: Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. 40 с.
8. Гельман М.Л., Бычков Ю.М., Левин Б.С. Бониниты Корякского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С. 35–47.
9. Журавлев А.Ю. Археоциаты нижнего кембрия крайнего Северо-Востока СССР // Кембрий Сибири и Средней Азии. М.: Наука, 1988. С. 97–110.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
11. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
12. Иосифиди А.Г. Новые палеомагнитные данные по Колымскому массиву (хр. Арга-Тас) // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1987. С. 104–123.
13. Коваленко Д.В. Геологическая интерпретация палеомагнитных данных по мел-палеогеновым комплексам юга Корякского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1992. 25 с.
14. Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 169 с.
15. Львов М.Ю., Неустров А.П. Результаты палеомагнитных исследований некоторых мезозойских и палеозойских образований хребта Тас-Хаяхта (Восточная Якутия) // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 95–113.
16. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паладжян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30–70.
17. Мерзляков В.М., Терехов М.И., Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф. Тектоника Омолонского массива // Геотектоника. 1982. № 1. С. 74–86.
18. Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1996. 28 с.
19. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
20. Палеомагнитология / Ред. Храмов А.Н. Л.: Недра, 1982. 312 с.
21. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
22. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
23. Пуцаровский Ю.М., Соколов С.Д., Тильман С.М., Крылов К.А. Тектоника и геодинамика Северо-Западного обрамления Тихого океана // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики. Хабаровск: ДВО ИГиГ АН СССР, 1992. Т. 1. С. 128–137.
24. Родионов В.П. Кинематические модели взаимоотношения Сибирской платформы и блоков Верхояно-Колымского региона) // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 113–119.
25. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Соколов С.Д. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136–189.
26. Сиверцева И.А. О пермской флоре Камчатки // Вестн. ЛГУ. 1975. № 18. С. 141–145.
27. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
28. Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Аристов В.А., Пейве А.А., Штеренберг Л.Е. Ордовикские отложения Ганычаланского террейна // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1997 (в печати).
29. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
30. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.
31. Устрицкий В.И., Храмов А.Н. Геологическая история Арктики с позиций теории литосферных плит // Геологическое строение СССР – закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. С. 253–265.
32. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.
33. Филатова Н.И., Вишневская В.С. Аллохтонные формации среднего мезозоя северо-западного континентального обрамления Тихого океана // Докл. АН 1992. Т. 323. № 4. С. 734–740.
34. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко А.В., Игнатъев А.В., Чудаев О.В. Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1992. № 3. С. 82–93.
35. Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: в связи с проблемой палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
36. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
37. Шапиро М.Н., Ганелин В.Г. Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозойдах Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1988. № 5. С. 94–104.
38. Шипунов С.В. Основы палеомагнитного анализа. Теория и практика // М.: Наука, 1993. 160 с.
39. Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H. Cordilleran suspect terranes // Nature. 1980. Vol. 288. P. 329–333.
40. Didenko A.N., Harbert W., Stavskiy A.W. Paleomagnetism of Khatyrka and Maunisky superterranes, Kory-

- akia // *Tectonophysics*. 1993. Vol. 220. № 9. P. 141–155.
41. *Engelbreton D.C.* Correlation of plate motions with continental tectonics: Laramide to Basin-Range // *Tectonics*. 1984. Vol. 3. № 2. P. 115–119.
 42. Global paleomagnetic database, ver. 3.1 // *Gondwana Consultants*. P.O. Box S. Hat Head NSW 2440. Australia, 1995 (e-mail: midemce@ozemail.com.au).
 43. *Gray G.G.* Native terranes of the Central Klamath Mountains, California // *Tectonics*. 1986. Vol. 5. № 7. P. 1043–1054.
 44. *Grigoriev V.N., Krylov K.F., Sokolov S.D.* Accreted Mesozoic oceanic terranes of Koryak superterrane, North-eastern Russia // 1992 ICAM Proceedings. Anchorage, Alaska: U.S. Department of the Interior Minerals Management Service, 1994. P. 217–222.
 45. *Harbert W., Frei L., Jarrard R. et al.* Paleomagnetic and plate-tectonic constraints on the evolution of the Alaskan-eastern Siberian Arctic / Eds. Grantz A., Johnson L., Sweeney J.F. // *The Arctic Ocean Region: Boulder, Colorado*, Geological Society of America. The Geology of North America. 1990. Vol. L. P. 567–592.
 46. *Heiphetz A., Harbert W., Layer P.* Preliminary reconnaissance paleomagnetism of some Late Mesozoic ophiolites Kuyul region, Northern Koryak superterrane, Russia // 1992 ICAM Proceeding. Anchorage, Alaska: U.S. Department of the Interior Minerals Management Service, 1994. P. 229–234.
 47. *Hilde T.W.C., Ueyeda S., Kroenke L.* Evolution of the western Pacific and its margin // *Tectonophysics*. 1977. Vol. 38. № 1/2. P. 145–165.
 48. *Matsuoka A., Aita V., Munasri, Wakita K., Shen G., Ujiiie H., Sashida K., Vishnevskaya V.S., Bragin N.Y., Cordrey F.* Mesozoic radiolarians and radiolarian-bearing sequences in the Circum-Pacific regions: a report of the symposium "Radiolarian and Orogenic Belts" // *Island arc*. 1996. № 5. P. 203–213.
 49. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Baranov B.V., Byalobzhesky S.G., Bundtzen T.K., Feeney N.D., Fujita K., Gordey S.P., Grantz A., Khanchuk A.I., Natal' in B.A., Natapov L.M., Norton I.O., Patton W.W., Plafker Jr.G., Scholl D.W., Sokolov S.D., Sosunov G.M., Stone D.B., Tabor R.W., Tzukanov N.V., Vallier T.L., Wakita K.* Circum-North Pacific Tectonostratigraphic terrane map. Scale 1 : 5 000 000. U.S. Geol. Surv. Open File Rep. 94-714. 1994. 220 p.
 50. *Panuska B.C., Stone D.B.* Latitudinal motion of the Wrangellia and Alexander terranes and the Southern Alaska superterrane // *Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region*. 1. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. 1985. P. 109–120.
 51. *Weber F.R., Wheeler K.I., Rinehart C.D., Chapman R.M., Blodgett R.B.* Geological map of the Liven-good quadrangle, Alaska. US Geol. Surv.: Fairbanks. Open-File Report 92-562. 1992. 20 p.
 52. *Wels R.E., Coe R.S.* Paleomagnetism and geology of Eocene volcanic rocks of southwest Washington: Implication for mechanisms of rotations // *J. Geophys. Res.* 1985. Vol. 90. P. 1925–1947.
 53. *Wilson K.M., Rosol M.J., Hay W.W.* Global Mesozoic reconstructions using revised continental data and terrane histories: a progress report // *Deep structure and past kinematics of accreted terranes*. 50/IUGG series; 5. Washington, 1989. P. 1–40.
 54. *Woods M.T., Davies G.F.* Late Cretaceous genesis of the Kula plate // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 58. № 2. P. 161–166.
 55. *Woodcock N.H.* The role of strike-slip fault systems at plate boundaries // *Phil. Trans. R. Soc. London*, 1986. Vol. 317A. P. 13–27.
 56. *Zhuravlev A.Yu.* Was North America ever a Chukotka Terrane? // 19xx92 ICAM. Abstracts. Anchorage, Alaska, 1993. P. 66.

Рецензенты: В.С. Буртман, В.Е. Хаин

Paleotectonic Reconstructions for Northeastern Russia: Problems and Uncertainties

S. D. Sokolov, A. N. Didenko*, V. N. Grigoriev,
M. V. Aleksyutin, G. E. Bondarenko, and K. A. Krylov

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

**Shmidt Joint Institute of Earth Physics (IFZ), Russian Academy of Sciences, B. Gruzinskaya 10, Moscow, 123810 Russia*

Controversial issues of paleotectonic reconstructions and terrane transport are addressed. Previous palinspastic reconstructions for northeastern Asia, based mainly on the Kula and Pacific plate kinematics, are shown to disagree with new geologic and paleomagnetic data. The Late Mesozoic collisional structure of the Verkhoyansk–Chukotka orogenic area is believed to result from the peculiarities of interaction between the Siberian and North American plates due to the opening of the Atlantic. Analysis of a set of geologic and paleomagnetic data suggests that the transport of terranes of the northern Koryak Highland was controlled by the motions of the Izanagi and Farallon plates, whereas the Kula and Pacific plates were responsible for the migration of terranes of the southern Koryak Highland. The necessity of creating a new generation of geodynamic reconstructions based on continental and marine geological data is demonstrated.

УДК 551.24 (470.33/476)

О ЛИТОСФЕРЕ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА
 (КОММЕНТАРИИ К СТАТЬЕ Р.Г. ГАРЕЦКОГО,
 И.В. ДАНКЕВИЧА И Г.И. КАРАТАЕВА
 “АСТЕНОСФЕРА ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ” /
 ГЕОТЕКТОНИКА. 1996. № 6. С. 58–67)

© 1997 г. С. В. Богданова

Геологический институт Лундского университета, Швеция

Поступила в редакцию 28.01.97 г.

Комментируемая статья Р.Г. Гарецкого с соавторами обобщила все доступные на сегодняшний день геофизические данные о строении литосферы запада Восточно-Европейского кратона и обозначила целый ряд важных вопросов геолого-геофизической интерпретации литосферы этого региона, подлежащих разрешению в рамках текущих исследований по программе ЕВРОПРОБА (EUROPROBE) Международной программы литосферы и Европейского научного фонда.

Особенно интересными представляются следующие выводы авторов:

– существование т.н. Балтийско-Украинской зоны утолщения литосферы шириной до 200–230 км, протягивающейся от Украинского щита до Финского залива и сопровождающейся поднятиями поверхности кристаллического фундамента. Авторы называют эту зону “Главной субмеридиональной осью” Восточно-Европейского кратона, которая влияла на все этапы ее платформенного развития;

– отсутствие или резкое утонение астеносферного слоя под большей частью запада Восточно-Европейского кратона за исключением палеозойского Припятского прогиба и прикарпатского края Восточно-Европейского кратона;

– существование широких Полоцко-Курземской и Припятско-Брестской зон сдвиговых смещений литосферы;

– четкая корреляция структуры литосферы и платформенной структуры региона.

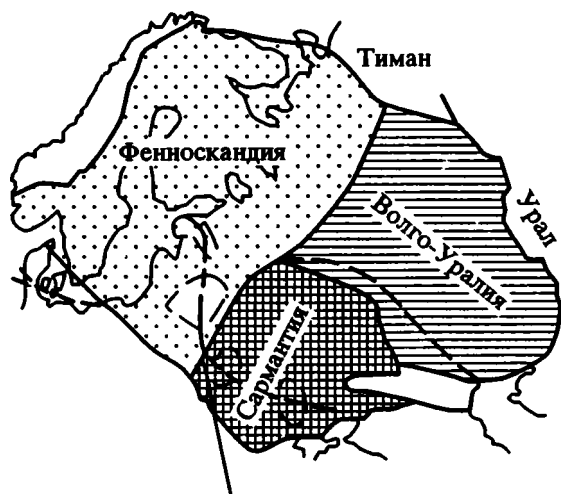
Авторы справедливо относят установленные ими особенности строения литосферы главным образом к доплатформенной стадии развития Восточно-Европейского кратона, однако, на мой взгляд, делают неправильный вывод об архейском возрасте заложения его “Главной субмеридиональной оси”. Эта зона сечет сегменты литосферы, Фенноскандию и Сарматия, резко различающиеся по истории и стилю формирования коры, особенно в протерозое [7, 10]. Архейская

кора Фенноскандии образовалась между 3.1–3.2 Ga и 2.6 Ga. После интенсивного рифтогенеза и распада в период 2.5–2.0 Ga ее главная часть формировалась путем последовательного приращивания новых порций с запада, продолжавшихся до 1.55 Ga [6, 10]. Кора Сарматии, включающей Украинский щит и Воронежский массив, образована из нескольких архейских террейнов, самые древние из которых датированы цифрами около 3.7 Ga [4]. Слипание сарматских террейнов, наиболее вероятно, произошло в период 2.3–2.1 Ga [13], после чего Сарматия превратилась в стабильный континентальный блок.

Палеомагнитные данные [9, 12] указывают на различное положение Фенноскандии и Сарматии до 2.1–2.0 Ga. Они также свидетельствуют, что только после 1.85 Ga, когда оба сегмента столкнулись, большая часть Восточно-Европейского кратона сформировалась в его современном виде.

Таким образом, Украинско-Балтийская зона утолщенной литосферы объединяет блоки с различной историей формирования коры и литосферы. Рассмотрим, каким раннедокембрийским структурам она соответствует (рисунок).

Ее южная часть с самой толстой литосферой, ориентированная меридионально, принадлежит Винницкому и Подольскому блокам Украинского щита, сложенным породами архейской нижней коры. Их интенсивная переработка в раннем протерозое (около 2.3–2.1 Ga), скорее всего, была связана с процессами коллизионного стягивания различных архейских террейнов в единый коровый сегмент Сарматии и ее аккрецией с Волго-Уралией [4, 13]. Другое, также субмеридиональное, утолщение литосферы (до 190 км) находится к западу, но связано с Осницко-Микашевичским (Вольно-Полесским) магматическим поясом, развившимся около 2.1–2.0 Ga на северо-восточной окраине Сарматского континента в результате поддвига раннепротерозойской ювенильной коры Фенноскандии. Этот пояс был частично вовлечен в пале-



Ось Балтийско-Украинской
зоны утолщения литосферы

Трехсегментная модель для Восточно-Европейского кратона по [10].

Показано примерное положение участков утолщенной литосферы согласно [3].

озойский рифтогенез, приведший к утонению литосферы до 100 км в Припятском прогибе и утолщению астеносферы, о чем делают заключение авторы.

Сutura между Сарматией и Фенноскандией осложнена частично Припятско-Брестской зоной сдвигов, возраст заложения которой, так же как и более северной Полоцко-Курземской зоны, определен около 1.6–1.5 Ga [8].

Средний и северный отрезки Украинско-Балтийской зоны утолщенной литосферы находятся уже в пределах раннепротерозойской коры Фенноскандии, представленной серией чередующихся поясов пород нижней и верхней коры. Имеющиеся надежные изотопно-геохронологические данные [2] не подтвердили представлений об архейском возрасте пород, слагающих эти пояса, а, напротив, показали их раннепротерозойский возраст и ювенильную природу коры.

Как отметили авторы комментируемой статьи, участки утолщенной литосферы в этой части Восточно-Европейского кратона совпадают с гигантским дугообразным Белорусско-Прибалтийским гранулитовым поясом, протягивающимся в севера на юг через весь регион. Этот пояс раннепротерозойской нижней коры, вероятно, сформировался как пограничная зона интенсивного сжатия при аккреции более молодых (1.9–1.83 Ga) террейнов, лежащих к западу и к северу, с более древним (2.0–1.9 Ga) террейном, прилежащим сутуре между Фенноскандией и Сарматией (Центрально-Белорусский пояс, или прогиб, см. [1, 2]).

Таким образом, Украинско-Балтийская зона утолщенной литосферы на западе Восточно-Европейского кратона произвольно объединяет структуры коры различного возраста и происхождения и не могла образоваться раньше, чем 1.85 Ga, когда кратон начал складываться как единый континент. Случайный характер Украинско-Балтийской зоны, однако, как видно, не помешал в дальнейшем ее влиянию на платформенную стадию развития кратона как зоны унаследованных поднятий.

Что касается широтных зон сдвигов, установленных авторами, следует добавить, что еще севернее, в Эстонии, между о-вом Сааремаа и Псковским озером, также установлена субширотная зона интенсивного дробления коры [5]. Все эти зоны пересекают Балтийское море и находят продолжение в юго-восточной Швеции, где известны как Блекинге и Оседа зоны сдвигов, Бревен-Хеллефорш широтный рой мафических даек с возрастом около 1.55 Ga [11]. Региональный характер этих широтных зон на западе Восточно-Европейского кратона очевиден, однако их геодинамическое значение еще не совсем ясно как в аспекте развития самого Восточно-Европейского кратона, так и его взаимоотношений с докембрийскими кратонами Лауренции и Гондваны. В свете последних геохронологических данных наиболее вероятным представляется связь широтных зон сдвигов возраста 1.6–1.5 Ga с субдукцией океанической коры в восточном направлении, как это показано для Готского сегмента коры Балтийского щита в западной Швеции и южной Норвегии [6]. Другим фактором формирования широтных зон сдвигов могло быть продвижение на запад Волго-Уралии, третьего главного сегмента литосферы Восточно-Европейского кратона, что выявляется при анализе ограничивающих его рифейских авлакогенов [7].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксаментова Н.В., Найденов И.В. Геологическая карта кристаллического фундамента Белоруссии и прилегающих территорий. М-6 1 : 1 000 000. Минск: Ин-т геохимии и геофизики АН БССР, 1990.
2. Бибукова Е.В., Богданова С.В., Горбачев Р., Клавессон С., Кириозова Т.И. Изотопный возраст, природа и структура докембрийской коры Беларуси // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1995. № 6. С. 591–601.
3. Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И. Астеносфера запада Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1996. № 6. С. 58–67.
4. Каляев Г.И., Глевасский Е.Б., Димитров Г.Х. Палеотектоника и структура коры Украинской железорудной Провинции. Киев: Наук. думка, 1984. 240 с.

5. Кристаллический фундамент Эстонии. М.: Наука, 1983. 208 с.
6. Åhäll K.-I., Persson P.-O., Skiöld T. Westward accretion of the Baltic Shield: implications from the 1.6 Ga Åmål-Horred Belt, SW Sweden // *Precambrian Research*. 1995. Vol. 70. P. 235–251.
7. Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // *Tectonophysics*. 1996.
8. Bogdanova S.V., Page L.M., Skridlaite G., Taran L.N. The Proterozoic Tectonothermal History of the Western Part of the East European Craton: Implications from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology // *GFF* 1996. Jubilee vol. P. A 10–A11.
9. Elming S.-Å., Pesonen L.J., Leino M.A.H., Khramov A.N., Mikhailova N.P., Krasnova A.F., Mertanen S., Bylund G., Terho M. The drift of the Fennoscandian and Ukrainian shields during the Precambrian: a palaeomagnetic analysis // *Tectonophysics*. 1993. Vol. 223. P. 177–198.
10. Gorbatshev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // *Precambrian Res.* 1993. Vol. 64. P. 3–22.
11. Gorbatshev R., Lindh A., Zolyom Z., Laitakari I., Aro K., Lobach-Zhuchenko S.B., Markov M.S., Yvliev A.I., Bryhni I. Mafic Dyke Swarms of the Baltic Shield // *Mafic Dyke Swarms* / Eds. Halls H.C., Fahrig W.F. Geol. Ass. Can. 1988. Spec. Pap. Vol. 34. P. 361–372.
12. Iósifidi A.G., Khramov A.N., Bylund G., Bogdanova S.V. New palaeomagnetic data from Ukrainian Shield and its bearing to the Fennoscandia-Sarmatia relationship // *Precambrian of Europe: stratigraphy, structure, evolution and mineralization. Abstracts* / Eds. V.A. Glebovitsky and A.B. Kotov. St. Petersburg: Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, 1995. P. 43.
13. Shchipansky A.A., Bogdanova S.V. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets Aulacogen // *Tectonophysics*. 1996.

Рецензент: П.Г. Гарецкий

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ЗА 1997 г.

<i>Баженов М.Л., Буртман В.С.</i> Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня	3	56–65
<i>Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова С.Р.</i> Строение безофиолитового коллизийного шва Восточной Камчатки – зоны надвига Гречишкина	3	74–85
<i>Белявский В.В., Мухин П.А., Басов М.Д., Шуруев И.И.</i> Структура Южного Тянь-Шаня по данным магнитотеллурического зондирования	1	90–96
<i>Богданова С.В.</i> О литосфере запада Восточно-Европейского кратона	6	95–95
<i>Бондаренко Г.Е., Диденко А.Н.</i> Новые геологические и палеомагнитные данные о юрско-меловой истории Омолонского массива	2	14–27
<i>Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л.</i> Глубинная структура центральных районов Восточно-Европейской платформы	3	31–40
<i>Волож Ю.А., Волчегурский Л.Ф., Грошев В.Г., Шишкина Т.Ю.</i> Типы соляных структур Прикаспийской впадины	3	41–55
<i>Волохонский Л.А.</i> Тепловые процессы при фазовых превращениях в оболочке Земли и их роль в движении литосферных плит	3	86–96
<i>Гарецкий Р.Г. А.П.</i> Карпинский и тектоника Восточно-Европейской платформы	4	10–23
<i>Глуховский М.Э., Моралев В.М.</i> Тектоническое значение барьерной геохимической метки древней континентальной коры	5	3–17
<i>Гоникберг В.Е.</i> Палеотектоническая природа северо-западной окраины Сангиленского массива Тувы в позднем докембрии	5	72–84
<i>Гришин Д.В., Печерский Д.М., Дегтярев К.Е.</i> Палеомагнетизм и реконструкция среднепалеозойской структуры Центрального Казахстана	1	71–81
<i>Дергунов А.Б., Рязанцев А.В., Лунева О.И., Рихтер А.В.</i> Строение и развитие Баянхонгорской зоны Центральной Монголии	2	53–62
<i>Иванов С.Н., Русин А.И.</i> Континентальный рифтовый метаморфизм	1	6–19
<i>Казьмин В.Г., Бяков А.Ф.</i> Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов	1	20–31
<i>Карякин Ю.В.</i> Сопещение “Тектоника Азии”	4	90–94
<i>Коваленко Д.В., Ярмолук В.В., Соловьев А.В.</i> Миграция центров вулканизма Южно-Хангайской горячей точки по палеомагнитным данным	3	66–73
<i>Крапивнер Р.Б.</i> Опоковый диапиризм в Западной Сибири	2	81–94
<i>Леонов М.Г.</i> Постумная реидная тектоника континентального фундамента	3	3–20
<i>Леонов Ю.Г.</i> Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях	4	24–41
<i>Ломизе М.Г., Демина Л.И., Зарщиков А.А.</i> Киргизско-Терскойский палеоокеанический бассейн (Тянь-Шань)	6	35–55
<i>Мазарович А.О., Агапова Г.В., Ефимов В.Н., Лиджи М., Соколов С.Ю., Турко Н.Н., Рихтер А.А.</i> Пассивные части трансформных разломов Атлантического океана между 16° с.ш. и экватором	5	85–94
<i>Макарычев Г.И.</i> Фрагменты докембрийской океанической и континентальной коры в Северной Монголии	2	39–52
<i>Малых А.В.</i> Сравнительный анализ и генезис складчатых структур восточной части Иркутского амфитеатра	2	28–38
<i>Мизенс Г.А.</i> Об этапах формирования Предуральского прогиба	5	33–46
<i>Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е., Рубцов В.И.</i> Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии–раннем палеозое	6	16–34

<i>Миллер Ю.В.</i> Необычные пликативные формы в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса	4	80–89
<i>Пучков В.Н.</i> Тектоника Урала. Современные представления	4	42–61
<i>Пушаровский Ю.М.</i> Александр Петрович Карпинский и тектоника. К 150-летию со дня рождения	1	3–5
<i>Пушаровский Ю.М.</i> Новые веяния в тектонике	4	62–68
<i>Пушаровский Ю.М., Сколотнев С.Г.</i> Косые разломы в Атлантическом и Индийском океанах	2	63–74
<i>Росляков А.Г., Сорокин В.М.</i> Неотектоника и осадочные процессы на северном склоне бассейна Спорадос (Эгейское море)	2	75–80
<i>Савельев А.А.</i> Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал)	1	48–58
<i>Савчук Ю.С., Миркамалов Р.Х., Ванесян Г.А., Воронов О.А.</i> Геодинамические обстановки палеозоя гор Султан–Увайс (Узбекистан)	5	57–71
<i>Серавкин И.Б.</i> Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса	1	32–47
<i>Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Аксютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А.</i> Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности	6	91–93
<i>Талицкий В.Г., Галкин В.А.</i> Экспериментальное изучение деформаций структурированных сред в приложении к механизмам тектогенеза	1	82–89
<i>Федоровский В.С.</i> Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья	6	56–71
<i>Хаин В.Е.</i> Тектонические идеи А.П. Карпинского и их историческая судьба	4	3–9
<i>Хаин В.Е., Яблонская Н.А.</i> Неотектоника Азии: 75 лет после Эмиля Аргана	6	3–15
<i>Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н.</i> Модель геодинамического развития Воронежского массива в раннем докембрии	3	21–30
<i>Чехович В.Д.</i> Об аккрезировании океанических вулканических поднятий	4	69–79
<i>Шапиро М.Н., Печерский Д.М., Ландер А.В.</i> О скоростях и направлениях абсолютных перемещений зон субдукции в геологическом прошлом	2	3–13
<i>Шрейдер А.А., Казьмин В.Г., Лыгин В.С.</i> Магнитные аномалии и проблема возраста котловины Черного моря	1	59–70
<i>Язева Р.Г., Бочкарев В.В.</i> Олисторомы в структуре уралид	5	47–56
<i>Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.</i> Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе	5	18–32

ρ

ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Основан в 1982 году, выходит 6 раз в год

Гл. редактор Н.А. Шило

В журнале публикуются результаты изучения состава и глубинного строения коры и мантии Земли, работы, освещающие геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых в Тихом океане, окраинных морях и прилегающих территориях, геологические условия проявления магматизма и сейсмичности, проблемы тектоники литосферных плит, результаты неотектонических, геоморфологических и геодезических исследований в Тихоокеанском регионе, а также теоретические, методические и философские статьи по общим вопросам геологии, геофизики и геохимии. Журнал печатает также критические статьи, рецензии, хронику важнейших событий научной жизни, библиографии.

Подписка на журнал оформляется в редакции с любого очередного номера. Организовано три пункта подписки на журнал "Тихоокеанская геология":

*Редакция журнала "Тихоокеанская геология"
680063, г. Хабаровск, Ким Ю Чена 65.
Обращаться к Ставицкой С.М., тел. 21-08-59.*

*Геологический институт ДВО РАН
680022, г. Владивосток, пр. 100-летия, 159.
Обращаться к Бадрединову З.Г., тел. 31-87-51.*

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16.
Обращаться к Горячеву Н.А., тел. 3-00-51.*

Международная академическая издательская компания “Наука” информирует о начале конкурса на лучшую публикацию 1997 года в издаваемых ею журналах. Лауреатам конкурса будут присуждены 55 Премий, из которых 5 – Главных. Размер премий по сравнению с прошлыми годами не изменен.

Премии присуждаются авторам наиболее оригинальных работ, впервые публикуемых в журналах МАИК “Наука”, а также авторам циклов работ, впервые публикуемых преимущественно в этих журналах. Денежная часть каждой Главной премии и Премии распределяется следующим образом:

- а) 80% – автору или коллективу авторов,
- б) 20% – редколлегии, редакции журнала, переводчикам, научным редакторам и другим работникам, способствовавшим подготовке и качественному изданию статей.

Приоритетным правом выдвижения кандидатов на Премии обладают редколлегии журналов.

Право выдвижения кандидатов на Премии имеют также:

- отделение РАН по профилю журнала;
- институт, где работает автор (авторы) публикации;
- издательство МАИК “Наука”;
- члены РАН, в том числе иностранные.

Премии 1997 года присуждаются за отдельные публикации этого года или за совокупность публикаций в течение 3 лет, включая год, за который присуждаются Премии (1997).

На соискание Премий выдвигаются работы, опубликованные в номерах журналов, издаваемых МАИК “Наука” и вышедших с октября предыдущего (1996) до октября истекшего (1997) года.

Выдвижение кандидатов на Премии оформляется письменно протоколами с приложением публикации, обоснования выдвижения (на 1 стр.) и отзывов. Эти материалы принимаются редакциями журналов с последующей передачей членам комиссии по присуждению Премий, представляющим конкретные группы наук (физика и математика, химия, биология и науки о Земле), до 15 декабря 1997 года.

На соискание Премий могут быть выдвинуты как российские, так и иностранные авторы (соавторы). Допускается повторное присуждение Премий.

Более подробно об условиях конкурса вы можете узнать в редакциях журналов, издаваемых МАИК “Наука”.