Академия наук СССР ТНОТНИКА ТОТНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1978

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

журнал основан в 1965 году

выходит 6 раз в год

.

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

содержание

Пущаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах .	3
Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хан-тайширский офиолитовый комплекс За- палной Монголии и проблема офиолитов	19
Гафаров Р. А., Лейтес А. М., Федоровский В. С., Прозоров Ю. И., Савин-	
бирской платформы и этапы становления его континентальной коры	43
Козеренко В. Н., Ларцев В. С. О блоковой тектонике Восточно-Африканской об-	50
ласти активизации.	58
Разницын В. А. К методике составления тектонических карт на примере Европеи-	60
ской части СССР	00
Буш В. А. Раннии этап развития континентальной коры в центральном Казах-	78
стане	84
Занжин Т. К. вопросу о покровной структуре хреста дожении к Карпато-Панно-	• -
чо. Пинарскому региону (критический обзор)	94
по-динарскому региону (приги соли состу)	
Азизоеков Ш. А., псманя-заде А. Д., памедов на п. соборна формарования	106
щелочных ультраосновных интрузивов галыша (малып Кавка).	100
жа как показатель горизонтального движения Индостанской платформы.	112

Краткие сообщения

Вдовыкин Г. П., Кисарев Ю. Л. Проявление неотектоники в метеоритном кратере 122

© Издательство «Наука», «Геотектоника», 1978 г.

москва

№ 1, 1978

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOTECTONICS

JANUARY — FEBRUARY

MOSCOW

№ 1, 1978

CONTENTS

Pushcharovsky Yu. M. Tectonic movements in the oceans	3
Zonenshain L. P., Kuzmin M. I. Khan-taishir ophiolitic complex in Western Mongo-	
lia and ophiolite problem	19
Gafarov R. A., Leites A. M., Fedorovsky V. S., Prozorov Yu. I., Savinskaya M. S.,	
Savinsky K. A. Tectonic zonation of the Siberian platform basement and stages	10
of formation of its continental crust	43
Kozerenko V. N., Lartsev V. S. On block tectonics of the Eastern African area of	
activization	58
Raznitsin V. A. On methods of compilating tectonic maps on the example of the	
USSR European part	69
Bush V. A. The early development stage of the continental Earth's crust in Central	- /
Kazakhstan	74
Enzhin G. K. On the overthrust structure of the Dzolen range (Mongolian Peoples'	~~
Republic)	88
Sviridenko V. G. New global tectonics as applied to the Carpathian Pannono-Dinar-	
sky region (critical review)	94
Azizbekov Sh. A., Ismail-Zade A. D., Mamedov M. N. Formation conditions of al-	
kaline ultrabasic intrusives of the Talvsh (Lesser Caucasus)	106
Voskresensky I. A. Structural features of the Potvar Upland and Saline Ridge	
as an index of the horizontal movement of the Hindustan platform	112
First	

Short communications

Vdovykin G. P., Kisarev Yu. L. Neotectonic manifestations in a meteoritic crater 122

Январь — Февраль

УДК 551.242.2

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ В ОКЕАНАХ

Обсуждается проблема особого характера тектонических деформаций в океанской коре. Морфологические элементы, объединяемые в систему «срединно-океанических хребтов», рассматриваются как подвижные океанические пояса — крупные складчатые сооружения, которым свойственны деформации сжатия и растяжения. На основании анализа данных о распространении мелководных отложений на больших глубинах, полученных главным образом при глубоководном бурении, делается вывод, что дно океанского ложа вообще подвержено существенным динамическим процессам. Тектонические движения здесь, как и на материках, будучи разнонаправленными и разноориентированными, могут перестраивать тектонический план. Здесь проявляются в больших масштабах процессы тектонической деструкции, вследствие чего особенно в периферических частях океанов нередко встречаются отторженцы материковых массивов. Механизм деструкции сложный и включает растяжение, раздвиг, дифференцированные по скорости, направлению и амплитуде движения, общее понижение тектонического рельефа.

В 30-х годах А. Д. Архангельский счел возможным писать об Атлантическом океане как о геосинклинали, что означало признание большой тектонической подвижности океанского дна (Архангельский, 1941). Однако в дальнейшем, в 50-х годах, распространились противоположные представления, что океанское ложе вообще и Атлантики в частности инертно, тектонически стабильно, и потому столь быстро по отношению к нему получил распространение термин «талассократон». Этот термин иногда продолжает использоваться и сейчас. Но уже в 60-х годах стало ясно, что океанское ложе отнюдь не жесткая устойчивая масса, что в его пределах есть более и менее тектонически динамичные области и что здесь происходит формирование специфических структурных форм. В связи с этим автором в 1971 г. было рекомендовано отказаться от термина «талассократон», как не соответствующего тектонической сущности океанского ложа, и одновременно было предложено выделять в пределах ложа две главные категории структурных образований: океанические подвижные пояса и талассогены . Эти представления были развиты в ряде последующих публикаций. Под подвижными океаническими поясами автором понимается так называемая система срединно-океанических хребтов, а талассогены — это части океанского ложа, лежащие между ними и континентальными окраинами или островными дугами. И те, и другие отличаются дифференцированной тектонической подвижностью.

В последние годы в результате более пристального внимания к тектоническим движениям в пределах океанов представления об этих движениях стали существенно углубляться, причем получено уже столь значительное количество данных, что в полный рост встала проблема спе-

¹ В 1964 г. В. Е. Хаин предложил выделять внутриокеанические подвижные пояса и океанические платформы (см. В. Е. Хаин «Общая геотектоника», I издание. М., «Недра», 1964).



Расположение глубоководных скважин, пробуренных с корабля «Гломар Челленджер» (до 51-го рейса) и вскрывших мелководные отложения на больших глубинах (в единичных случаях — относительно мелководные)

1 — местоположение и номер скважины; 2 — области тектонической деструкции, устанавливаемые по данным глубоководного бурения: І — Багамско-Мексиканская, II — Ньюфаундлендско-Бермудская, III — Северо-Атлантическая, IV — Сан-Пауло-Фолклендская, V — Восточно-Индоокеанская, VI — Меланезийско-Тасманская

цифики тектонических деформаций в условиях океанического типа земной коры. Нельзя не отметить, что проблема эта выдвинута и в основном разрабатывается в Советском Союзе, где историзм в подходе к тектоническим явлениям и достижения в области типизации структурных форм земной коры составили основные предпосылки ее постановки.

В данной статье будут затронуты вопросы тектонических движений океанского дна, но, конечно, далеко не в исчерпывающем виде, так как исследования в этой области начаты лишь совсем недавно. При этом океанических подвижных поясов мы коснемся лишь вкратце и основное внимание сосредоточим на таллассогенах, поскольку глубоководное бурение в них с корабля «Гломар Челленджер» принесло много новых материалов, еще не обобщенных².

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ В ПОДВИЖНЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПОЯСАХ

Истоки тектоники в конечном счете лежат там, где внимание геологов сосредоточилось на нарушениях в залегании слоев горных пород и прежде всего на складках как наиболее ярких формах этих нарушений. Исследование складчатости прошло много этапов и привело к таким распространенным емким и важным понятиям, как «фаза складчатости» и «эпоха складчатости». Представления о них непрерывно совершенствуются, и они служат реперами в анализе геологической истории регионов. Более того, многие десятилетия обсуждается проблема планетарности тектонических эпох и фаз. Однако пространства океанов, занимающих большую часть поверхности Земли, в этом анализе не учитывались, так как по ним не было сведений. Но теперь материалы накопились и можно сказать, что никакие дальнейшие планетарные тектонические построения не могут быть состоятельными без включения в анализ данных по океанскому дну.

Весьма существенны в этом смысле данные, касающиеся подвижных океанических поясов и прежде всего Срединно-Атлантического хребта.

Основные материалы по строению и тектоническому развитию Срединно-Атлантического хребта недавно были проанализированы А. В. Пейве (1975, 1976). Показано, что разрез хребта образован двумя комплексами. Нижний из них, метаморфический, состоит из зеленых сланцев, амфиболитов, габброидов, ультрабазитов и других пород офиолитовой ассоциации. Эти породы не только регионально метаморфизованы, но и дислоцированы, что указывает на то, что они подвергались сжатию. Верхний комплекс представлен неметаморфизованными, преимущественно толентовыми базальтами, заключающими прослои карбонатных осадочных пород. По мнению А. В. Пейве, основное сжатие происходило в конце мела — начале палеогена и отражает эпоху альпийской складчатости в океанической коре. Толентовые базальты соответствуют более позднему этапу (неоген-четвертичному), когда происходило воздымание хребта, сопровождавшееся растяжением коры.

² Уже после написания этой работы опубликована статья Р. Дитрика и др. (Detrick et al., 1977), но она касается только так называемых асейсмичных хребтов.

Нижний комплекс отвечает третьему слою земной коры, породы которого и по возрасту, и по времени метаморфизма различны.

Новейшие данные (Ozima et al., 1976) подтверждают представление о разном времени метаморфизма пород 3-го слоя земной коры в Срединно-Атлантическом хребте. В районе пересечения срединной долины с разломной зоной Атлантис найдены метабазальты, время перекристаллизации которых насчитывает 169 млн. лет. Имеются новые данные и в отношении регионального метаморфизма и тектонического сжатия также для северных районов, в частности хр. Рейкьянес (Силантьев, Лавров, 1976). Здесь выделена эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма, минеральный состав которой свидетельствует о первичной вулканогенноосадочной природе пород. Интересно, что в обеих цитируемых работах подтверждается высказывавшееся в 1971 г. предположение Э. Бонатти о возможности существования в Срединно-Атлантическом хребте древних сиалических масс. Мы увидим в следующем разделе, что присутствие фрагментов древних структур, конечно, существенно видоизмененных, в зоне хребта возможно. Таким образом, намечается временное соответствие между стадиями сжатия и формирования чешуйчатых и складчатых структур в Альпийском поясе и Срединно-Атлантическом хребте, а также между орогенной стадией альпид и стадией воздымания и усложнения структуры хребта.

Выявление тектонических фаз в развитии Срединно-Атлантического хребта было предметом специального исследования В. М. Лаврова и М. С. Бараша (1976). Они пришли к заключению, что начало поднятия Срединно-Атлантического хребта приходится на пиренейскую тектоническую фазу (конец эоцена — лютетский век). Затем ими выделяется нижне-среднеплиоценовая тектоническая фаза (возможно, начавшаяся в миоцене) и фаза, отвечающая границе плиоцена и четвертичного периода. Пиренейская фаза связывает по времени структурное развитие Срединно-Атлантического хребта с развитием таких альпийских зон, как Пиренеи, Карибские горы, Куба и ряд других районов. Попытка авторов безусловно интересна, хотя для такой крупной тектонической зоны, как срединный хребет, необходимо много больше подобных исследований.

По отношению к другим подвижным океаническим поясам также были сделаны попытки представить их как крупные складчатые сооружения в океанической коре. Прежде всего это касается Восточно-Тихоокеанского поднятия. Изучено оно, как известно, еще очень слабо, и поэтому приходится опираться в значительной мере на геологические соображения общего характера. Соответствующие аргументы автору уже приходилось публиковать (Пущаровский, 1972, 1976,), и здесь можно ограничиться лишь несколькими фразами. С востока и запада Восточно-Тихоокеанское поднятие сопровождается глубоко опущенными зонами, что в сочетании создает крупноволновую структуру. Корней это поднятие не имеет. З-й слой по скорости продольных волн разделяется на нижнюю и верхнюю части и имеет общую мощность порядка 5-6 км. Мощность 2-го слоя обычна; в сводовой части поднятия она несколько уменьшается. Поведение границ слоев позволяет рассматривать поднятие как гигантскую пологую складку, нарушенную крупными деформациями и осложненную магматическими процессами в гребневой зоне³. Что касается прямых признаков регионального метаморфизма и сжатия пород, выявляющихся в виде метабазальтов, меланжа и т. п., то сведения о них еще только начинают появляться в литературе. Самые новые данные — это деформированные амфиболиты, поднятые с больших глубин в зоне разлома Элтанин⁴.

³ Толщина коры в гребневом блоке шириной 10—20 км, на отрезке между поперечными разломами Клиппертон и Сикейрос достигает 14 км (Rosendahl et al., 1976). 4 Доклад Ю. Н. Непрочнова на I съезде советских океанологов в июне 1977 г.

Восточно-Тихоокеанское поднятие, простирающееся на много тысяч километров, вряд ли могло возникнуть во всех своих частях одновременно. Однако, по-видимому, оно все же относительно молодое, насколько можно судить по структурным соотношениям с кайнозойскими тектоническими областями как на его южном окончании, так и в районе северного продолжения. Так как поднятие возникло на океанической коре, то, следовательно, предшествующий структурный план океана был разрушен. Каким был этот план, сказать пока нельзя.

Как крупная складчатая форма интерпретировался недавно и хр. Гаккеля, находящийся в Западной Арктике (Пущаровский, 1976₂).

Таким образом, новая и широкая проблема тектонических деформаций в океанической коре в отношении океанических подвижных поясов находит уже некоторые существенные решения. Но, с другой стороны, эти решения возбуждают новые вопросы, потому что, как оказалось, тектоника таких поясов, как и ложа океана в целом, очень сложная. Из приведенных данных видно, что ни о какой простоте тектонических деформаций и структурной эволюции подвижных океанических поясов не может быть и речи.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ В ТАЛАССОГЕНАХ

Известно, что гайоты были открыты свыше 30 лет назад. Скважина «Гломара Челленджера» (171) установила погружение гайота Горизонт на 2450 м. Г. Менард (1966) использовал гайоты для интересной палеотектонической реконструкции в западной части Тихого океана, выявив существование здесь в меловое время крупного поднятия в океанической коре (поднятие Дарвина), в дальнейшем разрушенного. В центральном районе западной части Тихого океана сейчас известно около 100 гайот (Леонтьев и др., 1976); вершины их лежат обычно на глубине около 1300 м. Однако интерес к гайотам в последний период ослабел в связи с распространением «плейт-тектонических» идей. Но они никогда не потеряют значения индикаторов тектонических движений в океанах. То же относится и к атоллам. О. К. Леонтьев и его соавторы (1976) проанализировали материалы по атоллам, имеющимся в центральном районе западной части Тихого океана. Ими указывается, что типичная глубина залегания основания атоллов 1000—1300 м, причем наиболее древние коралловые образования — эоценовые, в крайнем случае — палеоценовые. В некоторых местах атоллы испытывают поднятие (Маракеи, Гарднер); существуют коралловые острова (Науру, Ниуэ). То, что в Атлантике имеется лишь один атолл (Кленова, Лавров, 1975), показывает существенное различие в геологической истории разных океанов.

Важную роль при характеристике тектонических движений в талассогенах и вообще в океанском ложе играют разломы. О них существует много публикаций. Можно считать доказанным, что многие из разломов являются зонами раздела горизонтально движущихся блоков. Закономерности этого движения, а часто и его время, остаются еще не выявленными.

Таким образом, одни только гайоты и разломы уже указывают на сложное сочетание разнонаправленных движений пластин и блоков океанической коры талассогенов. Но существуют и крупноволновые формы (например, так называемые краевые валы).

Весьма важные данные о тектонических движениях талассогенов, как уже отмечалось, принесло глубоководное бурение с корабля «Гломар Челленджер». Они имеются в книгах «Initial reports of the Deep Sea Drilling Projects» и в многочисленных выпусках журнала «Geotimes» за 1969—1977 гг. Нас будут интересовать случаи обнаружения мелководных отложений на больших глубинах. Атлантический океан. До начала 1977 г., включая рейс 51, в Атлантике пробурено около 130 скважин. По крайней мере в 30 из них, бурившихся на больших океанических глубинах, вскрыты мелководные отложения. Такими районами являются чаще всего поднятия океанического дна, лежащие преимущественно на окраинах океана, но не только они.

Региональные геологические данные показывают, что район Багамских островов, отделенный ныне от Флориды материковым склоном, по крайней мере в мезозое и, возможно, на значительном отрезке палеогена представлял с ней единое целое. Наиболее вероятно, что это была эпипалеозойская плита, остатки которой сейчас простираются по периферии Мексиканского залива. Однако структура района Багамских островов впоследствии была раздроблена, и здесь образовался резко расчлененный подводный рельеф с амплитудами в несколько километров. Существенно, что непосредственно к востоку от этого района на глубинах порядка 5 тыс. м пробуренные скважины (99А, 100, 101) встретили верхнеюрские известняки, отлагавшиеся если не в неритовой, то в верхнебатиальной зоне. Это указание на крупноамплитудное региональное опускание дна Западной Атлантики. Оно подтверждается опусканием расположенного непосредственно севернее плато Блейк, где бурением ниже пелагических отложений (поздний баррем, апт — альб) обнаружены мелководные лагунные и отчасти береговые отложения (скв. 390, 392А). Величина опускания здесь примерно 2800 м. Нужно упомянуть также, что непосредственно южнее, во впадине Блейк — Багама, ниже поверхности океана более 6300 м (скважина 391), вскрыты известняки титона с аммонитами. Напомним, что плато Блейк отделено от материка крупным уступом.

Таким образом, эта часть Западной Атлантики представляет собой раскрошенную материковую окраину. Этот процесс легко поставить в связь с тектоническими преобразованиями в районе Мексиканского залива, где пробурено 12 скважин, позволивших установить, что на месте глубоководной впадины до сантона, а в ее юго-восточной части — до сеномана, отлагались мелководные осадки. Теперь глубины в Мексиканском заливе достигают и даже превышают 4000 м (максимальная глубина 4376 м). В целом получается, что тектонической деструкции подвергалась обширная область (Багамско-Мексиканская), имеющая размеры примерно 2500×1200 км. Из имеющихся данных выявляется, что этот деструктивный процесс продвигался с востока на запад, охватывая время раннего — позднего мела. Здесь происходило дробление, разъединение, погружение континентальных частей, изменение их пространственной ориентировки, а также новообразование впадин с океаническим (субокеаническим) типом земной коры.

Другой интересный район находится восточнее Ньюфаундленда. К нему относится изолированное плато Орфен, которое отделено от континентального шлейфа глубинами 2800—3400 м. Скважина (111) бурилась здесь на глубине 1811 м и в 190 м ниже дна, пройдя глубоководные отложения, вошла в мелководные (ракушечные известняки и др.), среднесеноманского возраста. В самом низу разреза оказались среднеюрские, по-видимому, наземные отложения, заключающие обломки угля. Это плато — фрагмент континента, который погрузился на 2000 м, как считают, в палеоцене.

К этому району принадлежит также скважина, бурившаяся вблизи Большой Ньюфаундлендской банки (384). На подводном хребте, находящемся на глубине 3910 м, скважина, пройдя 330 м донных отложений, вошла в мелководные рифовые и ракушечные известняки, по-видимому, аптского возраста. Таким образом, амплитуда погружения здесь более 4100 м. Южнее плато Орфен находится совершенно аналогичное плато Флемиш Кап, где бурение пока не проводилось. Можно видеть, что структуры всего района, расположенного по периферии Ньюфаундлендского шельфа, также представляют собой результат сложных деструктивных процессов, затронувших значительную часть континентальной окраины.

Перейдем к Бермудскому поднятию, лежащему непосредственно южнее. В общем оно вписывается в ту же деструктивную область. Характерна в этом отношении скважина (417), пробуренная в 450 км к югу от Бермудских островов, где глубина дна составляет 5400 м. Здесь в мезозойских отложениях встречена окатанная и полированная морем галька, напоминающая, как указывается, гальку пляжей. Погружение составляет 5500 м. Добавим, что для восточной части Бермудского поднятия характерно распространение разломов, с которыми связаны высокие уступы и глубокие грабены, вытянутые субмеридионально. А. В. Ильин (1976) пишет, что большинство из них образовалось около 135 млн. лет назад. Соответственно Ньюфаундлендско-Бермудская деструктивная область позднего мезозоя — раннего кайнозоя имеет площадь еще более значительную, чем предыдущая, а именно 3000×1400 км.

Далее обратимся к Северной Атлантике, которая привлекала и привлекает особое внимание исследователей. Несколько глубоководных скважин пробурено на плато Роколл. Две из них относятся к центральной части плато и располагаются примерно посредине между Исландией и Ирландией (скважины 116, 117А). Здесь можно говорить об относительно быстром погружении мелководного дна на 1400—1700 *м* во второй половине кайнозоя. Но банка Роколл погрузилась лишь на 900 *м*. Две скважины (403, 404) пробурены в юго-западной части плато. На глубине около 2700 *м* от поверхности океана (глубина дна 2300 *м*) в базальных слоях, отвечающих низам эоцена — верхам палеоцена, обнаружены лигниты и конгломераты литоральной зоны и отчасти даже, возможно, дельтовые. Следовательно, в пределах плато Роколл имело место разное по амплитуде и по времени погружение, что подчеркивает картину дифференцированной деструкции.

На Исландско-Фарерском пороге в разрезе скважины (336) отмечены продукты субаэральной эрозии, лежащие над базальтами, встреченными на глубине 511 *м* при глубине дна 811 *м* (погружение на 1300 *м*).

Картина тектонической динамичности в кайнозое вырисовывается и для области, расположенной к северу от Исландии. Предполагается, что хр. Ян-Майен имеет континентальную природу, а не океаническую. На это указывает присутствие в разрезе скважины 349 (глубина моря 915 м, пройдено 319,5 м) эоценовых массивных песчанистых алевролитов, под которыми (по сейсмическим данным) лежит мощная толща пород, сопоставляемая с «додрифтовыми породами». В начале среднего олигоцена здесь сформировалось несогласие, которое фиксируется горизонтом базальных конгломератов. По имеющимся данным, хр. Ян-Майен отторгнут от Гренландии, причем такой процесс происходил в среднем — верхнем олигоцене. Соответственно и весь этот обширный район испытывал сложные тектонические преобразования. Это относится и к восточной части района, где находится плато Воринг, которое лежит на глубине 1200 м и представляет собой также фрагмент континента, но тяготеющий к Скандинавии.

Рассмотренная область Северной Атлантики соизмерима по площади с двумя предыдущими, но главные деструктивные процессы здесь протекали в кайнозое, т. е. значительно позднее, чем на западе. В этом ее существенное своеобразие. Океанское новообразование не зашло здесь так далеко, и ширина океана и глубина его оказались существенно меньше.

Принципиальное значение имеют конкретные работы, показывающие, что растяжение и разобщение структур в одних зонах сопровождается теми или иными тектоническими деформациями сжатия в других. Одна

из таких работ касается крайнего севера Атлантики. Можно считать хорошо обоснованным, что позднепалеоценово-эоценовый дрифт Гренландии сопровождался образованием нескольких обширных поднятий и впадин на Шпицбергене и что движение Гренландского блока на север в эоцене — раннем олигоцене вызвало на Шпицбергене взбросообразование и другие деформации сжатия (Kellogg, 1975). Особенно большое разобщение Гренландии и Шпицбергена (по сдвигу Шпицбергена) началось именно в олигоцене.

Северную Атлантику и Ньюфаундлендско-Бермудскую область разделяет Лабрадорское море, возникшее в результате большого растяжения земной коры и раздвига Северной Америки и Гренландии. Это один из наиболее убедительных примеров деструкции континентальной коры с раздвигом сиалических блоков.

На юге Атлантики также вырисовывается обширная область тектонической деструкции.

Две скважины пробурены на Фолклендском плато. Скважина 330, где глубина дна составляет 2626 м, пройдя 556 м, вошла в гранитогнейсовые породы докембрийского фундамента и прошла по ним 19,5 м. Над этими породами лежит слой мощностью 9 м субаэральных отложений с лигнитами, вероятно, имеющими среднеюрский возраст. Условия открытого океана здесь установились в апте — альбе. К этому времени приурочено и погружение плато. Было ли Фолклендское плато продолжением Африки, как иногда пишут, осталось не ясным.

Глубокая Аргентинская котловина отделяет Фолклендское плато от крупной возвышенности Рио-Гранде и плато Сан-Пауло. Поднятие Рио-Гранде имеет неправильную форму и распадается на отдельные блоки, создающие дробленый тектонический рельеф. Можно считать общепринятым представление, что в целом это фрагмент континентальных структур, обладающих докембрийским сиалическим основанием. В его пределах пробурено несколько скважин. Одна из них (21) была заложена на глубине 2113 *м* и в 80 *м* от поверхности дна вошла в маастрихт-кампанские отложения с иноцерамами, а в 130 *м* вскрыла мелководный ракушечник. Погружение этого района, начавшееся в позднемеловое время, подтверждено и скважиной 357.

Наконец, приведем данные о бурении на плато Сан-Пауло. Скважина 356 бурилась у южного края этого плато, где дно лежит на глубине 3203 м. Бурением пройден 741 м. В низах разреза встречены позднеальбские известняки, ниже которых должна залегать каменная соль аптальбского возраста. Судя по микрофауне, известняки отлагались в открытом морском бассейне глубиной около 1000 м. Следовательно, погружение началось несколько раньше позднего мела, но в основном происходило, как и в районе Рио-Гранде, в позднемеловое время.

Плато Сан-Пауло, прижатое к материковому склону, естественно рассматривать как фрагмент Южно-Американского континента. Но оно по истории развития очень похоже на поднятие Рио-Гранде, от которого отделено сейчас глубоководной зоной (свыше 4 км). Таким образом, это обычный район тектонической деструкции. С ним можно связать и район Фолклендских островов, и в этом случае область проявления деструктивных процессов получается весьма обширной. От материка в сторону Срединно-Атлантического хребта она простирается на расстояние 2000 км.

Проанализируем данные, относящиеся к восточным районам Атлантики. В своем большинстве они касаются районов, прилегающих к Африке. Прежде всего интересен Китовый хребет. На его приафриканском окончании пробурена скважина (363) глубиной 715 *м* при глубине дна 2248 *м*. В основании разреза оказались мелководные отложения апта: калькарениты, фосфориты и др. Погружение здесь началось в альбе, но в основном происходило в позднем мелу и составляет более 2900 *м*. На юго-западном окончании хребта (скважина 359; глубина дна 1658 м) на 87 м ниже поверхности дна встречены эоценовые туфы, которые рассматриваются как субаэральные. Предполагается, что в эоцене здесь существовала субаэральная вулканическая провинция. Тектоническую природу Китового хребта пока установить не удалось. Высокий крутой уступ служит границей Китового хребта и глубокой Капской впадины. Для последней также получены признаки погружения дна. Так, в основании разреза скважиной 361, пробуренной на широте южного окончания Африки (глубина дна 4949 м, пройдено 1314 м), встречены нижнеаптские черные сланцы, переслаивающиеся с алевролитами и массивными алевритовыми песчаниками, которые не могли образоваться на глубинах порядка 5800 м.

То же относится и к восточной части Ангольской впадины, расположенной к северу от Китового хребта, где скважина 364 (глубина дна 2448 м, пройдено 1086 м) в низах разреза встретила верхнеаптские нижнеальбские «сапропелевые» сланцы и мергелистые доломитовые известняки, перекрывающие соль. В литературе имеются сейсмические профили, доказывающие значительные опускания и блоковые дифференцированные подвижки на этом фоне для материковой окраины Африки и восточной части Ангольской впадины. В. М. Лавров (Кленова, Лавров, 1975) ставит в прямую генетическую связь образование Ангольской впадины и впадин в древнем кристаллическом фундаменте окраин Африки, заполненных меловыми и кайнозойскими отложениями. Однако этот район по характеру проявления деструктивных процессов нельзя сопоставлять с западными областями, так как тут не выявлены крупные структуры растяжения, хотя значительные нисходящие движения очевидны.

Южнее Канарских островов (скважина 397А), глубина дна 2900 м, пройдено 1453 м в низах разреза обнаружены валанжин-готеривские дельтовые отложения, которые перекрываются раннемиоценовыми галечно-алевритовыми вулканокластическими песчаниками. Начиная со среднего миоцена, разрез представлен пелагическими осадками. Погружение здесь составляет более 4 км. Признаки опускания отмечаются и для возвышенности Сьерра-Леоне (скважина 366), хотя мелководных отложений здесь нет.

Отчетливые признаки крупного погружения дна (более 5 км) зафиксированы в Марокканской впадине. Глубоководная скважина 370 бурилась у подножия континентального склона Африки (глубина 4216 м, пройдено 1176,5 м). Вскрытые ею древнейшие отложения относятся к берриасу и представлены толщей аргиллитов и алевролитов, содержащей прослои грубых песчаников и конгломератов.

Вообще континентальный склон Северо-Западной Африки узкий и сложный по строению. Его основание лежит на разных глубинах (1500— 4000 м), и он нарушен не только разрывными, но и складчатыми деформациями (Uchupi et al., 1976), часть из которых, однако, связана с соляной тектоникой. Значительный орогенез имел место в кайнозое, когда породы краевой зоны океана западнее Высокого Атласа и Испанской Сахары были смяты в складки. Тогда же образовались вулканические поднятия Канарских островов и островов Зеленого мыса. С этим орогенезом было связано также горизонтальное движение крупных блоков земной коры. Встречное движение (сближение) блоков земной коры имело место, например, в районе Гибралтара.

Далее на север погружение дна на 4—4,5 км установлено бурением в океане в районе Северной Португалии (скважина 398D, глубина 3890 м, пройдено 1740 м). Скважина расположена в нижней части континентального склона. Нижняя часть разреза сложена мелководными отложениями эпиконтинентального моря, относящимися к середине мела.

Наконец, приведем данные глубоководного бурения в северной части

Бискайского залива, где разбурен поперечный профиль из трех скважин. Скважина 402 бурилась на середине континентального склона, глубина дна 2339,5 м, пройдено 469,5 м. Наиболее древние отложения относятся к нижнему апту и представлены мелководными известняками. Вышележащие апт-альбские отложения также мелководные, а среднеэоценовые образовывались на глубинах 1000—1500 м. Скважина 401 расположена немного ниже по склону, глубина дна 2495 м, пройден 341 м. Здесь вскрыты мелководные известняки киммериджа и альба. Третья скважина (400А) бурилась на глубине 4399 м и прошла 777,5 м. Она вошла в апт-альбские отложения, которые, как считают, образовывались на глубинах около 2000 м. Этот профиль указывает на значительное погружение морского дна (порядка 3 км) после апта — альба и не противоречит представлению о раздвиговой природе Бискайского залива. Профиль, по-видимому, типичен для многих участков окраин Атлантики.

Теперь можно констатировать, что Западная и Северная Атлантика, с одной стороны, и Восточная — с другой, существенно различаются по геодинамическим особенностям. В первом случае широко проявлены процессы тектонической деструкции со сложным развитием, когда происходит растяжение земной коры, разъединение ее блоков океаном и их опускание, сопровождающееся преобразованием строения коры. Во втором случае устанавливаются явления опускания, а процессы растяжения, по-видимому, свойственны в основном зоне континентального склона.

Тихий океан. Мелководные отложения на больших глубинах обнаружены в Тихом океане в различных тектонических условиях.

Южнее о. Тасмания лежит подводное поднятие Милл, где пробуренная скважина (281) вскрыла мелководные глауконитовые пески позднего эоцена, а ниже — сланцы, вероятно, позднедокембрийского возраста. Это поднятие несомненно представляет собой фрагмент континентального блока, отставший при движении и погрузившийся во второй половине кайнозоя. Отделяющие его от Тасмании глубины превышают 3000 м. Скважина бурилась на глубине 1591 м и прошла 161 м.

Хорошо известны признаки значительных погружений в Новогвинейско-Новозеландской области. Бурением, в частности, обнаружены субаэральные, по-видимому, потоки стекловатых риолитов на юге подводного поднятия Лорд-Хау, где скважина (204) была заложена на глубине 1389 м и прошла 513 м. Риолиты встречены ниже осадков позднего мела. Скважиной 285 (пробурена на глубине 4658 м; пройдено 584 м) установлено значительное плиоцен-плейстоценовое погружение в центральной части Южно-Фиджийской впадины, которая начала образовываться в олигоцене. Вообще бурением выяснено крупное несогласие между поздним эоценом и поздним олигоценом во многих районах, лежащих к востоку от Австралии. Очевидно, оно распространяется и на область, лежащую к востоку от желоба Тонга. Скважиной 204 (глубина дна 5354 м, пройдено 160 м) в 103 м от поверхности дна был обнаружен резкий контакт между глубоководными глинами, имеющими возраст не древнее эоцена, и нижележащими вулканогенными песчаниками и конгломератами, которые вряд ли образовались на больших глубинах.

Признаки погружения дна выявлены также в центральных районах Тихого океана. Скважиной 317А, пробуренной на плато Манихики (глубина 2622 м, пройдено 943 м), в интервале 600—700 м обнаружены хорошо сохранившиеся мелководные пелециподы. Соответствующие слои подстилаются базальтами, возраст которых оценивается как апт баррем (?).

Скважина на поднятии Туамоту (318), заложенная на глубине 2659 *м* и прошедшая 745 *м*, также обнаружила остатки мелководных организмов. В подводной горной цепи Лайн в скважине 165 (глубина 5053 *м*, пройдено 490 *м*), в интервале 256—284 *м*, в отложениях, относящихся к эоцену — позднему мелу, выявлено присутствие организмов субрифовых фаций. Сделан вывод, что часть цепи Лайн была в указанное время мелководной. В то же время на расположенной западнее возвышенности Магеллана скважиной (167), находящейся на глубине 3176 м и прошедшей разрез 1185 м, охватывающий отложения от верхней юры до современных, никаких признаков мелководности не обнаружено. Из этого факта можно сделать заключение о дифференцированных движениях дна океана в его центральных районах.

Что касается гайотов, то здесь были пробурены две скважины. Одна из них (171) — на уже упоминавшемся гайоте Горизонт, находящемся к югу от Гавайских островов, где глубина дна 2295 м. Скважина прошла 474 м и в нижней части разреза обнаружила конгломераты, обломочные известняки с остатками мелководной фауны, вулканические песчаники с остатками растений. Возраст отложений — средний мел — маастрихт. Погружение здесь составило 2450 м, что является для гайотов весьма значительной величиной.

Другая скважина бурилась на горе высотой 4500 *м* в северо-восточном районе Каролинской абиссальной равнины (скважина 200); глубина дна здесь 1479 *м*. В основании разреза нижнеэоценовые фораминиферовые пески (на уровне 132 *м*) залегают на оолитовом известняке (мощность 50 *м*), подстилаемом коралловым илом. Таким образом, гайот опустился на 1600 *м*.

Имеющихся фактов обнаружения мелководных отложений на больших глубинах для такой огромной площади, как Тихий океан, конечно, мало. Но их достаточно, чтобы сделать вывод о значительных дифференцированных тектонических движениях дна в пределах по крайней мере западной половины Тихого океана, где распространена основная часть океанических поднятий. По вертикали эти движения достигали километровых амплитуд; по горизонтали — определенных данных пока нет. Но, судя по Тасманову морю, раздвиги должны были быть очень крупными. Структурные соотношения в районе о. Тасмания показывают, что раздвигание сопровождается опусканием, т. е. наблюдается то же явление, что и в Атлантике. Это можно подкрепить также данными относительно плато Кэмпбелл, обладающего субконтинентальной земной корой. Драгированием здесь обнаружены граувакки, сходные с аналогичными отложениями позднего докембрия — раннего палеозоя Новой Зеландии (Cullen, 1975). Плато Кэмпбелл оконтуривается изобатой 2000 м. Драгирование производилось близ края плато, на шельфе островов Баунти. Оказалось также, что возраст гранитов островов Снарес и Окленд, расположенных на плато (нижний мел), сходен с возрастом гранитов юга Новой Зеландии и района Форд Рэндж Западной Антарктики (Denison, Coombs, 1977).

Что касается сдвиговых перемещений, то они свойственны главным образом восточной части Тихого океана.

Очевидно, что в ходе дифференцированных тектонических движений происходило изменение тектонического плана океанского дна, а отсюда можно сделать вывод и о перераспределении глубинных масс, что объясняет существенные неоднородности в мощности и, вероятно, в строении коры в Тихом океане.

Индийский океан. Относительно Индийского океана автору уже приходилось анализировать данные глубоководного бурения с точки зрения выяснения тектонических движений (Пущаровский, Безруков, 1973). Сейчас будут упомянуты лишь основные данные и выводы на этот счет. Факты нахождения отложений с прямыми признаками мелководности на больших глубинах в Индийском океане выявлены в 13 скважинах. Пять из них (214, 216, 217, 253 и 254) относятся к Восточно-Индоокеанскому хребту. Глубины дна здесь колеблются от 1253 до 3020 м. Наибольшие величины опускания установлены на севере хребта — 3600, 2700, 2500 м. На плато Натуралистов (скважина 258) погружение достигло 3000 м; в котловине Кювье (скважина 263) у Западной Австралии — примерно 5500 м. В Северо-Австралийской котловине и в Пертской (скважины 260, 261, 259), в пределах современных абиссальных равнин, величина опускания превышает 5—6 км, на Мадагаскарском хребте (скважины 246, 247) — более 1000 м. В Сомалийской котловине у материкового склона Африки (скважина 241) — около 4500 м. На Мальдивском хребте (скважина 219) — около 2000 м.

Помимо нахождения мелководных отложений на больших глубинах на погружение океанского дна указывает также смена в скважинах вверх по разрезу относительно менее глубоководных отложений более глубоководными. Это установлено в скважинах 212, 213 и 256, т. е. в пределах Кокосовой и Западной-Австралийской котловин, где глубина дна в точках бурения составила соответственно 6243, 5611 и 5361 м.

По смене относительно менее глубоководных отложений, находящихся в нижних частях разрезов скважин, более глубоководными, расположенными выше по стратиграфической колонке, можно заключить о погружении дна в котловинах: Мозамбикской, Мадагаскарской, Маскаренской, Аравийской, Крозе.

Таким образом, можно сказать, что в пределах обширных площадей Индийского океана также имели место существенные тектонические движения океанского дна. Время опускания дна во впадинах относится к мелу — кайнозою; на поднятиях — в основном к кайнозою. Анализ разрезов показывает, что опускание часто было быстрым. Но есть данные, позволяющие фиксировать не только опускание, но и воздымание некоторых участков дна. Так, Восточно-Индоокеанское поднятие возникло на океанском дне в конце мела, было мелководным до середины эоцена, а затем погрузилось. В этой связи нужно коснуться и сильно раздробленного в настоящее время и испытавшего неравномерное блоковое опускание (на тысячи метров) Кокосового поднятия, лежащего на востоке Индийского океана. Оно было открыто в 1973 г. во время 54-го рейса «Витязя». По времени возникновения и развития оно примерно синхронно Восточно-Индоокеанскому поднятию.

Многими признается, что для Индийского океана характерно распространение микроконтинентов. На востоке Индийского океана к ним относятся Западно-Австралийское поднятие, плато Натуралистов, блоки Кювье, Зенит и некоторые другие районы. Конечно, структура земной коры этих фрагментов сейчас сильно изменена. Они располагаются в пределах обширной полосы новообразованных океанических впадин, лежащих к западу от Австралии: Северо-Австралийской, Кювье и Пертской. Отсюда легко прийти к заключению, что определенная зона прежних общих для Австралии и Антарктики структур подверглась деструкции.

В подкрепление тезиса о деструкции окраинных континентальных структур можно привести новые данные о геологии плато Эксмут, находящегося к западу от Австралии и имеющего подводную, но непосредственную связь с материком (Exon, Willcox, 1976). Сейчас плато лежит на глубинах 800—2000 м, протягиваясь параллельно берегу, его размеры $700 \times 350 \ \kappa m$. С трех сторон оно обрывается склонами впадин с глубиной дна 5—6 км. Плато является частью материкового платформенного бассейна Карнарвон. По сейсмическим данным, фундамент плато Эксмут лежит на глубине 5000 м. Среди фанерозойских отложений важнейшую роль играют триасовые, юрские и раннемеловые, представленные мелководными морскими и дельтовыми отложениями мощностью около 3000 м. Они опускаются по нормальным сбросам в океан с амплитудой смещения, составляющей сотни метров. Позднемеловые отложения представлены карбонатными толщами. Погружение плато происходило в кайнозое, после чего оно стало покрываться батиальными осадками.

Как и в случаях Атлантики, новообразование глубоководных впадин в Индийском океане проще всего связывать с явлениями растяжения, разрыва и прогибания земной коры. Примеры микроконтинентов в западной части океана общеизвестны.

Итак, как для восточных областей Индийского океана, так и для западных (Мадагаскарско-Мозамбикская область) характерно развитие новообразованных глубоководных впадин, возникших в позднем мезозое в близповерхностных районах океана, либо на суше. С тектонической точки зрения, это один из типов проявления деструктивных процессов в земной коре. Насколько можно судить по данным бурения, центральные области Индийского океана, вероятно, наследуют более древние океанические структуры. Можно отметить, что палеоген был временем проявления существенных дифференцированных движений океанского дна, а также его общего погружения.

заключение

Изложенный выше материал свидетельствует, что тектонические движения в океанах проявляются в нескольких формах. Одна из них обусловила образование и развитие огромных поднятий, входящих в систему подвижных океанических поясов, таких как Срединно-Атлантический хребет, Восточно-Тихоокеанское поднятие и т. д. Проблема возникновения подобных поднятий, по мнению автора, решается в пользу представлений о региональном сжатии как причине, их порождающей. Не требует специального разбора то, что это специфические структурные формы, свойственные океанической коре.

В некоторых местах можно видеть, как эти огромные поднятия, подходя к континенту, сменяются по простиранию зонами раздвига, уходящими вглубь материковых массивов. Например, это относится к Западно-Индоокеанскому хребту (хр. Карлсберг) и раздвигу в Аденском заливе или Восточно-Тихоокеанскому поднятию и его продолжению, включающему впадину Калифорнийского залива. Отсюда можно думать, что поднятия образовались в зоне существовавшего ранее раздвига в результате схождения его стен. При этом могла получиться крупноволновая структура: пристенные части должны были прогибаться, а осевая часть воздыматься. Такой механизм предполагает его связь с процессами на больших глубинах. Заметим, что на тектонических и геоморфологических картах принято изображать срединные поднятия в виде очень широких зон, хотя ни батиметрические, ни геофизические данные не дают для этого оснований. Это необходимо учитывать с точки зрения проблемы пространства. Современные рифты в гребневых частях поднятий есть не всюду, но они и не должны быть их обязательной принадлежностью. Рифты являются показателями степени нарушенности сводовых частей поднятий и вызываются изменением характера тектонических напряжений. Может быть, в некоторых случаях рифты могут привести к новому крупному раздвигу с разрушением срединных хребтов. Однако такие факты, хотя и возможны, но пока не установлены. Во всяком случае все рифтовые долины в подвижных океанических поясах описываются как узкие ущелья.

К сказанному необходимо добавить, что центрально-океанические поднятия на разных участках разновременны.

Другая форма проявления тектонических движений в океанах — разнонаправленные по знаку и разноориентированные по направлению движения отдельных частей океанского дна, отражающие структурное саморазвитие океанической коры в талассогенах. Об этом свидетельствуют сдвиги на большие расстояния по разломным зонам (в том числе гигантской протяженности); гайоты и атоллы; дифференцированные движения крупных блоков океанского дна, выявленные глубоководным бурением, в частности, в центральных районах Тихого океана; погружения на тысячи метров участков дна в пределах современных глубоководных впадин (в центральных районах Индийского океана), что также установлено глубоководным бурением; сводовые и горстовые воздымания и другие признаки. В ходе таких процессов разрушаются старые и возникают новые структурные и структурно-вулканические формы в океанической коре, изменяя тектонический план океанского дна. Их отличительной морфологической особенностью являются очень крупные размеры. Сошлемся, например, на поднятия различных типов в Тихом океане и на котловины в Индийском. Примером разрушения относительно древней структуры океанского ложа более молодой может служить, в частности, северная часть Тихого океана, где поднятие Императорских гор наложено на возвышенность Обручева. В восточной части Индийского океана кайнозойский тектонический план наложен на мезозойский (Пущаровский, Безруков, 1973). Все это и есть выражение процесса тектонического саморазвития океанической коры на пространствах океанского дна, лежащих за пределами подвижных океанических поясов.

Третья важная форма проявления тектонических движений в океанах — это деструктивные процессы.

Термин «деструкция» автор понимает широко, относя сюда все явления разрушения сложившихся соотношений слоев земной коры (деградации ее) в противоположность явлениям созидания коры.

Большой материал в этом отношении дало глубоководное бурение, обнаружившее на больших глубинах мелководные отложения, принадлежавшие ранее континентальным структурам. В дальнейшем такие участки вследствие растяжения земной коры, раздвигов и океанского новообразования оказались разобщенными с материковым массивом и строение коры в них изменилось. Оно стало субконтинентальным, местами практически до исчезновения гранитно-метаморфического слоя. Области тектонической деструкции в океанах тяготеют к краевым частям талассогенов, но могут охватывать и их центральные районы.

Остановимся на тектонической деструкции в Атлантике. Обширные области ее проявления лежат на западе и на севере океана. Что касается востока, то аналогичные деструктивные процессы отмечаются здесь главным образом в районе окончания Альпийского пояса и несомненно каким-то образом находятся в связи с его развитием. На западе Атлантики области деструкции располагаются в наиболее широких частях океана, причем в известной мере можно говорить об их пространственной связи с районами развития островных дуг. О последних (Антильская и Южно-Сандвичева) можно сказать, что их трудно интерпретировать иначе, как «растащенные» структуры (Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, 1970). В этом можно видеть косвенный аргумент в пользу представления о разобщении частей континентальных структур в соседствующих деструктивных областях, хотя и более древних, вследствие дифференцированных горизонтальных движений.

Нужно отметить, что в Тихом океане тектонически наиболее расчлененная область лежит также на западе. Поэтому сделанные ранее выводы о влиянии вращения Земли на тектонику Тихого океана можно рас пространить и на Атлантический океан. Восточная часть Атлантики характеризуется нисходящими ступенеобразными опусканиями континентальных окраин.

Общий вывод получается такой. что начало образования Атлантического океана было связано с возникновением широкой зоны растрескивания и раскалывания, примерно параллельной Срединно-Атлантическому хребту. Раздвигание вдоль трещинной зоны сопровождалось отрывом частей материков. На западе этот процесс привел к образованию материковых отторженцев, которые вследствие широко проявленного здесь растяжения в коре отстали от движения основного материкового блока. Процессы растяжения вызвали общее понижение тектонического рельефа и изменили структуру коры в отторженцах.

В связи со сказанным нужно отметить, что при палеотектонических реконструкциях не следует придавать сходству очертаний континентов

столь жесткого значения, как это было до сих пор. С другой стороны, не должно казаться парадоксальным, что фрагменты измененной континентальной коры вследствие сложных движений могут оказаться во внутренних областях океана. Добавим, что веские данные подобного характера имеются и для обширных по площади частей запада Индийского океана. В конце концов оказывается, что некоторые краевые части океана представляют собой деструктивные приматериковые области огромных размеров. С точки зрения стадии развития деструктивных процессов Северная Атлантика — еще недостаточно развитый океан. В Тихом океане по сравнению с его масштабами признаков деструкции подобного рода весьма мало.

Таким образом, объясняя образование Атлантического, значительной части Индийского и Северного Ледовитого океанов и тектонические движения, приведшие к залеганию мелководных отложений на больших глубинах, автор приходит к усложненному представлению о процессе тектонической деструкции, поскольку механизмы простого раздвига континентов, их погружения с базификацией или плитовой тектоники не позволяют понять имеющие здесь место структурные особенности.

Следовательно, деструктивные процессы, связанные с тектоникой океанов, можно подразделить на две группы. Первая группа охватывает явления, относящиеся к ранней стадии океанического новообразования, когда крупных массивов океанической коры еще не существует. Первопричину этих явлений, как представляется автору, установить еще не удалось, но можно сказать, что соответствующие деструктивные процессы носят сложный характер и океанское новообразование развивается избирательно, поэтапно.

Вторую группу составляют деструктивные процессы в краевых областях океанов. В целом явления этой группы характеризуют зрелую стадию океанского развития.

Что касается Тихого океана, то это совершенно особая проблема, так как этот океан очень древний и отражает, по мнению автора, первичную неоднородность в строении планеты.

Можно было видеть, что дно океанов подвержено существенным геодинамическим процессам. Весьма актуальна задача выявления тектонических эпох и фаз складчатости в океанском ложе. Сейчас сделаны лишь первые попытки в этом направлении. Но уже теперь в ряде случаев можно проводить корреляцию мезозойско-кайнозойских тектонических движений в разных областях океанов, а также на континентах и в океанах. Отсюда геология получит важнейшие данные для выявления глобальных закономерностей структурного развития земной коры. Теория деструкции, которая уже привлекла внимание ряда отечественных геологов, создает хорошую основу для этого.

Литература

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. т. 1. М., ГОНТИ, 1941.

Боголепов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океанов. М., «Наука», 1976.

Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. М., «Наука», 1976.

Илания А. В. Геоморфология дла глантического океана. М., «Наука», 1975. Кленова М. В., Лавров В. М. Геология Атлантического океана. М., «Наука», 1975. Лавров В. М., Бараш М. С. Тектонические фазы в развитии Срединного Атлантического хребта.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3. Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Медведев В. С. Региональный анализ морфологии

Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Медведев В. С. Региональный анализ морфологии коралловых островов Тихого океана в целях выявления тенденций неотектонических движений ложа океана.— В кн.: География океана, т. З. М., 1976.

Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.

Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5. Пейве А. В. Новая модель строения Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М., «Наука», 1976.

Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.

- Пущаровский Ю. М. О происхождении Восточно-Тихоокеанского поднятия.- В кн.: Па-
- леонтология. Морская геология. М., «Наука», 1976₁. Пущаровский Ю. М. Тектоника Северного Ледовитого океана.— Геотектоника, 1976₂, No 2.
- Пущаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана.-Геотектоника, 1973, № 3.
- Силантьев С. А., Лавров В. М. Метаморфические породы восточного фланга хребта Рейкьянес.— Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, масштаб 1:10 000 000. М., ГУГК CM CCCP, 1970.
- Cullen D. J. Autochthonous rocks of the Bounty islands region, South-West Pacific ocean .-N. Z. J. Geol. and Geophys., 1975, v. 18, No. 6.
- Denison R. E., Coombs D. S. Radiometric ages for some rocks from Shares and Auckland islands, Campbell plateau. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, No. 34.
- Detrick R. S., Sclater J. G., Thieda J. The subsidence of aseismic ridges.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, v. 34, No. 2.
- Exon N. P., Willcox J. B. Structure and tectonic evolution of the Exmouth Plateau area of Western Australia.- In: Abstracts 25. Intern. Geol. Congr., v. 2. Australia, 1976.
- Kellogg H. E. Tertiary stratigraphy and tectonism in Svalbard and continental drift.-
- Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1975, v. 59, No. 3. Ozima M., Saito K., Matsuda J., Zashu S., Aramaki S., Shido F. Additional evidence of existence of ancient rocks in the Mid Atlantic Ridge and the age of the opening of the Atlantic .- Tectonophysics, 1976, v. 31, No. 1-2.
- Rosendahl B. R., Raitt R. W., Dorman L. M., Bibce L. D., Hussong D. M., Sutton G. H. Evolution of oceanic crust. 1. A physical model of the East Pacific rise crest derived from seismic refraction data .- J. Geophys. Res., 1976, v. 81, No. 29.
- Uchupi E., Emery K., Bowin C., Phillips J. Continental margin of Western Africa: Senegal to Portugal.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1976, v. 60, No. 5.

Геологический институт АН СССР

Статья поступиля 10 мая 1977 г.

Январь — Февраль

551.242.3 (517)

Л. П. ЗОНЕНШАЙН, М. И. КУЗЬМИН

ХАН-ТАЙШИРСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ И ПРОБЛЕМА ОФИОЛИТОВ

Хан-тайширский офиолитовый комплекс состоит (снизу — вверх) из сильнодифференцированных гипербазитов (дунитов и гарцбургитов), пироксенитов, габбро, пластинчатой серии параллельных даек, подушечных лав и осадочной толщи. За исключением гипербазитов, слагающих меланократовое основание, все изверженные породы комплекса формировались за счет двухстадийной дифференциации мантийной магмы кварцево-толентового состава, обедненной калием и титаном. Офнолиты хан-тайширского комплекса имеют существенные отличия от основных и ультраосновных пород срединно-океанических хребтов, совместно с офиолитами тродосского комплекса на Кипре и о. Маккуори они составляют особый тип офиолитов, свойственный границам скольжения литосферных плит. Другой тип офиолитов образуют комплексы, такие, как дзоленский в Монголии, аналогичные офиолитам срединно-океанических хребтов.

введение

Офиолиты в настоящее время привлекают все большее внимание, поскольку они, как установлено (Пейве, 1969), представляют собой остатки океанической коры геологического прошлого и маркируют тем самым следы былых океанических бассейнов. В связи с офиолитами обычно обсуждаются два круга вопросов, касающихся, с одной стороны, способов перемещения офиолитов в верхние этажи земной коры, а с другой — условий их первичного образования.

Что касается способа перемещения, то сейчас можно считать доказанной большую роль горизонтальных тектонических движений, приводящих к образованию обдуцированных офиолитовых пластин.

В отношении условий формирования пород офиолитовых комплексов до сих пор существуют большие разноречия. Возникают среди прочих следующие вопросы: действительно ли офиолиты, учитывая выясненную во многих местах закономерную их стратификацию (гипербазиты — габбро — подушечные лавы — глубоководные кремнистые осадки), должны считаться цельными геологическими комплексами, составные части которых связаны генетическим родством, или они, как показано в ряде случаев (Книппер, 1975; Марков, 1975), представляют собой совмещенные в разрезе серии, формировавшиеся в разное время, в разных обстановках и, возможно, первоначально разобщенные? В связи с этим — представляют ли изверженные породы офиолитовых комплексов производные одной мантийной магмы или разным членам офиолитовой ассоциации отвечают свои самостоятельные магмы? Являются ли строение и разрез офиолитовых комплексов одними и теми же для всех комплексов или существуют различные типы офиолитовых разрезов? В этом случае - сколько их? Какие геодинамические условия отвечают каждому из них? Существуют ли различия между офиолитами и входящими в их состав альпинотипными гипербазитами, с одной стороны, и ультраосновными и основными породами океанов — с другой? Каков механизм становления офиолитовых комплексов?

19

2*

Имея в виду эти вопросы, авторы попытались подойти к их решению на основе изучения офиолитов Монголии, в первую очередь офиолитов хр. Хан-Тайшир в Западной Монголии.

структурное положение

Хребет Хан-Тайшир в виде изолированного горного массива располагается между Хангайским нагорьем и цепью Монгольского Алтая (рис. 1, а). В его пределах находится юго-восточное окончание раннекаледонской (позднедокембрийско-раннепалеозойской) Озерной эвгеосинклинальной зоны Западной Монголии (Геология Монгольской Народной республики, 1973). Этот район изучался В. В. Беззубцевым (1963), И. И. Волчком, Э. Рутковским и др. Наиболее подробные сведения содержатся в работе Н. Г. Марковой (1975).

В хр. Хан-Тайшир структуры Озерной зоны ориентированы в направлении, близком к широтному, занимая полосу шириной около 100 км. На севере Озерная зона ограничена одновозрастной ей Цаганоломской зоной ранних каледонид, на юге — срезается герцинской Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоной, в которой позднедокембрийские и нижнепалеозойские образования неизвестны.

Цаганоломская зона обладает выдержанным на всей ее площади разрезом венда и нижнего кембрия (Беззубцев, 1963; Маркова, 1975), состоящим внизу из дзабханской свиты субаэральных эффузивов, а вверху — из мелководных карбонатных и карбонатно-терригенных отложений цаганоломской и баянгольской свит, не подвергшихся значительной деформации. Цаганоломская зона представляет собой стабильный участок земной коры, остаток вендско-кембрийского континента, перекрытого на своей окраине чехлом мелководных карбонатных осадков.

Сама Озерная зона гетерогенна и состоит из серии более дробных единиц или подзон (рис. 1, б), которые кратко описываются ниже в их последовательности с севера на юг.

Хасагтинская подзона характеризуется прежде всего крупными шарьяжами, вдоль которых эпиконтинентальный разрез Цаганоломской зоны тектонически перекрыл гипербазиты и, видимо, другие горизонты офиолитового комплекса Озерной зоны. Эти последние вскрываются здесь только в эрозионных окнах.

Гоби-Алтайская подзона включает так называемый Гоби-Алтайский выступ метаморфических пород и характеризуется проявлением высокотемпературного метаморфизма амфиболитовой фации; обычны здесь гранито-гнейсовые купола. Метаморфизм развивается по различным комплексам: как по протерозойским толщам фундамента Цаганоломской зоны, так и по вендско-кембрийским отложениям, которые представлены здесь относительно глубоководными песчано-сланцевыми накоплениями и пелагическими известняками, отмечающими собой, повидимому, обстановку прежнего континентального подножия.

Хан-Тайширская подзона сложена офиолитовым комплексом, подробное описание которого будет дано ниже. Взаимоотношения ее с Гоби-Алтайской подзоной различные: в ряде участков видно, что метаморфические толщи тектонически, в виде пологих шарьированных пластин, перекрывают офиолиты, но местами офиолиты сами тектонически налегают на метаморфические образования.

Уланшандинская подзона занимает южные склоны хр. Хан-Тайшир. С Хан-Тайширской подзоной она граничит по крутопадающему разлому, внутри нее шарьяжи не известны. Она сложена двумя резко различными по составу комплексами вендско-нижнекембрийских отложений: с одной стороны, базальтами, близкими по своему составу щелочным базальтам Гавайских островов, а с другой — осадочными терригенными и карбонатными толщами. Вулканический комплекс отмечает,



Рис. 1. Геологическая карта хан-тайширского офиолитового комплекса (Составили Л. П. Зоненшайн, Н. Г. Маркова, Л. Жамьяндамба, В. И. Володина, М. И. Кузьмин)

1 — средний — верхний палеозой; 2—9 хан-тайширский офиолитовый комплекс; 2 — археоциатовые известняки нижнего кембрия, 3 — кремнистые сланцы, яшмы, 4 — подушечные лавы, 5 — дайковая серия, 6 — габбро, 7 — пироксениты, 8 гипербазиты, 9 — зоны тектонического течения в гипербазитах (серпентинитовые сланцы); 10 — терригенные толщи Уланшандинской подзоны; 11 — метаморфические толщи Гоби-Алтайской подзоны; 12 — гранитоиды; 13 — надвиги; 14 прочие разломы.

На врезках изображено: *а* — положение хр. Хан-Тайшир на территории Монголии, заштрихован — район, показанный на врезке б, черное — район, охваченный картой, б — структурное расчленение Озерной зоны, заштрихован — район, охваченный картой возможно, положение прежних океанических островов вулканического происхождения, осадочные толщи могут быть истолкованы в качестве продуктов размыва этих островов.

Хуройская подзона располагается на северном склоне хр. Монгольский Алтай. Для нее примечательны мощные толщи зеленых сланцев преимущественно по тонким терригенным и кремнистым отложениям, которые ассоциируют с пелагическими известняками и покровами диабазов. Местами появляются олистостромовые горизонты. Сланцы насыщены серпентинитовыми выжимками, в ряде мест из-под них вскрывается гипербазитовый меланж. Метаморфизм протекал здесь скорее в условиях высоких давлений. Все это позволяет интерпретировать Хуройскую подзону как остаток прежнего глубоководного желоба.

Первичную палеогеографию Озерной зоны можно представить в следующем виде. На севере располагался континент, отвечающий Цаганоломской зоне. Южнее протягивался океанический бассейн, остатки ложа которого маркируются офиолитами Хан-Тайширской подзоны, а также, вероятно, щелочными океаническими базальтами Уланшандинской подзоны. На месте Хуройской подзоны могла формироваться островная дуга. Первичные размеры океанического бассейна не поддаются точной оценке в связи с сильным сокращением при деформациях и шарьяжеобразовании. Деформации происходили в салаирскую фазу, т. е. во второй половине кембрия. Они были обусловлены движениями контитентальной окраины на юг, в ходе чего океанический бассейн был раздавлен и погребен под надвигавшимся с севера континентом.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ

Офиолиты хр. Хан-Тайшир слагают серию тектонических чешуй (рис. 1), однако во многих местах сохранились цельные пластины, в которых наблюдается первичный разрез офиолитов. В них устанавливается, что хан-тайширский офиолитовый комплекс обладает отчетливой расслоенностью, распадаясь на несколько горизонтов или крупных слоев, выдержанных почти во всех чешуях. Эти слои включает (снизу вверх) гипербазиты, пироксениты и габбро, дайковую серию, подушечные лавы, осадочную толщу.

Гипербазиты. Основание офиолитового комплекса повсеместно слагают гипербазиты. Наиболее крупные их массивы — Наранский и Тайширинский изучены Г. В. Пинусом. Гипербазиты представлены аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, в которых лишь в редких случаях сохранились реликты оливина и ромбического пироксена. Вместе с тем общая тектоническая нарушенность сравнительно невелика, гипербазиты часто слагают целиковые участки, не испытавшие тектонического течения. Выявлено по крайней мере три фазы деформации гипербазитов: первая, с которой связано раздробление пород, но без их перемещения; к этой фазе относится общая серпентинизация; вторая, в ходе которой происходило смещение крупных блоков гипербазитов друг относительно друга с появлением обильных пронизывающих трещин и вторичным гидротермальным изменением, и третья, проявленная в зонах разломов и тектонических срывов, где гипербазиты превратились в серпентинитовые сланцы и испытали тектоническое течение. Нижние горизонты гипербазитов представлены преимущественно массивными разностями. Верхние горизонты характеризуются расслоенностью, в частности здесь появляются слойки (5-20 см), обогащенные мелкими кристаллами пироксена, по-видимому, метасоматического происхождения. Здесь же отмечаются отдельные дайки клинопироксенитов, а также родингитовые жилы. Видимая мощность гипербазитов (учитывая ширину наиболее крупного, Наранского, массива), вероятно, не менее 5 км.

По химическому составу (табл. 1) гипербазиты очень однообразны. Нижние горизонты содержат в среднем 65% нормативного оливина и 30% гиперстена, в верхних горизонтах содержания оливина и пироксена примерно одинаковы. В геохимическом отношении (табл. 2) породы не отличимы от альпинотипных гипербазитов, за исключением резкого обеднения хан-тайширских гипербазитов титаном (9 z/r в нижней части, 79 z/r в верхней по сравнению с 300 z/r в альпинотипных гипербазитах). В верхней части гипербазитов по сравнению с нижней помимо увеличения содержания титана отмечается уменьшение содержания Rb, Cr, Ni.

Пироксениты и габбро. Гипсометрически и стратиграфически выше гипербазитов залегают пироксениты и габбро, которые часто слагают два самостоятельных слоя — пироксенитовый внизу и габбровый вверху. Непосредственно в обнажениях резкой границы между гипербазитами и пироксенитами нет. Обычно между ними наблюдается неширокая (первые десятки метров) переходная зона, отвечающая отмеченной выше верхней части гипербазитов, незакономерно насыщенной кристаллами пироксена. Это создает видимость постепенного перехода, которая, как увидим дальше, обманчива.

Пироксениты представлены разнозернистыми, часто крупнокристаллическими породами, состоящими на 70—80% из пироксенов как моноклинных, так и ромбических, между которыми заключены нацело соссюритизированные кристаллы плагиоклаза. Внутри пироксенов иногда наблюдаются округлые кристаллы оливина. Порядок кристаллизации: оливин — пироксен — плагиоклаз. В верхних горизонтах появляются гигантокристаллические пегматоидные разности с кристаллами моноклинного пироксена длиной 10—15 см. В этих разностях иногда происходит выделение мелких зерен ксеноморфного кварца. Вторичные изменения пород сравнительно невелики, равно как не наблюдается внутренней деформации пород, что находится в резком контрасте с гипербазитами. Мощность пироксенитового слоя от 50 до 400 м.

Пироксениты характеризуются постоянством химического состава (см. табл. 1), отличаясь от гипербазитов резким увеличением SiO₂ (до 50%) и одновременным увеличением содержаний Al₂O₃ и CaO. Вместо с тем концентрации Na₂O и K₂O остаются очень низкими (соответственно 0,14 и 0,02%). По сравнению с гипербазитами в пироксенитах значительно (в 2,5 раза) уменьшаются содержания Cr и Ni, но растет количество Ti (до 300—500 c/r).

Габбро связано с пироксенитами постепенными переходами. В верхней части пироксенитового слоя появляются обособления и шлировые выделения плагиоклазового состава и пегматоидного строения, иногда с кварцем. Эти обособления сливаются воедино и дают начало габбровому слою. Габбро очень изменчивы: среднекристаллические разности быстро сменяются пегматоидными, то обогащаются пироксеном, то обедняются им и, напротив, насыщаются кварцем. Лейкократовые и пегматоидные разности часто встречаются в виде более поздних выделений, проникая апофизами и жилами как в габбро, так и в пироксениты. Габбро состоят более чем наполовину из основного плагиоклаза, обычно полностью соссюритизированного, и на 30—35% — из моноклинного и ромбического пироксена; обычно присутствие ксеноморфного кварца, мощность габбро в среднем около 400 м.

Химический состав габбро (см. табл. 1) обычен для такого рода пород, обращают лишь на себя внимание очень низкие содержания щелочей: Na₂O 1,22%, K₂O 0,04%, почти такие же, как в пироксенитах. Минералогический состав габбро по существу тот же, что в пироксенитах, однако количественные соотношения между плагиоклазом и пироксенами меняются на обратные; в соответствии с этим меняется и химизм: примерно при одном и том же количестве SiO₂ сильно растут

<u></u>	Дуниты	Дуниты гарцбургиты (низ разреза гипербазитов)						Перидотиты (вверх разреза гипербазитов)							
Компонент	ГА 910/1	ГА 910/2	ЛП 911/3	ЛП 906/1	ЛП 906/2	XT907/9	ГА 905/a	XT 907/7	ЛП 905/4	ЛП 905/5	ГА 905/б	907/1	907/11	лп 930/I	XT 907/3
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO Fe ₂ O ₃ MnO MgO C ₃ O Na ₂ O K ₂ O Πп.п. Σ K Na Li Rb Cs Ba Sr Cr Ni V Co Cu Ti Sc	$\begin{array}{c} 37,30\\ \hline 0,75\\ 7,85\\ 0,13\\ 41,02\\ 0,57\\ 0,03\\ 9,74\\ 97,42\\ 230\\ 220\\ 9,30\\ 2,2\\ 0,4\\ \sim 10\\ \hline 2800\\ 1600\\ 35\\ 170\\ 8,2\\ 11,0\\ 5,4\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 39,93 \\ \hline 0,65 \\ 8,30 \\ 0,13 \\ 40,75 \\ 0,25 \\ 0,04 \\ 0,02 \\ 10,60 \\ 100,67 \\ 180 \\ 340 \\ 6,30 \\ 1,2 \\ 0,3 \\ -10 \\ \hline 2300 \\ 1500 \\ 38 \\ 180 \\ 8,3 \\ 9,0 \\ 5,2 \end{array}$	$\begin{array}{c} 34,92\\ \hline 0,18\\ 1,71\\ 6,87\\ 0,13\\ 40,86\\ 0,30\\ 0,03\\ 0,01\\ 13,89\\ 98,90\\ 80\\ 220\\ \hline 6,1\\ 9,0\\ 6,0\\ \hline 6,0\\ \hline \end{array}$	$ \begin{array}{c c} 60\\ 23\\ 1,5\\ 18\\ <10\\ 3700\\ 2100\\ 60\\ 150\\ 12,0\\ 8,0\\ 4,1 \end{array} $	$ \begin{array}{c} 120\\ 320\\ 0,40\\ 0,6\\ 0,3\\ 18\\ <10\\ 4500\\ 2400\\ 35\\ 150\\ 20,0\\ 7,0\\ 8,2 \end{array} $	$\begin{array}{c} 38,64\\ 0,01\\ 0,68\\ 9,67\\ 0,10\\ 37,75\\ 0,07\\ 0,08\\ 0,03\\ 11,64\\ 98,66\\ 220\\ 570\\ 2,20\\ 1,3\\ 0,57\\ -10\\ 3000\\ 1,900\\ 51\\ 170\\ 24\\ 38\\ 7,8\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 46,32\\ -\\ 0,80\\ 3,11\\ 4,10\\ 0,17\\ 29,92\\ 7,69\\ 0,12\\ 0,02\\ 7,92\\ 100,20\\ 140\\ 870\\ 5,30\\ 0,6\\ -\\ 19\\ <10\\ 5,000\\ 700\\ 120\\ 140\\ 20\\ 13\\ 47\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 40,41\\ 0,01\\ 0,97\\ 3,68\\ 7,63\\ 0,09\\ 35,07\\ 0,12\\ 0,13\\ 0,03\\ 11,91\\ 100,05\\ 280\\ 930\\ 0,76\\ 1,6\\ C.n.\\ 19\\ <10\\ 2500\\ 1,800\\ 38\\ 140\\ 6\\ 49\\ 5,8\end{array}$	$\begin{array}{c} 48,31\\ -0,59\\ 7,93\\ 0,19\\ 38,15\\ 3,91\\ 0,05\\ 0,02\\ 0,80\\ 99,95\\ 150\\ 380\\ 4,70\\ 0,75\\ 0,1\\ 19\\ <10\\ 3200\\ 1000\\ 61\\ 170\\ 13\\ 85\\ 22 \end{array}$	$\begin{array}{c} 110\\ 350\\ 0,76\\ 0,15\\ 0,3\\ 18\\ <10\\ 3500\\ 1000\\ 100\\ 100\\ 170\\ 12\\ 100\\ 25\end{array}$	$\begin{array}{c} 44,38\\0,02\\0,67\\8,32\\0,15\\33,11\\4,21\\0,04\\0,01\\9,90\\100,81\\80\\290\\3,60\\0,-1\\19\\<100\\4300\\950\\89\\21\\13\\60\\21\\\end{array}$	$\begin{array}{c} 110\\ 410\\ 0,76\\ 0,75\\ {\it C}{\it T}.\\ 16\\ <10\\ 160\\ 610\\ 130\\ 140\\ 16\\ 210\\ 67\\ \end{array}$	$50 \\ 110 \\ 0,30 \\ 0,40 \\ -17 \\ <10 \\ 14\% \\ 1800 \\ 200 \\ 7,5 \\ 75 \\ 57 \\ 57 \\ 57 \\ 57 \\ 57 \\ 5$	57,79 0,02 2,48 5,93 3,43 0,21 24,04 7,05 0,12 0,01 4,71 99,79	$\begin{array}{c} 54,14\\ 0,04\\ 4,52\\ 8,43\\ 2,45\\ 0,25\\ 23,08\\ 5,73\\ 0,12\\ 0,01\\ 3,15\\ 100.07\\ 50\\ 1000\\ 1,0\\ -\\ -\\ 20\\ 13\\ 1200\\ 520\\ 140\\ 130\\ 35\\ 260\\ 52\\ \end{array}$

Химический состав (в %) и содержания некоторых редких элементов (в г/т) в породах хан-тайширского офнолитового комплекса

Продолжение

Компонент			Пироксенит	ы					Междайковые породы					
	XT 907/2	XT 907/13	XT 907/17	XT 907/6	XT 907/10	XT 907/14	XT 947	XT 947/5	XT 907/18	ЛП 925/4	XT 907/4	XT 907/5	XT 920/1	XT 920/11
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO Fe ₂ O ₃ MnO MgO CaO Na ₂ O KaO Π.Π.Π. Σ K Na Li Rb Sa Sr Cr Ni V Co Cu Ti Sc	$\left.\begin{array}{c} 51,34\\0,07\\3,50\\\end{array}\right\}9,77\\0,20\\19,54\\12,78\\0,17\\0,01\\2,02\\230\\1200\\1,0\\0,8\\0,2\\\sim10\\10\\1300\\500\\120\\120\\120\\120\\120\\120\\120\\120\\120\\1$	50,02 0,11 4,55 10,19 0,23 18,60 13,12 0,12 0,01 2,56 99,51 100 900 1,3 0,2 ~10 10 940 510 300 155 650 150	$51,15 \\ 0,06 \\ 2,39 \\ 2,39 \\ 11,22 \\ 0,29 \\ 24,21 \\ 8,43 \\ 0,07 \\ 0,03 \\ 1,36 \\ 99,19 \\ 80 \\ 600 \\ 1,0 \\ 0,4 \\ \hline 10 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 150 \\ 33 \\ 330 \\ 72 \\ \end{bmatrix}$	100 600 Сл. 1,6 0,9 16 10 1400 420 140 130 22 230 60	130 880 1,4 0,56 	46,86 0,07 19,80 }6,60 0,15 7,86 13,82 1,09 0,03 3,44 99,72 300 17 21 210 230 110 69 17 420 45	$\begin{array}{c} 53,76\\ 0,20\\ 18,16\\ 3,77\\ 3,66\\ 0,10\\ 4,32\\ 10,46\\ 1,41\\ 0,06\\ 3,37\\ 99,27\\ 500\\ 10500\\ 10500\\ 19\\ 18\\ 55\\ 57\\ 340\\ 50\\ 120\\ 1200\\ 53\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 47,64\\ 0,10\\ 19,20\\ 7,01\\ \end{array}$	$\begin{array}{r} 49,88\\ 0,23\\ 17,99\\ 5,93\\ 2,40\\ 0,15\\ 6,90\\ 12,30\\ 0,47\\ 0,02\\ 3,29\\ 99,46\\ 200\\ 3500\\ 3\\ 0,47\\ -18\\ 18\\ 18\\ 140\\ 150\\ 220\\ 62\\ 43\\ 760\\ 52\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 47,12\\0,20\\17,02\\7,29\\0,16\\9,03\\12,85\\2,13\\0,07\\3,66\\99,53\\600\\14600\\1,6\\1,2\\0,5\\\end{array}$	$ \begin{array}{c} 200\\ 2700\\ 3\\\\ 17\\ 13\\ 1100\\ 350\\ 150\\ 85\\ 20\\ 430\\ 31\\ \end{array} $	$ \begin{array}{c} 800\\ 13000\\ 2,3\\ 1,3\\ -\\ 22\\ 29\\ 350\\ 220\\ 120\\ 55\\ 14\\ 370\\ 45\\ \end{array} $	$\begin{array}{c} 58,08\\0,16\\14,76\\6,60\\0,12\\6,52\\7,08\\3,72\\0,71\\1,76\\99,51\\5900\\27600\\0,5\\4,6\\-140\\100\\190\\80\\150\\40\\14\\950\\65\\\end{array}$	$\left \begin{array}{c} 57,07\\0,27\\16,84\\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ $

Продолжение

Компонент				Диабазы,	дайки в га	ббро		Диабазы	Днабазы, подушечные лавы					
	XT 920/6	ЛП 920/9	XT 947/1	XT 947/3	XT 947/4	ЛП 925/6	XT 920/2	XT 920/7	XT 920/12	XT 920/13	XT 920/5	XT 1019/4	XT 1019/4	XT 1019/5
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Feo) Fe ₂ O ₃ MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O CaO Na ₂ O K ₂ O I.n.n. E K Na Li Rb Cs Ba Sr Cr Ni Co Cu Ti Sc	$\left.\begin{array}{c} 56,78\\0,34\\13,01\\3,01\\\end{array}\right\}7,61\\0,13\\8,33\\7,67\\3,62\\0,60\\1,85\\99,34\\4500\\26500\\2,2\\4,0\\-\\46\\100\\470\\100\\190\\54\\20\\1600\\48\end{array}\right.$	1 000 13 200 2,7 0,8 0,5 21 20 940 180 180 60 58 900 45	$\left.\begin{array}{c} 55,17\\0,13\\12,82\\8,34\\0,15\\10,00\\9,20\\1,16\\0,06\\2,22\\99,25\\530\\8600\\2,3\\1,6\\-\\19\\15\\580\\230\\160\\63\\19\\800\\53\\\end{array}\right.$	1 600 33 700 1,8 2,0 	56,45 0,15 15,08 6,58 0,10 7,65 10,01 2,73 0,09 3,00 101,84 750 20 300 10 0,6 Cл. 21 22 310 200 160 53 11 850 80	480 35 000 2,4 0,4 0,5 27 76 28 32 25 50 220 3 600 60	$\left.\begin{array}{c} 57,30\\0,13\\12,62\\8,73\end{array}\right) \\ 8,73\\0,15\\9,05\\5,25\\3,61\\0,19\\2,42\\99,45\\1600\\2,42\\2,42\\1600\\2,44\\2,1\\0,3\\38\\75\\490\\130\\200\\73\\17\\750\\90\end{array}\right)$	$\begin{array}{c} 56,28\\0,22\\14,54\\7,65\\0,12\\7,88\\6,99\\3,40\\0,39\\2,23\\99,70\\3200\\25300\\1,5\\2,3\\-\\36\\110\\590\\120\\-\\240\\74\\18\\1300\\70\\\end{array}$	$\begin{array}{c} 59,09\\0,15\\10,29\\5,57\\1,17\\0,11\\10,05\\6,89\\2,69\\0,17\\3,29\\100,07\\1,400\\20000\\1,9\\2,0\\1,0\\30\\56\\704\\100\\200\\56\\704\\100\\200\\56\\37\\900\\46\end{array}$	$\left.\begin{array}{c} 52,62\\ 0,12\\ 11,29\\ 8,72\\ 0,27\\ 12,81\\ 7,67\\ 1,99\\ 0,31\\ 8,84\\ 98,64\\ 2600\\ 14800\\ 3,6\\ \end{array}\right.$	$\left.\begin{array}{c} 53,16\\0,16\\10,93\\8,27\\\end{array}\right\} \\ \left.\begin{array}{c} 8,27\\0,16\\11,89\\8,30\\3,01\\0,15\\2,40\\98,43\\1200\\22300\\2,0\\1,4\\-\\-\\23\\50\\950\\170\\210\\65\\25\\950\\52\\\end{array}\right.$	$\begin{array}{c} 50,79\\0,20\\15,66\\8,35\\0,15\\9,59\\7,64\\3,57\\0,40\\100,35\\3,200\\26500\\10,3\\3,2\\0,5\\51\\40\\480\\120\\260\\63\\12\\890\\40\\\end{array}$	$51,15 \\ 0,20 \\ 11,81 \\ 9,15 \\ 0,15 \\ 10,15 \\ 9,48 \\ 3,23 \\ 0,05 \\ 3,72 \\ 99,09 \\ 460 \\ 24000 \\ 0,5 \\ 0,8 \\ \hline \\ 24000 \\ 0,5 \\ 0,8 \\ \hline \\ 21 \\ 16 \\ 680 \\ 200 \\ 170 \\ 66 \\ 110 \\ 1200 \\ 66 \\ 110 \\ 1200 \\ 66 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 66 \\ 10 \\ 10$	$\begin{array}{c} 54,70\\ 0,22\\ 12,76\\ 6,56\\ 2,93\\ 0,13\\ 9,24\\ 4,86\\ 4,57\\ 0,08\\ 4,12\\ 100,17\\ 700\\ 34000\\ 4,0\\ 1,0\\ 0,5\\ 20\\ 24\\ 560\\ 160\\ 160\\ 160\\ 160\\ 80\\ 150\\ 1300\\ 88\\ \end{array}$

Окончание

Компонент					Диабазы	, подушечные ;	лавы				
	XT 920/16	1201/1	1201/2	1202	1215/1	1215/2	1215/4	1215/5	1215/3	9206	920B
SiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO Fe ₂ O ₃ MnO MgO CaO Na ₂ O Na ₂ O Π.π.π. Σ K Na L1 Rb Cs	55,86 0,37 14,78 8,91 0,19 5,65 3,41 6,27 0,06 4,44 99,93	$\begin{array}{c} 55,37\\0,80\\14,82\\6,82\\8,45\\0,25\\4,60\\2,46\\3,46\\0,06\\6,31\\100.73\\480\\25800\\5,0\\1,0\\-\end{array}$	$\begin{array}{r} 49,06\\ 0,38\\ 15,22\\ 2,15\\ 8,86\\ 0,19\\ 8,15\\ 6,69\\ 3,21\\ 0,12\\ 5,13\\ 99,24\\ 1000\\ 23800\\ 12,0\\ 1,8\end{array}$	$\begin{array}{c} 55,19\\0,40\\14,66\\3,59\\6,79\\0,26\\3,81\\6,92\\3,83\\0,10\\3,01\\98,79\\810\\28800\\7,0\\0,85\end{array}$	57,49 0,38 15,57 3,23 4,81 0,15 4,59 4,26 4,67 0,10 3,32 98,94 880 34 800 2,0 1,0	56,47 0,38 14,04 1,61 6,87 0,15 3,89 6,75 2,70 0,97 5,22 99,32	57,94 0,37 15,51 2,16 6,81 0,13 5,44 3,44 4,34 4,34 4,34 4,34 2,30 3,89 100,63 2,500 32,200 5,8 2,3	$54,16 \\ 0,41 \\ 14,34 \\ 6,82 \\ 2,79 \\ 0,20 \\ 6,89 \\ 5,25 \\ 5,40 \\ 0,13 \\ 3,55 \\ 100,31 \\ 1100 \\ 40000 \\ 4,0 \\ 2,6 \\ \end{cases}$	1 000 37 600 2,0 2,0	$\begin{array}{c} 58,41\\ 0,65\\ 14,94\\ 2,87\\ 5,37\\ 0,15\\ 3,50\\ 6,30\\ 4,21\\ 0,06\\ 2,83\\ 99,49\\ 520\\ 31200\\ 1,7\\ 0,85 \end{array}$	86 000 30 000 3,0 6,0
Ba Sr Cr Ni V Co Cu Ti Sc	27 56 32 34 240 45 25 2 200 90	63 32 60 11 280 19 80 4 800 38	26 100 680 140 240 26 89 2 300 43	21 31 350 48 150 14 180 2 400 50	39 130 81 43 190 14 120 2 300 65		30 140 100 230 25 28 2 200 90	$\begin{array}{r} 35 \\ 72 \\ 250 \\ 110 \\ 250 \\ 23 \\ 180 \\ 2500 \\ 53 \end{array}$	36 160 100 38 180 17 83 2 300 60	30 220 40 27 240 14 10 2 600 41	120 120 230 80 200 19 85 2 200 91

Компонент	Гипербазиты, низы разреза ¹	Гипербазиты, верхи разреза ¹	Пироксениты	Пироксеновое габбро	Междайковые породы	Днабазы, дайки в габбро	Днабазы, комплекс па- раллельных даек	Днабазы, подушечные лавы	Средний состав магмы гр. Хан-Тайшир	Океани- ческий то- ленд (Engel et al., 1965)	Ультраос- новные по- роды (Ви- ноградов, 1962)
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FeO+Fe ₂ O ₃ MnO CaO Na ₂ O K ₂ O Li Rb Ba Sr Ti Cr Ni V Co Cu Sc K/Rb Rb/Sr Cr/Ni	$\begin{array}{r} 42,24\\\\ 0,52\\ 8,87\\ 0,13\\ 46,19\\ 0,42\\ 0,03\\ 0,02\\ 4,0\\ 1,4\\ 15\\ -6\\ 9\\ 3760\\ 1800\\ 41\\ 172\\ 11\\ 5,8\\ 93\\ 0,233\\ 2,1\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 47,27\\ 0,01\\ 0,81\\ 9,83\\ 0,15\\ 38,50\\ 3,71\\ 0,07\\ 0,02\\ 1,8\\ 0,75\\ 17\\ \checkmark 10\\ 79\\ 3300\\ 1200\\ 86\\ 144\\ 14\\ 25,1\\ 187\\ 0,75\\ 2,75\\ \end{array}$	$51,39\\0,05\\3,0\\10,43\\0,24\\22,79\\8,98\\0,12\\0,12\\0,14\\0,56\\13\\10\\368\\1475\\520\\157\\134\\35\\85\\231\\0,056\\2,83$	$\begin{array}{c} 49,05\\ 0,12\\ 18,43\\ 7,74\\ 0,13\\ 7,16\\ 12,54\\ 1,16\\ 0,05\\ 3,2\\ 0,7\\ 19\\ 19\\ 630\\ 183\\ 183\\ 183\\ 187\\ 181\\ 64\\ 41\\ 46\\ 614\\ 0,037\\ 0,93\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 57,31\\ 0,26\\ 13,87\\ 6,50\\ 0,12\\ 7,09\\ 6,74\\ 3,71\\ 0,56\\ 1,6\\ 4,6\\ 92\\ 82\\ 1312\\ 405\\ 120\\ 172\\ 51\\ 26\\ 55\\ 10000\\ 0,056\\ 3,37\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 55,81\\ 0,14\\ 13,95\\ 7,51\\ 0,12\\ 8,83\\ 9,60\\ 3,30\\ 0,10\\ 2,2\\ 1,2\\ 22\\ 38\\ 1512\\ 234\\ 1512\\ 125\\ 125\\ 125\\ 125\\ 125\\ 125\\ 12$	$54,87 \\ 0,17 \\ 12,55 \\ 8,27 \\ 0,16 \\ 10,21 \\ 7,12 \\ 3,05 \\ 0,27 \\ 2,3 \\ 2,2 \\ 34 \\ 64 \\ 920 \\ 750 \\ 150 \\ 220 \\ 68 \\ 20 \\ 56 \\ 1000 \\ 0,034 \\ 5,0 \\ \end{bmatrix}$	$\begin{array}{c} 54,44\\ 0,39\\ 14,35\\ 10,35\\ 10,35\\ 0,18\\ 6,24\\ 5,35\\ 4,37\\ 0,12\\ 3,6\\ 1,77\\ 38\\ 86\\ 2346\\ 249\\ 75\\ 208\\ 31\\ 104\\ 64\\ 565\\ 0,020\\ 3,3\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 53,90\\ 0,23\\ 12,90\\ 9,09\\ 0,17\\ 9,62\\ 7,38\\ 2,90\\ 0,17\\ 2,7\\ 1,74\\ 33\\ 60\\ 1261\\ 555\\ 118\\ 202\\ 61\\ 555\\ 60\\ 805\\ 0,029\\ 4,7 \end{array}$	49,3 1,49 17,0 8,61 7,19 11,7 2,73 0,17 1,2 14 115 8900 300 100 290 32 80 60 1170 0,01 3,0	$\begin{array}{c} 0,77\\ 0,04\\ 0,5\\ 2,0\\ 1\\ 10\\ 300\\ 2000\\ 2000\\ 40\\ 200\\ 20\\ 5\\ 150\\ 0,2\\ 1,0 \end{array}$

Средний химический состав (в %) и средние содержания редких элементов (в г/т) в породах хан-тайширского офиолитового комплекса

¹ Составы пересчитаны на «сухую» породу.

содержания CaO (до 13%) и Al₂O₃ (до 18%), но уменьшается количество MgO (с 23 до 7%). Параллельно с этим возрастают содержания Sr и Ti и уменьшаются — Cr и Ni, но общее количество Ti и в пироксенитах и в габбро остается невысоким (соответственно 360 и 630 z/T).

Дайковая серия. В габбровом слое, особенно в верхних его частях. появляются многочисленные субпараллельные дайки диабазов, которые местами проникают и в пироксениты. Дайки отмечают переход к вышележащему горизонту офиолитового комплекса, являющемуся полным аналогом пластинчатой серии параллельных даек (sheeted dykes). опи-Тродосском массиве Кипра (Moores, Vine, 1971), Дайковая санной в серия составляет самостоятельный стратиграфический горизонт, картирующийся на площади (см. рис. 1). Все пространство, занятое этой серией, почти на 100% заполнено сильно сближенными дайками диабазов, ориентированными строго параллельно, причем залегание даек может меняться от вертикального до горизонтального (в зависимости от последующей деформации). Обнажения дайковой серии напоминают гигантскую стопу пластин наподобие раскрытых жалюзи. В нижней части, в габбро, дайки иногда образуют петельчатую сеть, местами выявляются более поздние дайки, пересекающие пластинчатую серию.

Междайковые пространства хорошо обнаруживаются лишь в нижней части дайковой серии. Они заполнены сильно перетертыми и катаклазированными породами габбрового состава, отличающимися от габбро предшествующего горизонта повышенными содержаниями SiO₂, K₂O, а также Rb, Sr, Ba (см. табл. 1). В них, кроме того, присутствует амфибол.

Ширина междайковых пространств в целом уменьшается кверху, и она всегда меньше мощности даек. Дайки часто соприкасаются между собой, внедряясь друг в друга; в этих случаях индивидуальные дайки хорошо выявляются по зонам закалки. Вдоль контактов даек часто фиксируются небольшие срывы, сопровождаемые некоторым брекчированием и образованием мелкой сети кливажных трещин. Внутренние части даек не деформированы. Мощность дайковой серии (от габбро до подущечных лав) не менее 1000 *м*.

Состав даек более или менее однообразный. По структуре среди них выделяются порфировидные разности с вкрапленниками пироксена и афировые диабазы. В составе основной массы часто хорошо различаются реликты моноклинного пироксена и плагиоклаза, обычен кварц; породы в целом испытали зеленокаменное перерождение. По своему химическому составу и геохимической характеристике дайки близки, за некоторыми исключениями, к подушечным лавам, и они рассмотрены ниже совместно.

В верхах дайковой серии, вблизи контакта с подушечными лавами, появляются крупноглыбовые диабазовые брекчии, которые связаны постепенными переходами с диабазами даек, с одной стороны, и подушками лав — с другой. Они представляют собой переходный горизонт между дайковой серией и подушечными лавами, их можно трактовать в качестве эруптивных образований, возникавших в самых верхних частях диабазовых пластин. Брекчии сами рвутся последующими порциями диабазовых даек, которые проникают в нижние части подушечных лав. Все эти геологические данные позволяют рассматривать дайки в качестве подводящих каналов для излияния подушечных лав.

Внутри дайковой серии залегают маломощные жилы и мелкие тела плагногранофиров с очень низкими содержаниями K_2O (0,4%), Rb (2,3 e/r), Ba (110 e/r) и Sr (110 e/r). Этим они очень напоминают так называемые океанические плагиограниты (Coleman, Peterman, 1975).

Подушечные лавы. Толща подушечных лав развита на значительной площади, повсюду сохраняя свои особенности. Лавы в общем однообразны, представляя собой нагромождение потоков, разбитых на по-

душки размером до 1 м. Обычны миндалекаменные разности. Структура пород спилитовая и диабазовая. В верхних частях толщи появляются зелено-фиолетовые лавоагломераты и прослои кремнистых сланцев. По ориентировке подушек видно, что лавы подверглись сильной складчатости, обычны вертикальные залегания, местами лавы находятся в опрокинутом положении. Мощность лав 1000—1500 м.

Лавы сильно зеленокаменно изменены, поэтому первичный минералогический состав не может быть точно установлен, обычно распознаются лейсты альбита и отдельные реликты пироксенов. По нормативному составу лавы содержат до 50% плагиоклаза (преимущественно



Рис. 2. Диаграммы: а — нормативных составов (с пересчетом на закисное железо) и 6 — соотношений A(Na₂O+K₂O)—F(FeO+0,9Fe₂O₃)—M(MgO) для пород хан-тайширского офиолитового комплекса

1 — пироксениты, 2 — габбро, 3 — диабазы дайковой серии и подушечные лавы, 4 — средние составы вулканических пород островных дуг (Jakeš, White, 1972), 5 — вулканиты дзоленского офиолитового комплекса (Южная Монголия), 6 — поле состава лав Срединно-Индийского хребта, 7 — поле состава лав срединно-океанических хребтов (Канн, 1973), 8 — линия дифференциации пород толеитовой серии, 9 — линия дифференциации пород толеитовой серии, 9 — линия дифференциации пород толеитовой серии, 9 и линия дифференциации пород толеитовой серии, 9 и линия дифференциации пород известково-щелочной серии. Римские цифры означают: 1, 11, 111 — средние составы известково-щелочной серии IV, V, VI — средние составы известково-шелочной серии по С. Нокколдсу (Nockolds, 1954).

альбита) и 20—30% гиперстена, в меньшем количестве диопсида. Очень редко отмечается нормативный оливин. Почти всегда присутствует кварц в виде ксеноморфных зерен, заполняющих интерстиции между плагиоклазами. Его содержание составляет в среднем 3%, но может достигать 10%.

По химическому и нормативному составу лавы и породы дайковой серии можно отнести к низкокалиевым кварцевым толеитам. Особо необходимо подчеркнуть очень низкие содержания K₂O и TiO₂ (см. табл. 1). Среднее содержание К₂О в лавах составляет всего 0,12%, а во многих анализах от 0,05 до 0,10%; средняя концентрация TiO₂ равна 0,39%. В то же время содержание SiO₂ повышено, составляя 54—55%, (т. е. по кремнекислотности лавы являются андезито-базальтами). По концентрациям большинства элементов лавы и дайковые диабазы близки к океаническим толеитам, а содержания К, Ті и Sr даже ниже, чем в океанических (табл. 2). По этим параметрам диабазы Хан-Тайшира являются «сверхокеаническими». Однако от толеитов срединно-океанических хребтов они отличаются помимо пониженных К₂О и ТіО₂ повышенным содержанием SiO₂ и более низким Al_2O_3 . На диаграмме нормативных составов (рис. 2, а) хорошо видно, что все диабазы хан-тайширского комплекса попадают за пределы поля базальтов срединно-океанических хребтов, в основном за счет увеличения нормативного кварца. Из этой же диаграммы следует, что толеиты островных дуг по нормативному составу близки хан-тайширским диабазам. Очень существенные отличия вулканических пород хан-тайширского комплекса от толеитов Срединно-Атлантического хребта наглядно видны на диаграмме AFM (рис. 2, б), на которой хан-тайширские вулканиты стоят ближе к известково-щелочной серии. Но отнести их к островодужной, известковощелочной ассоциации не представляется возможным, поскольку они имеют разительные отличия от толеитов островных дуг по содержаниям К и редких литофильных элементов. Так, средние содержания K_2O в хан-тайширском комплексе составляют 0,12—0,16% против 0,43—0,44% в толеитах островных дуг, Rb 1,7—2,0 г/т против 5—6 г/т, Sr 86 г/т против 200—220 г/т и т. д.

Составы дайковых диабазов и подушечных лав обнаруживают некоторые отличия между собой. Дайкам свойственны более высокие содержания MgO, K₂O, Rb, Cr и пониженные содержания Al₂O₃ и TiO₂.

Осадочная толща. Разрез офиолитового комплекса венчается осадочными породами, выделенными в качестве хан-тайширской свиты (Маркова, 1975). Она разделяется на две подсвиты. Нижняя из них лежит согласно на подушечных лавах и представлена пестрыми кремнистыми сланцами, в том числе яшмами, с тонкими слойками граувакк турбидитного происхождения. Мощность нижней подсвиты не более 300 м, она очень выдержана по площади и может служить маркирующим горизонтом. Верхняя подсвита местами отделена от нижней базальным конгломератом с обломками кремнистых сланцев, т. е. перед ее отложением был размыв. В составе верхней подсвиты преобладают темные глинистые сланцы, граувакки и гравелиты, но наиболее примечательны рифовые археоциатовые известняки, позволяющие датировать верхнюю часть офиолитового комплекса как нижний кембрий (Маркова, 1975). Его низы относятся скорее всего к венду. Хан-тайширская свита, особенно ее нижняя подсвита, представляет собой маломощный чехол глубоководных осадков, лежащих на магматических породах офиолитового комплекса.

петрология

Геологические данные. Представляется бесспорным образование хантайширских офиолитов в океанических условиях. Об этом свидетельствует несомненное родство магматических продуктов с породами дна океанов, принадлежность вулканитов к низкокалиевым толеитам с примитивной геохимической характеристикой, присутствие в верхах офиолитового разреза маломощного чехла глубоководных кремнистых осадков. Вопрос о том, в каких именно активных зонах океанического дна могли возникнуть офиолитовые комплексы, подобные хан-тайширскому, будет обсужден ниже. Сейчас же при рассмотрении генезиса этих пород важно подчеркнуть сам факт формирования их в океанических условиях.

По геологическим данным, хан-тайширский офиолитовый комплекс обладает единым и цельным разрезом, в котором все горизонты залегают в строго определенном стратиграфическом порядке. Многие из них связаны постепенными переходами. Однако гипербазиты, слагающие основание комплекса, испытали несколько эпизодов деформации, которые не обнаруживаются в более верхних горизонтах, следовательно, перед образованием этих горизонтов должен был быть какой-то перерыв, на который приходятся деформации. Верхние магматические породы офиолитового комплекса, начиная с пироксенитов, судя по геологическим данным, составляют неразрывно связанную серию.

Как известно, соотношения гипербазитов с пироксенитами и габбро в офиолитовых комплексах всегда вызывают дискуссии. Имеющиеся материалы по хан-тайширскому комплексу говорят о первично магматической природе и пироксенитов, и габбро. Эти породы обладают удивительно выдержанным составом по всей площади их распространения, характеризуются многоминеральным составом, в них отсутствует метасоматическая зональность, в шлифах не видно замещения одних минералов другими, а напротив, различные минералы обладают разной степенью идиоморфизма, говорящей о последовательном выпадении их из магматического расплава. Метасоматические изменения, возможно, есть только в верхней части гипербазитов, в которых появляются новообра-



Рис. 3. Семикомпонентная диаграмма В. Н. Лодочникова для пород хан-тайширского офиолитового комплекса

1 — составы других породофиолитового комплекса, 2 — составы пироксенитов и габбро, 3 — поле составов гипербазитов, 4 — поле составов пироксенитов и габбро, 5 — поле составов диабазов дайковой серии и подушечных лав. На врезке дан порядок нанесения окислов: (SiO₂+TiO₂) + MgO+ (FeO+Fe₂O₃) + Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O=100% мол.

зования кристаллов пироксена. Возможно, в данном случае происходит какое-то воздействие пироксенитов на гипербазиты.

Петрохимические данные. Результаты химического анализа пород хан-тайширского офиолитового комплекса сведены на семикомпонентную диаграмму В. Н. Лодочникова (1926⁴), которая удобна тем, что способна в единой проекции передать весь валовый состав пород и дать возможность судить о комплементарности пород различного состава (рис. 3). Анализ диаграммы позволяет прийти к нескольким заключениям.

Свойство диаграммы Лодочникова состоит в том, что фигуративные точки состава пород комплементарных магматических серий, возникших за счет разделения и дифференциации какого-то единого родона-

¹ Эта диаграмма обычно применяется для анализа гранитоидов, в применении к офиолитам на ней пришлось изменить порядок нанесения окислов.

чального вещества, ложатся на прямые линии. На диаграмме хорошо видно, что точки составов всех пород хан-тайширского комплекса не могут быть связаны едиными линиями комплементарности, т. е. этот комплекс не представляет собой комплементарно связанную серию пород. Действительно, на диаграмме все породы разбиты на три группы, только внутри которых можно говорить о комплементарности пород.

Первую группу составляют гипербазиты, которые образуют очень изолированную кучную серию точек в нижней части диаграммы, полностью оторванную от других пород.

Вторая группа — габбро-пироксенитовая включает пироксениты и габбро. Линии их комплементарности ориентированы почти вертикально за счет увеличения содержаний СаО и Al₂O₃ по мере возрастания SiO₂. Дифференциация этих пород имела, так сказать, анортозитовую тенденцию, что подтверждается резким возрастанием количества основного плагиоклаза в габбро по сравнению с пироксенитами. Между составами пироксенитов и габбро есть небольшой разрыв, но он не нарушает общей комплементарности.

В третью группу — базальтовую — входят породы дайковой серии, подушечные лавы и плагиогранофиры. На диаграмме эти породы занимают верхнюю часть; линии их комплементарности ориентированы наклонно, следуя параллельно гипотенузе диаграммы, что свидетельствует о постоянстве соотношений всех петрогенных окислов при любых содержаниях SiO₂. Путь дифференциации пород этой группы состоит в относительном обогащении пород кремнеземом (кварцевая тенденция дифференциации).

Поля габбро-пироксенитов и базальтов частично перекрывают друг друга, а линии комплементарности базальтов как бы продолжают линии комплементарности габбро-пироксенитов, но с резким изломом. Это может быть связано либо со случайным наложением друг на друга производных двух разных магм, либо с резким изменением условий кристаллизации и дифференциации единой родоначальной магмы.

Разные тенденции дифференциации габбро-пироксенитовой и базальтовой групп видны на диаграмме AFM (см. рис. 2, б), на которой составы пироксенитов и габбро вытягиваются вдоль железомагниевой стороны треугольника, что свойственно толеитовой серии, дифференциация которой характеризуется увеличением содержания железа в поздних дифференциатах. Породы базальтовой группы, судя по этой диаграмме, обладают скорее дифференциацией, свойственной известковощелочной серии пород. Во всяком случае относительное содержание железа остается постоянным. Поскольку различия между толеитовым и известково-щелочным направлениями дифференциации могут быть обусловлены разницей в поведении кислорода, постоянным его количеством в первом случае и переменным во втором (Osborn, 1959), можно предполагать, что кристаллизация пород габбро-пироксенитовой группы происходила в закрытой системе, а базальтовой — в открытой.

Геохимические данные. Гипербазиты не могут быть объединены с остальными группами пород и по геохимическим данным (см. табл. 2). Даже от пироксенитов они отличаются значительно пониженными концентрациями Тi, V, Sc и повышенными Cr и Ni. Особо подчеркнем, что количество Rb в гипербазитах выше, чем в пироксенитах, хотя содержание K в обоих породах примерно одинаковое. Это одно из важных свидетельств независимости образования данных пород.

Все остальные породы, начиная с пироксенитов и кончая подушечными лавами, объединяет то, что все они низкокалиевые и низкотитанистые (см. табл. 2), кроме того, всем им свойственны невысокие содержания литофильных редких элементов (Rb, Ba, Sr) и близкие значения Rb/Sr. На рис. 4, показывающем распределение редких элементов по разрезу офиолитового комплекса, видно, что если отбросить аномалии, относящиеся к междайковым породам, то происходит закономерное изменение содержаний элементов вверх по разрезу. Так, содержания большинства литофильных элементов (K, Rb, Ba, Sr), а также Ті растут, а сидерофильных (Cr, Ni, Co) — падают. Все это может указывать на генетическое родство габбро-пироксенитовой и базальтовой групп пород. На графиках рис. 4 выступают аномально высокие содержания литофильных редких элементов в междайковых породах (количества K, Rb и Ва возрастают в 3—4 раза), т. е. в них происходит накопление этих



Рис. 4. График изменения содержания ряда элементов по разрезу хан-тайширского офиолитового комплекса. Цифры в вертикальной колонке: *1* гипербазиты, 2— верхняя часть гипербазитов, 3— пироксениты, 4-- габбро, 5— дайки в габбро, 6— междайковые породы, 7— дайковая серия, 8 подушечные лавы

элементов. Эту особенность необходимо учитывать при построении петрологической модели.

Обсуждение данных. Приведенные материалы показывают, что гипербазиты не могут рассматриваться в качестве пород, родственных остальным членам офиолитового комплекса, и должны интерпретироваться как своеобразный фундамент, на котором последовательно формировались верхние слои офиолитового разреза. К этому выводу в настоящее время приходят уже многие исследователи (Книппер, 1975; Марков, 1975). В его пользу говорит то, что гипербазиты и геологически, и петрохимически, и геохимически оторваны от вышележащих слоев.

Представляется также бесспорным существование среди изверженных пород, залегающих выше гипербазитов, двух групп: габбро-пироксенитовой, с анортозитовой тенденцией дифференциации, и базальтовой, с кварцевой тенденцией дифференциации, причем все породы имеют магматическое происхождение. Габбро-пироксенитовая группа пород оказывается контрастной по химическому и минералогическому составу, распадаясь на пироксенитовый слой внизу и габбровый вверху. Образование такой расслоенности лучше всего может быть объяснено гравитационной дифференциацией магмы, когда пироксенитовые кумуляты скапливаются внизу магматического очага, а верхане его части обогащаются более легкими кристаллами плагиоклаза. Дифференциации подвергалась, по всей вероятности, базальтовая магма, так как средний состав габбро-пироксенитовой группы ближе всего отвечает базальтам.

Габбро-пироксенитовая и базальтовая группы пород в целом близки между собой, что позволяет предполагать их происхождение из единой магмы. Основные факты, говорящие об этом, таковы: тесная геологическая связь двух групп пород, в частности, приуроченность корней дайковой серии к габбровому слою; низкая калиевость и низкая титанистость всех пород; закономерные изменения геохимических характеристик от нижних горизонтов к верхним. Очень существенно, что минералогический состав всех пород по существу одинаков, что наглядно видно на диаграмме нормативных составов (см. рис. 2, *a*), на которой породы обеих групп попадают в одно поле.

В разрезе хан-тайширских офиолитов вскрыто, очевидно, полное сечение магматического очага, из которого были сформированы изверженные породы офиолитового комплекса. Подошва этого очага совпадает с гипербазитовым ложем, а кровля маркируется осадочным горизонтом. Учитывая мощности горизонтов офиолитового разреза, можно подойти к расчету исходной магмы (см. табл. 2). По составу исходная магма отвечает низкокалиевому кварцевому толеиту и близка к океаническим базальтам, отличаясь от них пониженным содержанием Al₂O₃ и TiO₂ и повышенным SiO₂.

Петрологическая модель. Происхождение базальтовой магмы за счет частичного плавления мантийного вещества вряд ли может вызывать сомнения. По экспериментальным данным (Грин, Рингвуд, 1970), насыщенные кварцем толеиты возникают при частичном плавлении пиролита при давлениях до 5 кбар, т. е. на глубинах не свыше 15 км. Этот вывод можно полностью распространить на хан-тайширские офиолиты. Сильная обедненность исходной магмы большинством литофильных элементов по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов указывает на то, что частичному плавлению подвергалось вещество, уже сильно истощенное этими, существенно легкоплавкими элементами. Можно также утверждать, что не было привноса литофильных элементов, которые могли бы служить плавнями, т. е. плавление шло скорее всего только за счет изменения термодинамических условий. Из этого следует, что выплавка происходила не над активными, восходящими ветвями конвективных потоков в астеносфере.

Остатками самого магматического очага являются породы габбропироксенитового слоя. Его ложем служили гипербазиты, причем некоторые петрохимические и геохимические аномалии состава верхней части гипербазитов (обеднение Cr, Ni, Co и появление метасоматического пироксена), очевидно, связано с реакционным воздействием базальтовой магмы на гипербазитовое ложе. Кровлей магматического очага, по-видимому, служили породы океанической коры. В кристаллизации изверженных пород из этого очага большую роль, как говорилось, должна была играть гравитационная дифференциация, которая, очевидно, могла протекать только в спокойных геодинамических условиях без крупных тектонических подвижек, приводящих к нарушению целостности очага.

Существование двух групп пород с разным направлением химической дифференциации указывает на две стадии эволюции магматического очага (рис. 5).

В первую очередь происходило формирование пород габбро-пироксенитовой группы. Положение магматического очага на малой глубине обусловило появление в субсолидусе кристаллизующейся базальто-

3*
вой магмы наряду с пироксеном также плагиоклаза, что хорошо согласуется с экспериментальными данными по фракционной кристаллизации базальтовых магм (Грин, Рингвуд, 1970). Процесс шел в закрытой системе, при постоянном содержании кислорода, что, видимо, способствовало анортозитовой, близкой к толеитовой, тенденции дифференциации. Кристаллизующиеся из расплава минералы — пироксен и плагиоклаз — обладали различной плотностью, причем плотность пироксена (3,2—3,5 г/см³) больше плотности базальтовой магмы (2,8 г/см³), а основного плагиоклаза — 2,7—2,75 г/см³— меньше. Это приводило к тому, что кристаллы пироксена при кристаллизации опускались вниз и скапливались на дне магматической камеры, а кристаллы



Рис. 5. Модель эволюции магматического очага, родоначального для хантайширского офиолитового комплекса. 1 — океаническая кора, 2 — подушечные лавы, 3 — дайковая серия, 4 междайковые породы. обогащенные литофильными элементами, 5габбро и (на стадии I) обособления плагиоклаза, 6 — пироксениты и (на стадии I) кумуляты пироксена, 7 — магматический расплав, 8- верхняя часть гипербазитов с метасоматическими изменениями, 9-гипербазиты

плагиоклаза концентрировались в верхней оболочке. В результате вещество камеры расслоилось (рис. 5, I): в нижней части обособилась зона, обогащенная пироксеном, а в верхней — плагиоклазом. В центральной части камеры сохранилась остаточная жидкость. Состав ее после отделения пироксена и плагиоклаза обогащается кремнеземом. Поскольку ни пироксен, ни основной плагиоклаз не концентрируют литофильные редкие элементы (коэффициенты распределения этих элементов для них меньше 1), то остаточная жидкость обогащается также литофильными элементами и титаном. Наибольшее обогащение литофильными элементами по отношению к остаточной лейкократовой составляющей происходило в самых верхних горизонтах магматического очага, где впоследствии кристаллизовались породы, слагающие сейчас междайковые пространства, которые в наибольшей мере содержат литофильные элементы.

Вторая стадия (рис. 5, II) начинается раскрытием магматического очага, которое отчетливо фиксируется формированием дайковой серии, требующей открытого пространства для своего внедрения. Содержание кислорода резко меняется, сопровождаясь принципиальным изменением тенденции дифференциации на кварцевую (близкую к известковощелочной). Остаточная магматическая жидкость в виде серии даек сравнительно быстро выводится наверх и дает начало излияниям подушечных лав. Дайки могли поступать с разных глубин, что могло отражаться в некоторых вариациях в составе дибазов. Поступление магмы на поверхность происходило до тех пор, пока не был исчерпан весь объем магматической камеры. Параллельно с этим шло сближение верхней, существенно плагиоклазовой и нижней пироксенитовой зон с их конечным соединением и образованием цельного габбро-пироксенитового слоя (рис. 5, III). Самые последние дифференциаты остаточной жидкости, наиболее кислые по составу, сохранились в корневых частях дайковой серии, давая начало рвущим телам плагиогранофирового состава.

Вторая стадия должна была сопровождаться очень сильным растяжением и раздвижением блоков земной коры в кровле магматического очага, чтобы дать возможность проникновению дайковой серии на поверхность. Очевидно, большая часть верхней оболочки была сдвинута в стороны, освободив место для новой океанической коры, сложенной офиолитами.

Рассмотренная модель хорошо объясняет главные особенности хантайширского офиолитового комплекса: его стратификацию, оторванность гипербазитов от других горизонтов, наличие двух групп магматических пород, образование дайковой серии и ряд других. По этой модели легко понять концентрацию даек в виде единого стратиграфического горизонта, корни которого находятся в габбро и не проникают далеко вниз. Это и понятно, поскольку сам очаг, питавший дайки, располагался, согласно модели, между габбровым и пироксенитовым горизонтами.

Наиболее благоприятными для формирования хан-тайширских офиолитов должны были быть условия растяжения. Они четко фиксируются на второй стадии эволюции магматического очага, когда происходило внедрение дайковой серии, они были благоприятны для спокойной обстановки, в которой протекала гравитационная дифференциация на первой стадии эволюции очага.

ДВА ТИПА ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Для понимания природы хан-тайширских офиолитов крайне важно их сопоставление с другими аналогичными офиолитовыми комплексами. Самая характерная черта хан-тайширских офиолитов — присутствие в них серии параллельных даек. Из офиолитовых комплексов, содержащих подобную дайковую серию, с наибольшей детальностью изучен тродосский комплекс на Кипре (Gass, 1968; Moores, Vine, 1971). Между хан-тайширскими и тродосскими офиолитами существует полная аналогия: они обладают одинаковым разрезом, в их состав входят похожие магматические серии, имеющие одинаковый состав. А. Миясиро (Miyashiro, 1973) привел данные о том, что нижним подушечным лавам тродосского комплекса свойственна известково-щелочная тенденция дифференциации. Р. Колмен и З. Петерман (Coleman, Peterтап, 1975) отметили как характерную особенность тродосского комплекса низкие содержания в породах К и Ті при повышенном SiO₂, что, как мы видели, крайне типично для хан-тайширского комплекса. Для тродосского комплекса, как и для хан-тайширского, примечательно появление двух линий дифференциации на диаграмме Лодочникова (см. ниже). Большинство исследователей, изучавших тродосский комплекс, предполагают его образование в условиях растяжения, считая, что он представляет собой осколок мезозойского срединно-океанического хребта Тетиса (Gass, 1967; Moores, Vine, 1967), и поэтому Тродосский массив часто принимается в качестве модели для срединноокеанических хребтов. Те данные, которые мы приводили о различиях между магматизмом офиолитов хан-тайширского комплекса и срединноокеанических хребтов и которые полностью относятся к тродосскому комплексу, противоречат такому заключению. Против него выступил A. Миясиро (Miyashiro, 1973), который полагает, что тродосский комплекс был сформирован в подложье островной дуги на ранней стадии ее эволюции. Этот вывод также не бесспорен. Р. Кэй и Р. Сенечел (Kay, Senechal, 1976) показали, что по геохимическим данным породы тродосского комплекса отличаются от базальтов и срединно-океанических хребтов, и окраинных морей, и островных дуг.

Наиболее молодым комплексом, содержащим серию параллельных даек, являются офиолиты о. Маккуори, расположенного к юго-западу от Новой Зеландии, на вершине одноименного подводного хребта. Этот комплекс описан Р. Варне и др. (Varne et al., 1969; Varne, Rubenach, 1972). Возраст офиолитов здесь среднекайнозойский (поздний олигоцен — средний миоцен). Р. Варне убедительно показал, что о. Маккуори — блок вздернутой типично океанической коры, находящийся и сейчас среди пространства с океанической корой. Геофизические и геологические материалы, накопленные по району хр. Маккуори и смежных акваторий Индийского и Тихого океанов (Antarctic Oceanology, II, 1972), показывают приуроченность хр. Маккуори к границе скольжения Тихоокеанской и Индоокеанской плит.

Помимо офиолитов, содержащих в своем разрезе серию параллельных даек, известны комплексы, в которых дайковая серия отсутствует. К их числу относятся многие комплексы Урала, Альпийского пояса, Корякского нагорья. В Монголии также выявлен подобный комплекс, к нему принадлежат офиолиты хр. Дзолен, описание которых недавно опубликовано (Зоненшайн и др., 1975).

Если анализировать состав так называемых альпинотипных гипербазитов, то обнаружится, что они не являются едиными, а противопоставление их в целом океаническим гипербазитам, обнаруженным в срединно-океанических хребтах (что производится некоторыми исследователями), не правомерно. Ю. М. Шейнманн и Б. Г. Лутц (1974), используя в основном петрохимические данные, нанесенные на диаграмму Л. В. Дмитриева, А. В. Уханова и А. Я. Шараськина, пришли к выводу, что гипербазиты разделяются на две группы: на слабодифференцированные и сильнодифференцированные разности, причем первые из них считаются Ю. М. Шейнманном и Б. Г. Лутцем свойственными только срединно-океаническим хребтам, а вторые — только альпинотипным гипербазитам. На диаграмму, использованную этими исследователями, мы нанесли конкретные анализы различных массивов аль-пинотипных гипербазитов (рис. 6). Часть составов гипербазитов действительно попадает в поле сильнодифференцированных разностей (альпинотипных, по Ю. М. Шейнманну и Б. Г. Лутцу). Это гипербазиты хан-тайширского и тродосского комплексов, массивы Алтае-Саянской области, часть массивов Корякского нагорья и некоторые другие. В то же время составы гипербазитов дзоленского комплекса, Армении, Афганистана, Корнуэлла, некоторые массивы Урала и Корякского нагорья концентрируются полностью в поле дифференцированных разностей, т. е. тех, которые, согласно Ю. М. Шейнманну и Б. Г. Лутцу, свойственны только срединно-океаническим хребтам. Следовательно. среди альпинотипных гипербазитов есть по крайней мере две группы, одна из которых является полным аналогом гипербазитов срединноокеанических хребтов, а другая формировалась в каких-то иных условиях. Поскольку гипербазиты хан-тайширского комплекса попадают в группу сильнодифференцированных разностей, то можно думать, что одним из возможных таких условий могут быть отмеченные выше границы скольжения плит. Надо заметить, что неоднородность альпинотипных гипербазитов была замечена уже ранее, например Э. Джексоном и Т. Тайером (Jackson, Thayer, 1972), которые разделили гипербазиты на два подтипа: гарцбургитовый и лерцолитовый.

Существование двух типов офиолитов хорошо видно на диаграмме Лодочникова (рис. 7), на которую нанесены поля составов офиолитов хан-тайширского, дзоленского и тродосского комплексов, а также ульт-



Рис. 6. Диаграмма из работы Ю. М. Шейнманна и Б. Г. Лутца (1974) с нанесенными составами гипербазитов различных комплексов

1 — Алтае-Саянская область (по Г. В. Пинусу и Ю. И. Колеснику, 1966); 2 — Корякское нагорье (по Г. В. Пинусу и др., 1973); 3 — Урал (по Г. Б. Руднику и Г. Н. Савельевой 4 — тродосский комплекс, Кипр (по Е. Moores, F. Vine, 1971); 5 — вуриносский комплекс, Греция (по Е. Moores, 1969); 6 — Корнуэлл (по D. Green, 1964); 7 — Афганистан (по М. А. Чальяну): 8 — хан-тайширский комплекс; 9 — дзоленский комплекс (по А. С. Павленко); 10 — Сихотэ-Алинь (по С. С. Зимиину, 1973).

Сплошная линия — поле альпинотипных гипербазитов; пунктирная — поле океанических гипербазитов (по Ю. М. Шейнманну и Б. Г. Лутцу, 1974)

раосновных и основных пород Срединно-Индийского и Срединно-Атлантического хребтов. Кроме того, нанесены составы Скаергаардской расслоенной интрузии. Поля составов пород тродосского комплекса совпадают на диаграмме с офиолитами хан-тайширского комплекса, что в общем-то и следовало ожидать. Составы пород дзоленского комплекса и срединно-океанических хребтов образуют поля, не совпадающие с полями хан-тайширского и тродосского комплексов. Гипербазиты принадлежат к слабодифференцированным разностям. Габбро-пироксенитовая группа практически отсутствует. Базальты срединно-океа-



Рис. 7. Поля составов пород ряда офиолитовых комплексов на семикомпонентной диаграмме В. Н. Лодочникова

1 — хан-тайширский комплекс; 2 — тродосский комплекс, Кипр; 3 — дзоленский комплекс, Южная Монголия; 4 — основные и ультраосновные породы Срединно-Индийского (по В. И. Чернышевой) и Срединно-Атлантического (по Э. Боннати) хребтов; 5 — Скаергаардская интрузия; 6 — поля составов пород срединно-океанических хребтов

нических хребтов образуют самостоятельное поле, перекрывающее смежные части полей габбро-пироксенитовой и базальтовой групп хан-тайширского и тродосского комплексов; линии их комплементарности являются промежуточными между этими группами и приближаются к линиям комплементарности Скаергаардской интрузии, что указывает на ясно выраженную толеитовую тенденцию дифференциации. Немногочисленные анализы диабазов дзоленского комплекса (нанесенные на диаграмму) тяготеют к полю базальтов срединно-океанических хребтов.

На той же диаграмме видно, что во всех офиолитовых комплексах составы гипербазитов оторваны от других горизонтов и не комплементарны с ними, т. е. ни один из этих комплексов, в том числе и свойственный срединно-океаническим хребтам, не мог возникнуть в ходе простой дифференциации единого магматического очага.

Таким образом, существуют по крайней мере два типа офиолитовых комплексов. Для первого из них, который можно обозначать в качестве

лунит-кварц-толеитового и представителем которого являются хантайширский и тродосский комплексы, характерны сильнодифференцированные гипербазиты, четко расслоенный габбро-пироксенитовый горизонт магматического генезиса, дайковая серия и низкокалиевые, низкотитанистые кварцевые толеиты с очень малыми концентрациями литофильных редких элементов. Офиолиты этого типа формировались скорее всего в зонах, отвечающих границам скольжения литосферных плит. Офиолиты второго типа, лерцолит-толеитового, представителем которого является дзоленский комплекс, сложены слабодифференцированными гипербазитами, такситовыми габбро скорее метасоматического происхождения и оливиновыми толеитами, тогда как дзйковая серия в них отсутствует. Офиолиты данного типа образовывались B зонах спрединга, аналогичных современным срединно-океаническим хребтам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный анализ материалов по хан-тайширскому и другим офиолитовым комплексам позволяет попытаться ответить на те вопросы, которые были сформулированы во введении.

Большая часть разреза всех офиолитовых комплексов образована генетически родственными магматическими сериями пород. Лишь нижние части офиолитов, сложенные гипербазитами, оказываются всегда оторванными от вышележащих офиолитовых горизонтов и по крайней мере в ряде случаев являются тем фундаментом, на котором формировались остальные породы офиолитовых комплексов. Гипербазиты являются скорее всего остаточным веществом мантии, подвергшейся различной степени выплавления из нее базальтовой составляющей. Для остальных членов офиолитовых комплексов можно говорить о происхождении из одной родоначальной мантийной магмы.

По строению разреза и вещественному составу изверженных пород офиолитовые комплексы разделяются по меньшей мере на два типа: дунит-кварц-толеитовый и лерцолит-толеитовый, верхние горизонты которых обладают разными тенденциями магматической дифференциации. К первому типу принадлежат офиолиты хан-тайширского и тродосского комплексов, а также о. Маккуори; они характерны для границ скольжения литосферных плит. Второй тип включает офиолиты дзоленского комплекса и основные — ультраосновные породы срединно-океанических хребтов.

Для офиолитов первого типа показана двухстадийная эволюция магматического очага родоначальной мантийной магмы кварц-толеитового состава, с образованием на первой стадии пород габбро-пироксенитовой группы, а на второй — дайковой серии и излияний кварц-толеитовых базальтов. Для базальтов офиолитовых комплексов второго типа родоначальной была мантийная магма, отвечающая по составу оливиновым толеитам.

Бесспорным является вывод, что все офиолиты вне зависимости от их типа возникли в океанических условиях, в различных активных зонах океанов, которыми могут быть не только срединно-океанические хребты, но также сложнопостроенные зоны скольжения литосферных плит, т. е. зоны такого рода, как хр. Маккуори.

Сделанные выводы важны для понимания природы офиолитов, но они, конечно, не могут быть полностью распространены на все без исключения офиолитовые комплексы, поскольку выделенные два типа этих комплексов вряд ли исчерпывают все их многообразие.

Авторы выражают благодарность за предоставление аналитических и других материалов А. С. Павленко, В. И. Чернышевой, Г. Б. Руднику, Н. Г. Марковой, Л. Жамьяндамбе, М. А. Чальяну, В. И. Володи-

ной. Очень ценным для авторов было обсуждение ряда вопросов с Э. И. Пополитовым, М. С. Марковым, В. М. Моралевым, Г. С. Закариадзе, М. Б. Лордкипанидзе, В. А. Абрамовым, А. И. Альмухамедовым.

Литература

Беззубцев В. В. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р. Дзабхан. В кн.: «Материалы по геологии МНР». М., Гостоптехиздат, 1963.

Геология Монгольской Народной республики. М., «Недра», 1973.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7. Грин Т. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение базальтовой магмы. В кн.: Происхождение

главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., «Недра», 1970.

Зимин С. С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М., «Наука», 1973.

- Зоненшайн Л. П., Сцетенко О. Д., Жамьяндамба Л., Ээнжин Э. Строение осевой части Южно Монгольской эвгеосинклинали в хр. Дзолен.— Геотектоника, 1975, № 4.
- Канн Дж. Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана. В кн. «Петрология изверженных и метаморфических работ дна океана», М., «Мир», 1973.

Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. М., «Наука», 1975.

- Лодочников В. Н. Простейшие способы изображения многокомпонентных систем. Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, 1926, т. 3, № 1.
- Марков М. С. Структурная приуроченность метаморфических комплексов и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М., «Наука», 1975. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966. Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадыр-
- ско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973.

Уейджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970.

- Шейнманн Ю. М., Лутц Б. Г. Естественные группы гипербазитов, их значение для тектонического анализа.— Геотектоника, 1974, № 4.
- Antarctic Oceanology II. The Australian --- New Zealand Sector Ed. by D. E. Hayes. Antarctic Res. Ser., v. 19. Amer. Geophys. Union, Washington, 1972.

- Coleman R. G., Peterman Z. Oceanic plagiogranite.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, No. 8. Engel A. E. I., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, v. 76, No. 7.
- Gass I. G. Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozois ocean floor? Nature, 1968, v. 220, No. 5162.
- Green D. H. The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. — J. Petrol., 1964, v. 5, No. 1. Jackson E. D., Thayer T. P. Some criteria for distinguishing between stratiform, concen-
- tric and alpine peridotite-gabbro complexes.- Rep. 24-th sess. I. G. C., Sect. 2, Mon-
- treal, 1972. Jakeš P., White A. I. R. Major and trace element aboundances in volcanic rocks of orogenic areas.-- Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, No. 1.
- Kay R. W., Senechal R. G. The rare earth geochemistry of the Troodos ophiolite complex.-J. Geophys. Res., 1976, v. 81, No. 5.
- Miyashiro A. The Troodos ophiolotic complex was probably formed in an Island arc.-Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, No. 2
- Moores E. Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic Complex of Northern Gre-

ece. – Geol. Soc. Amer. Spec. paper 118, 1969. Moores E., Vine F. The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: eva-luation and implication. – Phill. Trans. Roy. Soc. London, A-268, 1971.

- Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks.— Bull. Geol. Soc.
- America, 1954, v. 65, No. 3. Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallizations and differentation of basaltic magma.— Amer. J. Sci., 1959, v. 257, No. 3.
- Varne R., Gee R. D., Quilty P. C. Macquarie Island and the cause of oceane linear mag-netic anomalies.— Science, 1969, v. 166, No. 3902.
- Varne R., Rubenach M. J. Geology of Macquarie Island and its relationship to oceanic crust .-- In: Antarctic Oceanology II, Antarctic Res. Ser., v. 19. Amer. Geophys. Union, Washington, 1972.
- Институт океанологии АН СССР,

Москва,

Институт геохимии СО АН СССР,

Иркутск

Январь — Февраль

1978 r.

УДК 551.242.51 (571.5)

Р. А. ГАФАРОВ, А. М. ЛЕЙТЕС, В. С. ФЕДОРОВСКИЙ, Ю. И. ПРОЗОРОВ, М. С. САВИНСКАЯ, К. А. САВИНСКИЙ

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ ЕГО КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Обобщение результатов геологических и геофизических исследований дорифейского фундамента Сибирской платформы, проведенное на основе принципа мобилизма и концепции стадийности геологического развития, позволило представить новую схему тектонического районирования фундамента и наметить важнейшие этапы и стадии формирования здесь континентальной земной коры. Комплексы раннего и позднего этапов, тех или иных стадий развития, крупнейшие структурные швы и некоторые другие элементы тектоники обладают достаточно хорошо выраженными и определенными геофизическими характеристиками, отображенными в различного типа аномалиях магнитного и гравитационного полей. Их удается проследить от обнаженных выступов фундамента в пределы обширных пространств, погребенных под платформенным чехлом. В фундаменте Сибирской платформы выделяются два типа крупных литосферных плит, ограниченных тектоническими швами. Плиты первого типа, составляющие остов платформы и обладающие зрелой континентальной корой, располагаются в краевых частях платформы. Плиты второго типа, сложенные гранулит-базитовым протометаморфическим слоем, не достигшим стадии зрелой континентальной коры и сохранившим некоторые реликтовые признаки океанической коры прошлого, образуют срединную часть платформы. Значительные горизонтальные перемещения литосферных плит имели важнейшее значение в формировании континентальной земной коры и оформлении современной структуры фундамента Сибирской платформы. Предполагается, что строение дорифейского фундамента предопределило особенности последующего платформенного развития.

Успехи региональных геофизических исследований глубинного строения Сибирской платформы, а также данные геологического изучения выступов докембрийского фундамента и результаты бурения позволяют по-новому рассмотреть историю формирования континентальной коры этого региона Евразии и предложить новую схему тектонического районирования фундамента платформы.

Комплексный анализ геолого-геофизических данных проведен Л. В. Булиной и Т. Н. Спижарским (1970), П. Н. Кропоткиным и др. (1971), К. Б. Мокшанцевым и др. (1971, 1975), Э. Э. Фотиади (1971), К. А. Савинским (1972) и некоторыми другими исследователями. Данные глубинных сейсмических исследований (Беляевский, 1974) позволили получить информацию о строении поверхности Мохоровичича и других глубинных границ. Они свидетельствуют о значительной неоднородности земной коры Сибирской платформы.

Особое значение в последние 10—15 лет приобрели результаты аэромагнитных съемок, послужившие основой ряда обобщений о строении и составе фундамента Сибирской платформы в целом. Среди них следует отметить выполненные Л. В. Булиной в 1973 г. исследования распределения намагниченных образований платформы, а также структурный анализ аномальных магнитных полей, который провел А. Б. Коган в 1974 г. Комплексные исследования по изучению состава и строения фундамента и выделению основных типов земной коры путем изучения их региональных геофизических характеристик с использованием трансформаций аномальных магнитного и гравитационного полей проведены в 1974—1975 гг. М. С. Савинской и К. А. Савинским.

Широкий комплекс геолого-геофизических данных и бурения позволил в настоящее время составить схемы и карты строения фундамента Сибирской платформы (Фотиади и др., 1974; Мокшанцев и др., 1975; Гафаров, 1976 и др.), выполненные для отдельных районов с различной степенью детальности и достоверности. Более или менее однозначно в составе фундамента намечаются обширные массивы и складчатые системы раннего докембрия, разделяющие их тектонические швы и разломы. Однако важнейшие особенности строения, состава и истории развития и эволюции комплексов глубокого докембрия, слагающих крупнейшие блоки фундамента Сибирской платформы, а также закономерности их структурных соотношений и пространственного размещения оставались во многом невыясненными.

Анализ тектоники и истории становления континентальной земной коры Алданского щита, основанный на принципе мобилизма и представлениях о стадийности геологического развития, разрабатываемых в Геологическом институте АН СССР под руководством А.В. Пейве и Н. А. Штрейса (Пейве и др., 1971, 1972 и др.), дал возможность по-новому рассмотреть строение и важнейшие этапы формирования земной коры крупнейшего выступа дорифейского фундамента на юге Сибирской платформы (Лейтес, Федоровский, 1977). Исследование формационных особенностей докембрийских комплексов и их соотношений во времени и пространстве не оставляет сомнений в том, что в раннем докембрии, как и в фанерозое, геологическое развития первичная земная кора океанического типа была превращена здесь в раннем протерозое в кору континентальную.

В процессе составления в Геологическом институте АН СССР тектонической карты Северной Евразии авторы предприняли попытку синтеза имеющихся материалов в свете новой концепции для всей территории Сибирской платформы.

этапы становления континентальной коры

В длительной и сложной истории становления дорифейской континентальной земной коры юга Сибири отчетливо распознаются два важнейших этапа. Ранний этап (до 3,0—3,5 млрд. лет) привел к формированию протометаморфического гранулит-базитового слоя, по многим признакам соответствующего коре океанического типа; поздний, завершившийся 1,6—1,8 млрд. лет назад, отвечал времени эволюции и преобразования протометаморфического слоя и становления зрелой континентальной коры.

Комплексы раннего этапа представлены образованиями базит-гипербазитового меланократового фундамента и глубоко метаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочки первичной земной коры. Формационные особенности исходных супракрустальных серий позволяют уловить определенные признаки их соответствия с формациями океанической и переходной стадий минувшего развития континентальной коры геосинклинальных складчатых систем фанерозоя. В пределах обнаженного выступа фундамента на юге Сибирской платформы выделяются участки выходов меланократового фундамента, области распространения нерасчлененных комплексов меланократового фундамента и архейских аналогов океанической стадии, а также области распространения аналогов океанической стадии с широким развитием исходных основных вулка-

.

Тектоническая карта дорифейского фундамента Сибирской платформы

Континентальная кора, образовавшаяся к началу рифея (1.8— 1,6 млрд. лет): 1-4 - комплексы протометаморфического гранулит-базитового слоя, образовавшегося в архее (к 3,5-3,0 млрд. лет): 1- меланократовый фундамент: а — массивы и тела гипербазитов, метагаббро, габбро-амфиболитов, меланократовых амфиболитов и кристаллических сланцев; б — массивы анортозитов и габбро-анортозитов: 2 — меланократовый фундамент и архейские аналоги образований океанической стадии нерасчлененные, подвергшиеся региональной раннепротерозойской гранитизации и повторному регрессивному высокотемпературному метаморфизму (2,4—1,7 млрд. лет); 3—4— глубоко метаморфизованная архейская осадочно-вулканогенная оболочка первичной земной коры: 3 — аналоги образований океанической стадии с широким развитием основных вулканитов; 4 — аналоги образований океанической и переходной стадий нерасчлененные с широким развитием первично осадочных компонентов; 5-13-комплексы становления и развития гранитно-метаморфического слоя: 5 — осадочно-вулканогенные океанической стадии (до 2,6 млрд. лет); 6 — осадочно-вулканогенные и желе-зисто-кремнистые рифтогенных шовных прогибов (3,0—2,6 млрд. лет); 7—9 — переходной стадии: 7 — островодужные осадочно-вулканогенные известково-щелочные с карбонатной формацией в верхах разреза (2,6-2,0 млрд. лет), 8 - флишоидные и пестроцветные песчанкю-сланцевые и карбонатные протоконтинентального подножия, склона, шельфа и внутренних прогибов (2,6—2,0 млрд. лет), 9 — аллохтонных гранитондов плагиогранито-гнейсовой и гранодиорит-гранитной формаций (2,0-1;7 млрд. лет); 10-13 — континентальной стадии: 10 — вулкано-плутонические, сочетающиеся с поздней молассой, --- показатели становления дорифейской континентальной коры (1,8---1,6 млрд. лет); 11-12- тела гранитоидов и щелочных магматических образований: 11 — раннепалеозойских, 12 — позднепалеозойских и позднемезозойских; 13 — вулканоплутонический позднемезозойский; 14 — нерасчлененная дорифейская континентальная кора под мощными складчатыми толщами шельфов и склонов позднего докембриямезозоя.

Молодые континентальные коры нерасчлененные (обрамление Сибирской платформы): 15— позднедокембрийская— палеозойская (?), точнее не определенная, 16а— раннепалеозойская, 166— мезозойская.

Прочие знаки: 17— границы комплексов, 18— тектонические швы— границы литосферных плит; 19— крупные разломы, структурные швы.

Литосферные плиты: І — Тунгусская, ІІ — Нижнеангарская, ІІІ — Анабаро-Байкальская, IV — Вилюйская, V — Оленёкская, VI — Чарско-Алданская, VII — Становая, VIII — Бодайбинская.

Складчатые области и зоны в пределах литосферных плит: 1— Нижнекотуйская, 2— Анабаро-Мирненская, 3— Верхнеоленёкская, 4— Тюнгская, 5— Ботуобинская, 6— Киренская, 7— Усть-Кутская, 8— Синская, 9— Нижнеамгинская, 10— Хандыгская, 11— Улканская, 12— Северо-Байкальская, 13— Тимптоно-Учурская, 14— Иенгрская, 15— Олёкминская, 16— Чарская.

Межплитные тектонические швы: 17— Саяно-Анабарский, 18— Иркинеевский, 19— Уджинско-Жиганский, 20— Линденский, 21— Байкало-Вилюйский, 22— Ничатский, 23— Становой.

Обозначения на врезке — схеме расположения различных типов континентальной коры, обнаженных выступов и погребенного дорифейского фундамента Сибирской платформы: 20 — граница платформы, 21 — контуры выступов (штрихи обращены в сторону выступов), 22 — комплексы и структуры периферического кольца зрелой континентальной коры — остова Сибирской платформы, 23 — комплексы и структуры областей протометаморфического слоя, 24 — коры обрамления платформы. Буквами обозначены: Ан — Анабарский массив, Ол — Оленёкский выступ, Ал — Алданский щит, Енвыступ Енисейского кряжа





Тектоническая карта Европейской части СССР. Составил В. А. Разницын, 1974 г. Использованы: Международная тектоническая карта Европы м. 1:2500 000, 1962 г. (под руководством Н. С. Шатского); Геологическая карта нижней поверхности осадочного чехла Русской платформы, м. 1:2500 000, 1970 г. (ред. Н. С. Иголкина); Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР, м. 1:1000 000, 1969 г. (ред. М. В. Муратов); Тектоническая карта Коми АССР и сопредельных районов, 1963 г. автор В. А. Разницын; Карта выклинивания основания осадочного чехла территории Белоруссии, 1972 г., авторы Р. Е. Айзберг и Р. Г. Гарецкий; Карта подошвы платформенного чехла Днепровско-Донецкого авлакогена, 1974 г., автор В. А. Разницын Восточно-Европейская платформа. 1 — щиты с выходами архейско-карельского кри-

сталлического фундамента на поверхность (1 — Балтийский, 2 — Украинский).

Русская древняя эпикарельская плита. 2 — начальные грабенообразные прогибы и впадины в теле Балтийско-Сарматского архейско-карельского кратона с налеганием платформенного готского структурного этажа на фундамент (3 — Западно-Онежский, 4 — Коргопольский, 5 — Овручский); 3 — ранние авлакогены, области перикратонного опускания и древние синеклизы с налеганием платформенного рифейского структурного этажа на фундамент (авлакогены: 6 — Котлас-Яренский, 7 — Кажимский, 8 — Казанский, 9 — Абдуллинский, 10 — Пачелмский, 11 — Оршанско-Крестцовский, 12 — Волыно-Полесский; перикратонные прогибы: 13 — Тимано-Уральский, 14 — Днестровский; синеклизы: 15 — Мезенская, 16 — Прикаспийская); 4 — Московская синеклиза (17) и своды низкого стояния с налеганием платформенного вендского структурного этажа на фундамент и рифейский комплекс ранних авлакогенов (18 — Башкирский, 19 — Архангель-ский, 20 — Камский, 21 — Опаринский, 22 — Пинежский, 23 — Коми-Пермяцкий); 5 — Балтийская синеклиза (24) с налеганием платформенного каледонского структурного этажа (Cm-D2e1) на фундамент; 6 - своды, антеклизы и молодые авлакогены с налеганием нижневарисского (D2e2-D3) платформенного структурного подэтажа на фундамент (своды: 25 — Татарский, 26 — Токмовско-Котельниковский; антеклиза 27 — Воронежская: авлакоген 28 — Днепровско-Донецкий); 7 — бортовые моноклинали (плечи) Днепровско-Донецкого авлакогена (28) с налеганием верхневарисского (C₁t-C₃) платформенного структурного подэтажа на фундамент; 8 — Белорусская (29) антеклиза и украинская молодая синеклиза (30) с налеганием нижнеальпийского платформенного структурного подэтажа (Т-К) на фундамент и покрывающие его отложения; 9 -- участки Украинского щита (2) с налеганием верхнеальпийского (Pg-N) платформенного подэтажа на фундамент; 10 - поднятия платформенного чехла варисского структурного этажа и раннеальпийского подэтажа над авлакогенами. Валы: Вятский (31), Сухонский (32), Окско-Цнинский (33), Керенско-Чембарский (34), Доно-Медведицкие дислокации (35); складчатая область Донбасса (36).

Баренцева молодая эпибайкальская плита. 11 — поднятые блоки Тимана (37) с выходами на поверхность миогеосинклинального нижнебайкальского фундамента; 12 — Печорская синеклиза (38) с налеганием платформенного каледонского структурного этажа (О—D₂e₁) на байкальский фундамент; 13 — Тиманский эпикинеген (37) с налеганием нижневарисского платформенного структурного подэтажа (D₂e₂—D₃) на нижнебайкальский фундамент. Структуры чехла: Печорский вал (39), Колвинский вал (40).

Скифская молодая эпиварисская плита. 14 — поднятые блоки Добруджи (41) с выходами мио- и эвгеосинклинального варисского фундамента на поверхность; 15—структуры плиты с налеганием нижнеальпийского платформенного структурного подэтажа (T—K₂) на варисский и байкальский фундаменты); 16 — граница распространения геосинклинального байкальского комплекса — граница Русской и Скифской плит.

Уральская варисская геосинклинальная складчатая область. 17 — мегантиклинорий Уралтау (42), Харбейский (43) и Башкирский (44) антиклинории с выходами нижнего байкальского мно- и эвгеосинклинального структурного этажа; 18 — структуры западного склона Урала с выходами каледонского и нижневарисского многеосинклинальных структурных этажей на поверхность (O-D2e1), (D2e2-P1S) — на севере Урала, D2e2-C2- на Южном Урале). Синклинории: Лемвинский (45), Зилаирский (46); 19 — структуры восточного склона Урала с выходами каледонского и нижневарисского эвгеосинклинальных структурных этажей на поверхность (Cm-D2e1) (D2e2-C) с гранитоидами и габброидами. Синклинории: Войкарский (47), Тагильский (48), Магнитогорский (49); 20 — краевые прогибы и межгорные впадины с выходами верхнего орогенного варисского структурного этажа (P1a-T1 на севере Урала, C3-T на Южном Урале), местами с перекрытием мезозойско-кайнозойскими отложениями. Воркутинский или Косью-Роговской (50), Верхне-Печорский (50а), Соликамский (51), Юрезано-Сылвенский (52), Бельский (53).

Альпийская складчатая область Кавказа, Крыма и Карпат. 21 — ядро мегантиклинория Большого Кавказа с выходами нижневарисского мио- и эвгеосинклинального структурных этажей с гранитондами; 22 — мегантиклинории Большого Кавказа (54), Горного Крыма (55) и Карпат (56) с выходами нижнего и среднего альпийских миогеосинклинальных структурных этажей (T—N₁— на Кавказе, T—Pg₃— в Карпатах, T—I— в Крыму); 23 — краевые и поперечные прогибы, межгорные впадины с выходами верхнего орогенного альпийского структурного этажа (Pg—Q): Терско-Каспийский (57), Индоло-Кубанский (58), Предкарпатский (59), Трансильванская впадина (60); 24 — границы структурных этажей; 25 — разломы нитов и области распространения аналогов океанической и переходной стадий нерасчлененных.

Среди образований позднего этапа могут быть выделены комплексы океанической стадии, приуроченные преимущественно к областям континентальных кор более молодого возраста, примыкающим с юга к Сибирской платформе; комплексы рифтогенных шовных прогибов; комплексы переходной стадии, представленные островодужными осадочновулканогенными сериями, толщами осадочной оболочки протометаморфического слоя, состоящими из отложений внутренних прогибов протоконтинента, протоконтинентального шельфа, склона и подножия, различными магматическими образованиями, главным образом гранитоними наземными молассами континентальной стадии.

Участки и области распространения всех перечисленных комплексов обладают достаточно хорошо выраженными и определенными геофизическими характеристиками, которые отражены в различного типа аномалиях магнитного и гравитационного полей. Результаты изучения геофизических данных, их систематизация и геолого-тектоническая интерпретация в сочетании с прямыми геологическими данными позволяют проследить комплексы и структуры различных стадий формирования дорифейской континентальной коры от относительно хорошо изученных выступов обнаженного фундамента Сибирской платформы в пределы обширных пространств, где фундамент перекрыт более или менее мощным платформенным чехлом, выяснить основные закономерности современного расположения погребенных под чехлом докембрийских комплексов и на новой основе провести тектоническое районирование дорифейской континентальной коры всей Сибирской платформы (рисунок).

Комплексы раннего этапа

Среди древнейших образований фундамента Сибирской платформы, к 3,0—3,5 млрд. лет тому назад образовавших гранулит-базитовый протометаморфический слой, могут быть выделены так или иначе преобразованные комплексы первичной земной коры, представленные породами меланократового гипербазит-базитового фундамента, и ее глубоко метаморфизованной супракрустальной осадочно-вулканогенной оболочки.

К комплексам меланократового фундамента, как и на Алданском щите (Лейтес, Федоровский, 1977), отнесены массивы и тела гипербазитов, метагабброидов, габбро-амфиболитов, основных и ультраосновных кристаллических сланцев, анортозитов и габбро-анортозитов. Все они, как правило, четко отражены в различных магнитных и гравитационных аномалиях.

Тела гипербазитов, в обнаженных выступах основания платформы сложенные перидотитами, пироксенитами, лерцолитами и другими ультраосновными породами, приурочены к зонам протяженных разломов, как правило, разделяющих крупные области различного строения. Эти тела невелики по размерам и отличаются интенсивными локальными магнитными максимумами. Их магнитная восприимчивость составляет около 3000 · 10⁻⁶ СГС (Малышев, 1968). Вместе с тем небольшие размеры линзо-, пластино- и дайкообразных сравнительно маломощных тел препятствуют их выявлению в поле силы тяжести. Обнаружение гипербазитовых тел в гравитационном поле затрудняется и влиянием вмещающих архейских кристаллических сланцев, метаморфизованных и дислоцированных совместно с ними, а также близких к ним по плотности.

Важным членом комплексов меланократового фундамента являются различные метагабброиды, габбро-амфиболиты, меланократовые амфиболиты, основные и ультраосновные кристаллические сланцы. По данным Л. В. Булиной, они характеризуются повышенной интенсивностью намагниченности в пределах 500—2000·10⁻⁶ СГС. Плотность этих пород — 2,90—3,00 г/см³ (Геологические результаты геофизических исследований..., 1967). В магнитных и гравитационных полях телам этих пород соответствуют линейные максимумы значительной амплитуды (допервых тысяч гамм).

Характерная особенность пространственного размещения метагабброидов и меланократовых амфиболитов — их отчетливая приуроченность к областям распространения нерасчлененных комплексов меланократового фундамента и архейских аналогов океанической стадии (см. рисунок), на Алданском щите представленных сериями так называемого станового архея. В сущности речь идет о компонентах древнейшего меланократового фундамента, иными словами, — о более или менее значительно преобразованных компонентах первичной земной коры, которые удается отчленить от прочих, занимающих огромные пространства архейских образований станового типа. Геофизические аномалии, по всем признакам соответствующие телам метагабброидов и меланократовых амфиболитов, особенно широко распространены на западе платформы в пределах Тунгусской (I) и Нижнеангарской (II) областей.

Еще один член первичной земной коры представлен массивами анортозитов и габбро-анортозитов. Крупнейшие из них, в первую очередь Джугджурские и Олёкмо-Каларский на юге платформы, четко отображаются соответствующими им по конфигурации локальными максимумами силы тяжести и обычно более обширными по площади минимумами магнитного поля. Гравитационные максимумы над массивами анортозидов обусловлены их небольшой избыточной плотностью сравнительно с вмещающими, как правило, интенсивно гранитизированными и диафторированными породами в зонах крупнейших тектонических швов. Вместе с тем телам анортозитов Анабарского массива соответствуют сходные с ними по контурам локальные гравитационные минимумы и отрицательные магнитные поля. Минимумы силы тяжести обусловлены здесь, по-видимому, тем, что анортозиты с плотностью около 2,66 г/см³ (Бабаян, 1973) залегают в глубоко метаморфизованных кристаллических сланцах с плотностями порядка 2,80 г/см³, т. е. создают локальные гравитационные минимумы. Магнитная восприимчивость анортозитов Анабарского массива составляет в среднем 200.10-6 СГС, тогда как восприимчивость вмещающих кристаллических сланцев гранулитовой фации около 2000.10-6 СГС. Под платформенным чехлом массивы анортозитов выделить не удается.

Нерасчлененные комплексы меланократового фундамента и архейских аналогов океанической стадии на юге платформы, в пределах Алданского щита, характеризуются своеобразными пониженными, иногда слабо повышенными мало дифференцированными магнитными полями, которые обычно осложнены наложенными линейными максимумами, обусловленными специфическими магнитными полями трогового комплекса, слагающего раннепротерозойские шовные прогибы. К аналогам этих комплексов в погребенном под чехлом фундаменте Сибирской платформы принадлежат образования Тюнгского (4), Оленёкского (V), Хандыгского (10), обширного Тунгусского (1), Нижнеангарского (II) и ряда других относительно более мелких блоков. При этом Чарская и Хандыгская области Чарско-Алданской складчатой системы, юго-западная часть Тунгусской области и некоторые другие участки, сложенные рассматриваемыми комплексами, отличаются слабо дифференцированным повышенным магнитным полем.

¹ Здесь и далее римскими и арабскими цифрами в скобках обозначены различные структурные единицы Сибирской платформы, изображенные на тектонической карте дорифейского фундамента Сибирской платформы (см. рисунок).

Кристаллические сланцы и гнейсы Чарской области (16) и Становой складчатой системы (VII), как правило, претерпевшие интенсивную гранитизацию и воздействие высокотемпературного регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, характеризуются плотностями около 2,7 г/см³ (Павлов, Парфенов, 1973). В то же время в пределах Оленёкской, Тюнгской, Хандыгской и частично Тунгусской областей выделяются сравнительно крупные по площади изометричные максимумы силы тяжести, что свидетельствует о значительных плотностях (около 2,8 г/см³) горных пород архейского фундамента этих областей платформы.

Тщательный анализ геофизических свойств рассматриваемых комплексов, которым на Алданском щите соответствуют серии станового (чарского, курультино-гонамского, иликанского, чогарского и т. д.) архея, свидетельствует о несомненном сходстве присущих им монотонных, обычно пониженных магнитных полей. Такая однотипность и однообразие физических полей станового архея обусловлены, очевидно, составом его пород, среди которых преобладают достаточно однообразные биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, возникшие преимущественно за счет основных кристаллических сланцев гранулитовой фации в связи с мощным раннепротерозойским высокотемпературным регрессивным метаморфизмом, процессами региональной гранитизации и другими наложенными явлениями.

Вместе с тем в обнаженных частях Чарско-Алданской и Становой складчатых систем известны более или менее крупные участки и зоны, где гранитизация и другие наложенные процессы проявились не столь мощно. В этом случае породы отличаются повышенными плотностными характеристиками; повышаются и величины значений магнитного и гравитационного полей, иногда приближающиеся к присущим для метагабброидов и меланократовых амфиболитов. В других случаях непосредственно на более или менее интенсивно преобразованные комплексы станового архея наложены структуры раннепротерозойских рифтогенных прогибов с соответствующими им полосовыми магнитными аномалиями. Именно так, по-видимому, следует интерпретировать зоны полосовых магнитных аномалий, которые охватывают западную часть Тунгусской области, прослеживаются в Хандыгской и других областях, сложенных аналогами станового архея.

Области, сложенные нерасчлененными комплексами меланократового фундамента и архейских аналогов океанической стадии, в современной структуре кристаллического основания Сибирской платформы находятся главным образом в краевых частях этой колоссальной структуры материка Евразии. Они образуют почти непрерывное кольцо шириной до 800—900 км на западе, около 300—400 км на юге и от 350— 400 до 500 км на востоке платформы. Это кольцо прерывается, по-видимому, только на севере, в районе Хатангского залива, и на крайнем юге платформы, в юго-западном Прибайкалье, где к границам платформы выходят зоны, сложенные комплексами метаморфизованной супракрустальной оболочки первичной земной коры.

Еще более характерны физические поля, свойственные сериям глубоко метаморфизованной архейской осадочно-вулканогенной оболочки первичной земной коры. Эти серии, детально изученные на Алданском кристаллическом массиве, в последние годы, после работ И. М. Фрумкина (Фрумкин, Нужнов, 1968; Мокшанцев и др., 1975 и др.), принято делить на иенгрский и тимптоноджелтулинский комплексы, учитывая как пространственную ассоциацию, структурное и, по всей вероятности, генетическое единство толщ, составляющих каждый из комплексов, так и их очевидную территориальную обособленность. Несомненные формационные и структурные различия между обоими комплексами хорошо выражены также в магнитном и гравитационном полях, присущих сложенным ими складчатым областям и зонам фундамента Сибирской платформы.

Иенгрская серия (комплекс) нерасчлененных архейских аналогов океанической и переходной стадии в обнаженной части Иенгрской складчатой области (14) представлена обычными для всего алданского архея основными кристаллическими сланцами и гнейсами, исходными породами которых были главным образом вулканиты базальтоидного состава, горизонтами и мощными пачками кварцитов и глиноземистых пород, сосредоточенных в нижней трети разрезов, карбонатных и апокарбонатных диопсидовых пород, располагающихся, как правило, в верхней трети разрезов. В основании серии находятся меланократовые кристаллические сланцы и амфиболиты с редкими линзами кварцитов. Мощность первично осадочных компонентов, часто преобладающих в конкретных разрезах серии, превышает половину ее общей мощности.

Многие породы иенгрской серии обладают повышенной магнитной восприимчивостью. Значения порядка 3000—4000.10-6 СГС, характерные для обогащенных магнетитом основных кристаллических сланцев и двупироксеновых гнейсов, достигают 7000·10⁻⁶ СГС для железистых кварцитов (Малышев, 1968). Повышенной намагниченностью отличаются также аляскитовые граниты (до 1500.10⁻⁶ СГС), разнообразные мигматиты и метасоматиты, залегающие в толщах иенгрской серии. Породы иенгрской серии в целом являются наиболее магнитными сравнительно с породами других толщ алданского архея. Интенсивность их намагниченности, по данным Л. В. Булиной, составляет в среднем 2000. •10⁻⁶ СГС. Отдельные минимумы магнитного поля в пределах Иенгрского блока отвечают слабо магнитным породам— разнообразным кварцитам, мраморам и кальцифирам. Таким образом, значительная часть метаморфических пород иенгрской серии и ассоциирующих с ними магматических и метасоматических образований характеризуется повышенными магнитными свойствами, что обеспечивает интенсивные аномалии магнитного поля всей области, сложенной этими породами. Соответственно и обнаженная часть Иенгрской области Чарско-Алданской складчатой системы отличается повышенным мозаичным резко меняюшимся магнитным полем. Мозаичные аномалии в его пределах не образуют отчетливо прослеживающихся зон и часто имеют концентрически-кольцевое строение.

Необходимо отметить также высокую среднюю плотность основных кристаллических сланцев иенгрской серии, равную 2,82—2,86 г/см³ (Малышев, 1968). Подобные плотности характерны для базальтового слоя земной коры. Поле силы тяжести Иенгрской складчатой области относительно спокойное, повышенное и отличается простой формой аномалий. Характерная особенность магнитных и гравитационных аномалий этой части Алданского щита — не только совпадение их общих простираний, но и совпадение контуров максимумов и минимумов.

Повышенное мозаичное магнитное поле, соответствующее обнаженной части Иенгрской складчатой области, отражает ее чрезвычайно сложное строение, характеризуемое изометричными в плане и превышающими 100 км в поперечнике системами дугообразных и концентрически располагающихся складок. Это специфическое поле уверенно прослеживается под осадочным платформенным чехлом далеко на северо-запад вплоть до Байкало-Вилюйского линеамента. Погребенными аналогами Иенгрской складчатой области в других частях платформы являются, судя по характеру и рисунку повышенных мозаичных полей, Ботуобинская (5), Верхнеоленёкская (3), и Усть-Кутская (7) области.

Тимптоно-джелтулинский комплекс представлен преимущественно гиперстеновыми гнейсами и основными кристаллическими сланцами, глиноземистыми гнейсами и кристаллическими сланцами, карбонатиыми и апокарбонатными диопсидовыми породами. К востоку от Тыркандинского разлома в пределах обнаженной части Тимптоно-Учурской складчатой области не менее 50% мощности разрезов комплекса, по данным И. М. Фрумкина (Мошканцев и др., 1975), составляют метаморфизованные основные вулканиты, представленные основными кристаллическими сланцами. На юго-востоке области в основании комплекса находятся существенно меланократовые основные кристаллические сланцы и амфиболиты тырканской свиты, соответствующие, по-видимому, образованиям меланократового фундамента, подстилавшим супракрустальные вулканиты.

Очень похожие по составу толщи слагают и обнаженную часть Олёкминской складчатой области (15), где в нижних частях разреза преобладают метаморфизованные базальтоиды (Миронюк и др., 1971). Вверх по разрезу количество исходных вулканитов, среди которых присутствуют и метаморфизованные аналоги андезитов, постепенно уменьшается; все большее значение приобретают первично осадочные породы. Такие же толщи слагают и Анабарский массив, где, по данным Б. Г. Лутца (Мокшанцев и др., 1975), нижняя треть разрезов анабарского комплекса (далдынская серия) сложена кристаллическими сланцами и гнейсами, возникшими по основным вулканитам.

Тимптоно-джелтулинский комплекс в обнаженной части Тимптоно-Учурской складчатой области (13) и его аналоги в Олёкминской области (15) ярко отражаются системами дугообразных полосовых максимумов и минимумов. Отдельные крупные структуры отчетливо вырисовываются в магнитном поле полосами максимумов и минимумов различной интенсивности, соответствующей магнитным свойствам слагающих их пород.

Гиперстеновые и пироксен-амфиболовые гнейсы и основные кристаллические сланцы тимптоно-джелтулинского комплекса с магнитной восприимчивостью порядка $1600-2000 \cdot 10^{-6}$ СГС (Малышев, 1968) обусловливают, как правило, интенсивные полосовые максимумы, тогда как участки распространения глиноземистых гранат-, силлиманит- и кордиеритсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев, обычно очень слабо магнитных ($60-160 \cdot 10^{-6}$ СГС), оконтуриваются преимущественно протяженными полосовыми минимумами магнитного поля. Плотностные характеристики метаморфизованных в гранулитовой фации, негранитизированных и слабо гранитизированных пород комплекса, слагающих обнаженную часть Тимптоно-Учурской области, варьируют около 2,90 e/cm^3 (Малышев, 1968) и соответствуют плотностям базальтового слоя земной коры.

Правильный дугообразно-полосовой рисунок магнитного поля Тимптоно-Учурской и Олёкминской областей — одна из наиболее ярких особенностей обширной складчатой системы архейских образований, самые ранние супракрустальные осадочно-вулканогенные толщи которой были, как мы полагаем, архейскими аналогами комплексов океанической стадии. Еще более четким полосовым и резко дифференцированным магнитным полем, выраженным системой чередующихся максимумов и минимумов, отображаются гнейсы и кристаллические сланцы Анабарского массива, представляющие собой, по всем признакам, и формационные, и возрастные аналоги тимптоно-джелтулинского комплекса. Аномальные зоны магнитного поля Анабарского массива по характеру и интенсивности подразделяются на ряд типов, соответствующих развитым здесь сериям анабарского комплекса.

Наиболее древние породы (далдынская серия), представляющие собой преимущественно основные вулканиты, метаморфизованные в гранулитовой фации (Мокшанцев и др., 1975), характеризуются интенсивной намагниченностью порядка 2500—3000 · 10⁻⁶ СГС (Бабаян, 1973; Николаевский, 1968) и потому отображаются максимумами свыше 4000 гамм (до 10000 гамм над магнетитовыми кристаллическими сланцами). Гнейсы и кристаллические сланцы верхнеанабарской серии, также характеризующиеся повышенной намагниченностью, отмечаются полосовыми максимумами несколько меньшей амплитуды. Верхняя часть разреза анабарского комплекса, представленная преимущественно чрезвычайно слабо магнитными первично осадочными толщами халчанской серии, по данным аэромагнитных съемок, четко оконтуривается полосовыми минимумами магнитного поля. Наконец, толщи так называемой верхнеламуйской серии (Рабкин, Вишневский, 1968), по данным Б. Г. Лутца (Мокшанцев и др., 1975 и др.) представляющие собой диафторированные полиметаморфические компоненты различных частей разреза анабарского комплекса, отличаются в общем незначительной намагниченностью. Зонам распространения верхнеламуйских пород отвечает сложное знакопеременное, преимущественно отрицательное, магнитное поле, которое отражает почти повсеместные проявления наложенной мигматизации и гранитизации. Судя по региональному фону радиологических датировок (Мокшанцев и др., 1975), массовые процессы гранитизации, как и на Алданском щите (Лейтес, Федоровский, 1972, 1977), происходили в интервале 2,3—1,7 млрд. лет. Именно эти процессы, как считает Б. Г. Лутц (Мокшанцев и др., 1975, стр. 52), на Анабарском массиве «...послужили началом формирования гранитного слоя континентальной коры». Вывод Б. Г. Лутца (1959) об отсутствии на Анабарском массиве формационных аналогов иенгрской серии согласуется с тем, что в магнитном поле массива не наблюдаются участки характерного мозаичного строения, на Алданском щите свойственного Иенгрской складчатой области (14).

Исключительно выдержанное полосовое строение магнитного поля Анабарского массива, по структуре и амплитудам аномалий сопоставимое лишь с магнитными полями современных океанов (Гафаров, 1971), по-видимому, может рассматриваться как важное свидетельство признаков коры океанического типа. Интенсивные полосовые магнитные максимумы Анабарского массива в виде крупных линейных зон прослеживаются к югу и юго-востоку под платформенным чехлом. Наиболее крупными среди них являются Жиганская, Анабаро-Мирненская (2) и Котуйско-Вилюйская, охватывающие почти всю центральную часть Сибирской платформы и отвечающие, вероятно, распространению комплексов архейских аналогов океанической стадии.

Мы видим, следовательно (см. рисунок), что области, сложенные комплексами глубоко метаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочки первичной земной коры, занимают центральное положение в структуре фундамента Сибирской платформы, располагаясь посредине неправильного кольца, образованного нерасчлененными комплексами меланократового фундамента и архейских аналогов океанической стадии. Внутреннее строение дорифейского фундамента этой обширной срединной части Сибирской платформы, судя по результатам анализа геофизических полей, достаточно сложно. Как и в пределах Алданского щита, здесь могут быть выделены участки относительной стабильности и относительной тектонической подвижности первичной земной коры. Первые, характеризуемые своеобразными мозаичными полями и сложенные формационными аналогами иенгрской серии со значительной ролью первично осадочного компонента в разрезах, обладали, по всей вероятности, существенно анортозитовым цоколем. Вторые, отличающиеся типичными для океанической коры четко выраженными полосовыми системами максимумов и минимумов магнитного поля и сложенные аналогами анабарского и тимптоно-джелтулинского комплексов, отвечают, вероятно, областям, где в архее на гипербазитбазитовом основании накапливались аналоги комплексов океанической стадии.

Мощные явления тектонического скучивания, складчатости и глубокого метаморфизма гранулитовой фации, охвазившие в архее все рассмотренные выше комплексы, привели к возникновению гранулит-базитового протометаморфического слоя (Лейтес, Федоровский, 1977), дальнейшая эволюция которого происходила в течение позднего этапа.

Комплексы позднего этапа

Поздний этап, в ходе которого осуществлялось превращение протометаморфического слоя и его вулканогенно-осадочной оболочки в гранитно-метаморфический слой и происходило формирование коры континентального типа, в фундаменте Сибирской платформы представлен комплексами разнообразного происхождения, обладающими отчетливыми геолого-структурными признаками и физическими свойствами, выраженными в соответствующих геофизических полях. Последнее обстоятельство позволяет выявить некоторые из комплексов под платформенным чехлом и оконтурить участки и зоны их распространения (см. рисунок).

Комплексы океанической стадии представлены меланократовыми толщами плагиогнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов нижнепротерозойской усть-гилюйской серии и залегающими среди них телами гипербазитов и габброидов. Узкая зона, сложенная этими комплексами, протягивается вдоль южного края Становой складчатой системы (VII) и характеризуется интенсивными линейными максимумами магнитного поля.

Определенное сходство с комплексами океанической стадии имеют пестро метаморфизованные осадочно-вулканогенные и железисто-кремнистые, нередко железорудные, серии шовных рифтогенных прогибов, тектонически прослоенные телами гипербазитов и габброидов, так называемый троговый комплекс (Федоровский, Лейтес, 1968; Грачев, Федоровский, 1970). Этот комплекс четко отображается интенсивными линейными максимумами магнитного поля, иногда сильно дифференцированными. Самой большой интенсивностью намагниченности отличаются железорудные породы с магнитной восприимчивостью порядка 5000 · 10⁻⁶ СГС (Бабаян, 1973) и основные метавулканиты. В зависимости от мощности и условий залегания первично вулканогенных и осадочных компонентов трогового комплекса они соответственно отображаются локальными линейными максимумами и минимумами силы тяжести.

Наиболее крупные системы шовных прогибов, погребенных под платформенным чехлом, располагаются вдоль Вилюйской зоны (IV), в Уджинской зоне на западе Оленёкской складчатой области (V), на восточном ограничении этой области, на западе Тунгусской (I) и востоке Нижнеангарской (II), где они ярко выражены системами полосовых магнитных максимумов. В пространственном расположении погребенных шовных прогибов выявляются определенные закономерности. Как и на Алданском щите, их ориентировка подчинена субширотной и субмеридиональной системам тектонических швов. Почти все шовные структуры находятся в пределах областей, сложенных нерасчлененными комплексами первичной земной коры и архейских аналогов образований океанической стадии, будучи приурочены к зонам крупных разломов. Особенно часто шовные структуры располагаются на границах складчатых областей различного строения, трассируя протяженные линеаменты, представляющие собой, по-видимому, тектонические ограничения литосферных плит, таких, как Чарско-Алданская (VI), Становая (VII) на Алданском щите (Лейтес, Федоровский, 1977), и других, перекрытых чехлом Сибирской платформы.

Метаморфизованные осадочные комплексы переходной стадии являются практически немагнитными. Толщи этих отложений

4*

на севере Байкальской складчатой области (VIII) охватываются обширным региональным минимумом магнитного поля. Гравитационный региональный минимум осложнен здесь некоторым уменьшением отрицательных значений силы тяжести.

Метаморфизованные отложения северной зоны патомских разрезов, соответствующие нижнепротерозойским комплексам протоконтинентального шельфа и тыловой части склона, характеризуются спокойным слабо дифференцированным отрицательным магнитным полем северной части Патомского регионального минимума. Комплексы южной зоны патомских разрезов, отвечающие отложениям собственно протоконтинентального склона и подножия, сложенные главным образом флишоидными толщами и отличающиеся чрезвычайно сложным складчатопокровным строением, охватываются южной половиной регионального магнитного минимума, имеющегося здесь варьирующий характер и осложненного локальными максимумами, которые приходятся на фронтальные участки аллохтонных пластин, где отмечаются резкое повышение степени зонального метаморфизма и мощные проявления гранитообразования. К этим же участкам приурочены гравитационные ступени. По данным глубинных сейсмических исследований, в этой зоне отмечается существенное увеличение мощности земной коры — до 42 км по сравнению с 35—37 км в центральной и северной частях так называемого Бодайбинского синклинория (Мишенькин и др., 1975), представляющего собой участок относительного автохтона (Лейтес, Федоровский, 1977).

Осадочные комплексы раннепротерозойских внутренних прогибов протоконтинента, представленные на Алданском щите древней пестроцветной меденосной формацией (удоканская серия и ее аналоги), характеризуются магнитной восприимчивостью менее 100.10⁻⁶ СГС (Бабаян, 1973). Участки их распространения, прослеженные в пределах обнаженного выступа фундамента на юге Сибирской платформы от северной и восточной окраин Байкальской складчатой области почти до Охотского моря, оконтуриваются слабо интенсивными плавными минимумами магнитного поля и локальными минимумами силы тяжести. В связи с относительно пониженными плотностями пород этого комплекса и большой (около 10 км) мощностью соответствующих отложений в крупных — таких, как Кодаро-Удоканский, — внутренних прогибах они отображаются значительными минимумами силы тяжести. Это обстоятельство дает возможность выявить и оконтурить прогибы такого же типа в ряде мест, перекрытых платформенным чехлом. Наиболее крупные аналоги Кодаро-Удоканского прогиба выделяются в пределах Оленёкской складчатой области (V), где их существование подтверждается и прямыми геологическими данными (Мокшанцев и др., 1975), в Вилюйской зоне (IV), на севере Хандыгской складчатой области (10), а также в ряде мест Тунгусской складчатой области (I) и на севере Нижнеангарской (II). Наконец, западная, приенисейская часть Тунгусской литосферной плиты сложена, по-видимому, структурными и формационными аналогами раннепротерозойских комплексов патомского типа. т. е. метаморфизованными толщами протоконтинентального шельфа и склона.

Мы видим, следовательно, что комплексы метаморфизованной осадочной оболочки гранулит-базитового протометаморфического слоя повсеместно располагаются на нерасчлененных образованиях меланократового фундамента и архейских аналогов океанической стадии, т. е. на полиметаморфических комплексах станового типа.

К комплексам переходной стадии принадлежат и раннепротерозойские (древнестановые) гранитоиды плагиогранито-гнейсовой, гнейсово-мигматитовой и гранодиорит-гранитной формаций, слагающие автохтонные и аллохтонные тела. Все эти гранитоиды, ссобенно широко распространенные в Чарской области (16) и Становой складчатой системе (VII) Алданского щита и подробно рассмотренные ранее (Лейтес, Федоровский, 1972, 1977), обладают сравнительно невысокими плотностями около 2,65 z/cm^3 (Павлов, Парфенов, 1973) и отмечаются локальными минимумами силы тяжести. Рассматриваемым гранитоидам соответствуют небольшие значения интенсивности намагниченности (100—300·10⁻⁶ СГС). Их тела очерчиваются пониженными магнитными полями, как правило, сравнительно дифференцированного строения. На Анабарском массиве тела гранитоидов также отображаются полосами минимумов магнитного поля и локальными минимумами силы тяжести, обусловленными их меньшими, чем у вмещающих пород, плотностями около 2,60 z/cm^3 (Бабаян, 1973, и др.).

Столь же четкими локальными минимумами силы тяжести и отрицательными магнитными полями характеризуются раннепротерозойские гранитоиды, выступающие в своде Оленёкского поднятия. Аналогичные гранитоиды вскрыты буровыми скважинами в кристаллическом цоколе Иркутского амфитеатра, где к их телам обычно приурочены пониженные значения силы тяжести и магнитных полей. Наконец, гранитоиды с плотностью, несколько меньшей 2,60 г/см³ (Геологические результаты геофизических исследований..., 1967), также относящиеся к раннепротерозойским, выделяются на Шарыжалгайском выступе юга Сибирской платформы.

Отмеченные выше геофизические особенности, свойственные телам гранитоидов, располагающихся в пределах Алданского щита и других выступов фундамента Сибирской платформы, были положены в основу при выделении их аналогов под платформенным чехлом. Наиболее уверенно могут быть выявлены и изображены массивы раннепротерозойских интрузивных аллохтонных гранитоидов гранодиорит-гранитной формации, которые, как и на Алданском щите, залегают в толщах нижнепротерозойской осадочной оболочки протометаморфического слоя (см. рисунок). Достаточно надежно могут быть выявлены зоны и участки интенсивной раннепротерозойской гранитизации, особенно широко распространенные в пределах погребенных областей развития аналогов станового архея. Именно массовая региональная раннепротерозойская (древнестановая) гранитизация, сочетавшаяся с высокотемпературным регрессивным метаморфизмом амфиболитовой фации, наряду с составом и строением архейских комплексов определила охарактеризованные выше особенности магнитного и гравитационного полей нерасчлененных комплексов меланократового фундамента и архейских аналогов океанической стадии, породы которых в большей или меньшей степени подверглись воздействию раннепротерозойской гранитизации. На прилагаемой карте тектоники дорифейского фундамента Сибирской платформы (см. рисунок) мы не показываем конкретных маосивов раннепротерозойских автохтонных гранитоидов, так как контуры отдельных массивов этих пород даже в участках обнаженного фундамента достаточно условны. Гранитоиды плагиогранито-гнейсовой и гнейсово-мигматитовой формаций всегда имеют постепенные переходы к вмещающим кристаллическим сланцам протометаморфического слоя через широкие зоны мигматизации и фельдшпатизации, что затрудняет выделение границ этих массивов, хотя, подчеркнем это еще раз, участки и зоны райнепротерозойской гранитизации выделяются вполне надежно.

Необходимо отметить, что раннепалеозойские и более молодые гранитоиды, широко распространенные на западе и юге Алданского щита и в Прибайкалье, в отличие от рассмотренных раннепротерозойских, характеризуются повышенными магнитными свойствами и, соответственно, отделяются от них в магнитном поле.

Изложенное показывает, что данные прямых геологических наблю-

дений, результаты геофизических исследований и немногочисленные пока данные бурения позволяют наметить обширный пояс распространения массивов гранитоидов и участков раннепротерозойской гранитизации. Этот «гранитный» пояс в современной структуре фундамента Сибирской платформы совпадает с упомянутым выше при характеристике комплексов раннего этапа широким кольцом глубоко преобразованных полиметаморфических комплексов, исходные породы которых представлены образованиями меланократового фундамента и аналогами осадочно-вулканогенных серий океанической стадии.

Важный компонент образований переходной стадии, установленный пока только на западе Алданского щита вдоль южной границы Бодайбинской складчатой области. — комплексы раннепротерозойской островодужной серии, составляющие единый латеральный ряд с океаническими сериями Муйской зоны раннепалеозойской континентальной коры и отложениями протоконтинентального подножия, склона и шельфа (Лейтес, Федоровский, 1977). Осадочно-вулканогенные серии островодужной системы характеризуются сложным варьирующим, но в общем отрицательным, магнитным полем, вырисовывающим ее дугообразную в целом форму. Во внешней зоне островодужной системы метаморфизованные туфопесчаники и граувакки, перемежающиеся с покровами основных и средних лав, выражены несколько повышенным магнитным полем, осложненным максимумами над телами раннепалеозойских гранитоидов баргузинского комплекса. Существенно вулканогенные серии внутренней зоны отображаются узкими дугообразно-полосовыми максимумами и минимумами магнитного поля. Южнее, в области раннепалеозойской континентальной коры, зона таких максимумов и минимумов резко сменяется интенсивными дугообразно-полосовыми магнитными максимумами над меланократовыми толщами преимущественно вулканогенной спилит-кератофировой муйской серии. Смена аномальных магнитных полей, происходящая по южной границе островодужной системы, отмечается также резким градиентом силы тяжести, соответствующим крупнейшим тектоническим швам.

Северо-Байкальский (12) и Улканский (II) к раевые в улканические пояса, сложенные предрифейскими вулкано-плутоническими комплексами и ассоциирующими с ними поздними наземными молассами — показателями зрелой континентальной коры с гранитным слоем, отображаются своеобразными интенсивно варьирующими пониженными магнитными полями. Их предполагаемые погребенные аналоги (9) выделены по этому признаку на востоке платформы, в северной части Хандыгской складчатой области (10).

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В структуре Сибирской платформы выделяются восемь крупнейших литосферных плит: Тунгусская (I), Нижнеангарская (II), Анабаро-Байкальская (III), Вилюйская (IV), Оленёкская (V), Чарско-Алданская (VI), Становая (VII) и Бодайбинская (VIII). Все они ограничены протяженными тектоническими швами, четко выраженными в геофизических, особенно магнитных, полях. Данные ГСЗ (Беляевский, 1974) указывают на проникновение многих из этих швов до поверхности Мохоровичича.

Зона Станового глубинного разлома (23) выражена, по данным ГСЗ, наклонной сейсмической границей раздела (Булин и др., 1972), а также гравитационной ступенью и резкими линейными магнитными аномалиями. Саяно-Анабарский (Таймыро-Байкальский) линеамент (17), прослеживающийся через всю платформу с севера на юг, отображается стыком мозаичных магнитных полей Тунгусской и Нижнеангарской литосферной плит с системами субмеридиональных полосовых

аномалий Анабаро-Байкальской плиты. Байкало-Вилюйский линеамент (21) также отмечается сменой зон мозаичных и линейных аномалий Чарско-Алданской плиты субширотной Вилюйской зоной полиженного магнитного поля и цепочками локальных максимумов. Наконец, очень ярко, торцовыми соотношениями интенсивных линейных аномалий Жиганской зоны с пониженным мозаичным магнитным полем Оленёкской литосферной плиты, отображается Уджинско-Жиганский глубинный надвиг (19).

Шесть литосферных плит из восьми (Тунгусская, Нижнеангарская, Вилюйская, Оленёкская, Становая и Бодайбинская) отличаются сравнительно однородным и однотипным строением и составом докембрийского фундамента. Комплексы раннего этапа развития этих плит представлены нерасчлененными образованиями меланократового фундамента и архейских аналогов океанической стадии, а позднего этапа — троговым комплексом рифтогенных шовных структур и осадочными толщами внутренних прогибов протоконтинента и его склонов. Важная особенность перечисленных плит — региональная интенсивная гранитизация в раннем протерозое (2,4—1,7 млрд. лет назад) и мощные процессы гранитообразования, приведшие к становлению зрелой континентальной коры к рубежу 1,8—1,6 млрд. лет. Отчетливо видно (см. рисунок), что в современной структуре Сибирской платформы все эти плиты составляют гигантское кольцо, в центре которого располагаются плиты иного строения.

Следует иметь в виду, однако, что степень достоверности такой схемы тектонического районирования не везде одинакова. Если северная, восточная и южная части кольца выделены достаточно уверенно по комплексу геологических и геофизических данных, то включение в состав кольца его северо-западной части (Тунгусская плита) основано только на интерпретации геофизических материалов.

Кольцевая форма расположения блоков зрелой континентальной коры отнюдь не идеальна. Ее первоначальные контуры нарушены крупнейшими горизонтальными перемещениями литосферных плит. В частности, амплитуда сдвиговых относительных смещений по Байкало-Вилюйскому линеаменту не менее 1000 км (Лейтес, Федоровский, 1977). Значительные перемещения происходили и по другим межплитным швам.

Для плит центральной части платформы характерны комплексы архейских аналогов океанической и переходной стадий (ранний этап), практически полное отсутствие супракрустальных комплексов позднего этапа и лишь локальные проявления раннепротерозойской гранитизации.

В результате докембрийского геологического развития, таким образом, возникла своеобразная континентальная структура. Ее краевая часть прошла полный путь формирования континентальной земной коры и выступает, следовательно, в виде остова, опоясывающего срединную часть Сибирской платформы, для которой характерна несовершенная, как бы не достигшая зрелости континентальная кора. В сущности, несмотря на то, что эта громадная часть Сибирской платформы находится посредине континентального массива, возникшего в раннем протерозое, и внутри современного континента Евразии, она не обладает всем комплексом признаков, присущих типичным корам континентального типа. По особенностям своего строения, формационному составу горных пород, истории развития и некоторым специфическим признакам реликтовой коры океанического типа она должна быть отнесена к областям переходного развития. По сути дела, геологическое развитие в докембрии завершилось здесь созданием архейского гранулит-базитового протометаморфического слоя, на котором в дальнейшем, в рифее и фанерозое, накапливались толщи платформенного чехла. Таким образом, выявляется удивительная особенность тектоники Сибирской платформы — неоднородность типов земной коры ее фундамента, в котором периферическая часть к началу рифея представляла собой зрелую континентальную кору, а центральная — протометаморфический слой. Именно эта важнейшая особенность строения и состава фундамента определила специфику всей дальнейшей истории Сибирской платформы.

заключение

Обобщение геологических и геофизических данных и проведенное тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы открывают возможность по-новому подойти к выяснению истории геологического развития этой обширной части Евразии.

1. Формирование континентальной земной коры Сибирской платформы происходило в результате направленного стадийного процесса преобразования коры океанического типа и завершилось к началу рифея. Направленность и стадийность этого процесса в докембрии в основных чертах подобны ходу геологического развития геосинклинальных складчатых систем фанерозоя.

2. В фундаменте Сибирской платформы выделяется два типа крупных литосферных плит, ограниченных тектоническими швами. Плиты первого типа обладают зрелой континентальной корой. Плиты второго типа образованы гранулит-базитовым протометаморфическим слоем, не достигшим стадии зрелой континентальной коры и сохранившим некоторые реликтовые признаки океанической коры.

3. Фундамент Сибирской платформы обнаруживает концентрическое строение. Протометаморфический гранулит-базитовый слой образует срединную часть платформы, а на периферии располагаются области зрелой континентальной коры, как бы опоясывающие центральную часть. Предполагается, что такое строение дорифейского фундамента предопределило особенности всего последующего платформенного развития.

Литература

Бабаян Г. Д. Тектоника и нефтегазоносность Вилюйской синеклизы и прилегающих районов по геофизическим и геологическим материалам. Новосибирск, «Наука», 1973.

- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974. Булин Н. К., Афанасьева Н. А., Проняева Е. А., Эелис Е. Н. Глубинный разрез юговостока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным.— Сов. геология, 1972, № 10.
- Булина Л. В., Спижарский Т. Н. Гетерогенность фундамента Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника Сибири, т. III. М., «Наука», 1970.
- Гафаров Р. А. Типы магнитных полей крупных структур земной коры.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Гафаров Р. А. Сравнительная тектоника фундамента и типы аномальных магнитных полей древних платформ (Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская). М., «Наука», 1976.

Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Ред. Э. Э. Фотиади. Новосибирск, «Наука», 1967.

Грачев А. Ф., Федоровский В. С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов. — Сов. геология, 1970, № 12.

Кропоткин П. Н., Валяев Б. М., Гафаров Р. А., Соловьева И. А., Трапезников Ю. А.

Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М., «Наука», 1971. Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника запада Алданского щита (Олёкмо-Витим-ская горная страна).— Геотектоника, 1972, № 2. Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной зем-

ной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. – Геотектоника, 1977, **№** 1.

Малышев Ю. Ф. Магнитное поле алданского архея.— Геол. и геофиз., 1968, № 9.

Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита, М., «Недра», 1971.

Лутц Б. Г. Стратиграфия и тектоника южной части Анабарского массива.— Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 6.

- Мишенькин Б. П., Крупская Г. В., Петрик Г. В., Селезнев В. С. Глубинные сейсмические исследования на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны.— Геол. и геофиз., 1975, № 4.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Лутц Б. Г., Сластенов Ю. Л., Фрумкин И. М., Штех Г. И. Тектоническая карта Якутской АССР, масштаб 1:2500000 (объяснительная записка). Якутск, Институт геологии Якутского фил. АН СССР, 1971.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Лутц Б. Г., Сластенов Ю. Л., Фрумкин И. М., Штех Г. И. Тектоника Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Николаевский А. А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. М., «Наука», 1968.
- Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограничений Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1973. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфиль-
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Рабкин М. И., Вишневский А. И. Архей. Анабарский щит. В кн.: Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., «Наука», 1968.
- Савинский К. А. Глубинное строение Сибирской платформы по геофизическим данным. М., «Наука», 1972.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олёкмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4.
- Фотиади Э. Э. Основные принципы, направления и некоторые результаты геологического истолкования данных региональных геофизических исследований. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Фотиади Э. Э., Гришин М. П., Неелов А. Н. Раннедокембрийские складчатые системы фундамента Сибирской платформы.— В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., «Наука», 1974.
- Фрумкин И. М., Нужнов С. В. Основные проблемы геологии архея Алданского щита. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 18. Якутск, Якутское книжн. изд-во, 1968.

Геологический институт АН СССР ВНИИГеофизика

Статья поступила 21 мая 1976 г.

Январь — Февраль

1978 г.

УДК 551.242.5(67)

В. Н. КОЗЕРЕНКО, В. С. ЛАРЦЕВ

О БЛОКОВОЙ ТЕКТОНИКЕ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ ОБЛАСТИ АКТИВИЗАЦИИ

Суммируются данные по строению осадочного чехла на территории Сомалийской Демократической Республики и других стран Восточной Африки. Анализ фаций и мощностей отложений чехла позволяет выявить на этой территории сложную систему блоковых впадин, разделенных поднятиями фундамента. Мощности во впадинах достигают 10—15 км, а градиенты мощностей в зонах перехода к поднятиям — значений 1:5. Изучение разрезов отложений чехла позволяет выявить сложную кинематику движений фундамента в пределах различных тектонических блоков.

Анализ геологического строения осадочного чехла в Восточной Африке и особенно в Сомалийской Демократической Республике (СДР), ставший возможным лишь в последнее время благодаря накоплению значительного геолого-геофизического материала, позволяет выделить здесь своеобразные структуры. Часть Африканского континента, включающая Сомали и прилегающие страны — Эфиопию и Кению, в большинстве работ трактуется как восточный край Африканской платформы. Однако ряд весьма специфических черт геологического строения и металлогении этого региона позволяет рассматривать его в качестве фрагмента весьма крупной планетарной структуры — Восточно-Африканской области активизации (Козеренко, 1973; Козеренко и др., 1974).

Главная особенность этой территории — наличие разнонаправленных долгоживущих глубинных разломов, ограничивающих крупные структурно-фациальные блоки, различающиеся геологическим строением и историей своего геологического развития. Эти глубинные разломы осложняют весьма крупные и пологие сводовые поднятия (Эфиопский, Аденский) и сопряженный с ними прогиб западной части Индийского океана. В пределах наиболее глубоко опущенных блоков, особенно в депрессионной части в области сочленения Индийского океана и материка, устанавливаются огромные мощности отложений чехла — свыше 10—15 км. Изучение области выявляет зоны с исключительно высоким модулем градиента вертикальных тектонических движений, достигающим значения 1:5, которые, как известно, совершенно не типичны для территорий с платформенным режимом развития.

Материалы по различным этапам развития блоковой структуры Восточной Африки весьма неоднородны по своему значению. Имеются детальные данные по строению блоковых впадин, выполненных мезозойско-кайнозойскими отложениями в Сомалийской Демократической Республике и прилегающих районах Кении и Эфиопии, полученные в результате нефтепоисковых работ, включавших глубокое бурение и различные геофизические исследования. Эти новые данные содержатся в малодоступных и практически неизвестных советскому читателю отчетах различных нефтяных компаний. Достаточно хорошо освещены в литературе также стратиграфия и условия залегания верхнепалеозойских нижнемезозойских отложений серии Карру. С другой стороны, фактические данные, характеризующие блоковое строение Восточной Африки



Рис. 1. Тектоническая карта Сомалийской Демократической Республики и сопредельных территорий. 1 — современные аллювиальные и озерные отложения; 2 — молодые (кайнозойские) вулканиты; 3 — чехол мезозойско-кайнозойского возраста; 4 — чехол мезозойского возраста; 5 — серия Карру; 6 — складчатые комплексы рифейско-раннепалеозойского возраста; 7 — складчатый фундамент архейско-раннепротерозойского возраста; 8 — границы структурно-фациальных зон; 9 — главные разломы; а. установленные; 6. предполагаемые; 10 — контуры поднятия Огаден (по геофизическим данным): 11 — изопахиты чехла



Рис. 2. Сравнительная таблица стратиграфических разрезов мезозойско-кайнозойских. отложений территории СДР

1 — псефитовые отложения; 2 — псаммитовые отложения; 3 — глины и глинистые сланцы; 4 — примесь глинистого материала в разных литологических типах пород; 5 — известняки, 6 — мергели; 7 — доломиты; 8 — гипсы и ангидриты; 9 — основные вулканиты. Расположение разрезов: А — блок «Рог Африки» (а — прогиб Северо-Восточной Миджуртинии; 6 — Бурао-Лас-Анодское поднятие; в — Мудугский прогиб); Б — Юго-Западный блок; Г — Береговая структурно-фациальная зона (а — впадина Кисимайо; 6 — средний сектор зоны); Д — Аденская структурно-фациальная зона (а — северный край Сомалийского плато; 6 — прогибы южного обрамления Аденского рифта)

на более древних этапах ее развития (позднедокембрийских, ранне- и среднепалеозойских), весьма скудны и фрагментарны и могут быть интерпретированы лишь с определенной степенью условности.

Блоковая структура позднепалеозойской и мезозойско-кайнозойской эпох активизации сформировалась на разновозрастных элементах фун-

ламента. В этом отношении территория СДР и прилегающих к ней районов других стран наиболее благоприятна для исследования, так как в ее пределах сочетаются образования складчатого фундамента, совершенно различные по своему возрасту и строению. Они включают, с одной стороны, древние, по всей вероятности, нижнепротерозойские и архейские комплексы, в значительной степени переработанные наложенными тектоно-магматическими процессами и, с другой — значительно более молодые образования позднего докембрия — раннего палеозоя, которые слагают структуры, сформировавшиеся в процессе байкальской (ассинтской по Г. Штилле), и, вероятно, салаирской эпох тектогенеза (Козеренко и др., 1974). Древние образования распространены на юго-западе территории и выходят на поверхность в пределах поднятия Бур и соседних районов Кении и Эфиопии; более молодые комплексы фундамента слагают разные по размерам выходы на севере и северо-востоке. Районы, сложенные этими образованиями, резко отличались по характеру тектонического режима и в течение позднепалеозойского и мезокайнозойского этапов своего развития и поэтому выделены в качестве самостоятельных тектонических блоков: Северо-Восточного, именуемого также «Рогом Африки», и Юго-Западного (рис. 1). Западной границей Юго-Западного блока, по нашему мнению, следует считать Огаденский разлом, ограничивающий с запада впадину Марехан и в целом всю область развития мощных толщ мезозойских отложений. Западнее этого разлома располагается общирная область, сложенная докембрийскими кристаллическими образованиями и выделяемая под названием Восточно-Эфиопского поднятия. Северо-Восточный и Юго-Западный блоки разделены зоной глубинных разломов, составляющей юго-восточное окончание крупного Красноморско-Индоокеанского линеамента. Отмеченные разломы определили также распространение фаций и мощностей мезозойско-кайнозойских отложений и в пределах самой этой структуры, обладающей достаточно специфическим характером осадочного чехла и на этом основании выделенной в качестве самостоятельной структурнофациальной зоны, именуемой Главной зоной разломов.

В качестве самостоятельного структурного элемента выделяется также Береговая структурно-фациальная зона, вытянутая вдоль побережья Индийского океана и ограничивающая с юго-востока все вышеперечисленные тектонические элементы: Северо-Восточный и Юго-Западный блоки и Главную зону разломов. Береговая зона на всем протяжении отделена глубинными разломами от сопредельных структурно-фациальных зон. В южной части Береговой зоны эти разломы круто поворачивают в сторону континента, ограничивая исключительно глубокую впадину Кисимайо, которая, таким образом, в структурном отношении принадлежит Береговой зоне. Это обстоятельство подчеркивается и особенностями геологической истории впадины, в которой весьма интенсивными были кайнозойские опускания в отличие от сопредельного с ней Юго-Западного блока, в пределах которого существенно осадконакопление происходило только в юре. Наконец, на севере выделена Аденская структурно-фациальная зона, тесно связанная в своем развитии с историей формирования Аденского рифта.

Перейдем теперь к более детальному описанию блоковой структуры рассматриваемой территории и истории ее формирования.

В целом эта территория охватывает восточный склон обширного Эфиопского или Восточно-Африканского свода и прилегающую часть сопряженного с ним прогиба вдоль побережья Индийского океана. На севере Сомали она включает южный склон Аденского сводового поднятия, являющегося восточным ответвлением Эфиопского. Система различных по размерам и амплитудам блоковых впадин и поднятий, описанная ниже, существенно осложняет строение этих обширных весьма пологих «складок коры».

В пределах блока «Рог Африки» выделяются два весьма крупных прогиба: Мудугский и Северо-Восточной Миджуртинии, разделенные Бурао-Лас-Анодским поднятием. Впадина Мудуг занимает юго-западную часть территории этого тектонического блока и ограничена с запада и юго-запада глубинными разломами Главной зоны, с юго-востока --разломами, отделяющими ее от Береговой зоны, и с севера и северовостока — также разломами, ограничивающими Бурао-Лас-Анодское поднятие. Прогиб имеет асимметричную форму с наибольшими амплитудами опускания по разломам Главной зоны и с значительно меньшими перемещениями на границе с Бурао-Лас-Анодским поднятием. В этом же северо-восточном направлении уменьшаются амплитуда блоковых перемещений и соответственно мощность отложений в прогибе Северо-Восточной Миджуртинии, расположенном к северо-востоку от Бурао-Лас-Анодского поднятия. По имеющимся данным, глубина Мудугской впадины превышает 9000 м, а впадины Северо-Восточной Миджуртинии достигает 5000 м. Мощность осадочного чехла на Бурао-Лас-Анодском поднятии составляет лишь около 1000 м, а местами (в районе Лас-Анод) фундамент выходит на поверхность.

Наиболее глубокое опускание фундамента на территории Сомали, по данным бурения и геофизических работ, отмечается во впадине Кисимайо, расположенной на крайнем юге страны в пределах Береговой структурно-фациальной зоны (рис. 2). По геофизическим данным, кровля среднеюрских отложений во впадине Кисимайо находится на глубине 10000 м. Учитывая известные мошности отложений средней и нижней юры в прилегающих к прогибу Кисимайо районах, можно полагать, что общая глубина до поверхности фундамента в этой впадине составляет не менее 15 000 м. Прогиб имеет асимметричное строение с наиболее крутым северным склоном, где градиенты мощностей достигают исключительно высоких значений 1:5. Наиболее опущенная часть прогиба простирается в широтном направлении на 0°15' с. ш. Северная его граница, отделяющая прогиб от поднятия Бур, сложенного кристаллическими породами фундамента, проходит на 1° с. ш. В юго-западном направлении вдоль побережья Индийского океана фундамент впадины Кисимайо полого поднимается и выходит на поверхность около 5° ю. ш. Севернее р. Тана в Кении пологий юго-западный склон впадины нарушен узким, но достаточно высоким поднятием, в пределах которого мощность чехла достигает 1000 м. К юго-востоку впадина открывается в сторону Индийского океана.

Обширный прогиб, названный впадиной Марехан, выявлен в последние годы в результате геофизических и буровых работ, проведенных нефтяными компаниями к западу от горст-антиклинального поднятия Бур (Юго-Западный блок). Эта впадина охватывает сопредельные территории Кении, Эфиопии и Сомали. Выполняющие ее отложения, главным образом юрского возраста, при незначительном развитии осадков мелового возраста, достигают мощности 10 000 м. В центральной части впадины на территории Кении предполагается присутствие отложений серии Карру небольшой мощности. Восточный склон впадины относительно полого погружается к западу от поднятия Бур. Западный ее склон значительно круче и, по-видимому, нарушен крупным разломом; в результате весь прогиб имеет достаточно четко выраженную асимметричную форму (рис. 3).

Исключительно сложная система чередующихся мелких прогибов и поднятий выявлена вдоль побережья Индийского океана в пределах Береговой структурно-фациальной зоны, особенно в той ее части, которая расположена на продолжении структур Главной зоны разломов. По существу на этом отрезке Береговая структурно-фациальная зона представляет собой крупную зону разломов. Дифференциальные движения отдельных блоков, ограниченных этими разломами, создали чрезвы-

чайно сложную, до конца невыявленную картину распределения мощностей и фаций отложений мезозойскокайнозойского возраста. Так, общая мощность чехла, вскрытая в скважине Брава-1, пробуренной на локальном поднятии, составляет около 3000 м, а в районе, расположенном на расстоянии 25 км к востоку, она достигает уже величины в два раза большей. Еще более сложное распределение фаций и мощностей осадков отмечается для отдельных стратиграфических подразделений. Например, в упоминавшейся выше скважине Брава-1 обнаружены только нижнемеловые отложения мощностью 750 м, представленные глинами с горизонтами известняков, а в скважине Кориоле-2, расположенной в 20 км к северу, выявлены только песчанистые глины позднемелового возраста.

В третичное время дифференцированность движений еще более усиливается. Так, в районе скважины Брава-1 третичные отложения представлены только палеоценом (аргиллиты и глинистые песчаники) мощностью 263 м; в скважине Кориоле-2 в разрезе третичных отложений отсутствует лишь нижний эоцен, а мощность этого разреза составляет м; максимальная мошность 1900 третичных отложений достигает 4500 м в скважине Уаршек-1 в 20 км к северо-востоку от г. Могадишо.

Суммируя приведенные данные по распространению фаций и мощностей мезозойско-кайнозойских отложений в пределах впадин и поднятий, представляется возможным наметить следующую последовательность тектонических движений в пределах блока, включающего территорию Сомали и сопредельных с ней районов Кении и Эфиопии.

В раннеюрскую эпоху начались интенсивные дифференциальные движения отдельных участков, которые сразу привели к обособлению Северо-Восточного и Юго-Западного структурно-фациальных блоков (умеренное осадконакопление в течение юры в первом резко контрастирует с интенсивным опусканием второго), а также привели к обособлению всех отмеченных выше впа-



 предполагаемые мергели через Восточно-Африканскую область активизации (от провинции Сидамо Эфиопии до побережья Индийского И — известняки ò — разломы: *а* — установленные, 4 отложения; глинистые ÷ фундамент; 7 — кровля фундамента; I — псаммиты; 2 — алеврито-пелитовые отложения; 3 кристаллический Схематический профиль I 9 южнее г. Могадишо) вулканиты; *5* — молодые *.*... океана Рис.

дин и поднятий. Вначале опускания сопровождались накоплением главным образом грубообломочных, нередко красноцветных континентальных и дельтовых отложений с покровами основных лав (свита Адиграт), которое вскоре сменилось седиментацией в мелководных морских бассейнах. Морской трансгрессией были охвачены все крупные прогибы, а также северная часть Юго-Западного блока и небольшие по площади Береговой структурно-фациальной зоны. В раннеюрскую впалины эпоху началось опускание отдельных впадин в пределах Аденской структурно-фациальной зоны в связи с раскалыванием Аденского свода. В целом более интенсивными опусканиями в течение юрского периода была охвачена южная часть территории Сомали, включающая область юго-восточного крыла Восточно-Африканского свода и сопряженного с ним прогиба. На фоне этого общего погружения более резкие нисходяцие движения происходили во внутренних впадинах Марехан и Мудугской: последняя, как показывает анализ данных бурения, отделяется областью относительных поднятий от прогибов Береговой структурнофациальной зоны.

В начале позднемеловой эпохи произошла существенная перестройка тектонического плана: четко обособились прогибы Главной зоны разломов в связи с интенсивными подвижками по восточному разлому этой зоны (ранее сказывались только движения по западному из этих разломов, который представлял западное ограничение блока «Рог Африки»). Бурао-Лас-Анодское поднятие, в течение юры — раннего мела разделявшее прогибы Мудугский и Северо-Восточной Миджуртинии, стало ареной интенсивных опусканий и накопления главным образом песчанистых и карбонатных отложений, мощность которых достигает 500 м. К началу позднемеловой эпохи полностью прекратились опускания, и, соответственно, осадконакопление в пределах всего Юго-Западного блока, включая и впадину Марехан. В течение всего кайнозоя до настоящего времени происходило чрезвычайно интенсивное погружение впадины Кисимайо и отдельных мелких блоковых впадин в пределах Береговой зоны, в которых осадки этого периода достигают мощности в несколько километров.

В пределах блока «Рог Африки» в течение палеоцена существовали лишь отдельные прогибы на месте Мудугской впадины и Бурао-Лас-Анодского поднятия, в которых накапливались континентальные и мелководно-морские, часто гипсоносные отложения мощностью до 400 м. На границе палеоцена и эоцена начались интенсивные опускания прогибов Мудугского и Северо-Восточной Миджуртинии, где в течение всего эоцена происходило формирование мощных (свыше 2000 м в первом прогибе и более 1000 м — во втором) толщ преимущественно карбонатных морских осадков при подчиненном распространении лагунных отложений; доломитов и гипсово-ангидритовых пачек. В течение олигоцена осадконакопление продолжалось лишь в локальных впадинах по краю Аденского рифта, где накапливались местами мощные (до 2000 м) толщи преимущественно грубообломочного материала с подчиненными прослоями известняков. В прогибе Северо-Восточной Миджуртинии в это время формировались маломощные пачки доломитов. С начала миоцена возобновилось погружение Мудугской впадины, сопровождавшее-Ся накоплением осадков так называемой мудугской свиты, представленной известняками и разнообразными лагунными и континентальными отложениями; к лагунным и континентальным образованиям приурочены промышленные залежи урано-ванадиевых карнотитовых руд.

Позднее, в плиоцен-четвертичное время погружения продолжались только в локальных впадинах вдоль южного ограничения Аденского рифта, в отдельной внутренней впадине в пределах прогиба Северо-Восточной Миджуртинии, а главным образом вдоль побережья Индийского океана, образуя единую периокеаническую зону опусканий.

Приведенный материал позволяет сделать вывод о том, что в мезозойско-кайнозойское время на восточной окраине Африканского континента, включающей территорию Сомали и сопредельные с ней районы Кении и Эфиопии, развивались структуры, по своему характеру существенно отличающиеся от платформенных. Вся территория представляет собой систему различных по форме глубоких впадин и разделяющих их поднятий, на которых осадочный чехол отсутствует или имеет неболь-Для огромные шую мощность. впадин, напротив. характерны (до 10000-15000 м и более) мощности отложений и исключительно высокие градиенты мощностей в их краевых частях. Для этих структур характерны весьма неравномерные вертикальные движения: исключительно высокий темп погружения (более 8000 м только юрских, главным образом верхнеюрских отложений впадины Марехан) может резко смениться замедлением и полным прекращением опускания; нисходящие движения сменяются восходящими, что приводит к перерывам в осадконакоплении и размыву.

Отложения чехла, выполняющие блоковые впадины на этой территории, обычно обнаруживают субгоризонтальное залегание. Однако во многих случаях, особенно в зонах разломов, такое залегание нарушено складчатыми дислокациями. Так, довольно крутые углы наклона слоев вблизи разломов установлены скважинами на глубине до 4 км к юговостоку от поднятия Бур. На территории Юго-Западного блока выявлен целый ряд горст-антиклиналей, на крыльях которых углы наклона слоев достигают 40° и больше. Эти структуры нередко достигают длины до 60-70 км при ширине в несколько километров (например, горст-антиклиналь Бусул — к западу от поднятия Бур). Последняя вместе с рядом других подобных горст-антиклиналей меньшего размера образует протяженную (около 200 км) горст-антиклинальную зону, приуроченную к крупному разлому. Северо-западнее, в пределах восточного крыла впадины Марехан, обнаружен целый ряд подобных горст-антиклинальных структур и сбросовых зон, часто образующих цепочки вдоль разломов. Преобладает северо-восточное простирание этих структур, но отмечаются небольшие зоны нарушений и северо-западного простирания.

Особенно резкие дислокации отложений чехла отмечаются в Аденской зоне. Породы здесь разбиты густой сетью разломов; отдельные их блоки наклонены в разных направлениях, но преимущественно к северу, под углами до 70°; вдоль разломов отмечаются довольно крутые складки с наклоном пластов до 40—50°.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в данном случае мы наблюдаем весьма необычные структуры, которые по целому ряду признаков сходны с некоторыми впадинами, описанными под названием впадин Восточно-Азиатского типа (Нагибина, 1966). Сходство этих прогибов определяется их блоковой природой и огромными мощностями выполняющих их отложений при отсутствии типичных геосинклинальных формаций, альпинотипной складчатости и геосинклинального магматизма. По-видимому, подобные структуры характерны для многих зон активных тектонических движений, которые принято называть зонами активные.

В настоящей работе мы совершенно не касаемся вопросов строения и развития впадин, связанных с Восточно-Африканской рифтовой системой, многократно и детально описанных как в зарубежной, так и в советской литературе (Белоусов и др., 1974; Дикси, 1959, и др.).

Тектонические движения в эпоху Карру (поздний карбон — лейас) отличались существенным своеобразием. Хотя нижние части описанных выше разрезов северной части Восточной Африки (Сомали, Эфиопия, Кения) — рэт-лейасовая серия Адиграт — по возрасту соответствуют верхней части серии Карру, эти отложения занимают существенно различное положение в соответствующих осадочных толщах. Грубозернистые

отложения серии Адиграт, включающие покровы основных вулканитов, залегают в основании мощных осадочных толщ и знаменуют начало крупного мезозойско-кайнозойского седиментационного цикла в северной части Восточной Африки; одновозрастные отложения свиты Стормберг завершают седиментационный цикл эпохи Карру. В отличие от мезозойско-кайнозойских отложений северных районов, выполняющих обширные впадины, образования серии Карру ограничены узкими протяженными грабенами, заложившимися на довольно высоко поднятом восточном крае континента, о чем свидетельствует расчлененный рельеф в основании серии Карру. В результате облекания поднятий древнего рельефа отложения базальной свиты Двайка имеют резко изменчивую мощность, а в совокупности с последующим общим поднятием территории и размывом также и прерывистое «ячеистое» распространение. Стратиграфия этих отложений описана весьма детально во многих работах (Селицкий, 1973; Шуберт и Фор-Мюре, 1973, и др.). Наиболее северный выход пород серии Карру представляет собой небольшую узкую полосу близ побережья Индийского океана в Кении к югу от впадины Кисимайо (предполагается также наличие отложений серии Карру севернее, в центральной части впадины Марехан). Южнее отложения серии Карру, в основном, ее средней (свита Бофорт) и верхней (свита Стормберг) частей обнаружены в грабенах Руква, Луангва, Замбези, Лимпопо, в небольших локальных грабенах на Танганьикском щите, а также на побережье Индийского океана в Мозамбике в области сочленения грабенов Замбези и Лимпопо. Предполагается присутствие этих отложений и на побережье Танзании в районе Дар-эс-Салама. Намечается отчетливое увеличение площади выходов пород серии Карру к югу, в направлении к синеклизе Карру, хотя на всей территории Восточной Африки эти отложения выполняют грабены и ограниченные разломами периокеанические прогибы как на Африканском побережье, так и на Мадагаскаре. Мощности отложений варьируют в широких пределах от десятков метров до 5-6 км (грабен Шире в Южной Малави и грабен к юго-востоку от гор Улугуру в Танзании). Ориентировка грабенов во многих случаях совпадает с простиранием складчатых комплексов основания — грабены Замбези, Лимпопо, Руква, но нередко эти грабены секут под разными углами простирания структур фундамента (Рухуху, Луангва).

Намечается закономерное уменьшение площади распространения, мощности и полноты разреза отложений серии Карру в северном направлении. В Сомали, Эфиопии и Кении развиты обширные впадины, выполненные мезозойско-кайнозойскими отложениями, в которых лейасовые отложения, соответствующие верхам серии Карру, приурочены к наиболее нарушенным центральным частям впадин или отсутствуют полностью.

Блоковые впадины более древнего возраста (верхняя часть докембрия, нижняя часть палеозоя) достоверно не установлены. Их выявление сопряжено с большими трудностями, вызванными, во-первых, длительным (в течение позднего докембрия, раннего и среднего палеозоя) поднятием территории и денудацией, уничтожившей большую часть отложений чехла, и, во-вторых, тем, что отложения, выполняющие впадины, обычно деформированы и в той или иной степени метаморфизованы, а блоковая природа самих впадин, если они ею и обладали, затушевана в результате процессов тектоно-магматической активизации катангской, дамарской и более молодых эпох. Возможными примерами подобных образований является серия Ндембера в Центральной Танзании, сложенная главным образом вулканитами основного и среднего состава с прослоями песчаников.

В восточной части Африки выделяются три основных системы глубинных разломов, различающихся по возрасту заложения и ориентиров-

ке. По-видимому, древнейшей является система меридионального простирания. Р. Мак-Коннелл (McConnell, 1967) обратил внимание на тот факт, что на южном продолжении рифта Грегори, секущем Танганьикский щит, располагается Великая дайка Южной Родезии. Последняя сечет кристаллический Родезийский щит и срезается складчатыми поясами Лимпопо и Замбези; эбурнейский (раннекарельский) возраст первого из них установлен, а для второго достаточно обоснованно предполагается. Возраст самой дайки определен в 2530 млн. лет. На этом основании Р. Мак-Коннелл считает, что первичное раскалывание консолидированных блоков земной коры и образование древнейших рифтов началось в архее между 3000 и 2500 млн. лет. По-видимому, многие субмеридиональные разломы являются действительно архейскими, потому что они секут древние щиты и затухают в более молодых складчатых поясах протерозойского возраста. Те же разломы и рифты, которые проходят внутри этих протерозойских складчатых поясов, обычно приспосабливаясь к их структуре, имеют другую ориентировку.

Более молодая (красноморская) система крупных разломов северозападного простирания имеет, по всей вероятности, рифейский, точнее, раннерифейский возраст заложения. Разломы этой системы на территории Сомали и Эфиопии разделяют два значительных по размерам блока, из которых юго-западный сложен ранне-протерозойским, и, возможно, архейскими комплексами, а северо-восточный — складчатыми образованиями рифейско-раннепалеозойского возраста. Прямым подтверждением рифейского возраста разломов красноморской системы являются залечивающие их многочисленные линейные тела гранитов и пегматитов на северо-западе Сомали. Заложение наиболее молодой системы крупных разломов северо-восточного простирания относится к позднему палеозою — началу мезозоя, т. е. приходится на эпоху Карру. Эта система прослеживается практически непрерывно от мыса Гвардафуй вдоль индоокеанского побережья Сомали, Кении, Танзании и далее на юго-запад в виде полосы рифтов, секущих фундамент Мозамбика, Замбии и протягивается в Дамараленд в Юго-Западной Африке, пересекая весь континент.

заключение

Крупные расколы консолидированных участков земной коры восточной части Африки начались, по-видимому, еще в архее. Разломы именно этой системы отделили самую восточную часть Африканского континента, которая в дальнейшем отличалась специфической историей своего геологического развития. С начала протерозоя большая часть этой территории входила в состав меридионального Мозамбикского геосинклинального пояса. Отложения этого цикла, развитые в пределах геосинклинальных поясов Убенде, Замбези и Лимпопо (формация Мессина), являвшихся ответвлениями Мозамбикского и составлявших с ними единую систему, либо отсутствуют к западу от этой системы разломов, либо пользуются очень ограниченным распространением.

В течение среднего и большей части позднего протерозоя эта территория представляла собой относительно стабильный блок. В его пределах формировались отдельные блоковые впадины и системы разломов; с ними были связаны излияния основных и средних вулканитов (формация Ндембера), а также внедрение гранитов с редкометальными пегматитами в Центрально-Африканской провинции (Катанга, Руанда, Бурунди, Замбия), располагающихся на пересечении разломов разного простирания. Формировались также отдельные более пологие прогибы, выполненные терригенными, часто грубообломочными отложениями (группа Мафинги и др.). Они располагались на продолжении геосинклинальных поясов, развитых западнее, и были тесно связаны с ними в своем развитии.

Докембрийская история развития этого блока завершилась мощной эпохой тектоно-магматической активизации в начале палеозоя (550-450 млн. лет), которая наиболее интенсивно проявилась именно в его пределах. С этой эпохой генетически связано формирование многочисленных массивов гранитоидов и ассоциирующихся с ними пегматитов. Последние, вероятнее всего, связаны с блоковыми перемещениями и несут интенсивную редкометальную минерализацию, в значительной мере определяющую металлогенический облик этого региона (Алту Лигонья в Мозамбике, пегматиты Мадагаскара, Танзании и Кении).

Эпоха наиболее интенсивного раскалывания фундамента и наиболее интенсивных дифференциальных движений охватывает поздний палеозой — мезозой. С ней связано образование крупных рифтов Карру, крупных, исключительно глубоких блоковых впадин на территории Сомали, Кении и Эфиопии, заложение периокеанического прогиба по восточному краю Африки и формирование современного восточного контура Африканского континента. Блоковые движения в эту эпоху сопровождались внедрением интрузий от кислого до ультраосновного состава (платиноносные гипербазиты с возрастом 300 млн. лет, граниты с возрастом 280—290 млн. лет в Эфиопии), субщелочных и щелочных гранитов с урано-ториевой (район Бур в Сомали — 90 млн. лет) и редкометальной (Мадагаскар — 90 млн. лет) минерализацией. Опускания отдельных впадин сопровождались излияниями базальтов.

Обращает на себя внимание тот факт, что движения эпохи Карру затухают постепенно в северном направлении по мере удаления от Капид, и связанные с ними отложения не поднимаются севернее 2° с. ш. Напротив, интенсивность блоковых движений мезозойско-кайнозойского времени наибольшая на севере описываемой территории и постепенно затухает к югу, сохраняясь только в периокеаническом прогибе. По-видимому, можно предполагать парагенетическую связь движений первой из них с тектонической активностью в системе Капид, а второй — с эпохами тектогенеза в Средиземноморском геосинклинальном поясе, расположенном непосредственно к северу. Для более детальной корреляции отдельных тектонических фаз этих движений в настоящее время недостаточно фактических данных, хотя по отдельным районам попытки такой корреляции успешно проведены (Казьмин, 1974).

Литература

Белоусов В. В., Герасимовский В. И., Горячев А. В., Добровольский В. В., Капица А. П., Логачев Н. А., Милановский Е. Е., Поляков А. И., Рыкунов Л. И., Седов В. В. Восточно-Африканская рифтовая система, ч. I, II, III. М., «Наука», 1974. Дикси Ф. Великие Африканские разломы. М., Изд-во иностр. лит., 1959. Казьмин В. Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красно-морского, Аденского и Эфиопского рифтов).— Геотектоника, 1974, № 6. Козеренко В. Н. Особенности геологического строения и эндогенной металлогении Вос-

точно-Африканской области активизации (Тезисы докладов). Иркутск, 1973. Козеренко В. Н., Ларцев В. С., Савадский О. А. Минеральные ресурсы Сомалийской

Демократической Республики. — В кн.: Ученые записки Советско-Сомалийской экспедиции. М., «Наука», 1974.

Нагибина М. С. Внегеосинклинальные мезозойские структуры Востока Азии. В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.

Селицкий А. Г. Сомалийско-Мозамбикские прогибы. В кн.: Геология и полезные иско-

паемые Африки. М., «Недра», 1973. Шуберт Ю. и Фор-Мюре А. Тектоника Африки. М., «Мир», 1973. McConnell R. B. The East African Rift system.— Nature, G. B., 1967, v. 265, No. 5101. Pallister J. W. Petroleum in British Somaliland Protectorate. Contribution to Encyclopedia de Petrolio e dei Gas naturali. Roma, ENI. 1959.

Всесоюзный заочный политехнический институт, Москва НИЛЗарубежгеология

Статья поступила 12 декабря 1975 г.

Январь — Февраль

1978 г.

УДК 551.242.5(67)

В. А. РАЗНИЦЫН

К МЕТОДИКЕ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ НА ПРИМЕРЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

На тектонических картах платформенных областей выделяются структурные этажи в их налегании на фундамент. Этим достигается раскрытие истории становления структуры платформы, дифференцированное изображение на платформах разными цветами крупных структур и дополнительными знаками и стратоизогипсами — малых структур и применение единого принципа для платформ и геосинклиналей — показа структурных этажей. Отличие построений для платформ и геосинклиналей заключается в том, что на платформах изображается нижняя часть чехла, а в геосинклиналях — верхний эрознонный срез — как это принято на большинстве тектонических карт.

Тектоническими, по Н. С. Шатскому (1963), называются карты, на которых условными знаками показаны структурные формы различных категорий и разного возраста. Они разделяются (Муратов и др., 1972; Спижарский, 1973), на структурные, характеризующие морфологию структур, собственно тектонические (обзорные и региональные) и специальные.

Ставя перед собой цель составления собственно тектонических карт, отражающих возраст и историю становления структур, исследователи всегда сталкивались с проблемой легенд. Надо было решить вопрос, как на одной карте, применяя те или другие знаки, раскрыть исторический смысл — ее ретроспективное содержание. В Советском Союзе и за рубежом широко используется принцип, предложенный Н. С. Шатским (1953, 1957, 1963): на картах выделяются области, различающиеся по возрасту завершающей складчатости, и структурные этажи, наслоение которых видно в современном срезе орогенов.

К недостаткам таких карт надо отнести слабую структурную дифференциацию платформ и применение для них другого принципа построений, чем для геосинклиналей. Обширные пространства платформ на большинстве тектонических карт (Шатский, 1953, 1957) закрашиваются одним цветом с изменением его густоты в зависимости от глубины залегания фундамента. Другие тектонические карты (Спижарский, 1973) либо носят характер структурных (Муратов, 1969), либо карт районирования по геотектоническому режиму (Спижарский, 1964).

ния по геотектоническому режиму (Спижарский, 1964). Развивая представления Н. С. Шатского (1953, 1957, 1963), автор предлагает один из возможных способов устранения указанных недостатков тектонических карт. С этой целью для областей платформ производится выделение разновозрастных структур путем закраски структурных этажей в их налегании на фундамент. Таким образом, сохраняя единство принципа для геосинклиналей и платформ, т. е. выделяя в обоих случаях структурные этажи, мы получаем возможность разделения платформ на слагающие их разновозрастные структурные элементы.

В качестве примера приводится тектоническая карта Европейской части СССР, построенная автором по новому способу (рисунок, см. вкл. к стр. 44). На платформе выделяются структурные этажи как естественные стратиграфические комплексы, характеризующиеся тектонической
автономностью и разделенные крупными географическими несогласиями. В смежных геосинклинальных областях структурные этажи, как это принято и на других тектонических картах (Шатский, 1953, 1957, 1963), показаны в выходах на дневную поверхность и разделяются по угловым несогласиям.

Построение такой карты возможно потому, что поднятия и опускания на платформе и в геосинклиналях в общем синхронны, с некоторым запаздыванием и опережением, как это показано для Урала и Восточно-Европейской платформы А. А. Прониным (1971) и автором (Разницын, 1964). Поэтому структурные этажи для всей территории выделяются общие (готский G, байкальский B, каледонский C, варисский V, альпийский A). На карте они показаны с добавлением слева знака «комплекса формаций» (термин К. К. Боголепова); р — платформенного (для платформ), т — миогеосинклинального и е — эвгеосинклинального для геосинклинальных складчатых областей и о — орогенного (для краевых прогибов и межгорных впадин). Обозначение на карте орогенных и платформенных комплексов — нововведение. Платформенные области разделены на древние (добайкальские) платформы и молодые плиты (эпибайкальские и эпиварисские).

На тектонической карте, как уже говорилось, сочетаются два способа изображения структурных этажей по их налеганию на фундамент (на платформе) и по выходам на поверхность (в геосинклиналях). Стыковка этих систем структурных этажей производится у краевых прогибов с внешней их стороны, что является наиболее целесообразным, так как фундамент в краевых прогибах глубоко опущен, и нижние части чехла здесь, как правило, мало изучены, как и комплексы основания в геосинклиналях. На платформах же в настоящее время разрез освещен до фундамента с помощью буровых скважин и геофизических работ. Таким образом, на платформах не только нужно, но и можно производить построения по нижней части чехла, а в геосинклинальных областях и краевых прогибах — лишь по выходам структурных этажей на поверхность. Этим и определяется граница площадей с разными способами закраски.

Специального рассмотрения в данной статье заслуживает, как новая, только платформенная часть карты, так как геосинклинальная часть построена с использованием известных тектонических карт Европы (Шатский, 1962), УССР (Муратов, 1969), Коми АССР (Разницын, 1964,) и др. Поэтому на карте геосинклинальные области закрашены с объединением структурных этажей для упрощения. Закраска платформенных областей сделана по-новому с учетом данных, приведенных на геологических картах нижней поверхности осадочного чехла (Иголкина, 1970; Айзберг, Гарецкий, 1973₂; Разницын, 1975). Имеются и другие новые способы построения тектонических карт платформ, в частности Т. Н. Спижарского (1968), Р. Е. Айзберга и Р. Г. Гарецкого (1973₂, 1975), учитывающие самое главное, что нужно знать для раскрытия истории развития структур — строение всего чехла. Но этот способ, хороший по идее, не дает наглядного изображения самих структур, поэтому мы им не польвуемся. В предлагаемом нами варианте все основные структуры платформы получают достаточно полное и четкое отображение в полях распространения структурных этажей и подэтажей, налегающих на фундамент. Кроме того, при рассмотрении карты легко намечаются этапы развития платформы, т. е. становления ее структуры. Так, например, поля распространения готского структурного этажа в Прионежье и в районе Овруча характеризуют начало формирования Русской плиты: возникновение первых депрессий и грабенообразных опусканий на некогда едином крупном Сарматско-Балтийском кратоне.

Со вторым, ведущим этапом было связано раскалывание кратона в условиях растяжения в рифее и накопление осадочно-вулканогенного комплекса нижнебайкальского структурного этажа в простых авлакоге-

нах, которые и выделяются на карте (см. рисунок). Тогда возникли ранние авлакогены (6 — Котлас-Яренский, 7 — Кажимский, 8 — Казанский, 9 — Абдуллинский, 10 — Пачелмский, 11 — Оршанско-Крестцовский, 12 — Волыно-Полесский и др.)¹, а также перикратонные прогибы (13 — Тимано-Уральский, 14 — Днестровский) и синеклизы раннебайкальского заложения (15 — Мезенская, 16 — Прикаспийская). В это время начался распад Балтийско-Сарматского кратона — от него отделились Балтийский щит, Сарматский щит, крупные Волго-Уральский и Белорусский своды. Очевидно, уже тогда происходило прогибание участков кратона, на фоне которого возникли авлакогены. Однако осадконакопление охватило только грабенообразные структуры палеорифтов, получивших связь с океанами.

Третий этап, выразившийся в общем опускании континента и расширении области седиментации в венде, привел к заложению Московской синеклизы (17) и налеганию верхнебайкальского структурного этажа на фундамент далеко за пределами погребенных авлакогенов (Пачелмского, Котлас-Яренского, Оршанско-Крестцовского, Волыно-Полесского и др.). Произошло увеличение размеров ранее возникших синеклиз (Мезенской, Прикаспийской). С этим моментом совпало перекрытие чехлом локальных сводов, обособившихся в раннебайкальский этап (18 — Башкирского, 19 — Архангельского, 20 — Камского, 21 — Опаринского, 22 — Пинежского, 23 — Коми-Пермяцкого). Так шло формирование структуры платформы, т. е. на месте погружающейся части единого кратона возникла Русская плита, а на месте поднятий — щиты. В пределах плиты обособились свои структуры.

Четвертый этап отмечается образованием новой раннепалеозойской синеклизы (24 — Балтийской), устанавливаемой по налеганию на фундамент каледонского платформенного структурного этажа в Прибалтике.

Пятый этап общего опускания и перекрытия чехлом крупного Волго-Уральского свода, объединяющего два дочерних свода (Татарский (25) и Токмовско-Котельниковский (26)), и северного склона Сарматского щита выделяется на карте по залеганию нижневарисского платформенного структурного этажа на фундаменте.

В это время по существу произошел распад и Сарматского щита, так как в пределах его склона заложился Днепровско-Донецкий авлакоген (28). Поэтому обособились Украинский щит (2) и Воронежская антеклиза (27). Для пятого этапа, как и для второго, характерно развитие вулканизма и возобновление движений в ранних авлакогенах. Грабенообразная Днепровско-Донецкая структура образовалась в условиях растяжения при общем прогибании всей зоны.

Шестой, позднепалеозойский этап выразился в развитии Днепровско-Донецкого авлакогена как палеорифта при шарниром раздвиге и опускании скалывающихся блоков. Расширение прогиба и опускание блоков усиливалось в юго-восточном направлении. Это привело к налеганию верхневарисского структурного этажа исключительно большой мощности на фундамент на юго-востоке Днепровско-Донецкого авлакогена и на нижневарисский структурный этаж в остальной его части, а также к распространению области седиментации на моноклинальные борта (плечи) авлакогена.

Седьмой, мезозойский этап на платформе характеризуется общим региональным погружением Русской плиты и формированием Украинской синеклизы (30), в которую перерос Днепровско-Донецкий авлакоген. Признаком прогрессирующего опускания является налегание раннеальпийского платформенного структурного этажа на фундамент на склонах Украинского щита и Воронежской антеклизы, а также перекры-

¹ Цифры здесь и далее соотзетствуют их номерам на карте.

тие осадками Белорусской антеклизы (29). Конечно, надо иметь в виду, что рассматриваемые более молодые структурные этажи получали широкое распространение и на площадях ранее возникших структур, например синеклиз, развитие которых продолжалось в последующие этапы. На месте выступов и грабенов продолжалось захоронение структур под верхними горизонтами платформенного чехла, иногда со структурными осложнениями (при неравномерном опускании блоков), в ряде случаев принимающих форму валов.

Так, над многими простыми авлакогенами, погребенными под мощными толщами палеозойских и мезозойских отложений, на Русской плите в чехле сформировались валы, которые особыми знаками показаны на карте (31 — Вятский вал, 32 — Сухонский вал, 33 — Окско-Цнинский вал, 34 — Керенско-Чембарский вал, 35 — Доно-Медведицкие дислокации и др.). В пределах сложного Днепровско-Донецкого авлакогена в условиях сжатия образовалась складчатая область Донецкого бассейна.

Восьмой, кайнозойский этап развития Восточно-Европейской платформы определяется погружением южной и юго-восточной ее частей. Верхнеальпийский платформенный структурный этаж частично перекрыл Украинский щит (2). Таким образом, прослеживая распространение структурных этажей в нижней части чехла, мы раскрываем всю основную историю формирования Русской плиты.

Иначе развивалась эпибайкальская Баренцева плита. Здесь на миогеосинклинальный байкальский складчатый фундамент. местами обнажающийся на Тимане (37), налегает каледонский платформенный структурный этаж, определяющий время заложения Печорской синеклизы (38) с ордовика. Выделяется западная часть плиты — Тиманский эпикинеген (37), или «горстовый антиклинорий» — шовная структура (Разницын, 1964), вытянутая вдоль границы с древней Русской плитой, в пределах которой на фундамент ложится (кроме северной зоны, опущенной в силуре) нижневарисский платформенный структурный этаж. Это указывает на поднятое положение структуры в ордовике. Местами здесь наблюдаются горстовые участки с выходами байкальского фундамента. Граница мио- и эвгеосинклинального рифея в фундаменте. так же как и контуры срединного массива в его пределах, пока установленного только на Северо-Восточной Земле, требует уточнения. В платформенном чехле над разломами в фундаменте возникли валообразные поднятия — Печорский вал (39), Колвинский вал (40) и др.

Эпиварисская Скифская плита характеризуется залеганием раннеальпийского структурного этажа на варисском складчатом фундаменте. Выступы фундамента, лишенные чехла в районе Добруджи (41), сближают эту структуру с Тиманом и Свентокшисскими горами, представляющими собой шовные платформенные поднятия вдоль краев давно замкнувшихся различных по возрасту геосинклинальных областей (на стыке плит).

На тектонические карты рассматриваемого типа для платформ можно наносить изогипсы поверхности фундамента, позволяющие судить о мощности всего накопившегося осадочного комплекса и структуре платформ, стратоизогипсы маркирующих горизонтов чехла для отражения истории развития локальных структур, контуры структурных новообразований чехла в той мере, в которой это позволяют масштабы карт. В штриховом варианте, как на прилагаемом рисунке, такие возможности ограничены. Различным цветом или штриховкой здесь наносится основное их содержание — структурные этажи, налегающие на фундамент, как бы просвечивающие через чехол, что позволяет дать дифференцированную закраску площади платформ, показать последовательность формирования структурных элементов. И то, что при рассмотрении таких карт легко восстанавливается (читается) история становления структуры платформ — время возникновения в их пределах прогибов и поднятий, свидетельствует о возможной правильности выбора методического приема при их составлении в соответствии с целевым назначением тектонических карт, показанным в работе Н. С. Шатского (1963).

Надо учитывать, что не все детали при составлении подобных карт получают полную характеристику, но такой недостаток отмечается и для других тектонических карт. Более существенным является различие в принятых нами способах изображения структурных этажей на платформах и в геосинклинальных складчатых областях. Это тоже можно считать недостатком или во всяком случае положением, требующим пояснения. В геосинклиналях, на месте которых возникли складчатые горы, денудация протекает ускоренно, и поэтому там обнажаются глубоко залегавшие структурные этажи. На платформах денудация замедлена из-за низкого их положения над базисом эрозии. Геологи наблюдают здесь только верхнюю часть чехла, изображение которой на карте не дает представления ни о самих структурах, ни об истории развития платформы. Учитывая это, надо принять как естественные различные способы выделения структурных этажей в нижнем срезе чехла на платформах и в верхнем эрозионном срезе в геосинклинальных складчатых областях. Несмотря на эти недостатки и неполноту данных о поздних этапах развития структур в нашем варианте изображения тектоники платформ тектонические карты предлагаемого типа имеют существенные преимущества — наглядность и простоту построения.

Литература

Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г. Карты выклинивания — один из эффективных методов

познания тектонического строения.— Докл. АН СССР, 1973₁, т. 212, № 6. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г. К вопросу о принципах составления региональных тек-тонических карт.— Докл. АН СССР, 1973₂, т. 213, № 7. Гарецкий Р. Г. Айзберг Р. Е. Опыт тектонического районирования территории Бело-руссии и смежных областей.— Сов. геология, 1975, № 5.

Иголкина Н. С. (ред.) Геологическая карта нижней поверхности осадочного чехла Русской платформы. М-6 1:2 500 000, Аэрогеология, 1970.

Муратов М. В., Пущаровский М. Ю., Колчанов В. П. Развитие тектонической карто-графии в СССР.— Геотектоника, 1972, № 6.

Муратов М. В. (ред.). Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР. Изд-во УкрНИГРИ, 1969.

Пронин А. А. Основные этапы истории тектонического развития Урала. Каледонский цикл. «Наука», 1971. Разницын В. А. Тектоника Южного Тимана. «Наука», 1964. Разницын В. А. Тектоническая карта.— В кн.: Атлас Коми АССР, ГУГК ГГК СССР,

19642.

Разницын В. А. Днепровско-Донецкий авлакоген.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 4. Спижарский Т. Н. (гл. ред.). Тектоническая карта Русской платформы и сопредельных

регионов. М-б 1: 1 500 000, МГ СССР, ВСЕГЕИ, 1968.

Спижарский Т. Н. (гл. ред.). Тектоническая карта СССР. М-6 1:2500 000, МГ СССР, ВСЕГЕИ, 1964.

Спижарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР. Л., «Недра», 1973. Шатский Н. С. Тектоническая карта СССР в масштабе 1:4000000. М., ГУГК и Ин-т геол. наук АН СССР, 1953. Шатский Н. С. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в м-бе 1:5000000.

Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1957.

Шатский Н. С. Международная тектоническая карта Европы. М-6 1:2500 000. МГК, «Недра», «Наука», 1962.

Шатский Н. С. Методы составления мелкомасштабных тектонических карт. — Избр. тр., т. І. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Черниговское отделение УкрНИГРИ

Статья поступила 9 июня 1975 г.

Январь — Февраль

1978 г.

УДК 551.242.31 (574.3)

В. А. БУШ

РАННИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ

Сделана попытка выяснить характер структурных и вещественных преобразований континентальной земной коры, протекающих на раннем, доплатформенном этапе ее развития на примере девонско-пермской истории Казахстано-Тянь-Шаньского каледонского массива. Показана возможность применения палеотектонических и актуалистических методов для решения этой задачи. Выяснено, что основные процессы начального существования континентальной коры сводятся к ее «кратонизации» и выражаются в выравнивании мощности земной коры в целом и ее отдельных слоев, в постепенной «гомогенизации» ее внутреннего строения, в расслоении ее торизонтальными поверхностями делимости, в уплощении рельефа ее поверхности. Эти процессы подготавливают молодую, вновь сформированную континентальную кору к «зрелому», платформенному развитию.

Работами советских геологов в последние годы показано, что сущность геосинклинального процесса состоит в формировании континентальной земной коры на месте коры океанического типа (Пейве и др., 1971, 1972, 1976). Вновь сформированный континентальный блок с течением времени переходит к наиболее типичному для континентов платформенному развитию (Яншин и др., 1974). Однако сложные, длительные и многосторонние преобразования земной коры континента, протекающие во время раннего, доплатформенного этапа его развития и приводящие в сущности к началу платформенного этапа, остаются во многом еще не ясными. Установлено, что содержание доплатформенного орогенного этапа представляет «созревание» и наращивание гранитного слоя континентальной коры, сопряженное с массовой генерацией гранитных магм (Макарычев, 1974; Марков и др., 1974; Моссаковский, 1972, 1975). Однако конкретные проявления этого процесса (не говоря уж о его механизме) пока не ясны. Такое положение наших знаний не позволяет выяснить генетическую сущность и основные типы доплатформенных структур континентального ряда, положение в этом ряду наиболее изученных орогенных структур, а также структур иных типов, соотношение орогенного этапа с геосинклинальным и платформенным и ряд других вопросов.

В настоящей статье автор пытается осветить характер преобразований континентальной земной коры, протекавших на раннем этапе ее развития, с помощью палеотектонических и актуалистических методов исследования.

К МЕТОДИКЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом предлагаемого исследования выбран Центрально-Казахстанский каледонский массив (Богданов, 1959), представлявший в течение среднего и позднего палеозоя небольшой континент площадью около 1,8 млн. км². А. И. Суворов (1971), а также Е. Д. и А. Е. Шлыгины (1975) показали, что на территории этого массива становление континентальной коры, отмеченное массовым гранитоидным плутонизмом, складкообразованием, орогеническими поднятиями, отложением пестроцветных и красноцветных прибрежно-морских и континентальных моласс и коровым вулканизмом андезитового состава, относится к промежутку времени от позднего ордовика до силурийского периода включительно. К началу девонского периода на всей территории массива, повидимому, уже существовала континентальная кора. Историю преобразований этой коры можно восстановить, используя, с одной стороны, палеотектонические реконструкции, а с другой — принцип актуализма.

Основу современных представлений о тектонике и палеотектонических особенностях средне- и верхнепалеозойских структур Казахстано-Тянь-Шаньского массива заложили многолетние труды В. Ф. Беспалова, А. А. Богданова, Б. И. Борсука, В. В. Галицкого, В. И. Кнауфа, А. С. Кумпана, Н. Г. Марковой, А. Е. Михайлова, Н. С. Шатского, Е. Д. Шлыгина. Исключительную ценность представляют материалы Казахстанской экспедиции МГУ (Ю. А. Зайцев, Ю. Ф. Кабанов, О. А. Мазарович, В. Г. Тихомиров, Н. П. Четверикова, М. Н. Щербакова и др.), блестящие результаты дали исследования геологов ЮКГУ (К. А. Азбель, К. И. Дворцова, В. Я. Кошкин, В. Д. Стеркин, С. Г. Токмачева). Большой фактический материал принесли многолетние усилия геологов-нефтяников (В. И. Дитмар, Н. А. Крылов, А. Б. Ли, М. М. Майлибаев, Ф. Е. Синицын, Г. П. Филипьев и др.) и обобщения геофизических материалов, проведенные А. М. Котляровым, Н. Я. Куниным, И. М. Мелькановицким, Л. А. Певзнером, Ю. А. Семиным, Б. Б. Таль-Вирским. Нельзя пройти мимо трудов А. А. Абдулина, М. И. Александровой, В. А. Арапова, Н. А. Афоничева, О. М. Борисова, В. Г. Гарьковца. На основании материалов, собранных этими учеными, автор попытался обрисовать основные черты палеотектоники и истории развития ранних структур континентального ряда на территории Казахстано-Тянь-Шаньского массива (Буш, 1975; Буш и др., 1975; там же приведена подробная библиография).

Принцип актуализма в приложении к исследованиям земной коры геологического прошлого, впервые примененный А. В. Пейве и его сотрудниками (1971), предполагает, что земная кора под существовавшими ранее и современными структурами аналогичных генетических типов в основных своих чертах аналогична и что смена типов структур во времени свидетельствует об определенных преобразованиях земной коры.

Кроме того, важную роль в исследовании играет факт изостатической компенсированности подавляющего большинства современных континентальных структур. Это позволяет по гипсометрическому положению поверхности земной коры (оно устанавливается палеогеографически) приблизительно судить и об ее общей мощности.

Исчерпывающее исследование такого рода в настоящее время произвести трудно, так как строение глубинных горизонтов земной коры под современными структурами разных типов известно недостаточно полно. Сейсмические исследования ГСЗ, преимущественно используемые при изучении глубинного строения земной коры, производятся на длинных годографах с большими разносами приемников от пункта взрыва и не дают возможности уверенно судить о различиях в строении коры между блоками поперечником в первые десятки километров. Более детальные сейсмологические исследования методом обменных волн дали к настоящему времени еще мало материала для обобщений. Кроме того, естественные ограничения актуалистических построений не позволяют просто переносить данные о современной мощности земной коры под структурами тех или иных типов в палеозойскую эру. По-видимому, можно быть уверенным лишь в близости, сходимости порядков величин мощностей различных слоев коры. С учетом этих соображений излагаемые ниже построения следует рассматривать лишь как первое приближение к истине.

Сведения о структуре земной коры на территории СССР в нашем рассмотрении заимствованы у А. А. Борисова (1967) и Н. А. Беляевско-го (1974).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Раннеорогенная каледонская стадия (поздний ордовик — силур). В эту стадию на территории Казахстано-Тянь-Шаньского массива сочетались структурные элементы трех основных типов. Значительную часть территории занимали так называемые древние массивы (Кокчетавский, Муюнкумский, Атасу-Джунгарский, Иссыккульский, Нарынский и др.). Такие массивы представляли собой блоки с широким развитием докембрийских (нижне-, среднепротерозойских и рифейских) гнейсов и кристаллических сланцев, зачастую прорванных интрузиями нормаль-



Рис. 1. Схема строения земной коры Казахстано-Тянь-Шаньского массива (без учета палинспастических построений) для раннеорогенной стадии (O₃—S). Условные обозначения (к рис. 1—5):

1 — земная кора океанического типа. Земная кора переходного типа: 2 — участки сформированного гранитного слоя небольшой мощности, 3 — те же участки в пределах островных дуг, 4 — утолщенная кора островных дуг, 5 — относительно тонкая кора с мощным осадочным слоем. Земная кора континентального типа: 6 — мощная кора областей активных поднятий, 7 — относительно мощная кора, 8 — наращивание гранитного слоя кислым вулканизмом (и плутонизмом), 9 — наращивание осадочного слоя, 10 — расслоенная монотонная и мощности зрелая континентальная кора, 11 --- щелочнобазальтовый вулканизм субплатформенного типа (финальный), 12 — территории, где материалов для суждения о строении земной коры недостаточно

ных гранитов и гранито-гнейсов. Кристаллические породы несогласно перекрывались андезито-базальтовыми и липаритовыми вулканогенными и кварцито-песчаными толщами верхов рифея, а выше — преимущественно глубоководными глинисто-сланцевыми, кремнистыми и карбонатными относительно маломощными (до 2000 м) толщами нижнего палеозоя, образующими относительно слабо дислоцированный чехол. Таким образом, гранитный слой коры этих массивов начал формироваться еще в рифейское время но поскольку на протяжении всего раннего палеозоя эти участки оставались глубоко погруженными под уровень моря, можно полагать, что этот слой имел здесь относительно небольшую толщину.

По аналогии с участками гранитной коры в Охотском море можно полагать, что общая мощность коры древних массивов составляла 20—25 км, из которых 10—15 км приходилось на гранитный слой.

Второй тип структурных элементов раннеорогенной стадии представляли размывавшиеся поднятия — антиклинории, построенные сложносмятыми эвгеосинклинальными формациями верхнего рифея, кембрия и ордовика. Можно полагать, что во многих случаях, как это установлено для Южного Тянь-Шаня (Макарычев, Куренков, 1974), эти формации покоятся на меланократовом фундаменте океанической коры геологического прошлого. В других случаях в основании каледонских геосинклинальных серий вскрываются докембрийские толщи кристаллических сланцев. Допозднеордовикские интрузии представлены преимущественно плагиогранитами и кварцевыми диоритами.

В позднем ордовике каледонские антиклинории служили ареной андезитового вулканизма, протекавшего в наземных и прибрежно-морских условиях. Такие структуры сопоставляются А. И. Суворовым с островными дугами с относительно мощной (30—35 км) корой и полно развитым (до 20 км) гранитным слоем (рис. 1).

Третьим типом структурных элементов позднего ордовика — силура на Казахстано-Тянь-Шаньском массиве являются флишевые троги. Средне- и верхнеордовикские флишевые толщи мощностью до 4000— 5000 м надстраивают разрез каледонских геосинклиналей, изредка выходя на прилегающие периферические части древних массивов. Предполагается, что во флишевых трогах шло быстрое увеличение мощности осадочного слоя на относительно маломощной (15—20 км), возможно, безгранитной коре. В целом земная кора Казахстано-Тянь-Шаньского массива в позднем ордовике — силуре должна быть отнесена, повидимому, к переходному типу.

В течение раннеорогенной стадии ордовика — силура островные дуги разрастались, морские проливы и бассейны между ними постепенно сужались, море отступало к северо-востоку, западу и югу. К началу девонского периода складчатость, метаморфизм и гранитообразование завершили формирование гранитного слоя на всей территории Казахстано-Тянь-Шаньского массива. Перед нами предстает гигантский остров или небольшой континент площадью около 1800 тыс. κm^2 , т. е. несколько меньше Гренландии (2176 тыс. κm^2), но существенно больше островов Новая Гвинея (785 тыс. κm^2), Борнео (734 тыс. κm^2) или Мадагаскара (590 тыс. κm^2). Этот континент шириной до 800 км имел в плане форму широкой дуги, остов которой составляли каледонские островные дуги с максимальной мощностью гранитного слоя; между дугами на бывших древних массивах и во флишевых трогах гранитный слой имел минимальную мощность.

Эвгеосинклинальные спилитовые, кремнисто-сланцевые и глинистые формации ордовика и силура Уральской, Южно-Тянь-Шаньской и Джунгаро-Балхашской варисцийских систем свидетельствуют о существовании там земной коры океанического (местами переходного) типа.

В первую половину эпикаледонской позднеорогенной стадии от начала девона до конца эйфельского века на Казахстано-Тянь-Шаньском массиве формируются континентальные ритмичные щелочноземельные вулканические и интрузивные комплексы, а также молассовые формации, характерные для ранней подстадии позднеорогенного развития. Континентальный блок имел относительно рассеченный рельеф, ввиду интенсивного сноса условий для формирования мощных кор выветривания с глубоким химическим превращением коренных пород не было. Очевидно, по простиранию дугообразного континента протягивались относительно невысокие горные цепи, наследовавшие положение и мощную кору каледонских островных дуг.

Орогенные поднятия следует интерпретировать как участки мощной (45—55 км) коры с хорошо развитыми гранитными «корнями» гор (мощность гранитного слоя по аналогии с Карпатами и Кавказом до 30—35 км), охваченные изостатическими поднятиями и длительным глубоким размывом. В ходе тектонического развития мощность коры на поднятиях постепенно сокращалась сверху за счет размыва верхов гра-



Рис. 2. Схема строения земной коры Қазахстано-Тянь-Шаньского массива для начала позднеорогенной стадии (D₁₋₂)

нитного слоя, а возможно, и снизу, за счет эклогитизации вещества низов базальтового слоя и ассимиляции его мантией (Беляевский, 1974). Сравнение рис. 1 и 2 показывает, что орогенные поднятия совпадают прежде всего с участками более мощной коры островных дуг.

Компенсационные внутренние вулканические и молассовые межгорные впадины обладали, по-видимому, менее мощной корой (30—40 км, возможно, до 25 км), как это свойственно современным межгорным впадинам, причем толщина коры в них постепенно увеличивалась как за счет наращивания гранитного слоя вулканизмом, так и за счет осадочного слоя (обломочный материал моласс). Сравнение рис. 1 и 2 показывает, что участки, на которых наращивалась мощность коры, отвечают прежде всего участкам маломощной коры древних массивов и флишевых прогибов.

В краевых вулканических поясах также увеличивалась мощность коры за счет массового подтока андезитового материала вдоль границ между континентальным блоком и корой океанического типа. Появление кислых магм обычно объясняется контаминацией этого материала в коре. Только в Центрально-Казахстанском поясе мобилизовано и вынесено к дневной поверхности 750 000 км³ сиалических вулканических пород, а объем девонских интрузий гранитоидов по данным Н. А. Беляев-

ского составляет первые сотни тыс. км³. Совокупность вулкано-плутонических процессов в вулканических поясах указывает на прогрессивное «созревание» гранитного слоя и одновременное увеличение мощности базальтового. Так, мощность континентальной коры Охотско-Чукотского вулканического пояса составляет 30—40 км, из них до ²/₃ приходится на базальтовый слой. Сопоставление с раннеорогенным структурным планом показывает, что вулканические пояса обычно накладываются на древние массивы, где формирование гранитного слоя началось еще в рифее, но мощность его к началу девона была, по-видимому, небольшой. Для позднеорогенного этапа характерно ее прогрессивное увеличение.

По периферии вулканических поясов располагались участки, где откладывался обломочный материал, вынесенный с вулканических нагорий — перивулканические прогибы. Здесь можно предполагать медленное увеличение мощности земной коры за счет наращивания осадочного слоя. Эти прогибы совпадают в основном с зонами маломощной коры флишевых трогов.

Девонский континент окружали морские бассейны, где формировались преимущественно спилитовые толщи, указывающие на кору океанического типа (Уральская, частично Южно-Тянь-Шаньская системы). В Джунгаро-Балхашской системе накапливались граувакки на коре океанического или переходного типа.

Для второй половины позднеорогенной стадии характерна тектоническая дифференциация, рассеченный рельеф, последующая денудация и почти полное выравнивание континента. За франский и живетский века в молассовых впадинах накопилось около 400 000 км³ обломочного материала. Произвольно предположив, что треть его вынесена за пределы Казахстано-Тянь-Шаньского массива, и определив суммарную длину горных цепей (около 4000 км), получим, что с каждого погонного километра горных цепей вынесено до 150 км³ обломочного материала. Учитывая ширину этих цепей (75—150 км), можно предполагать, что относительная их высота составляла от 1000—2000 м на периферии и до 3000— 4000 м в центре. Примерно такими величинами должна измеряться, очевидно, глубина эрозионного среза.

Горные цепи разделялись молассовыми межгорными и предгорными впадинами, на периферии которых располагались конусы выносов временных водотоков, а в центре — долины крупных транзитных рек или озерные бассейны. Реки впадали в эпиконтинентальные шельфовые моря, частично заливавшие западные и южные окраины массива. К концу рассматриваемой стадии горные цепи были почти целиком снивелированы, межгорные впадины полностью загружены обломочным материалом, и фаменское море заливало уже выровненную страну с общим низменным (кроме Северного Тянь-Шаня) рельефом.

Такие процессы свидетельствуют о том, что во второй половине позднеорогенной стадии продолжалось и с ее концом завершилось начавшееся с раннего девона выравнивание резко дифференцированной по мощности континентальной коры. Наиболее активный Центрально-Казахстанский вулканический пояс становится областью поднятий и размыва. Это говорит о значительной (более 45 км) общей мощности коры. Такого же типа гранитная кора характеризует и Улутау-Каратау-Нарынскую дугу (рис. 3). В межгорных и предгорных молассовых впадинах мощность континентальной коры наращивалась осадочным слоем.

Для завершающей стадии позднеорогенного магматизма характерен, как показано, начиная с Г. Штилле, многими исследователями, в том числе нами (Буш и др., 1971) и А. А. Моссаковским (1972), базальтовый и субщелочной вулканизм. Он свидетельствует об отмирании внутрикоровых источников кислой магмы и об относительной легкости проникновения мантийных базальтовых выплавок к земной поверхности. Это явление можно, вероятно, связывать с окончательной ликвидацией «корней» гор как за счет изостатического поднятия и размыва, так и за счет их гипотетической ассимиляции. Таким образом, земная кора орогенных областей, для которой характерна в целом повышенная мощность и дифференцированность, к концу орогенной стадии сокращает свою мощность и гомогенизируется. Она приобретает толщину, характерную для платформенных областей (на Туранской плите, например, около 40 км, из которых на базальтовый слой приходится около 15—20 км), и основные качества платформенной коры, что подтверждается историей континен-



Рис. 3. Схема строения земной коры Казахстано-Тянь-Шаньского массива для конца позднеорогенной стадии (D₂₋₃)

тальной коры Қазахстано-Тянь-Шаньского массива на следующей стадии его развития.

Стадия стабилизации Казахстано-Тянь-Шаньского массива протекала с фаменского по башкирский век. На этой стадии в развитии структур прослеживаются две тенденции. Первая обусловлена собственным развитием континентального массива, постепенной его стабилизацией, порождающей структуры платформенного класса (квазиплатформенные). Вторая обусловлена влиянием на массив обрамляющих его геосинклинальных структур варисцийских систем, его активизацией и формированием резонансных и наложенных вторично-орогенных структур и структур геосинклинального класса (моногеосинклиналей).

В развитии осадочных морских бассейнов, совпадавших со структурами стабилизации, четко прослеживаются трансгрессивная и регрессивная фазы. Трансгрессия моря происходила преимущественно в фаменско-турнейское время. По отсутствию базальных конгломератов и широкому распространению лагунных соленосных осадков есть основания полагать, что море заливало пенепленизированную, выровненную сушу. Экологические условия обитания морских организмов (Литвинович, 1971) свидетельствуют о мелководном, шельфовом характере эпиконтинентальных морей, лишь на отдельных участках присутствие губок (конец турне, на юге — начало намюра) указывает на глубоководные, возможно, батиальные условия. Небольшие низменные острова, обычно недолговечные, служили источником тонкого кластического материала. Такие палеогеографические условия, учитывая, что эпиконтинентальное море было окружено глубоководными бассейнами варисцид с океанической или переходной корой, близко напоминают современные условия Зондской плиты с ее мелководными (50—100 *м* глубины) Южно-Китайским и Яванским морями.

Во второй половине раннего карбона (регрессивная фаза) острова разрастаются, морские проливы между ними мелеют, засыпаются обломочным материалом. Регрессивная фаза заканчивается в начале карбо-



Рис. 4. Схема строения земной коры Казахстано-Тянь-Шаньского массива для стадии стабилизации (D₃fm—C₁₋₂)

на окончательным осушением территории. Общий объем осадочных пород, накопившихся в эпиконтинентальных морях, составляет около 1 млн. км³, из них на обломочные приходится около 200 тыс. км³, остальной объем представлен карбонатными породами.

Ранее (Буш, 1975; Буш и др., 1975) нами было показано, что структурные элементы ряда стабилизации — крупные осадочные депрессии относятся к платформенному классу и по основным показателям приближаются к синеклизам. Как установлено геофизическими исследованиями (Борисов, 1967; Беляевский, 1974), территориям синеклиз отвечает относительно тонкая (35—40 км) континентальная кора, около двух третей которой приходится на базальтовый слой. Характерно уплотнение вещества верхней мантии и наличие в ее верхах и в базальтовом слое многочисленных отражающих площадок, расположенных под разными углами к поверхности Мохо. Н. А. Беляевский (1974) полагает, что медленные обширные слабодифференцированные проседания, с которыми связано образование синеклиз ч близких к ним платформенных депрессий, происходят вследствие эклогитизации вещества низов базальтового слоя, которая сопровождается формированием скачков плотности и сейсмических отражающил площадок внутри базальтового слоя, а также в верхах мантии. Возможен также переход части вещества базальтового слоя в состав верхов мантии и «миграция» вверх поверхности Мохо. Относительно гемогенная слабо дифференцированная по мощности континентальная кора в течение стадии стабилизации занимала на Казахстано-Тянь-Шаньском массиве до 60% территории (рис. 4), что свидетельствует о высокой эффективности процессов выравнивания мощностей коры, протекавших в позднеорогенную стадию.

Тенденции активизации Казахстано-Тянь-Шаньского массива отражают возрожденные орогенные и геосинклинальные структуры. Среди них различаются наложенные структуры, общие для варисцийских геосинклинальных систем и каледонского массива, и резонансные структуры, развивающиеся только на массиве и не имеющие аналогов в варисцийских системах. К первой подгруппе относятся раннеорогенные вулканические пояса, которые длинными (тысячи километров) полосами тянутся вдоль границ массива с варисцийскими системами. В одних частях эти пояса наложены на платформенные или близкие к ним формации каледонид, в других — венчают колонну варисцийских геосинклинальных толщ, образуя их раннеорогенный структурный этаж. В палеогеографическом отношении эти вулканические пояса представляли собой андезитовые островные дуги, пролегавшие между относительно глубоководными бассейнами варисцийских систем и мелководными эпиконтинентальными морями и архипелагами внутренних частей каледонского массива. Такая обстановка близко напоминает положение Зондской островной вулканической дуги, разделяющей глубоководные океанические геосинклинальные структуры востока Индийского океана и эпиконтинентальные Южно-Китайское и Яванское моря. Для современных вулканических дуг такого типа (Камчатской, Японской и др.) характерна зародившаяся еще в палеозое кора континентального типа мощностью 35-40 км с относительно слабо развитым гранитным слоем, под которую падает четко выраженная зона Заварицкого — Беньофа. В нашем случае значительная редукция мощности гранитного слоя континентальной коры в наложенных раннеорогенных вулканических поясах маловероятна, однако преимущественно андезитовый вулканизм свидетельствует об активности главным образом базальтового слоя. Существование структур, приближающихся к сейсмофокальным зонам, наиболее вероятно вдоль западной и южной окраин Казахстано-Тянь-Шаньского массива, вдоль границ с Уральской и Южно-Тянь-Шаньской системами (Валерьяновский и Бельтау-Кураминский нижнекаменноугольные вулканические пояса).

Резонансные структуры активизации обусловлены наложением повышенных амплитуд тектонических движений, исходящих из варисцийских геосинклинальных систем, на формационный фон структур ряда стабилизации внутренних частей массива. К таким структурам относятся прежде всего Сарысу-Тенизская и Каратауская моногеосинклинали, лежащие против входящих углов массива и заложенные в начале фаменского века, в момент наиболее интенсивного геосинклинального прогибания варисцийских систем. Современных аналогов моногеосинклиналям подобрать не удалось, поэтому заключения о характере земной коры в их пределах преждевременны. Из общих соображений (изостазия) можно предположить, что на стадии погружения в моногеосинклиналях кора становилась более тонкой, после складкообразования в них мощность коры вновь возрастала (современная мощность коры под Сарысу-Тенизским поднятием — около 45 км — несколько уступает мощности коры к северу и юго-востоку от него — 50 км).

Кроме моногеосинклиналей к резонансным структурам относятся вторично-орогенные поднятия во внутренних частях Казахстано-Тянь-Шаньского массива и генетически связанные с ними компенсационные угленосные предгорные и межгорные впадины и прогибы. Объем обломочного материала, накопившегося в них, около 250 000 км³. При общей плине вторично-орогенных поднятий около 1500 км и ширине их от 75 до 150 км глубина размыва и высота рельефа могла достигать 1000—2000 м, а в Северном Тянь-Шане, судя по грубости обломочного материала.-до 3000 м. Продолжая аналогии с Зондской плитой, укажем, что высота гор на мезозондах Малакки и Юго-Западного Борнео 1500-2000 м, вулканизм отсутствует, а побережья Явы и Борнео заняты общирными манг**ровыми** болотами — обильным источником органических веществ для нефтяных месторождений Индонезии (аналогами нижнекаменноугольных угленосных прогибов Казахстано-Тянь-Шаньского массива). Наложенность неоген-четвертичных седиментационных бассейнов Индонезии на доюрские геосинклинальные структуры и позднеюрские — раннемеловые орогенные впадины Малакки, о. Банка и Юго-Западного Борнео сближают рассматриваемые области и в тектоническом отношении. Отличаются лишь мошности селиментационных бассейнов (до 6000 м в Индонезии).

Ввиду отсутствия у нас детальных сведений о строении земной коры Индонезии в качестве аналогов для вторично-орогенных структур приходится привлекать данные о структуре коры в близких по геолого-историческому положению эпиплатформенных орогенных областях севера Средней Азии. Орогенным поднятиям сравнимой амплитуды здесь соответствует кора мощностью 45—50 км, причем базальтовый слой составляет до ²/₃ ее мощности. Попутно отмечено и некоторое разуплотнение вещества верхней мантии. Полные аналогии вялых вторично-орогенных поднятий Казахстано-Тянь-Шаньского массива с обширными интенсивными современными поднятиями Высокой Азии были бы неосторожными, однако некоторое увеличение мощности коры под вторично-орогенными поднятиями представляется несомненным.

Таким образом, наиболее вероятно предположение о том, что на стадии стабилизации протекают преобразования преимущественно базальтового слоя континентальной земной коры в отличие от преобразований гранитного слоя на позднеорогенной стадии. Очевидно, именно с этими процессами (характер их остается еще неясным) и связано формирование горизонтально-расслоенной земной коры платформенных территорий, так как по данным Н. А. Беляевского, платформенная земная кора отличается от орогенной именно своей расслоенностью, меньшей дифференцированностью и относительно меньшей общей мощностью.

Последняя, позднепалеозойская стадия развития Казахстано-Тянь-Шаньского массива, названная нами вторично-орогенной, протекала под влиянием завершающего орогенеза в окружающих массив варисцийских системах. Массив представлял в это время континент, окруженный на северо-востоке, западе и юге быстро мелевшими, распадавшимися и отступавшими морскими бассейнами с земной корой переходного или континентального типа, со дна которых поднимались цепи складчатых структур варисцид — участки с корой континентального типа, быстро разраставшиеся и к середине (на юге к концу) стадии занявшие всю территорию варисцийских систем. Рельеф континента был, судя по характеру обломочного материала, относительно выровненным. Здесь доминировали бессточные озерные бассейны, в которые впадали реки и временные потоки. Впадины разделялись низкогорными областями размыва с относительными высотами от первых сотен до 1000 м. Ландшафт в целом, очевидно, близко напоминал современный. Тектонические движения были слабодифференцированными, платформенного типа. Вдоль краев континента прерывистыми цепями протягивались невысокие вулканические нагорья. В седиментационных бассейнах позднего палеозоя накопилось около 500 000 км³ обломочного материала, что существенно превышает объемы обломочного материала позднеорогенной сталии (400 000 км³) и стадии стабилизации (250 000 км³). Такой объем, каза-

8

6*

лось бы, указывает на существование в позднем палеозое высокого, резко расчлененного рельефа на Казахстано-Тянь-Шаньском массиве. Однако фации верхнего палеозоя и прежде всего преобладание песчаного и алевритового обломочного материала противоречат такой характеристике палеорельефа. Остается предположить, что на Казахстано-Тянь-Шаньском континенте в бессточных озерных впадинах отложились сотни тысяч кубических километров обломочного материала, поступавшего из размывавшихся орогенных поднятий варисцид. В данном случае осадконакопление могло перекомпенсировать тектоническое прогибание,



Рис. 5. Схема строения земной коры Казахстано-Тянь-Шаньского массива для вторично-орогенной стадии (Pz_s)

и поэтому поверхность бессточных бассейнов, вероятно, располагалась на значительных абсолютных отметках над уровнем моря.

Континентальным блоком с примерно такими особенностями структуры и развития являются поднятые впадины Ирана и Афганистана, однако данных о структуре их коры у нас не имеется. Можно предполагать, что земная кора Казахстано-Тянь-Шаньского массива в позднем палеозое существенно не отличалась от гомогенной расслоенной коры платформенного облика.

Периферические зоны Казахстано-Тянь-Шаньского массива развивались в тесном взаимодействии с варисцийскими системами, где происходило формирование гранитного слоя коры и его созревание. Здесь располагались позднеорогенные наложенные вулканические пояса, сложенные континентальными щелочноземельными вулканические пояса, сложенные континентальными щелочноземельными вулканические сериями и плутонами. К концу стадии внутрикоровые магматические очаги отмерли и появились щелочные и базальтовые магмы близкого к платформенному типа. Такие процессы говорят о гомогенизации гранитного слоя континентальной коры с сохранением ее общей мощности около 40—45 км.

В областях относительных поднятий и размыва во внутренней зоне массива происходило незначительное уменьшение мощности гранитного слоя за счет его денудации. Такие участки совпадают с зонами поднятий предыдущей стадии (рис. 5).

Таким образом, в течение вторично-орогенной стадии уменьшилась мощность континентальной коры на тех участках, где она была повышенной, и несколько увеличилась ее мощность за счет осадочного слоя на тех участках, где она была пониженной.

обсуждение результатов

Обзор эволюции континентальной земной коры на раннем этапе ее развития показывает, что для него характерно прогрессирующее нивелирование различий в мощностях коры на разных участках. Мощная кора орогенных поднятий сокращается как сверху за счет размыва, так и снизу, за счет гипотетических глубинных процессов; относительно маломощная кора наращивает либо свой гранитный слой вулкано-плутоническими процессами, либо осадочный слой. Осадочный слой на многих участках переходит в состав гранитного слоя (так, например, на территории Сырдарьинской и Южно-Тургайской депрессий нижнекаменноугольные образования платформенного типа по своим физическим характеристикам принадлежат сейчас к «фундаменту», то же относится к девонским и каменноугольным отложениям молассовых впадин Тянь-Шаня и Казахстана). Гранитный и осадочный слои насыщаются интрузиями гранитов, метаморфизуются, гомогенизируются по своим физическим свойствам, базальтовый слой уплотняется и расслаивается на территориях депрессий платформенного типа. За счет этих процессов земная кора орогенной складчатой области, для которой характерна в целом повышенная и резко дифференцированная («корни» гор) мощность с преобладанием гранитного слоя, без заметной расслоенности горизонтальными поверхностями, превращается в континентальную земную кору платформенной области - умеренной и слабодифференцированной мощности с преобладанием базальтового слоя, заметно расслоенную субгоризонтальными отражающими площадками.

Именно такое строение земной коры имеет в настоящее время рассматриваемая часть Туранской плиты (рис. 6). Мощность коры здесь 40—45 км (Борисов, 1967; Геологическое строение Қазахстана... 1969; Беляевский, 1974), причем изогипсы поверхности Мохо обнаруживают ограниченную корреляцию со структурой палеозоя, но более тесную корреляцию с современным неотектоническим рельефом, особенно на территории Северного Тянь-Шаня, что вызвано, по-видимому, значительной структурной перестройкой коры в течение неоген-четвертичного эпиплатформенного орогенного этапа.

Иными словами, платформенный этап развития континентальной земной коры обязательно подготавливается процессами перестройки мощной резко дифференцированной континентальной коры складчатых систем в слабо дифференцированную средней мощности кору. Эти процессы и представляют собой содержание раннего, доплатформенного этапа развития континентов.

Эти соображения находят, как нам кажется, подтверждение в современном тектоническом районировании материков. На северном сегменте земного шара известно два «поколения» платформ — древние и молодые. В основании древних платформ установлены зоны с докарельским, карельским и готским возрастом формирования континентальной коры, платформенный чехол начинается лишь с венда. На блоках с докарельским возрастом континентальной коры в последние годы обнаружены «протоплатформенные» образования среднего протерозоя (ятулий, суйсарий); карельские блоки континентальной коры имеют орогенный чехол готских кварцитов и порфиров Кируна, Смоланд; на блоках готского возраста лежит орогенная серия Дальсланд и йотний. Вплоть до начала венда разновозрастные блоки континентальной коры не могли приступать к формированию платформенного чехла. Им требовалось значительное время на перестройку дифференцированной коры орогенного облика в монотонную расслоенную платформенную кору.

Еще более четко подобную картину можно наблюдать в палеозойских складчатых поясах, образующих основание молодых платформ. В наиболее изученном Урало-Монгольском складчатом поясе выделяются участки с континентальной корой байкальского, раннекаледонского (салаирского), каледонского и варисцийского возраста. Соответственно формирование ранних структур континентального ряда здесь начинается: на байкалидах — с венда, на салаиридах — с позднего кембрия, на каледонидах — с девона, на варисцидах — со среднего карбона (ранние варисциды) или с перми (поздние варисциды). Платформенный чехол



Рис. 6. Современная структура подошвы земной коры Казахстано-Тянь-Шаньского массива по Н. А. Беляевскому (1974). Точками обозначены пикеты ГСЗ и точечных сейсмозондирований. Стратоизогипсы поверхности Мохоровичича в кли

молодых плит здесь открывается верхнетриасовыми и нижнеюрскими отложениями. Аналогичная картина наблюдается и в палеозойском поясе Европы с той лишь разницей, что тут формирование платформенного чехла плит начинается с поздней перми. Таким образом, в палеозойских складчатых поясах более древние континентальные блоки как бы «ожидают» формирования континентальной коры в самых молодых участках поясов — это время, как было показано выше, уходит на перестройку континентальной коры от орогенного к платформенному подтипам, т. е. на «созревание» континентальной коры платформенного облика.

В альпийских (в широком смысле) складчатых поясах выделяются раннемезозойские (киммерийские), позднемезозойские (ларамийские) и собственно альпийские континентальные блоки, а также современные геосинклинальные системы с корой переходного типа. Геофизическими исследованиями установлено, что на всех перечисленных блоках континентальная кора резко дифференцирована (кроме мезозоид Северо-Востока СССР, где она имеет платформенный облик). Соответственно на всех этих территориях мы видим формирующиеся ранние структуры континентального ряда: на киммеридах они начинаются с юры и раннего мела, на ларамидах — с раннего — среднего палеогена, на альпидах — с неогена. Здесь присутствуют краевые вулканические пояса, межгорные и предгорные прогибы и впадины, многочисленные депрессии платформенного типа на разных стадиях развития (Колымская, Паннонская, Зондская, депрессии Ирана — Афганистана). Настоящий платформенный (плитный) чехол в альпийских складчатых поясах, по-видимому, еще нигде не начал формироваться, так как нигде еще нет достаточно обширных пространств континентальной коры платформенного облика, да и современные геосинклинальные системы альпийских поясов имеют еще кору переходного типа. Возможность формирования третьего «поколения» настоящих платформ с соответствующими крупными плитами откроется, очевидно, только после завершения формирования континентальной коры в современных геосинклинальных системах альпийских поясов и общего преобразования дифференцированной континентальной

коры альпийских складчатых поясов в кору платформенного облика.

Таким образом, в развитии континентальной коры четко выделяются два главных этапа: ранний и зрелый, платформенный. Двум этим этапам соответствуют два основных подтипа континентальной коры — орогенный (дифференцированный) и платформенный (гомогенный). Доплатформенный этап развития континентальной коры есть подготовка ее к платформенному развитию. Представляется нецелесообразным выделение «промежуточного» или «переходного» этапа, так как рассмотрение вопроса с позиций актуализма указывает на отсутствие соответствующих такому этапу процессов преобразования земной коры.

Литература

Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974. Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1959, № 1.

- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. «Недра», М., 1967.
- Буш В. А., Кирюхин Л. Г., Ксенофонтов О. К., Тетерев Г. М. Орогенные пограничные структуры зон сочленения каледонского Казахстано-Тянь-Шаньского массива и обрамляющих его варисцийских геосинклинальных систем.— Тр. ВНИГНИ, 1971, вып. 105, М.
- Буш В. А. Типы средне-верхнепалеозойских структур Казахстано-Тянь-Шаньского массива.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 2.
- Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. М., «Наука», 1975.
- Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. М., «Недра», 1969.
- Литвинович Н. В. Палеогеография и общие сведения об экологии бентонных организмов в раннекаменноугольную эпоху в западной части Центрального Казахстана. Сб.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. Х, Изд-во МГУ, М., 1971.
- Макарычев Г. И. Проблема становления «гранитного» слоя земной коры на примере Западного Тянь-Шаня.— Геотектоника, 1974, № 5.
- Макарычев Г. И., Куренков С. А. Палеозойский серпентинитовый меланж Канской полосы (Южный Тянь-Шань).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 4. Марков М. С., Моссаковский А. А., Пущаровский Ю. М., Хомизури Г. И., Штрейс Н. А.
- Марков М. С., Моссаковский А. А., Пущаровский Ю. М., Хомизури Г. И., Штрейс Н. А. Основные положения учения о геосинклиналях в трудах ученых Академии наук СССР.— Геотектоника, 1974, № 3.
- Моссаковский А. А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения).— Геотектоника, 1972, № 1.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоя Евразии. М., «Наука», 1975.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972; № 12.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пущаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5.
- Суворов А. И. К проблеме формирования континентальной земной коры. Сб.: Проблемы теоретической и региональной геотектоники. М., «Наука», 1971.
- Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. О линейно-блоковом строении Казахстана и об одной форме его влияния на металлогению. Сб.: Современные проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1975.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е. Роль ученых АН СССР в развитии учения о платформах и некоторые его современные аспекты.— Геотектоника, 1974, № 3.

Всесоюзное объединение «Аэрогеология», Москва

Статья поступила 5 мая 1976 г.

Январь — Февраль

г. ээнжин

К ВОПРОСУ О ПОКРОВНОЙ СТРУКТУРЕ ХРЕБТА ДЗОЛЕН (МНР)

В хребте Дзолен (Южно-Монгольская герцинская эвгеосинклиналь) в палеозойском комплексе установлены пологие надвиги. Детально описывается откартированный в юго-западной части хр. Дзолен покров силур-девонской (?) зеленокаменно-сланцевой толщи, залегающий на девонской кремнисто-терригенной толще. Высказывается предположение о сложном покровном строении всего палеозойского комплекса хр. Дзолен.

Район хребта Дзолен расположен в осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в срединном ее отрезке и является одним из ключевых объектов для выяснения внутреннего строения, морфологии складчатых структур, а также общих закономерностей развития этой области. Особенности тектонического строения хр. Дзолен в целом уже были рассмотрены в ряде работ (Зоненшайн и др., 1975; Тектоника МНР, 1974). Им было отмечено покровное строение этого района с тектоническим совмещением двух различных фаций среднепалеозойских отложений: островодужной ассоциации, залегающей в автохтоне, и слагающего аллохтон офиолитового комплекса, сопровождающегося серпентинитовым меланжем и олистостромой.

В данной статье автором рассматривается более частный вопрос: особенности морфологии останца покрова, откартированные в юго-западной части хр. Дзолен.

В палеозойской структуре хр. Дзолен значительную роль играют протяженные субширотные разломы, разделяющие крупные блоки или структурные единицы, отличающиеся своим геологическим строением. Подчиненное значение имеют разломы северо-восточного простирания, ограничивающие линейные блоки, шириной от 1 до 5 км. Нашими исследованиями (Зоненшайн и др., 1975) в хр. Дзолен выделены три основных структурных единицы: Северная (на рис. 1 изображена лишь частично); Центральная и Южная. В строении всех трех единиц участвуют главным образом среднепалеозойские отложения. Лишь по южному краю хребта в узком грабене прослеживаются верхнепалеозойские эффузивы.

В Северную единицу выходит преимущественно монотонная кремнисто-алевролитовая толща, обнажающаяся к северу от перевала Майхан-Хуху-даба. Возраст этой толщи определяется следующей фауной: брахиоподы Strophonella sp., Atrypa sp., Eospirifer sp., (встречаются в верхах силура — низах девона); ругозы Barrandeophyllum sp., Tryplasma sp. и Acanthophyllum sp. Первые два рода распространены от верхов силура до эйфеля; третий род является нижне-среднедевонским. Табуляты Calipora sp. и Favosites cf. regularissimus Janet. характерны для верхов нижнего и низов среднего девона. Гелиолитоидеи Heliolites ex. gr kuznetskiensis Tchern. встречаются во второй половине силура и жединском ярусе нижнего девона. Bogimbailites sp. характерен для нижнего девона (жединского яруса) Казахстана. Pachycanalicula sp. распространена от верхов силура до среднего девона.

Таким образом, толща вмещающих фауну пород относится нами к нижней половине девона (Π_{1-2}).



Рис. 1. Схема геологического строения западной части хр. Дзолен.

I — метаморфические сланцы по основным эффузивам неясного возраста; 2 — кремнисто-терригенная толща флишоидного строения (девон); 3 — терригенно-вулканогенная толща верхнепалеозойского возраста; 4 — яшмовый горизонт среди кремнистой толщи; 5 — граница стратиграфического несогласия; 6 — разрывные нарушения: а — крутые разломы, б — зона надвигов и шарьяжей.

Главный Дзоленский разлом. Врезки: а) положение исследованного района в герцинской зоне Южной Монголии б) структурная схема Центральная единица слагается главным образом метаморфическими зеленокаменными породами: филлитизированными глинистыми и кремнистыми сланцами, перемежающимися с зелеными сланцами, образовавшимися по основным спилитам, диабазам, габброидам и габбро-диабазам. Все пласты, как правило, характеризуются выдержанными крутыми падениями на юг и, видимо, имеют чешуйчатое строение. Возможно наличие складок, близких к изоклинальным. Серия надвигов (то крутых, то более пологих) разбивает всю Центральную единицу на отдельные чешуи, надвинутые в основном на север.

Южная единица, расположенная к югу от Главного Дзоленского разлома, сложена пестрыми по составу вулканогенными, терригенны-



Рис. 2. Характер дислоцированности пород кремнисто-терригенной толщи (Южная единица) в 4 км к северо-западу от отм. 2001,0. 1 — дайка диабазов; 2 — кремнистые породы; 3 — алевролиты; 4 — песчаники

ми, кремнистыми, часто туфогенными породами средне- и верхнедевонского возраста. Они прослеживаются в узких, большей частью ограниченных разломами полосах запад-северо-западного простирания, срезающихся на востоке Главным Дзоленским разломом.

В эффузивно-терригенных толщах Южной единицы устанавливаются очень разнообразные складчатые дислокации. Преобладают складки с субгоризонтальными шарнирами, с размахом крыльев до 600— 1500 м. Среди них выделяются складки линейные, сильно сжатые и запрокинутые в различных направлениях до лежащих килевидных и даже веерообразных, с пологими залеганиями слоев в своде и крутыми на крыльях. Подчиненное значение имеют складки с крутопадающими, близкими к вертикальным шарнирами. Во флишоидных пачках чередуются участки пологого (до горизонтального) залегания пород с участками интенсивного сжатия; какой-либо закономерной ориентировки осевых плоскостей складок, четкой вергентности в одном или двух направлениях не выявляется.

Характер складчатых дислокаций в кремнисто-терригенной толще виден на профиле (рис. 2), составленном в юго-западной части Южной единицы в 4 км к северо-западу от отм. 2001,0. С севера на юг здесь наблюдаются: брахисинклиналь; слабозапрокинутая на юго-восток асимметричная антиклинальная складка, близкая к лежащей; опрокинутая в северо-западном направлении складка с размахом крыльев 0,4—0,5 до 1 км. Лежачая антиклиналь сопрягается с брахисинклиналью с пологими (20—30°) углами падения на крыльях и почти горизонтальным залеганием слоев в седле складки. Амплитуда последней 80—100 м.

К числу самых примечательных особенностей морфологии Южной единицы принадлежит наличие внутри нее отдельного аллохтонного останца зеленокаменносланцевой серии, аналогичной слагающей Центральную единицу. Он откартирован в 6 км к югу от горы Номогон-Ула. Ширина его в среднем около 0,8 км, максимум до 2,5 км, протяженность (в запад-северо-западном направлении) 13 км.

Останец приурочен к крупному субширотному разлому, разделяющему эффузивно-терригенную и кремнисто-алевролитовую толши. Важно отметить, что вдоль его северного ограничения почти повсеместно прослеживается мощный горизонт яшм (0,5—0,8 км в поперечнике и 20— 25 км длины), ограниченный большей частью с севера и юга разломами. Для яшмового горизонта характерны микрослоистые пласты (по 25— 30 или 8—15 см), в которых развиты сильно сжатые микроскладки с субгоризонтальными шарнирами с размахом крыльев 3—5 м (рис. 3).

Описываемый останец слагается преимущественно темно-серыми филлитовидными глинистыми сланцами, алевролитами, реже песчаниками и зелеными апоэффузивами.

Наиболее показательно строение зоны надвига южного ограничения зеленокаменносланцевого останца, прослеженной в 6 км к юго-западу



Рис. 3. Сильно сжатые микроскладки в флишоидно-яшмовой пачке с субгоризонтальными шарнирами и размахом крыльев от 3 до 5 м, 6 км к югу от г. Номогон-Ула

от горы Номогон-Ула в сухом сайе с глубиной вреза около 40 *м*. Плоскость разлома падает здесь на север под углом 25—30°, в верхней части склона на протяжении 15 *м* (по вертикали) выходят глинистые сланцы. Ниже обнажаются кремнистые алевролиты и яшмоиды, крутопадающие (70—80°) на северо-восток. Сам разлом выражен узкой (до 1 *м*) зоной брекчирования по глинистым сланцам и нижележащим кремнистым породам. Окварцевания, ожелезнения не отмечается. Такие «притертые» тектонические контакты очень характерны для Дзоленского покрова. Думается, что послойное течение и внутрислойные надвиги могли возникнуть одновременно, сразу за главной фазой горизонтальных перемещений. Образование их имело место без поступления гидротермальных растворов, пока физическое состояние ъещества в зоне брекчирования еще не успело существенно измениться (Белостоцкий, 1970).

В основании залегающих в аллохтоне глинистых сланцев видны мелкие (до 1 *м* амплитудой) лежачие, типа подобных, складки, запрокинутые на юго-восток. Судя по этому участку, надвигание покрова шло с севера.

В северном контакте останца плоскость разлома падает на юг (рис. 4) под углом 60—70°, круче, чем по южному ограничению. Древний разлом был на большей части обновлен в кайнозое. В 2 км к северо-западу от отм. 2001,0 северный контакт сланцевого останца выражен крутопадающей зоной дробления шириной в 20 м. Непосредственно к контакту с севера подходят серо-зеленые кремнистые породы с неясными элементами залегания.

Субмеридиональным разломом северо-восточного простирания сланцевый останец разделен на две части — западную и восточную. В западной части пластины падение слоев на всем пересечении сравнительно пологие (20—30 и реже 60°), они наклонены преимущественно на юг, осложняясь мелкими складками с падением их шарниров в плоскости



Рис. 4. Геологический профиль через тектонический покров метаморфических сланцев в 7 км к югу от г. Номогон-ула.

1 — кремнисто-флишоидная толща и яшмы; 2—5 — метаморфическая толща: 2 — зеленокаменные эффузивы, 3 — метаморфические сланцы по терригенным породам, 4 — метаморфизованные алевролиты, 5 — кремнистые сланцы; 6 — кремнисто-терригенная толща (флиш); 7—9 — орогенные образования: 7 — песчаники, 8 — конгломераты, 9 — средние и кислые эффузивы; 10 — граница стратиграфически несогласного контакта; 11 — разломы

пластины, в восточной— устанавливаются преимущественно северные падения.

Важная особенность рассматриваемой аллохтонной пластины — появление местами внутри нее дополнительных надвигов, пластина, таким образом, становится чешуйчатой. Примером этого может служить пересечение останца в 3 км к северо-северо-востоку от отм. 2001, 0 (рис. 4). Здесь в северной части пластины устанавливается узкий (ширина 0,2, длина 2 км) тектонический блок зеленокаменных апоэффузивных пород, соприкасающихся по тектоническому контакту с кремнисто-алевролитовой толщей, выходящей в нижней части склона. Плоскость разлома падает к югу под углом 60°. На местности она выражена сравнительно широкой (20 м) зоной брекчирования с образованием ожелезнения, окварцевания дробленых пород. В кремнистых алевролитах около разлома видны асимметричные складки с размахом крыльев 20-40 м. Внутри зеленокаменного блока, обнажающегося в верхней части склона, залегают зеленые хлорит-серицитовые и апоэффузивные сланцы, переслаивающиеся с тонкослоистыми фиолетовыми глинисто-кремнистыми сланцами. Пласты моноклинально падают на север (60-70°). С юга блок «зеленокаменных» пород ограничен разломом, падающим на север под углом 30—40° (в направлении, противоположном разлому северного ограничения). В южной части пластины расположены два тектонических блока, сложенных песчано-алевролитовыми породами падающими преимущественно на север. Ширина северного блока 40-50 м, южного блока около 500 м. Южный блок песчано-алевролитовых пород надвинут уже на кремнисто-алевролитовую толщу по крутопадающему на север разлому (угол 50—60°).

Таким образом, в описанном пересечении хорошо видно, что пластина сланцевой серии ограничена разломами, падающими навстречу друг другу; внутри ее устанавливается три отдельных тектонических блока (чешуи). Интересны особенности строения участков тектонического выклинивания зеленокаменносланцевого останца, изученные О. Д. Суетенко (1971, 1973). На восточном и особенно отчетливо на западном выклинивании видно, что пласты в зеленокаменносланцевой серии падают в сторону выклинивания останца — на запад и юго-запад на западном окончании и на восток на восточном окончании под кремнисто-алевролитовую толщу. Контакт большей частью нарушен разломами и осложнен дайками.

Структурное положение вышеописанного останца можно интерпретировать двояко. Во-первых, он может быть частью опрокинутой лежачей антиклинальной складки, в которой произошло выдавливание зеленокаменносланцевой серии из-под кремнисто-алевролитовой. В пользу этого свидетельствует строение зоны выклинивания останца, где зеленокаменносланцевая серия как бы перекрывается (возможно, даже стратиграфически) кремнисто-алевролитовой. Во-вторых, зеленокаменносланцевый останец можно рассматривать как полностью аллохтонную пластину, залегающую внутри кремнисто-алевролитовой толщи.

Литература

Борзаковский Ю. А., Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Хасин Р. А. К тектонике монгольских герцинид.— Бюл. МОИП. Отд. геол., № 2, 1967.

Белостоцкий И. И. Тектонические покровы.— В сб.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970. Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972. Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Жамьяндамба Л., Ээнжин Г. Строение осевой части

Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Жамьяндамба Л., Ээнжин Г. Строение осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хребте Дзолен.— Геотектоника, 1975, № 4.

Суетенко О. Д. Тектоника палеозоя Юго-Восточной Монголии. — Автореф. канд. дис. М., ГИН АН СССР, 1971. Сиятенка О. Д. Строение, террициского автерским динального прогиба в Юго. Востонной

Суетенко О. Д. Строение герцинского эвгеосинклинального прогиба в Юго-Восточной Монголии.— Геотектоника, 1973, № 3.

Тектоника Монгольской Народной Республики. Тр. совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, вып. 9. М., «Недра», 1974.

Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция

Статья поступила 29 июня 1976 г.

Январь — Февраль

1978 r.

УДК 551.24.01 (234.372.3)

В. Г. СВИРИДЕНКО

НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА В ПРИЛОЖЕНИИ К КАРПАТО-ПАННОНО-ДИНАРСКОМУ РЕГИОНУ (КРИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР)

Приводятся геологические и геофизические данные о строении Карпато-Панноно-Динарского региона, которые не согласуются или идут вразрез с представлениями о мобильной литосфере. Указываются методические недостатки новых построений. Предложенные варианты плитовой модели региона противоречивы, и ни один из них пока не может считаться обоснованным.

Вместе с Альпами Карпаты издавна были местом зарождения новых тектонических гипотез и представляли опытный полигон для их отработки и совершенствования. Эти гипотезы, порой блестящие и для своего времени казавшиеся неоспоримыми, с получением нового фактического материала или переинтерпретацией прежнего на более высоком научном уровне теряли стройность, и на смену им приходили новые построения и гипотезы. Только когда все Карпаты были в достаточной степени изучены бурением и геофизикой, когда были созданы тектонические карты отдельных составных частей и всего региона в целом и когда появилась возможность в деталях сопоставить ход геологической эволюции Восточных Альп, Карпат, Динарид, Балкан и Паннонии, мнения геологов о общей структуре Карпат заметно сблизились, отличаясь уже в деталях. Детали эти иногда весьма существенны, но так или иначе большинство геологов сейчас понимает Карпаты как состоящую из внутренней и внешней частей сложную альпинотипную геосинклинальную систему, перемещенную в сторону своего жесткого платформенного обрамления. Все или почти все геологи, изучающие Карпаты, во все времена довольно твердо стояли на позициях теории геосинклиналей, а понимание и толкование сложнейшего механизма формирования Карпатской системы становилось более логичным и обоснованным вместе с совершенствованием самой теории.

Казалось бы, достаточно хорошо изученные Внутренние Карпаты, Внутренние Динариды и Паннония, характеризующиеся повышенной сейсмической активностью, высокими значениями теплового потока и магматическими комплексами различного структурного положения, возраста, состава и генезиса, должны были прежде всего стать тем пробным камнем, на котором можно проверить и отточить новую гипотезу. Однако лишь в начале 70-х годов новая глобальная тектоника, объясняющая не только тектонические процессы, происходящие на отдельных подвижных участках земной коры (что ранее делала геосинклинальная теория, не претендуя на большее), но и увязывающая их в масштабе всей нашей планеты, с некоторым запозданием получила приложение к Карпатам. Запоздание это сейчас с лихвой компенсируется обилием публикаций, в которых с новых тектонических позиций рассматривается либо отдельно Карпатская геосинклинальная система. либо объясняется строение всего Карпато-Панноно-Динарского региона. Не анализируя в принципе противоречия и проблемы имеющей различные модификации самой гипотезы, которые очевидны и подробно изложены в работах советских и зарубежных исследователей, попробуем оценить возможность ее применения к Карпатам, Паннонии и Динаридам и определить степень достоверности предложенных вариантов. Необходимость такой оценки диктуется отсутствием анализа существующих моделей плит региона, ни одна из которых в настоящее время не может считаться обоснованной. В литературе пока имеются только отдельные возражения по частным вопросам. Например, Л. Контеску (Contescu, 1974) полагает несовместимыми представления о мобильной литосфере с данными о геологическом развитии и палеогеографии Восточных Карпат, в палеогене, а Я. Лекса и В. Конечны (Lexa, Kenečny, 1974) считают, что новая глобальная тектоника не может объяснить формирование Карпатской вулканической дуги.

Недостатки и противоречия новой трактовки структуры Карпатско-Панноно-Динарского региона могут быть объединены следующим образом.

1. Тезисная форма изложения и мелкомасштабность графического изображения, при которых очень затруднено понимание представлений сторонников новой глобальной тектоники на конкретных геологических объектах и при которых теряется практическое значение самой тектоники плит. неизбежно следующее за разработкой и являющееся конечным результатом любой новой гипотезы. Ни в одной из нескольких десятков публикаций на эту тему не приведен подробный анализ событий в регионе. Возможно, это предполагается сделать в будущем, но уже сейчас создание общей, без детализации, модели плит Карпато-Панноно-Динарского региона встречает непреодолимые препятствия. Весьма показательна оценка, которую дает один из приверженцев тектоники плит Ф. Хорват (Horváth, 1974) работе своих единомышленников Дж. Дьюи и соавторов (Dewey et al., 1973), которые вместе с Л. Гланжо, А. Смитом и Дж. Бердом были пионерами приложения новой гипотезы к Альпийскому складчатому поясу: «Их модель почти так же запутывает геологию региона, как и объясняет ee» (стр. 251). Такая оценка справедлива для подавляющего большинства работ на новую актуальную тему, в том числе и для публикаций самого Ф. Хорвата.

2. Субъективизм исследователей в подборе и оценке данных для обоснования своей точки зрения.

Новая глобальная тектоника пришла в рассматриваемый регион не в результате анализа и синтеза огромного фактического материала, накопленного несколькими поколениями геологов разных стран, а была импортирована. Здесь сторонники тектоники плит шли по пути от общего к частному, минуя естественный путь познания от частного к общему. Вот это самое частное нередко не укладывается в рамки основных постулатов тектоники плит, что порождает либо новые, часто взаимоисключающие трактовки самой гипотезы, либо, к сожалению, субъективную интерпретацию геологических сведений. За основу обычно берется какой-нибудь один показатель геологического развития и не учитывается сумма других фактов. Субъективизм часто ассоциируется с произвольной трактовкой или неточным изложением исходных данных. Основные положения чаще всего просто декларируются без приведения аргументаций. Образцов этого досадного явления можно привести великое множество. Ограничусь тремя, на мой взгляд, наиболее типичными.

В. Н. Утробин и Л. В. Линецкая (1973) отмечают, что «на протяжении мела и палеогена Внешнекарпатская геосинклиналь была зоной растяжения...» (стр. 77). Этот тезис явно ошибочен, ибо процесс растяжения всегда сопровождается разуплотнением земной коры, внедрением и излиянием основных интрузий и эффузий, в то время как Внешние Флишевые Карпаты (миогеосинклиналь) по сравнению с Внутренними (эвгеосинклиналь) намного беднее магматическими комплексами.



Рис. 1. Схематический поперечный профиль через Динариды и Карпаты.

Кроме того, если верить теоретическим разработкам тектоники плит, формирование мел-палеогенового внешнекарпатского флиша следует расценивать как характерную черту и следствие процессов сжатия, а не растяжения.

Те же исследователи в тех же тезисах и на той же странице утверждают, что «в верхнем мелу Пенинская геосинклиналь стала глубоководным желобом (частью зоны Беньофа)...». Такую метаморфозу очень трудно вообразить, поскольку нижне- и верхнемеловой разрез Пенинской зоны стратиграфически и формационно непрерывен.

Отмеченные положения основаны на очевидных ошибках, но чаще встречаются бездоказательные утверждения. Таким, к примеру, выглядит мнение Л. Г. Данилович (1975, стр. 8) о том, что «сочленение южной и северной окраин Тетиса привело к перекрытию в одних участках океанической коры континентальной (Паннонская впадина), в других — наоборот, океаническая кора шарьирует и перекрывает континентальную (фундамент Закарпатского прогиба)». И все. Какого-нибудь обоснования этому феномену нет. Такая формулировка принципиальных воззрений, происходящая, по-видимому, от неуемного желания сказать новое слово в тектонике, оставляет неуязвимым мнение автора, ибо ни подтвердить, ни опровергнуть его нельзя из-за отсутствия объективных данных.

3. Кратковременность анализируемого отрезка геологической истории. Большинство геологов с позиций тектоники плит рассматривают только кайнозойскую или только неогеновую историю; в лучшем случае кратко анализируется ход геологического развития в мезозое. А ведь весь альпийский цикл развития составляет только двадцатую часть времени существования Земли, а кайнозойская эра — это менее 2% времени ее эволюции. Тут, правда, нужно отметить, что объяснение домезозойской и особенно допалеозойской истории региона с позиций любой другой глобальной концепции также имеет много условностей, связанных прежде всего с трудностями точной датировки возраста древних осадочных и магматических формаций.

Плейсто- цен	Альпы	Карпаты	Динариды	балка- ¹ ниды	Внеальпийск Центральн Европа
Третичный период	++	÷‡‡ŧ	*** ***	‡ ‡ ‡ ‡ ‡	••••
Мел	}=++++++++++++++++++++++++++++++++++++	} _₽ ᢏ₽ŢŢŢŢŢŢŢŢ	÷***	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	
Юра					
Трцас					
Пермь	<u>+</u> +++	+ +	- + +	+ +	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++
8a)	<i>писцийск</i> и	ое складки 	005pa308a/	чие и интр	узци
Ξ		<u>, t</u>	+3		4

Рис. 2. Магматические условия некоторых областей Европы (по Г. Штилле, 1964). *1* — начальный магматизм, 2—синорогенный вулканизм, 3 — субсеквентный вулканизм, 4 — конечный вулканизм 4. Тектоника плит не в состоянии объяснить симметричное строение Карпат и Динарид по отношению к Паннонскому массиву.

Вместе с симметричным строением (рис. 1) и примерно одновременным проявлением фаз складчатости в эвгеосинклинальных зонах Карпат и Динарид наблюдается синхронность начальной, синорогенной, субсеквентной и конечной магматической деятельности (рис. 2). Данные Г. Штилле сейчас могут быть пополнены, но общий вывод о примерно одновременном проявлении всех стадий альпийского магматического комплекса в Карпатах и Динаридах остается неизменным.

При такой идеальной симметрии с не очень ясными взаимоотношениями на стыках Карпат и Динарид с Альпами и Балканами напрашивается вопрос: не была ли центральная часть Паннонского массива рифтовой долиной, вдоль которой произошло растяжение, наращивание окраин раздвигающихся плит и формирование коры океанического типа, и не могла ли Карпато-Динарская дивергентная бипара (по терминологии Ж. Обуэна) сформироваться по той же схеме, которую сторонники новой глобальной тектоники предлагают для объяснения образования и структуры океанов и морей, в частности Красного моря? Ответ на этот вопрос может быть только отрицательным по следующим причинам.

В теле Паннонского массива нет зоны северо-запад — юго-восточного простирания, которую можно было бы отождествлять с осью ископаемой рифтовой долины. Здесь вообще нет зон или крупных разрывов такого простирания, а все они имеют обратную, юго-запад — северовосточную ориентировку. Проведению подобной аналогии «мешает» и



Рис. 3. Схема положения Паннонско-Волынского поперечного прогиба. 1 — альпийские складчатые области, 2 — межгорные неогеновые впадины, 3 — плиоцен-плейстоценовые вулканические гряды, 4 — платформы, 5 — границы поперечного протиба

вергентность надвигов, обусловленная направлением сил сжатия и расширения, которое на протяжении всего альпийского цикла развития сохранялось примерно одинаковым, перпендикулярным современному простиранию основных структур при частых локальных сменах знака движения вдоль зон глубинных разломов или на границах крупных структурно-фациальных зон различного строения и компетентности.

5. Плитовой модели Карпато-Панноно-Динарского региона и положению о гигантских покровных перемещениях противоречит Паннонско-Волынский поперечный прогиб (рис. 3).

Во многих геосинклиналях различных частей земного шара установлены поперечные долгоживущие зоны, часто захватывающие прилегающие участки платформ (см. краткую сводку И. В. Кирилловой и Б. А. Петрушевского, 1972). На роль поперечных структур и нарушений в Карпатах обращали внимание еще В. Тейссейре, Я. Новак и К. Толвинский. Затем в связи с увлечением региональным протягиванием структурно-фациальных зон им не отводили должного значения, и только в последние 10—15 лет поперечные к общекарпатскому простиранию разломы и структуры вновь стали объектом изучения.

В. С. Попов и В. В. Глушко (1962) выделили крупнейшую Украинско-Венгерскую поперечную депрессию, секущую окраину Волыно-Подольской плиты, Львовский палеозойский прогиб, Предкарпатский передовой прогиб, Восточные Карпаты и включающую Закарпатский внутренний прогиб и северо-восточную и центральную части Паннонского массива. Положение поперечного прогиба в Карпатах в самых общих чертах наметил И. Б. Плешаков (1958), а западный его борт (от Горнадского до Стрыйского и Свалявского поперечных разломов) ---В. И. Славин и В. Е. Хаин (1965). Восточный рубеж депрессии сопряжен с выделенным И. В. Высоцким (1959) Буковинским поднятием. В дальнейшем В. В. Глушко (1968) более подробно ее охарактеризовал. назвав Паннонско-Волынской транскарпатской депрессией, а А. В. Чекунов (1970) обобщил все имеющиеся на то время материалы, дополнив ее характеристику новыми геофизическими данными, показывающими, что корни депрессии расположены в основании земной коры. Наиболее четко выраженную часть поперечной депрессии представляет ее относительно автономный внутрикарпатский сегмент, существовавший по крайней мере с позднего палеозоя и впоследствии погребенный под неогеновой молассой Закарпатского прогиба. Максимально прогнутая центральная часть депрессии, соответствующая Мукачевско-Стрыйской зоне разломов, по простиранию и положению соединяется (Антипов, 1975) с имеющим дорифейское заложение Оршанским прогибом Украинского кристаллического щита.

Влияние и роль поперечного прогиба на юге Паннонской впадины и в Динаридах не исследовались. В порядке обсуждения и в самой общей форме можно предположить, что восточный рубеж этой мегаструктуры от западного края Апусеней проходил примерно по линии Нови Сад-Сараево — устье р. Неретвы, ограничивая с востока площади наложенного эоценового комплекса гор Маевица и крупного массива ультраосновных пород Офиолитовой зоны Боснии, затем в районе Сараевской сигмонды разделял Лика-Динарский и Восточно-Боснийский — Дурмиторский блоки Центральных Динарид и, наконец, проходил по границе Апулийской платформы и блока Адриатики. Западная граница поперечного прогиба, проходящая примерно по линии Загреб — Риека вдоль имеющей северо-восток — юго-западное простирание гряды гор Калник — Медведница — Жумберачка, по-видимому, сопряжена с контактом Центральных Динарид и южноальпийских Венециано-Юлийской и Савской складчатых зон. На югославском побережье Адриатического моря она соответствует погружению Южных Динарид и палеозойского форланда Истрии, а на итальянском — границе Паданского и Адриатического краевых прогибов Апеннин, и далее на юго-запад по сбросу Сан-Марино она была западным рубежом Умбро-Маркских Апеннин.

Поперечная депрессия имеет протяженность более 1500 км при ширине 150-300 км. Она является мегаструктурой, общей для геосинклиналей и платформ, единой для континентальной и сооружений с «океанической» корой. Сравнительно устойчивое положение депрессии в пространстве на протяжении всей обозримой геологической истории может служить одним из доказательств ошибочности ультрапостроений. мобилистских Иначе необходимо допустить совершенно фантастическую картину: расхождение, разнонаправленные, в том числе и ротационные движения Африканского и Евразийского континентов и их последующее схождение на прежнем месте.

6. При создании плитовой моде-Карпато-Панноно-Динарского ЛИ региона наиболее часто привлекаются данные о закономерностях структурного положения и возраста магматических комплексов. Heредко они являются единственными. Отправной точкой таких построений служит отождествление офиолитовых или эвгеосинклинальных зон со срединно-океаническими хребтами. По аналогии с ними в насыщенных основными и ультраоспородами эвгеосинклиновными нальных зонах должны наблюдаться и действительно наблюдается, например, в каледонских и герцинских эвгеосинклиналях Южной Монголии и Центрального Казахстана (Зоненшайн, 1972) закономерное последовательное омоложение офиолитов от краев к центру.

Миграция времени проявления магматических процессов во Внутренних (эвгеосинклинальных) Карпатах была обратной классическому пониманию формирования срединно-океанических хребтов. Отмеченная еще М. Кутаном, Г. Панто и Г. Штилле и систематизированная Л. Г. Данилович (1972) миграция процессов магматизма альпийского цикла развития происходила с запада на восток и юго-восток вдоль про-



раздел крупные нарушения «базальтовый» И Ì ວ່ c.roù, 2 — «гранитный» / — осадочный чехол,

99

7*

стирания Внутренних Карпат, местами нарушаясь при пересечении эвгеосинклинали Паннонско-Волынским поперечным прогибом.

7. Рассуждения о характере земной коры прошлых геологических эпох лишены необходимой убедительности, хотя они выглядят очень эффектно.

В теперешнем своем виде земная кора Карпато-Панноно-Динарского региона имеет сложное слоисто-блоковое строение и принадлежит к континентальному типу. Изменение мощности коры от 22—28 км под Паннонской впадиной до 26—30 км под Внутренними Карпатами и Динаридами и до 40—65 км (может быть, даже до 80 км — Румынское Предкарпатье) под Внешними Динаридами, Карпатами и Предкарпатским прогибом происходит за счет изменения мощности «базальтового» при примерно постоянной мощности «гранитного» слоя, а блоковое строение земной коры определяется глубинными разломами. Симметричное строение Карпат и Динарид по отношению к Паннонскому массиву находит отражение в примерно симметричном положении раздела Мохо под северной (Карпаты) и южной (Динариды) ветвями Альпийской складчатой области (рис. 4).

Определение типа земной коры прошлого обычно проводится очень просто: есть офиолиты — кора океаническая, нет их — континентальная. Между геосинклинальными офиолитами и основными и ультраосновными породами океанического дна, как считают некоторые исследователи, существуют заметные различия химического состава (данные Б. Г. Лутца, см. Белоусов, 1975).

Реже для доказательства характера коры используются определения относительной глубины осадконакопления. И здесь океаническая кора. столь необходимая для представлений о мобильной литосфере, «легко» опознается по глубоководным осадкам, а континентальная — по мелководным. Действительно, в ряде мест диабазы встречаются совместно с глубоководными радиоляритами. Триасовая диабаз-кремнистая формация известна в Низких Татрах, по р. Бодве (Венгрия), в районе р. Берегово. Вероятно, поэтому триас всеми сторонниками новой глобальной тектоники расценивается как период растяжения и раскрытия всего Тетиса. Вместе с тем в выступах фундамента Паннонской впадины слагающих горы Бюкк, Рудабанья и Задунайское среднегорье, в фундаменте Закарпатского прогиба (площадь Залуж), в Хорватских Динаридах и других участках региона спилиты, диабазы, габбро-диабазы и порфириты триаса ассоциируют с мелководными известняками и доломитами, что не укладывается в отмеченную систему доказательств типа земной коры. Каждый более или менее представительный разрез триаса содержит мелководные образования. В одних случаях — это конгломераты, полимиктовые крупно- и грубозернистые песчаники или гравелиты с каолинитовым цементом, в других — доломиты и известняки. Не редкость и такие индикаторы мелководья, как гипсы и ангидриты. Есть все основания полагать, что триасовый период соответствует квазиплатформенному этапу развития (Хаин, 1964; Свириденко, Смирнов, 1971), а появление в разрезе триаса глубоководных пород следует скорее всего расценивать как результат локального и кратковременного увеличения глубин в общем мелководного бассейна.

Во многих районах молодых межгорных впадин неоген трансгрессивно залегает на докембрийских и палеозойских образованиях. Несогласное залегание неогена на домезозойских комплексах установлено бурением в Ужгород-Инячовском выступе фундамента Закарпатского прогиба, зоне Кёсег-Михаи, юго-западной части зоны Игаль-Бюкк, погребенных кристаллических грядах Лоци, Морадь и Бихор фундамента Паннонской впадины т. е. в течение мезозоя и палеогена эти территориально разобщенные участки представляли собой сушу с континентальной корой и для всей доорогенной альпийской истории региона приходится допускать трудно вообразимую мелкую мозаику континентальной и океанической коры.

На теперешнем уровне изученности геосинклиналей и их ложа можно лишь полагать, что альпийские эвгеосинклинальные зоны Карпат и Динарид закладывались и развивались на коре переходного типа, по составу и мощности приближающейся к океанической, а их миогеосинклинали — на континентальной. Какая-либо дальнейшая аргументированная детализация типа коры региона во времени и пространстве сейчас не может быть проведена.

Попытки сторонников новой глобальной тектоники детализировать строение и обосновать перестройку коры привели к выделению множества микроконтинентов — изолированных блоков континентальной коры в поле развития коры океанического типа. Так, например, Дж. Дьюи с соавторами (Dewey et al., 1973) для позднего триаса (период растяжения) выделяют Татранский, Тыргу-Мурешский, Мизийский и Карнийский микроконтиненты (блоки), слагающие практически все пространство теперешних Альп, Карпат, Балкан, Динарид и Паннонии.

8. Аналогию между Карпатами и современными островными дугами (Лебединский, Шалимов, 1964; Roman, 1970; Bleachu et al., 1973; Воссаletti et al., 1973; Друмя, 1973; Szádeczky-Kardoss, 1973; Утробин, Линецкая, 1973; Hédervári, 1974; Гофштейн, 1975; Сагалова, 1975 и др.) никак нельзя признать обоснованной, так как современные островные дуги характеризуются океанической корой и базальтовым вулканизмом. в то время как Карпаты имеют континентальный тип коры, а орогенный вулканизм представлен липаритовым и андезитовым комплексами. В противном случае приходится допускать формирование в прошлом заложенных на континентальной коре особого типа островных дуг, которые не имеют современных аналогов. По сравнению с ныне существующими дугами Карпаты заметно короче и круче. Вместе взятые Западные, Восточные и Южные Карпаты имеют форму полузамкнутой дуги. Несостоятельность параллелизации пар Карпаты — тихоокеанская островная дуга и Паннонская впадина — тыловое море (краевой бассейн) уже отмечалась (Horváth et al., 1975), а Х.-Г. Вундерлих (Wunderlich, 1973) на примере Западных Альп показал несовместимость тектоники плит с существованием орогенических дуг большой кривизны.

Можно предвидеть следующее возражение моих будущих оппонентов по этому вопросу: Карпаты приобрели дугообразную форму только в савскую и более молодые фазы складчатости, и аналогии с островными дугами возможны для доорогенных пра-Карпат. Это возражение опровергается унаследованностью простирания и положения альпийских, герцинских и, возможно, каледонских и даже байкальских структур во всем Средиземноморском поясе Европы (Муратов, 1969) и соответствием изопахит мощности земной коры и современных контуров Карпат. Такое соответствие наблюдается и в Альпах (Beranek, 1971).

9. Не в пример современным островным дугам в Карпатах и во всем Карпато-Панноно-Динарском регионе отсутствуют наклонные глубинные сейсмофокальные зоны, которые можно сравнивать с зонами Беньофа.

Как утверждают сейсмологи, Внешние Карпаты асейсмичны, и редкие зарегистрированные на их территории землетрясения являются отголосками активности Внутренних Карпат, а высокая сейсмическая активность всего региона обусловлена землетрясениями, очаги которых находятся в пределах земной коры на глубинах 10—25 км. Такая же приуроченность характерна и для Балканид (Матова, 1967), где гипоцентры подавляющего большинства землетрясений находятся на глубинах до 25 км, и лишь в единичных случаях глубина сейсмических очагов определяется в 30—50 км. Эпицентры карпатских землетрясений концентрируются вдоль Закарпатского (Перипенинского) и Припаннонского глубинных разломов, с обеих сторон ограничивающих эвгеосинклинальную зону Карпат, и в меньшей степени — вдоль косых и поперечных направлений, совпадающих с крупными разрывами. Эпицентры слабых землетрясений Паннонии также приурочены к основным тектоническим линиям, примерно перпендикулярным карпатским и динарским, и секущим их крупным разрывам (Rónai, 1974), а гипоцентры размещены в верхней части коры на глубинах 5—16 км. Глубокофокусные землетрясения отсутствуют в расположенной между Сербо-Македонским и Пелагонийским массивами эвгеосинклинальной Вардарской зоне (Измајлов, 1971), которая сторонниками тектоники плит часто сравнивается с глубоководным желобом или с насыщенной микроконтинентами серией островных дуг (Dimitrijevic, 1974). Только на стыке Восточных и Южных Карпат в районе гор Вранча землетрясения зарождались на средних глубинах; их гипоцентры определяются в 100—150 км (Гофштейн, 1964; Сагалова, 1975 и др.), а протяженность полосы эпицентров равна примерно 100 км при ширине 20-30 км.

Установление глубинных сейсмофокальных зон возможно лишь для тех крупных участков земной коры, где гипоцентры землетрясений распределены по всему ее разрезу и может быть хотя бы в общих чертах прослежено положение глубоководного желоба. Вкратце отмеченный выше характер распределения очагов землетрясений, а также материалы глубинных сейсмозондирований, регистрирующие не наклонные, а вертикальные или близкие к вертикальным крупные нарушения, вертикально же смещающие все сейсмогеологические разделы литосферы, в том числе и раздел Мохо, не позволяют считать обоснованными предположения о наличии глубинных фокальных зон в Карпато-Панноно-Динарском регионе. Данные сейсмологии и ГСЗ по крайней мере нельзя привлекать для доказательства истинности плитовой модели региона, а ведь они, эти данные, с учетом всех геологических сведений были и до сих пор остаются основными источниками информации о глубинном строении континентов. Может быть, именно поэтому М. Магель (Mahel', 1974), анализируя материалы изданной в 1973 г. под его редакцией «Тектонической карты Карпато-Балканской горной страны и прилегающих областей» 1:1000000 масштаба, рассматривает эволюцию земной коры Западных Карпат с позиций ее сжатия и расширения без упоминания каких-либо фокальных зон и литосферных плит.

Одним из показателей несостоятельности предположений о наличии в регионе фокальных зон (зон Беньофа, глубоководных желобов, зон субдукции) и отсутствия точных критериев их опознания на континентах может служить различное положение и направление таких зон у разных авторов.

Одни геологи (Друмя, 1973; Лазаренко и др., 1974; Науменко, 1974; Гончарук, 1975) выводят сейсмофокальную зону на поверхность в Предкарпатском прогибе и погружают под Карпаты, т. е. в направлении, обратном классической концепции тектоники плит, другие (Данилович, 1974; Доленко, Данилович, 1975, и др.) погружают ее под Карпаты с юга, со стороны Паннонии. Такое направление в общем-то соответствует теоретическому (поддвиг «океанической» коры под континентальную), но идет вразрез с направлением горизонтальных перемещений и выпуклости Карпатской дуги. В. Н. Утробин и Л. В. Линецкая (1975), сравнивая разделяющую Внешние и Внутренние Карпаты зону Пенинских утесов с глубоководным океаническим желобом, погружают его на юго-запад, под Внутренние Карпаты, Паннонию и Динариды. Примерно такая же схема поддвигания Внешних Карпат под Внутренние с поглощением коры в зоне Пенинских утесов изображается Р. Нэем (Ney, 1975). В этом варианте континентальная кора каким-то непонятным образом поддвигается под «океаническую». Д. Рэдулеску и М. Сэндулеску (Rådulescu, Săndulescu, 1973) предполагают две наклоненные на запад зоны субдукции, на поверхности располагающиеся примерно между Апусенями и Трансильванской впадиной и между Внутренними и Внешними Восточными Карпатами. С северо-востока и юго-запада погружают под Паннонский массив литосферные плиты Л. Штегена, Б. Геци и Ф. Хорват, причем в одном из вариантов (Stegena et al., 1975) Карпаты и Динариды располагаются впереди погружающихся навстречу друг другу плит, а в другом (Штегена, 1975) — на них. С глубоководными желобами, сопровождаемыми зонами Беньофа, наклоненными к северу, в сторону Паннонии, сравнивается офиолитовый пояс Центральных Динарид (Dimitrijević, 1974), Вардарская и Субпелагонийская зоны (Boccaletti et al., 1974).

Краткий перечень не слишком стройных и единодушных новых воззрений венчают публикации маститого венгерского геолога Э. Садецки-Кардоша (Szádeczky-Kardoss, 1973, 1975), теоретическая концепция которого представляет сложнейшую комбинацию новой глобальной тектоники и активного диапира мантии. Только на сравнительно небольшой территории Венгрии он выделяет четыре (!) зоны (шва) субдукции, а всего в анализируемом регионе мне удалось насчитать их 11; многие из них имеют торцовое сочленение.

10. «Доказано, что тепловой поток на единицу площади под океанами и под континентами примерно один и тот же» (Айзекс и др., 1974, стр. 173). Примерное равенство плотности теплового потока под океанами и континентами фактически исключает возможность использования таких данных для глобальных построений. На это обстоятельство уже обращал внимание В. В. Белоусов. В Карпато-Панноно-Динарском регионе можно лишь видеть прямую зависимость температур и интенсивности теплового потока от положения раздела Мохо и гипсометрии кристаллического фундамента, а сами геотермальные аномалии нужно расценивать как результат неотектонической активности. Во всей Восточной и Юго-Восточной Европе изотермы на глубине 1 км (Stegena, 1972) примерно повторяют контуры основных структурных единиц.

В каждом из перечисленных выше возражений первым попыткам приложения основных принципов новой глобальной тектоники к Карпато-Панноно-Динарскому региону, вероятно, можно найти какие-то «узкие места» или неполное освещение вопроса, но в целом они не позволяют признать плитовую модель региона обоснованной. Имеющиеся сведения о геологическом строении региона не согласуются или идут вразрез с предполагаемым сторонниками новой глобальной тектоники ходом геологического развития. Бездоказательное, противоречивое и одностороннее рассмотрение геологии только профанирует то немногое истинное, что есть у новой глобальной тектоники, которая делает в общем полезное дело, заставляя геологов в необычном, но уже ставшим, к сожалению, почти всеобщим и единственным, аспекте взглянуть на эволюцию нашей планеты и попытаться найти в ней место отдельных регионов.

Литература

- Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника. В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
- Антипов В. И. О геологической природе некоторых транскарпатских дислокаций. Матер. Х конгресса КБГА, сек. III (тектоника). GUDS, Bratislava, 1973 (1975). Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.
- Высоцкий И. В. О Буковинском поперечном поднятии в Восточных Карпатах. Изв. вузов. Геол. и разведка, 1959, № 3.
- Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М.,
- «Недра», 1968. Гончарук А. Ф. К проблеме происхождения неогеновых вулканических формаций, гипабиссальных интрузивов и связи с ними оруденения в Закарпатском прогибе.--Матер. Х конгресса КБГА (магматизм, вулканизм, метаморфизм). GUDS, Bratislava, 1973 (1975)

Гофтейн И. Д. Неотектоника Карпат. Киев. Изд-во АН УССР, 1964.

Гофштейн И. Д. Карпаты как островная дуга.— В сб.: Геол. и геохимия горючих ископаемых. Киев, «Наукова думка», 1975, вып. 42.

- Данилович Л. Г. Магматизм и тектоника Карпат Геотектоника, 1972, № 3. Данилович Л. Г. Магматизм Карпат и вопросы геодинамики.— В сб.: Геол. и геохимия горючих ископаемых. Киев, «Наукова думка», 1975, вып. 42.
- Доленко Л. Г., Данилович Л. Г. Новое в учении о геосинклиналях и его приложение в Украинских Карпатах.— Геол. ж., Киев, «Наукова думка», 1975, № 5.
- Друмя А. В. Геологическое строение и сейсмичность Восточного Предкарпатья. Автореф. докт. дис., ИГН АН УССР, Киев, 1973.

Зоненшайн Л. П. Проблемы глобальной тектоники.— Природа, 1972, № 11.

Измајлов Н. А. За стратиграфијата и тектонската положба на ултрабазитите во земјината кора во врска со прашаньето за староста на Вардарска зона во Македонија.— Трудови Геол. завод СРМ, 1971 (1972), № 5.

Кириллова И. В., Петрушевский Б. А. Поперечная тектоническая зональность складчатых поясов и дрейф континентов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 1. Лазаренко Г. К., Лазаренко Э. А., Зайцева В. Н., Малыгина О. А. Зональность аль-

пийских магматических формаций и оруденения в Карпатах. — Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 4.

Лебединский В. И., Шалимов А. И. Отражение этапа островных дуг в современной структуре Карпат.— Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 4.

- Матова М. Некоторые вопросы сейсмотектоники Балканид. Матер. VIII конгресса КБГА. Beograd, 1967, т. 1.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса — Геотектоника, 1969, **№** 2.

Науменко В. В. Закономерности размещения и формирования эндогенного оруденения Советских Карпат. Киев, «Наукова думка», 1974.

- Плешаков И. Б. Схема тектоники Карпат.— Тр. ВНИГРИ, вып. 126, № 3. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Попов В. С., Глушко В. В. Некоторые новые данные о геологическом строении Украинских Карпат по итогам геологоразведочных работ.— Матер. У съезда КБГА. Киев. Изд-во АН УССР, 1962.
- Сагалова Е. А. Фокальная зона карпатских землетрясений у гор Вранча. -- Геофиз. сб. АН УССР, № 68. Киев, «Наукова думка», 1975.
- Свириденко В. Г., Смирнов С. Е. Квазиплатформенный и лептогеосинклинальный этапы развития. В кн.: Геол. строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. Тр. УкрНИГРИ, вып. XXV. М., «Недра», 1971.
- Славин В. И., Хаин В. Е. Роль тектонических разрывов в строении и развитии Восточных Карпат.— Матер. VI съезда КБГА. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Утробин В. Н., Линецкая Л. В. Основные особенности тектонического строения и история развития Карпатской геосинклинальной системы в свете тектоники плит.-В сб.: Тектоника и полезн. ископаемые запада УССР (тез. докл.). ч. 1. Киев, «Наукова думка», 1973.
- Утробин В. Н., Линецкая Л. В. О взаимоотношениях Карпатской и Динарской геосинклинальных складчатых систем (автореф. докл.).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, Nº 3.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Чекунов А. В. Паннонско-Волынский поперечный прогиб в Восточных Карпатах. Геофиз. сб. АН УССР, № 37. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Штегена Л. Кайнозойская эволюция Паннонского бассейна.— Матер. Х конгресса КБГА, сек. III (тектоника). GUDS, Bratislava, 1973 (1975). Штилле Г. Магмато-тектонические условия Болгарии в свете общих закономерностей.— В кн.: Избранные труды. М., «Мир», 1964.

Beránek B. Hlubinne seizmicke sondování v ČSSR.-- Geol. průzkum, 1971, No. 10.

- Bleachu M., Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. Neogene Carpathian arc: a continental arc displayng the features of an «Island arc».— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, No. 23.
- Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. Evolution of the Upper Cretaceous and Cenozoic magmatism in the Carpathians arc: geodinamic significance.— Mem. Soc. Geol. Ital., 1973, v. 12.
- Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A. The Balkanids as an instance of back-arc thrust belt: possible relation with the Hellenids.—Bull. Geol. Soc. America, 1974, v. 85, No. 7.
- Contescu L. Geologic history and paleogeography of Eastern Carpathians: example of alpine geosynclinal evolution.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1974, v. 58, No. 12.
- Dewey J. F., Pitman W. G. III, Ryan W. G. F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system.- Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, No. 10.
- Dimitrijević M. D. Tectonics of the Dinarides: implications on Tertiary volcanism.— Acta Geol. Hung., 1974, t. 18 (3-4).
- Hédervári P. A comparison between the Carpatho-Pannon-Dinaride area and the Philippine Basin from the geophysical-volcanological point of view.— Acta Geol. Hung., 1974, t. 18 (1-2).

- Horváth F. Application of plate tectonics of the Carpatho-Pannon region: a review.-Acta Geol. Hung., 1974, t. 18 (3-4).
- Horváth F., Stegena L., Géczy B. Ensialic and ensimatic basins .- J. Geophys. Res., 1975. v. 80.
- Lexa J., Konečný V. The Carpathian volcanic arc: a discussion.- Acta Geol. Hung., 1974,
- t. 18 (3—4). Mahel' M. Alpidy, Hlavne Západne Karpaty z hladiska globálnej tektoniky.— Mineralia Slovaca, 1974, v. 6, No. 2.
- Ney R. Tectogenesis of the Carpathians in the light of new tectonics of the Earth's globe.-Mater. Inst. Geofyz. PAN, 1975, No. 82.
- Rădulescu D. P., Săndulescu M. The plate-tectonics concept and geological structure of the Carpathians.— Tectonophysics, 1973, No. 16.
 Roman C. Seismicity in Romania evidence for the sinking lithosphere.— Nature, 1970,
- No. 228.
- Rónai A. Size of Quaternary movements in Hungary's area.-- Acta Geol. Hung., 1974, t. 18 (1-2).

Stegena L. Geothermal map of Eastern Europe.- Geothermics, 1972, v. 1, No. 4.

Stegena L., Géczy B., Horváth F. A Pannon-medence kécőkainozóos fejlődése.- Föld. közl., 1975. t. 105. No. 2.

- Szádeczky-Kardoss E. A Kárpát-pannon terűlet szubdukciós őverzetai.— Főld. közl., 1973, t. 103, No. 2.
- Szádeczky-Kardoss E. Jangalpine subduktionslinien im KBD Gebiet .-- Proc. of the X Congress CBGA, sec. III (tectonics). GUDS, Bratislava, 1973 (1975).
- Wunderlich H.-G. Plattentektonik in kritischer Sicht.— Zeitsch. Deutsh. Geol. Ges., 1973, Bd. 124, t. I.

УкрНИГРИ Львов

Статья поступила 7 июня 1976 г.
Январь — Февраль

1978 г.

УДК 551.263.038(479.24)

Ш. А. АЗИЗБЕКОВ, А. Д. ИСМАИЛ-ЗАДЕ, М. Н. МАМЕДОВ

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВОВ ТАЛЫША (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

В Альпийской складчатой системе Талышская зона Малого Кавказа характеризуется развитием эоценовых щелочно-базальтовых вулканитов и ультраосновных интрузий. Проявление последних связано со спецификой глубинного строения Талыша, представляющего жесткий блок байкалид, рассеченный зонами глубинных разломов, создающих благоприятные условия для подъема мантийного магматического расплава без существенной ассимиляции в промежуточных очагах. Расомотрены условия формирования этих интрузивов и петрологические их особенности.

Ультраосновные породы довольно широко развиты в пределах Альпийской складчатой системы, образуя единый гипербазитовый пояс, геологическая позиция которого до сих пор дискутируется в литературе. Щелочные же ультраосновные интрузивы локально развиты в этой системе, и в пределах Малого Кавказа они известны в Талышской зоне, где они ассоциируют с щелочно-базальтовыми вулканитами. Среди других районов развития щелочных вулканитов на Малом Кавказе — Аджаро-Триалетия, Казах-Агджакенд, Памбак, Даралегез, Гурия — они отсутствуют, что, очевидно, связано со спецификой тектонического положения и с их глубинным строением.

Талышская складчатая зона располагается на северном борту Малокавказско-Эльбурской складчатой системы, отделяясь от структур Малого Кавказа поперечным Нижне-Араксинским прогибом. Она характеризуется тремя структурными этажами, слагающимися следующими формациями: 1 — дат-палеоценовый структурный этаж — туфогенно-осадочной формацией; 2 — эоценовый структурный этаж — вулканогенной щелочно-базальтовой и интрузивной щелочно-ультраосновной формациями; 3 — олигоцен-миоценовый структурный этаж — терригенно-молласовой формацией, соответствующим позднегеосинклинальной и орогенной стадиям альпийского цикла развития области (Азизбеков и др., 1971).

Вулканогенная щелочно-базальтовая формация эоцена (4000-4500 м) наиболее полно и широко развита по отношению к другим формациям и слагает основные структуры Талыша — Астаринский антиклинорий, Лерикский синклинорий и Буроварское поднятие. Данная формация, представленная вулканогенными сериями с лаво- и пирокластическими, субвулканическими, экструзивными и жерловыми фациями, является дифференцированной по составу и подразделяется на две субформации: 1) ранне-среднезоценовую, представленную трахиандезитами, трахиандезито-базальтами, трахибазальтами, пикрит-трахибазальтами, лейцитовыми базанитами, и 2) позднеэоценовую — тратрахитоидные хиандезито-базальты, витробазальты, трахидолериты, виттербиты с корневыми фациями (субвулканическими, экструзивными и жерловыми), выраженными эссекситами, кринанитами, трахидолеритами, трахибазальтами. Эти субформации отражают две самостоятельные стадии процесса дифференциации магматического очага. При этом ряд общих черт, наблюдаемых в них, а именно близость петрографического и петрохимического составов, поведение железомагнезиальных компонентов, увеличение в конце каждой фазы щелочности с преобладанием калия над натрием, приводящее в появлению лейцитовых разностей, а также близкие значения коэффициентов затвердевания ($S_e = 16,0-18,0$) и фракционирования (f = 73,5-69,8) свидетельствуют о близости условий их образования. В структурном отношениинаблюдается приуроченность пикрит-трахибазальтов конечных фаз обеих субформаций к областям наложенных прогибов (Космальянский и Дыманский), а трахиандезитов и трахиандезито-базальтов начальных их фаз — как к прогибам, так и обрамляющим их поднятиям.

Интрузивная формация представлена щелочными ультраосновными интрузивами — Нюдис-Галасы, Гамарат-Алиабад, Елагач-Огрубулаг, связанными с инверсионным этапом развития области (поздний эоцен — ранний олигоцен). Эти интрузивы контролируются зонами сочленения северо-западных положительных структур (Астаринское и Буроварское поднятия) с северо-восточными (Гамаратское и Масаллинское поднятия) и соответственно осложняющими их межструктурными глубинными разломами, создающими вместе с оперяющими их нарушениями зоны повышенной проницаемости.

Талышу, как и большинству складчатых областей, свойственны системы субпараллельных разломов глубокого заложения, формирующиеся на ранней стадии его развития в обстановке растяжения и расчленения области на продольные блоки, которые на протяжении геосинклинального этапа служили магмоподводящими каналами, а на более поздних стадиях развития по ним происходили тектонические подвижки (взбросы во внутренних зонах и надвиги во внешних). Эти разрывные структуры, разделяющие структурно-фациальные зоны, представляют собой тектонические срывы по долгоживущим конседиментационным разломам и характеризуются региональной выдержанностью и местами значительной шириной надвиговых зон. Одна из зон разломов (взбросового типа) приурочена к северо-восточному борту Астаринского поднятия, где отложения дания — палеоцена приподняты по отношению к среднезоценовым вулканогенным сериям. Вторая зона, представляющая собой надвиговую полосу, приурочена к северо-восточному борту Буроварского поднятия, где верхнеэоценовая туфогенно-осадочная толща надвинута на осадочные отложения олигоцен-миоцена.

Зона, расположенная вдоль борта Астаринского поднятия, тянется в северо-западном направлении с падением плоскости разлома на северо-восток под углом 60—70°, а местами 80—90°. На длительность ее развития указывает также приуроченность к ней вулканических центров средне- и позднеэоценового вулканизма (Гыз-Галасы, Пашагол, Бузеир и др.), вытянутых вдоль борта поднятия в виде крупных трахиандезитовых экструзивных куполов. В целом эта полоса приурочена к выходам серии автокластитовых лав трахиандезитов, на которые в юго-восточной ее части надвинуты туфогенно-осадочные породы дания — палеоцена, а на северо-западе по мере погружения структуры в надвиговой зоне вскрыты вулканогенные серии раннего эоцена. Характерно, что во всей надвиговой полосе отмечается значительное количество глыб и отторженцев (размером до 100—150 м) верхнемеловых известняков, вытянутых цепочкообразно вдоль борта поднятия.

Надвиговая зона по борту Буроварского поднятия распознается по пологому налеганию туфогенно-осадочных пород позднего эоцена на осадочные отложения олигоцен-миоцена.

Рассматриваемые щелочные ультраосновные интрузивы Талыша, имеющие по структурно-петрологическим и минералого-геохимическим



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Гамарат-Алиабадского ультраосновного массива.

1 — перидотиты; 2 — плагиоклазовые перидотиты; 3 — габбро, габбро-нориты; 4 — ортоклазовое габбро и габбро-снениты; 5 — пикриты, пикрито-базальты; 6 — лампрофиры; 7 — гидротермально-метасоматические прожилки; 8 — автокластитовые лавы трахиандезитов среднего эоцена; 9 — туфогенно-осадочная толща позднего эоцена; 10 — лавы и пирокласты порфировых трахиандезитов позднего тоща ; 11 — разломы; 12 — элементы залегания

особенностям много общих черт, подразделяются на дифференцированные и недифференцированные типы. Причем, если первые приурочены к наиболее приподнятым частям сочленения продольных и поперечных поднятий, то вторые отмечаются уже в области погружения поперечных поднятий в сторону продольных прогибов.

Недифференцированные интрузивы располагаются в позднеэоценовой туфогенно-осадочной толще и представлены пластообразными и штокообразными телами и дайками пикрит-перидотитового и пикритового состава.

Среди дифференцированных интрузивов наибольший интерес представляет Гамарат-Алиабадский интрузив (рис. 1), обнажающийся на современном эрозионном срезе тремя разобщенными выходами, площадью около 20 км²: Малый Гамарат — штокообразное тело в среднеэоценовой серии автокластических лав и вулканических брекчий трахиандезитов и Большой Гамарат — Алиабад — пластообразное тело во флишоидной туфогенно-осадочной толще позднего эоцена.

В строении их принимают участие следующие дифференциаты (от центра к краю в штокообразных телах): перидотиты — габбро-перидотиты — габбро-нориты — роговообманковые габбро-ортоклазовые габбро-биотитовые габбро-сиениты. Все породы подвергались интенсивной метасоматической переработке — биотитизации, амфиболитизации, серпентинизации и др. Дайковые и силловые дериваты этих интрузивов представлены оливин-пироксеновыми пикритами, пикрито-базальтами и лампрофирами.

0	Перидо- титы	Плагно- клазсвые перидо- титы	Габбро- перидо- титы	Габбро- нориты	Габбро	Ортокла- зовое габбро	Биотито- вые габ- бро-сие- ниты	Оливи- новые пикриты	Лампро- фиры
Окислы	среднее из анализов								
	9	2	3	4	3	5	2	2	2
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Na ₂ O K ₂ O P ₂ O ₅ H ₂ O Π. π. π. π. Σ	42,69 0,49 8,51 3,19 7,20 0,18 25,16 7,64 0,84 0,53 0,10 0,83 2,80	43,63 0,65 7,94 2,43 8,75 0,12 21,83 7,86 0,88 1,52 0,12 0,27 3,57 99,80	45,50 0,59 10,07 2,34 7,77 0,17 18,26 9,05 1,32 0,11 0,48 3,67 100,28	45,33 0,87 17,89 2,82 5,19 0,08 8,80 13,16 0,76 0,29 0,26 2,42	47,56 1,22 19,52 2,74 5,45 0,13 4,51 10,06 3,91 1,06 0,08 0,25 3,12	47,35 1,33 16,64 2,87 6,07 0,15 6,04 9,98 2,34 0,34 0,30 2,34	52,12 1,37 18,36 2,47 0,13 5,49 4,74 4,74 2,20 0,31 1,95 100	$\begin{array}{r} 43,11\\ 0,51\\ 9,43\\ 4,13\\ 6,58\\ 0,27\\ 21,03\\ 6,81\\ 0,80\\ 0,64\\ -2,22\\ 4,82\\ 4,82\\ 100\\ 35\end{array}$	53,05 1,18 17,05 2,84 5,28 0,20 3,76 4,30 4,47 4,05 0,98 3,30 100,46
_	Петрохимические коэффициенты								
Sacbc'm' f'nφtQcc fs	$\begin{array}{r} 43,30\\ 2,30\\ 3,89\\ 50,51\\ 8,54\\ 74,60\\ 16,86\\ 71,05\\ 4,66\\ 0,84\\ -21,89\\ 0,59\\ 18,17\\ 77,74\end{array}$	45,08 3,69 2,95 48,28 11,70 68,83 19,47 46,67 3,82 1,09 -20,17 1,25 21,90 74,75	$\begin{array}{r} 48,55\\ 3,68\\ 4,44\\ 43,33\\ 13,32\\ 66,33\\ 20,35\\ 51,72\\ 4,25\\ 0,92\\ -14,70\\ 0,80\\ 23,14\\ 69,60\end{array}$	54,176,169,3030,3724,1050,7625,1481,618,151,44-13,280,6632,8252,78	59,43 10,97 8,58 21,89 39,23 38,88 84,56 11,92 1,85 -11,66 49,33 49,31	57, 59 10,24 5,16 27,01 28,12 39,79 32,09 65,03 9,55 1,99 -10,46 1,98 44,28	$\begin{array}{c} 62,37\\ 14,52\\ 5,43\\ 17,69\\ 3,19\\ 54,18\\ 42,63\\ 69,90\\ 11,92\\ -19,74\\ 2,67\\ 43,62\\ 90\\ 2,67\\ 43,62\\ 90\\ 2,92\\ \end{array}$	46,62 2,58 4,67 46,13 6,77 72,85 20,38 65,00 7,26 0,84 -16,59 0,60 21,41 73 73	$\begin{array}{c} 63, 19\\ 16, 31\\ 3, 69\\ 16, 31\\ 10, 87\\ 40, 43\\ 48, 70\\ 62, 61\\ 15, 65\\ 1, 67\\ -8, 93\\ 4, 29\\ 54, 15\\ 24, 28\end{array}$

Химические анализы и петрохимические коэффициенты (по А. Н. Заварицкому) пород щелочных ультраосновных интрузивов Талыша

Характерная особенность этих интрузивов — дезинтегрированность перидотитов центральной части, среди которых отмечаются более плотные выходы полосчатых плагиоклазовых разностей, а также наличие гидротермально-метасоматических прожилков (0,01—0,2 м), представленных ксонотлитом, пренит-пектолит-амфиболом, биотитом, кальцитом и цеолитом.

Изучение количественно-минералогического состава пород интрузивов и их дайковых дериватов показывает, что главной минеральной составляющей в них являются оливин, пироксен (ромбический и моноклинный), роговая обманка, биотит, а также плагиоклаз, ортоклаз и рудные.

Оливины и пироксены в начальных дифференциатах представлены магнезиальными разностями, а в более поздних — железистыми и, наконец, железисто-натриевыми. Так, от перидотитов к габбро-норитам в оливинах отмечается увеличение фаялитовой молекулы (от 14 до 26%), а в моноклинных пироксенах уменьшается магнезиальная составляющая — в габбро уже распространены собственные авгиты. В лампрофирах с увеличением железистой молекулы увеличивается также эгириновая молекула. Такая эволюция оливина и пироксена, несомненно, обусловлена общим ходом процесса дифференциации.

По петрохимической характеристике щелочных ультраосновных пород рассматриваемых интрузивов (таблица) устанавливается две четко различающиеся группы — краевая (ортоклазовое габбро и габбросиениты) и центральная — перидотиты. В центральных частях интрузива (перидотиты, габбро-перидотиты) отмечается низкое содержание кремнезема (42,69-45,5%), глинозема (8,5-10,1%) и суммы щелочей (1,37-2,27%) при высоком содержании окиси кальция (9,05%), закиси и окиси железа (10—11%), и магния (21,83—25,16%). К краевым частям интрузивов (ортоклазовое габбро, габбро-сиениты) наблюдается повышение кремнезема (47,5—52,1%), глинозема (16,6—18,3%) и суммы щелочей (5,21-7,65%) и понижение окиси и закиси железа (8,15-8,94%). Подобное же различие устанавливается и на векториальной диаграмме (рис. 2). При этом здесь верхняя часть кривой, соот-



Рис. 2. Векториальная диаграмма пород вулканогенной и интрузивной формаций щелочнобазальтоидной ассоциации Талыша.

АА — ранне — ореднезоценовая субформация вулканогенной формации; ББ - позднезоценовая субформация вулканогенной формации; ВВ — позднеэоценовая интрузивная формация. Ассоциации вулканических пород: ІІ — Лассен-Пик; III — Иеллоустонский парк; IV — Этна;

V — Марос-Хейвуд

ветствующая габбро, совпадает с кривой основных вулканитов позднего эоцена, а кривая перидотитов занимает нижние части диаграммы. Петрографическое и петрохимическое соответствие краевых частей интрузива с породами трахибазальтов и субщелочных витробазальтов позднеэоценового возраста, очевидно, связано с развитием на месте предшесъвовавшим внедрению этих гипабиссальных интрузивов крупных вулканических центров. Кроме того, для перидотитов и габбро-перидотитов коэффициент фракционирования равняется *f* = 18,2-23,2 при коэффициенте затвердевания $S_i =$ =77-69,7,габбро а для f=49.3, а $S_e=25-30$, приближаясь к трахибазальтам позднего эоцена f=67,4, а $S_e=24,2$.

Из приведенной петрохимической характеристики и векториальной диаграммы по А. Н. Заварицкому устанавливается близость вулканогенной и интрузивной формаций. Принципиальная и генетическая общность заключается в преобладающем значении в их составе ультраосновных и основных щелочных пород, представленных в первом случае пикритами, пикрит-трахидолеритами, трахибазальтами, а во втором — перидотитами, габ-

бро-перидотитами, ортоклазовыми габбро, в то же время для обеих формаций характерно наличие щелочных пород среднего состава для вулканогенной широко развиты трахиандезиты, трахиандезито-базальты, трахитоидные витербиты, а для интрузивной — габбро-сиениты.

В целом вулканогенная и интрузивная формации весьма близки очень устойчивыми естественными ассоциациями с характерным набором дифференциатов, в составе каждой из них соответствующие ассоциации щелочных оливиновых базальтов, вулканогенная формация которой испытывала процессы дифференциации в промежуточных очагах, а интрузивная — миновала их.

Таким образом, Талышская складчатая зона представляет область проявления щелочно-базальтового вулканизма с весьма редкими и интересными в петрологическом отношении ультраосновными интрузивами.

Проявление последних связано со специфичностью тектонического положения Талыша и глубинным строением, обусловленным расположением его на восточном борту Карадагского поднятия, послужившего жестким фундаментом для закладывавшейся здесь геосинклинали. По данным геофизики, поверхность допалеозойского фундамента в пределах Талыша воздымается с востока на запад от 10 до 5 км и выступает на поверхность в районе Иранского Карадага. В настоящее время данный выступ байкалид участвует в сложении поперечного прогиба, отделяющего структуры Малого Кавказа от Талыша, и имеет асимметричное строение с крутым западным и значительно пологим восточным бортами.

Особую роль играло наличие зон глубинных разломов, служивших магмаподводящими каналами.

Развитие систем глубинных разломов, обусловливающих подъем по ним подкоркового щелочно-базальтового расплава, характерно для активно развивающихся рифтовых зон. Описанные выше системы разломов, судя по их структурно-геологическим особенностям и приуроченности к ним щелочных основных эффузивов и ультраосновных интрузивов, очевидно, также представляют собой зоны максимальных растяжений.

выводы

Щелочные вулканогенная базальтовая и интрузивная ультраосновная формации по характерному набору дифференциатов, степени их недосыщенности кремнеземом, относительной щелочности и проведению железомагнезиальных компонентов соответствуют единой щелочно-базальтовой магме. Первая из них представлена двумя рядами дифференциатов (ранний — средний эоцен и поздний эоцен), процессы дифференциации и ассимиляции которых происходили в промежуточных очагах, на что указывает антидромный характер их проявления от трахиандезитов до трахибазальтов и пикрит-трахибазальтов, а также высокий коэффициент фракционирования f = 73,5—69,8 и низкий коэффициент затвердевания $S_e = 16,0$ —18,0.

Вторая (интрузивная щелочно-ультраосновная формация) по общей выдержанности и характеру составляющих ее дифференциатов позволяет предполагать отсутствие (или, возможно, слабое воздействие) этих процессов на расплав, подтверждением чему служит низкий коэффициент фракционирования f=18,2-23,1 и высокий коэффициент затвердевания $S_e=77,7-69,7$.

В процессе магматической дифференциации щелочно-базальтовой магмы, очевидно, происходило обособление от нее расплавов щелочно-базальтоидного и ультраосновного составов.

Сильная «дезинтеграция» пород ультраосновных интрузивов, их интенсивная метасоматическая переработка и наличие в них крупных плотных неизмененных глыб ультрабазитов указывают на взрывную обстановку при их формировании, связанную, очевидно, с быстрым падением температуры и давления при внедрении магматического расплава в близповерхностные условия.

Литература

Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э., Исмаил-Заде А. Д. Тектоническое строение Талыша и его связь с Эльбурсом и Малым Кавказом.— Геотектоника, 1971, № 1.

Институт геологии АН АзербССР, Баку

Статья поступила 23 марта 1976 г.

Январь — Февраль

1978 г.

УДК 551.242.7(54)

И. А. ВОСКРЕСЕНСКИЙ

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОТВАРСКОГО НАГОРЬЯ И СОЛЯНОГО КРЯЖА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ДВИЖЕНИЯ ИНДОСТАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Соляной кряж и примыкающая часть Потварского нагорья геологически принадлежат фанерозойскому перикратонному прогибу в краевой части Индостанской платформы. В основании осадочного выполнения прогиба залегает мощная соленосная серия венда — кембрия. В новейшее время на месте перикратонного прогиба развился Кохат-Потварский краевой прогиб. Особенности строения Соляного кряжа и Потварского нагорья свидетельствуют о надвигании отвечающих им структур на платформу. Поскольку видимое надвигание произошло из прогиба на краевое поднятие фундамента платформы, делается вывод, что современная структура Потвара и Соляного кряжа должна быть объяснена поддвигом платформы под перикратонный прогиб по пластичной соленосной серии.

Вопрос о горизонтальном перемещении Индостанской платформы, выразившемся в ее поддвиге под складчатую систему Гималаев — Хазары, рассматривается во многих работах. С позиций сближения древних Евроазиатского и Индо-Африканского материков возникновение «Сегмента Центральной Азии» рассматривал еще Э. Арган (1935). Возможным отодвиганием горной области краем Индостана объясняют наличие дефицита масс в Северо-Западном Пенджабе (т. е. в районе Потварского нагорья) и образование снопообразных дуг Гиндукуша — Каракорума (Кришнан, 1954) и «Памирского скучивания» (Захаров и др., 1964). Движением Индостанской платформы на север делаются попытки объяснить формирование альпийских дуг Памира (Наливкин, 1926; Пейве и др., 1964; Губин, 1964, и др.), образование надвигов в Западно-Гималайском синтаксисе (Wadia, 1931), форму Гималайских дуг и надвигообразование в Гималаях, на основе которого в последних предполагается сокращение земной коры до 400 км (Гансер, 1967).

Нетрудно заметить, что в перечисленных и в других аналогичных работах возможное горизонтальное движение Индостанской платформы рассматривается лишь как ключ к расшифровке особенностей строения Памиро-Гималаев, но никак не в качестве установленного факта. Объяснение этому следует, очевидно, искать в чрезвычайной сложности выяснения направления горизонтальных тектонических движений в прошлом ввиду относительности этого направления. В связи с этим остается нерешенным вопрос, чем обусловлено видимое надвигание складчатой системы на краевую часть платформы. Происходило ли надвигание складчатой системы или же имел место поддвиг платформы под складчатую систему?

Соляной кряж и Потварское нагорье являются исключительно благоприятными объектами для ответа на этот вопрос уже потому, что представляют собой образования краевой части Индостанской платформы. Высокая степень изученности их геологии благодаря детальным работам главным образом Е. Р. Джи в Соляном кряже (Gee, 1934, 1946, 1949 и др.) и В. Д. Гилла на Потваре (Gill, 1958 и др.) и других исследователей, а также работам последнего десятилетия (Воскресенский и др., 1968, 1971) дает возможность приблизиться к решению проблемы перемещения платформы Индостана на север.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОТВАРА И СОЛЯНОГО КРЯЖА

Потварское нагорье вместе с обрамляющим его с юга Соляным кряжем занимает междуречье Инда — Джелама и геологически отвечает части Кохат-Потварского передового прогиба (рис. 1). Высоты нагорья составляют 400—500 м. Соляной кряж в плане изогнут под прямым углом и на большей, субширотной части морфологически выражен плоскогорьем с высотами 950—1100 м и с пиком Сакесар (1530 м). Северо-западный отрезок кряжа имеет резко пересеченный рельеф. Северный склон кряжа пологий и постепенно переходит в Потварское нагорье; южный, обращенный к Пенджабской аллювиальной равнине, резко обрывистый на всем своем протяжении и образует уступ высотой 800—900 м.

Кохат-Потварский прогиб выполнен мощной неоген-раннечетвертичной пресноводной молассой. На востоке он через Сиалкотский (Джеламский) выступ платформы сочленяется с Предгималайским передовым прогибом и представляет по существу крайнюю западную и наиболее погруженную по неогену ванну последнего (Воскресенский и др., 1971). Ограничением Кохат-Потварского прогиба на юге служит выступ щита Индостанской платформы — Саргодийский свод, сложенный метаморфическим комплексом докембрия и на больших площадях скрытый плащом аллювия. Северо-западным погружением свода, перекрытым четвертичной впадиной Банну, прогиб в прошлом отделялся от Предсулейманского прогиба. На севере Кохат-Потварский прогиб по разлому Кала-Читта граничит с Хазарской складчатой областью.

В раннем плейстоцене произошло замыкание прогиба, подъем и образование нагорья на значительной его части. На это же время приходится формирование структуры Соляного кряжа и замещающего его на западе поднятия Трансинда. В поперечном профиле Кохат-Потварского прогиба четко выделяются два борта, сопрягающиеся по Хаири-Муратскому разлому, вдоль которого местами выжаты известковоглинистые толщи палеогена и который продолжает сюда Большой Пограничный разлом из Предгималайского прогиба.

Внутренний борт Кохат-Потварского прогиба сложен нижней молассой (нижний миоцен, серия Марри), собранной в сжатые крутые или вертикальные изоклинально-чешуйчатые складки с преобладающей южной вергентностью. Здесь же наблюдаются отдельные выходы палеогеновых отложений, выжатых по разрывам.

Внешний борт прогиба на поверхности образован в основном верхней молассой (средний миоцен — нижний плейстоцен, серия Сивалик). Основную часть внешнего борта составляет Соанская впадина, территориально отвечающая центральному и южному Потвару и играющая роль современной оси прогиба. Западная половина впадины характеризуется плоской изометричной формой и осложнена пологими складками и структурными носами. Структура восточной части впадины значительно сложнее. Здесь развиты крупные гребневидные антиклинали, наклоненные в разные стороны и нарушенные продольными, а иногда и поперечными разрывами. Некоторые из продольных разрывов имеют пропеллеровидную поверхность — падение ее меняется на противоположное вдоль разрыва. Отмечаются субширотные правые сдвиги. Описанная группа складок составляет в то же время западное кры-



Рис. 1. Схематическая карта Потварского нагорья и Соляного кряжа.

1—2 — Индостанская платформа: 1 — выступ щита (Саргодийский свод), 2 — склон щита; 3—4 — Предгималайский передовой прогиб: 3 — внутренний борт, 4 — внешний борт; 5—9 — Кохат-Потварский передовой прогиб; 5 — внутренний борт; 6—9 — внешний борт: 6 — Соанская впадина, 7 — Калабадская седловина, 8 — Мианвальская впа-дина, 9 — Харианский участок; 10—11 — поднятие Соляного кряжа: 10а — крыло под-нятия, 106 — плоская часть свода, 10в — интенсивно дислоцированная часть свода, 11 — Хазарская складчатая область; 12 — граница Соанской впадины на востоке; 13 — ребиериние античина и 15 — соситок соси 13 — гребневидные антиклинали; 14 — плоские антиклинали; 15 — структурные носы, 16 — оси крупных синклиналей; 17 — разрывы: установленные (а) и предполагаемые (б); 18 — сдвиг (стрелки разрывов и сдвигов показывают относительное направление движения).

На врезке дана схема тектонического районирования Северо-Западного Индостана по И. А. Воскресенскому и др. (1971). Сл. — Сиалкотский выступ; передовые прогибы: Пс. — Предсулейманский, Пг. — Предгималайский; К-П. — Кохат-Потварский; впадины: Сн. — Соанская, Б. — Банну, М. — Мианвальская; К. — Калабагская седловина; СК. — под-нятие Соляного кряжа; складчатые системы: Х. — Хазары, Г. — Гималаев ло Джеламского синтаксиса¹ (Воскресенский и др., 1968, 1971). Тектонически это крыло синтаксиса более сложное и насчитывает больше складок, чем восточное, располагающееся уже в Предгималайском прогибе.

На юге и юго-западе Соанская впадина обрамляется поднятием Соляного кряжа. К северу от северо-западного окончания кряжа борт Соанской впадины очерчивается меридионально простирающейся молассой, поворачивающей сюда с юго-востока. С субширотными структурами Калабагской седловины впадина сопрягается по меридиональным сдвигам.

Поднятие Соляного кряжа имеет резко асимметричный профиль. Субширотный отрезок поднятия более широкий. Большая часть поднятия на этом отрезке имеет плоский свод, построенный отпрепарированными толщами известнякового палеогена, залегающего преимущественно субгоризонтально. В двух-трех местах свод осложнен асимметричными складками с пологими северными и вертикальными южными крыльями. На востоке поднятие рассечено диагональными сдвигами, прослеживающимися до его южного края. Вдоль сдвигов блоки смещены на юг.

В юго-западной части субширотного отрезка с появлением на поверхности мезозойских и палеозойских образований и одновременным исчезновением бронирующих их палеогеновых отложений структура свода резко усложняется. Однако целостность картины, выражающаяся общностью наклона складок и их формы, обычно присущей складчатым областям, здесь отсутствует. Складки представлены всевозможными морфологическими типами — от сундучных и коробчатых до опрокинутых с параллельными крыльями и тектонических чешуй и рассечены многочисленными разрывами, в том числе диагональными, с выжатой по ним солью. При относительном преобладании южной вергентности нередко наблюдаются складки, опрокинутые и взброшенные на север. Особенности описанной структуры обусловлены наличием в разрезе древней соляной серии, с которой вышележащие породы находятся в резко дисгармонических соотношениях.

Аналогичная, хотя и менее напряженная структура присуща северо-западному отрезку Соляного кряжа, в который, изгибаясь в плане, продолжается описанный выше участок. Сводовая часть этого отрезка построена палеозойскими, мезозойскими и частично палеогеновыми отложениями, дислоцированными в узкие, с юго-западной вергентностью, складки, нарушенные продольными разрывами. Автор наблюдал здесь мелкие антиклинали, растянутые вдоль шарниров правыми сдвигами. На участке развития отложений известнякового палеогена, примыкающем к крылу поднятия Соляного кряжа, структура свода упрощается.

Примечательным для северо-западного отрезка является структурный выступ в его средней части. Зеркало складчатости в пределах выступа находится на одном уровне, а в основании выступа, вдоль огибающего его с трех сторон разрыва, выходит соляная серия, что в совокупности свидетельствует об аллохтонной природе выступа.

Северное крыло поднятия Соляного кряжа построено молассой и постепенно переходит в борт Соанской впадины. На северо-западе крыло представляет собой моноклиналь с углами падения до 45—50°. На субширотном отрезке оно флексурно сочленяется со сводом поднятия и отличается пологим (10—15°) залеганием на западе и крутым (30—50°) на востоке.

¹ Джеламский синтаксис является частью грандиозного Западно-Гималайского синтаксиса и условно выделяется с целью подчеркнуть принадлежность излома тектонических линий в плане платформеному борту передового прогиба.

Южного крыла у поднятия Соляного кряжа нет вследствие разломного ограничения поднятия. По разлому на поверхность выведен весь разрез осадочного чехла, начинающийся мощной (более 2 км) соленосной серией венда — нижнего кембрия. Серия эта сплошной полосой (в субширотном отрезке) или прерывисто выходит вдоль всего южного подножья Соляного кряжа, исчезая только непосредственно за Индом, и распространена под Соанской впадиной вплоть до ее северного борта, где вскрыта бурением (Воскресенский и др., 1971). В Соляном кряже



Рис. 2. Предполагаемая схема поддвига Индостанской платформы под Соляной кряж и Потварское нагорье. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:2:1— начало четвертичного времени; II— начало поддвигания Индостанской платформы на север; III— современная структура. Рст — докембрийские образования Хазарской складчатой области (сланцевая серия) и Индостанской платформы (фундамент), Рст—Ст1— позднедокембрийско-раннекембрийския соленосная серия, Мг2—Рг2— мезозойско-палеозойские отложения, Fг — фанерозойский маломощный чехол северного склона Саргодийского свода, Рд — отложения палеогена, N— отложения неогена, Qa1— современный аллювий

серия во многих случаях тектонически контактирует с четвертичными отложениями. В приповерхностной зоне разлом определенно переходит в надвиг и даже надвиг покровного типа, что явствует из чрезвычайно извилистой конфигурации разрыва в плане.

Южная, фронтальная часть Соляного кряжа в восточной его половине рассечена глубокими поперечными и диагональными ущельями. Крупнейшие из них образовались вдоль разрывов и имеют длину до 10 км, т. е. рассекают Соляной кряж на две трети его ширины. По дну ущелий непрерывно выходит перемятая соляная серия. С вышележащими отложениями она и здесь, и вдоль фронта поднятия за редким исключением имеет тектонический контакт.

На востоке поднятие раздваивается. Основная, восточная ветвь его сужается, но погружается лишь по верхним горизонтам за счет выпадения из разреза толщ палеогена и мезозоя. По отложениям кембрия поднятие остается на прежнем уровне и обрезается левым сдвигом, вдоль которого произошло растаскивание крыльев некогда единой антиклинали с поворотом одного крыла на 90° (рис. 2). Амплитуда смещения достигает 11 км. Нет сомнений, что такое перемещение крыла складки, как и сдвиг восточного окончания поднятия Соляного кряжа на указанную дистанцию, стали возможными благодаря развитой здесь пластичной соляной серии. Северо-восточная ветвь, представляющая собой узкую складку, нарушенную продольным разрывом, косо секущим и поднятие, уходит в западное крыло Джеламского синтаксиса.

На северо-западе, у р. Инд, поднятие сужается и частично погружается. Сочленение с Трансиндским поднятием происходит через узкие, сопрягающиеся по сдвигам меридиональные блоки-клавиши. В целом зона, включающая Соанскую впадину и поднятие Соляного кряжа, на юге, западе и севере имеет разрывные ограничения.

Примыкающая к поднятию на западе Мианвальская впадина имеет полого погружающееся на север днище и выполнена маломощными осадками фанерозоя. По нижним горизонтам впадина структурно занимает более высокое положение, чем Соанская впадина. Оси Мианвальской впадины на юге соответствует положительная аномалия силы тяжести, ответвляющаяся от основной, Саргодийской аномалии. Это может свидетельствовать о том, что моноклинали в чехле соответствует выступ фундамента. Маломощный чехол несет также северный край Саргодийского свода.

Из приведенной характеристики следует, что поднятие Соляного кряжа имеет надвиговую структуру. Надвигание произошло в южном направлении по мощной пластичной соленосной серии докембрия кембрия. В основном надвиговый характер структура поднятия имеет в субширотном отрезке, что следует из его более высокого структурного положения относительно примыкающей с юга платформы, формы разрыва в плане, ограничивающего поднятие с юга, и системы меридиональных и косых сдвигов, сопутствовавших надвиганию.

В северо-западном отрезке кряжа структура имеет сдвигово-надвиговый характер. Сдвиг подтверждается положением этого отрезка относительно общего направления надвигания поднятия Соляного кряжа с развитием складок с крыльями, смещенными в плане вдоль шарниров; надвиг — данными, аналогичными перечисленным выше.

Восточное окончание поднятия Соляного кряжа обрезано сдвигом, вдоль которого оно переместилось на 11 км. Вместе с тем с Соанской впадиной поднятие Соляного кряжа связано взаимопереходами и составляет с ней неразрывное целое. Поэтому с точки зрения физической целостности необходимо сделать заключение, что вместе с надвиганием поднятия Соляного кряжа на юг соответствующее перемещение испытала и Соанская впадина. Этот вывод на основе более обширных данных подтверждает ранее высказывавшуюся точку зрения о возможном перемещении Потвара и Соляного кряжа (Pinfold, 1918; Gee, 1934, 1946, 1949; Wadia, 1953; Хаин, 1970, и др.).

Можно было бы полагать, что определяющим в формировании современной структуры поднятия Соляного кряжа явилось выжимание соли вдоль основных разрывов из-под Кохат-Потварского прогиба. То, что такое выжимание могло иметь место, отрицать, по-видимому, не следует. Однако, как можно заключить из приведенных выше материалов, главным в формировании конечной структуры поднятия Соляного кряжа, в частности его фронтальной части, явилось надвигание поднятия в южном направлении.

возможный механизм образования современной структуры

Анализ материалов показывает, что структура северо-западного угла Индостана в значительной степени предопределена особенностями его послебайкальского развития. Действительно, Сиалкотский выступ в фанерозое играл роль границы морского осадконакопления на северном краю Индостанской платформы. По данным Л. П. Матура и П. Эванса (1968), к востоку от выступа достоверные морские отложения, за исключением маломощных мелководных палеогеновых, не установлены. Северо-западное же окончание Саргодийского свода представляло собой подводную перемычку, за которой, на западном склоне платформы, осадочный чехол имеет состав, отличный от потварского (Воскресенский и др., 1971).

Вместе с тем, несмотря на современную структурную обособленность поднятия Соляного кряжа, слагающие поднятие образования палеозоя. мезозоя и палеогена в тех же фациях и без заметных изменений в мощности продолжаются под Соанской впадиной вплоть до ее северного борта². Напротив, в примыкающих к Соляному кряжу Мианвальской впадине и Саргодийском своде осадочный чехол резко сокращен в мощности или вовсе отсутствует. Эти факты свидетельствуют о том, что зона Соляного кряжа в прошлом принадлежала прогибу в краевой части Индостанской платформы и что, стало быть, поднятия Соляного кряжа как самостоятельной структуры в прошлом не существовало. Южным ограничением этого прогиба являлся разлом Соляного кряжа, по которому происходило погружение прогиба. В пользу древности разлома, помимо упомянутого скачка в мощности осадочного комплекса в Соляном кряже и к югу от него, свидетельствует, в частности, проявление базальтового, хотя и слабого, магматизма на переходе от докембрия к кембрию на востоке Соляного кряжа (кеурские траппы; Кришнан, 1954, и др.) и формирование цепочки органогенных рифов в триасе вдоль северо-западного отрезка Соляного кряжа³.

Что касается ограничивающего Соанскую впадину с севера Хаири-Муратского разлома, то движения по нему определенно проявились в миоцене, в фазу заложения и последующего развития Кохат-Потварского передового прогиба и накопления нижней молассы, когда к северу от разлома отложилась почти четырехкилометровая серия Марри, в два раза и более сокращающая свою мощность тут же к югу от него, в Соанской впадине. В структуре прогиба разлом разделяет зоны поверхностного распространения серий Марри и Сивалик. Важнейшие же особенности разлома заключаются, во-первых, в его роли как северной границы распространения отложений палеогена и, очевидно, мезозоя, палеозоя и позднего докембрия в фациях Соляного кряжа. Выходящие по разрывам отложения палеогена северного борта прогиба фациально аналогичны толщам палеогена краевой части Хазарской складчатой области, мезозойские, палеозойские и согласно подстилающие их докембрийские образования которой также значительно отличаются от своих эквивалентов в Потваре и Соляном кряже. Во-вторых, и это особенно важно, разлом, разделяя борта прогиба, служит разделом зон, чрезвычайно сильно различных по степени тектонической напряженности.

Указанные особенности поведения мощностей, распространения моласс и распределения проявлений складчатости повторяют картину, наблюдаемую в Предгималайском прогибе, где разделом бортов служит Большой Пограничный разлом, продолжением которого является Хаири-

² В связи с этим отложения указанного возраста в разрезе Потвара рассматриваются исследователями этого района как выраженные «в фациях Соляного кряжа».

³ Известные в разрезах триаса, по данным других исследователей, крупные доломитовые массивы с остатками криноидей автор на основе детальных работ интерпретирует как биогермы, впоследствии нацело доломитизированные.

Муратский разлом. Если также учесть, что в западной части внутреннего борта Предгималайского прогиба, в Джамму, развиты позднепалеозойские известняки и агломератовые сланцы с жилами перидотита и дунита (Pascoe, 1959), неизвестные во внешнем борту и фациально тяготеющие к пермо-карбону Кашмира, то станет очевидным историческое значение обоих разломов как единого целого и соответствие их, как и аналогичных швов в других передовых (краевых) прогибах, границе подвижной и платформенной областей, в данном случае — краю Индостанской платформы.

Таким образом, границы зоны, включающей современные Соанскую впадину и поднятие Соляного кряжа, унаследованы от более древнего тектонического плана и отражают форму и размеры фанерозойского перикратонного прогиба. Прогиб имеет погружающееся на запад днище и с внешней стороны и, возможно, на западе ограничен разломами. С севера прогиб по Хаири-Муратскому разлому ступенчато сочленяется с подвижной областью. Чрезвычайно важной особенностью строения перикратонного прогиба является мощная соленосная серия в видимой подошве его осадочного выполнения.

Как же представить механизм надвигания поднятия Соляного кряжа и Соанской впадины на юг, учитывая перечисленные особенности развития их в прошлом?

Как известно, перемещение столь крупных ($200 \times 80 \ \kappa m$) пластин, каковой является зона Соляного кряжа и Соанской впадины, возможно под действием усилий, распределенных по всей пластине. Очевидно поэтому, что образование надвига в южном направлении могло произойти или за счет скольжения пластины по пластичной соленосной толще под действием силы тяжести, или, как единственная альтернатива этому положению, в результате поддвига края Индостанской платформы на север, при котором пластина оставалась на месте. Такое поддвигание могло привести к видимому, относительному надвигу Соляного кряжа и Потвара на юг.

Надвигание Соляного кряжа и Потварского нагорья произошло, однако, из прогиба в сторону поднятия — на склон Саргодийского свода. Это обстоятельство исключает силу тяжести как определяющий фактор в перемещении Потвара на юг. Поэтому необходимо, очевидно, принять положение о поддвигании платформы под Соляной кряж и Потварское нагорье, т. е. движение платформы на север. По всей вероятности, в фазу замыкания Кохат-Потварского неогенового прогиба участок чехла, соответствующий перикратонному прогибу, почти по всей периферии был вырезан разрывами вдоль ограничивавших его разломов и взброшен по разлому Соляного кряжа до уровня соленосной серии. Последовавшее (или продолжавшееся) за этим движение платформы на север выразилось ее поддвиганием под осадочный чехол Потвара (рис. 2).

Деформации фундамента, сопровождавшие поддвиг, передавались чехлу. Однако восприятие этих деформаций чехлом должно было происходить через пластичную соленосную серию. Очевидно, что отражение деформаций фундамента в чехле тем полнее, чем больше размах деформаций и меньше мощность пластичной толщи. В условиях Потварского перикратонного прогиба распространение соленосной серии на востоке ограничивается, по-видимому, Сиалкотским выступом, в сторону которого следует ожидать уменьшения ее мощности.

На востоке перикратонного прогиба край платформы, имея форму клина, испытал максимальные напряжения. В связи с ожидаемым сокращением мощности соленосной серии следует полагать, что получившие здесь развитие складки в чехле наметились над разрывами в фундаменте. Дальнейшее формирование складок могло происходить за счет влияния фундамента на чехол вследствие затрудненного скольжения на их контакте, в результате чего чехол мог быть вовлечен в движение пере-

мещающимся на север фундаментом. Напротив, в западной части Соанской впадины увеличение мощности осадочного выполнения в целом и, очевидно, снижение степени напряженности определили незначительные деформации отложений.

В отличие от Западного Потвара на востоке произошло сокращение площади осадочного чехла в близмеридиональном сечении за счет образования складок, что, в свою очередь, свидетельствует о том, что амплитуда поддвига здесь превышает те 11 км, которые отмечены на восточном окончании Соляного кряжа.

Напрашивается мысль, не отражает ли флексура, ограничивающая плоский участок свода поднятия Соляного кряжа и образующая его северное крыло, положение края поддвинутого блока платформы? В этом случае край собственно платформы может достигать передовой части Хазарской складчатой области.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Зона поднятия Соляного кряжа и Соанской впадины принадлежит фанерозойскому Потварскому перикратонному прогибу в краевой части Индостанской платформы.

2. Надвиговая природа поднятия Соляного кряжа устанавливается по особенностям его современной структуры.

3. Поднятие Соляного кряжа и сопряженная с ним Соанская впадина физически составляют единое целое. Поэтому необходимо признать также надвигание и Соанской впадины на юг.

4. Участие силы тяжести в надвигании этих структур следует исключить, поскольку надвигание произошло из прогиба на поднятие.

5. В качестве единственной альтернативы необходимо принять поддвигание Индостанской платформы на север под поднятие Соляного кряжа и Соанскую впадину.

6. Достигает ли край перемещенной платформы складчатой области. остается неясным, поскольку неизвестна конечная амплитуда поддвига.

7. Имеющийся материал дает, однако, возможность положительно решить принципиальный вопрос о горизонтальном перемещении в геологическом прошлом Индостанской платформы или отдельных ее блоков на север.

Литература

Арган Э. Тектоника Азии. М., ГОНТИ, 1935.

Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Соколов Б. А. Тектоника Западного Пакистана.— Геотектоника, 1968, № 2.

Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Соколов Б. А., Мовшович Э. Б. Очерк геологии Пакистана. М., «Недра», 1971.

Гансер А. Геология Гималаев. М., «Мир», 1967.

- Губин И. Е. Памир как северная часть Пенджабского синтаксиса. В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. Междунар. геол. конгр. XXII сес. Пробл. 11. Докл. сов. геологов. М., «Недра», 1964. Захаров С. А., Ачилов Г. Ш., Бельский В. А. О тектоническом развитии западной части
- Центральной Азии.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. Междунар. геол. конгр. XXII сес. Пробл. 11. Докл. сов. геологов. М., «Недра», 1964.

Конгр. ХАП сес. проол. п. докл. сов. теслогов. м., «недра», 1964. Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд.Во иностр. лит., 1954. Матур Л. П., Эванс П. Геология и нефтегазоносность Индии. М., «Мир», 1968. Наливкин Д. В. Очерк по геологии Туркестана. Москва — Ташкент, Туркпечать, 1926. Пейве А. В., Буртман В. С., Руженцев С. В., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималай-ского сектора Азии. В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. Междунар геол. конгр. ХХИ сес., Пробл. 11. Докл. сов. геологов. М., «Недра», 1964.

Хаин В. Е. Современные представления о происхождении геосинклинальной складча-тости.— Геотектоника, 1970, № 3.

Gee E. R. The Saline Series of N. W. India.- Current Sci., 1934, v. 2.

Gee E. R. Further Note on the age of the Saline Series of the Punjab and of Kohat.- Proc. nat. Acad. Sci. India, Pt 2-4, Sec. B, 1946, v. 16(6).

Gee E. R. On the problem of the Saline Series, Salt Range, India.— Quart. J. Geol. Soc. London, v. 105, Proc., 1949.
Geological Map of Pakistan. Scale 1: 2 000 000. Geol. Surv. Pakistan, 1964.
Gill W. D. The Tectonics of the Sub-Himalayan fault zone in the Northern Potwar region

in the Kangra district of the Punjab .-- Quart. J. Geol. Soc., London, vol. 107, pt 4, 1952.

Pascoe E. H. A mannual of Geology of India and Burma, vol. 2. Calcutta, 1959. Pinfold E. S. Notes on structure and stratigraphy of N. W. Punjab.— Rec. Geol. Surv. India, 1918, 49, pt 3. Wadia D. N. The Syntaxis of the North-West Himalaya, its rocks, tectonics and orogeny.—

Rec. Geol. Surv. India, 1931, v. 6(2).

.

Wadia D. N. Geology of India. London, 1953.

КраснодарНИПИнефть

Статья поступила 11 мая 1976 г.

Январь — Февраль

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.248.2(73-43)

Г. П. В Д О В Ы К И Н, Ю. Л. К И С А Р Е В ПРОЯВЛЕНИЕ НЕОТЕКТОНИКИ В МЕТЕОРИТНОМ КРАТЕРЕ

Удар гигантского метеорита со сверхвысокой скоростью о поверхность планеты по эффекту аналогичен взрыву. При этом образуется крупный метеоритный кратер. Горные породы и метеоритное вещество выбрасываются за пределы кратера и испытывают перекристаллизацию. В число полутора десятков достоверных метеоритных кратеров на Земле входит Попигайский кратер (на севере Сибири) с поперечником до 100 км (Масайтис, 1975). Наиболее изучен из метеоритных кратеров взрывного типа Аризонский метеоритный кратер, расположенный на плато Колорадо в штате Аризона, США. Его поперечник 1220 м, глубина 184 м. Аризонскому кратеру посвящена обширная литература, включая монографические работы (Nininger, 1956; Вдовыкин, 1971).

Аризонский кратер возник при падении гигантского железного метеорита Каньон-Дьябло в четвертичное (плейстоценовое) время. Кратер вскрывает горные породы пермского возраста (формации Коконино и Кайбаб) и триасового возраста (формация Моенкопи). Породы в бортах кратера подчас нарушены разломами, запрокинуты и т. д. Брекчированные породы на дне кратера, а также выброшенные за пределы кратера обломки пород перекрываются плейстоценовыми отложениями (верхняя стратиграфическая граница плейстоцена, как известно, 10— 12 тыс. лет, нижняя 300—350 тыс. лет). Возраст Аризонского кратера как наиболее вероятный принимается в 50 тыс. лет.

При рассмотрении аэрофотоснимка Аризонского метеоритного кратера (рис. 1), опубликованного Х. Х. Найнинджером (Nininger, 1956), можно заметить, что кратер в целом нарушен более поздним (после образования кратера) разломом северо-западного направления. Относительно разлома северо-восточная часть кратера оказалась смещенной в юго-восточном направлении, а юго-западная — в северо-западном. В литературе (Nininger, 1956) имеется указание, со ссылкой на геологический отчет Х. М. Робертса 1919 г., на существование здесь «главного сброса, прослеживающегося с северо-запада на юго-восток». Однако в современных работах по геологическому исследованию кратера (Shoemaker, 1963) о нем не упоминается.

Выявленный разлом можно проследить и по геологической карте кратера, приведенной на рис. 2 по данным Э. М. Шумейкера (Shoemaker, 1963). В северо-западом и юго-восточном углах кратера в бортах имеются крупные сбросы, концы которых перекрываются современными отложениями. Обнажающиеся здесь песчаники Коконино, известняки Кайбаб, песчаники Моенкопи сдвинуты, что особенно видно по прослойку песча-



Рис. 1. Аэрофотоснимок Аризонского метеоритного кратера

ника формации Қайбаб (рис. 2). Сдвинуты также границы плейстоценовых и делювиальных отложений. Предполагаемый разлом проходит через центральную часть кратера. Здесь же примерно в центральной части отмечены и неровности геологического профиля дна кратера (граница брекчированных и ненарушенных пород) по данным буровых работ (Shoemaker, 1963).

Все сказанное выше свидетельствует о том, что через Аризонский метеоритный кратер проходит неотектонический разлом типа сдвига, образовавшийся уже после падения метеорита Каньон-Дьябло. Возможно, что это нарушение проявилось по зоне разлома более древнего заложения, активизировавшегося вследствие удара метеорита о земную поверхность. Вероятно, выявленный неотектонический разлом является боковым ответвлением крупного разлома, проходящего в 6 км к западу от метеоритного кратера в субмеридиональном направлении, по которому заложен Каньон Дьявола.

По данным недавних телевизионных снимков, сделанных из космоса (Гец и др., 1975), для района плато Колорадо в целом характерны многочисленные разрывы, в частности северо-западного простирания, которые хорошо прослеживаются, даже если они скрыты под мощными аллювиальными наносами. Причем отмечены (Бехтолд и др., 1975) также и современные разломы северо-западного простирания, секущие аллювий. Разлом в пределах кольцевой структуры имеется и в урочище Жаманшин (диаметр дна 5 км), находящемся в нашей стране и расположенной в Северном Приаралье, в 100 км к востоку от южной оконечности Урала. Для этой структуры недавно была убедительно показана ударнометеоритная природа, и на ее территории найдены впервые в нашей стране тектиты-иргизиты (Флоренский, 1975). Возраст кратера Жаманшин определяется не старше плиоцена. На геологической карте кратера Жаманшин, приложенной к указанной работе (Флоренский, 1975), мож-





1—горные породы формации Коконино (С), Кайбаб (К), Моенкопи (М); 2—слой песчаника Кайбаб; 3—обломки пород формаций Коконино, Кайбаб, Моенкопи; 4—плейстоценовый аллювий; 5—озерные и мелководные отложения, 6—делювий; 7—современный аллювий; 8— сбросы в породах бортов кратера; 9— предполагаемый неотектонический разлом

но видеть, что его северо-западная часть отсекается разломом, о котором в статье не упоминается. На продолжении разлома прослеживается стратиграфическая граница пород. Не исключено, что этот разлом тоже возник уже после образования кратера, т. е. в кратере Жаманшин, возможно, также имеет место проявление неотектоники.

Приведенные результаты дают фактическое доказательство относительно влияния на динамику литосферы сверхскоростного удара в месте падения гигантского метеоритного тела, как было рассмотрено теоретически в работе А. И. Дабижа, М. С. Красса, В. В. Федынского (1976).

Литература

Бехтолд И., Лиджет М., Гайлдс Дж. Региональный тектонический контроль третичной минерализации и современных разломов в южной части провинции бассейнов и хребтов по данным спутника ЕРТС-1.— В кн.: Геологические исследования из космоса. М., «Мир», 1975.

Вдовыкин Г. П. Метеорит Каньон-Дьябло. М., «Наука», 1971.

Гец А., Биллингсли Ф., Элстон Д., Лучитта И., Шумейкер Ю. Предварительные геологические исследования в районе плато Колорадо с использованием улучшенных снимков ЕРТС. — В кн.: Геологические исследования из космоса. М., «Мир», 1975. Дабижа А. И., Красс М. С., Федынский В. В. Эволюция метеоритных кратеров как

структур планетной коры.— Астроном. вестник, 1976, т. 10, № 1.

Масайтис В. Л. Астроблемы на территории СССР.— Сов. геология, 1975, № 11.

Миссинис Б. Л. Астроолемы на территории СССР.— Сов. геология, 1975, № 11. Флоренский П. В. Метеоритный кратер Жаманшин (Северное Приаралье) и его тек-титы и импактиты.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10. Nininger H. H. Arizona's meteorite crater. Sedona, 1956. Shoemaker E. M. Impact mechanics at Meteor Crater, Arizona.— In: The Moon meteorites and comets. Chicago, 1963.

Всесоюзный научно-исследовательский институт природных газов, Москва, Институт геологии Башкирского филиала АН СССР, Уфа.

Статья поступила 6 сентября 1976 г.

к сведению авторов

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы и природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись лечатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрищии, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимотщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и n, g и q, l и j и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; для книг — название работы, изд-во, место и год издания.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисуночных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в текстеобязательны ссылки на них. 11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Корректура статьи авторам не высылается. В подготовленном к набору (отредактированном и перепечатанном) оригинале статьи нужно тщательно проверить текст и рисунки. Все исправления и дополнения делать только простым карандашом.

16. Проверенный текст статьи и рисунков подписать карандашом «в печать»: в тексте — в конце статьи, на рисунках — на обороте.

17. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Редакционная коллегия:

,

1

В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ, П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь), М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ (зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН

Адрес редакции

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР Телефон 233-00-47, доб. 3-77

1

Технический редактор Е. А. Проценко

Сдано в набор 4/XI-1977 г. Т-18684 Подписано к печати 26/XII-1978 г. Тираж 2020 экз. Зак. 4794 Формат бумаги 70×108¹/16. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4,0 Уч.-изд. листов 12,0

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

В 485 ВОЛГИНА 13-72 ХЕРАСКОВОЙ Т Н 70228

5 Цена 1 р. 20 к. Индекс 70228

Геотектоника, 1978, №

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

вышли в свет книги:

Соколов С. Д. ОЛИСТОСТРОМОВЫЕ ТОЛЩИ И ОФИОЛИТОВЫЕ ПОКРОВЫ МАЛОГО КАВКАЗА. Труды Геологического института. Вып. 296. 10 л. 1 р.

В работе рассматривается положение офиолитов в современной складчатой структуре Малого Кавказа и их взаимоотношение с вмещающими верхнемеловыми образованиями. Установлено, что породы офиолитовой ассоциации находятся или в переотложенном состоянии среди олистостромовых толщ, или в виде тектонических покровов. Приводятся фаунистические доказательства юрского возраста эффузивно-радиоляритовой серии и делается вывод, что в мезозое на территории Малого Кавказа существовал прогиб, в котором на меланократовом фундаменте накапливались породы эффузивно-радиоляритовой серии. Большое внимание уделяется описанию и характеристике олистостромовых толщ.

Швольман В. А. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПАМИРА В МЕ-ЛОВОМ И ПАЛЕОГЕНОВОМ ПЕРИОДАХ. Труды Геологического института. Вып. 302. 15 л. 1 р. 50 к.

В монографии впервые рассмотрено строение и структурное положение меловых и палеогеновых отложений всего Памира. На основе фациального анализа реконструирована тектоническая обстановка, существовавшая в мелу и палеогене. На основании изучения соотношения меловых и палеогеновых отложений с более древними и структурного положения сделан вывод о завершении формирования основных черт покровно-складчатой структуры Памира не раньше середины неогена.

Книги рассчитаны на широкий круг геологов различных профилей.

Заказы направлять по адресу: 109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7. ГИН АН СССР. Отдел научной информации.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»