

В. И. Зарков

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1979

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА

№ 4, 1979

СОДЕРЖАНИЕ

Суханов А. Л. О структурах обрамления лунных морей	3
Развальяев А. В. К проблеме позднепротерозойских гипербазитовых поясов Аравийско-Нубийского щита	19
Ляшенко О. В. Новые данные о строении Восточно-Саянского гипербазитового пояса	33
Палей И. П. Соотношение докембрийских метаморфических толщ Монголии с каледонскими офиолитами	45
Ган-Очир Ж. Тектоника Дашбалбарского раннемезозойского прогиба Восточной Монголии	52
Хаин Е. В. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа	63
Игурральде-Винент Мануэль А. Тектоника Кубы на постгеосинклинальном этапе развития	81
Моргунов Ю. Г., Калинин А. В., Калинин В. В., Куприн П. Н., Лимонов А. Ф., Пивоваров Б. Л., Щербаков Ф. А. Основные элементы тектоники южного крыла Крымского мегантиклинория (Черное море)	90
Чехов А. Д. О верхнемеловых олигостромовых отложениях бассейна р. Койвэрэлан (Корякское нагорье)	98
Шевченко В. К. О тектонической природе межгорных впадин Нижнего Приамурья и Западного Приохотья	104

Краткие сообщения

Хрычев Б. А. Некоторые закономерности строения земной коры Казахстана	112
---	-----

Критика и дискуссии

Алекторова Е. А., Фогельман Н. А. О тектоническом районировании палеозойд Центрального Казахстана	117
---	-----

Рецензии

Поуба З. О монографии «Тектоника Монгольской Народной Республики»	122
---	-----

Хроника

Колчанов В. П. Итоги деятельности Подкомиссии по тектонической карте мира во время пленарной сессии Комиссии по геологической карте мира (Париж, март 1978 г.)	123
Лейтес А. М. Проблемы тектоники раннего докембрия	125

G E O T E C T O N I C S

JULI — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1979

CONTENTS

Sukhanov A. L. On structure of the lunar seas framing	3
Razvalyaev A. V. On problem of the Late Proterozoic ultrabasic belts of the Arabian-Nubian shield	19
Lyashenko O. V. New data on structure of the East Sayany ultrabasic belt	33
Palei I. P. Correlation of Precambrian metamorphic deposits of Mongolia to Caledonian ophiolites	45
Gan-Ochir Zh. Tectonics of the Dashbalbar Early Mesozoic trough of Eastern Mongolia	52
Khain E. V. Ophiolites and the nappe structure of the North Caucasus Forerange	63
Iturralde-Vivent Manuel A. Tectonics of Cuba at the post geosynclinal stage of development	81
Morgunov Yu. G., Kalinin A. V., Kalinin V. V., Kuprin P. N., Limonov A. F., Pivovarov B. L., Shcherbakov F. A. The main tectonic elements of the southern limb of the Crimean meganticlinorium (Black Sea)	90
Chekhov A. D. On Upper Cretaceous olistostrome deposits of the Koiverelan river basin (Koryak highland)	98
Shevchenko V. K. On tectonic nature of intermontane depressions of the Lower Primurie and Western Priokhotie	104
Brief communications	
Khrychev B. A. Some regularities of the Earth's crust structure of Kazakhstan	112
Criticism and discussion	
Alektorova E. A., Fogelman N. A. On tectonic zonation of paleozoids of Central Kazakhstan	117
Reviews	
Pouba Z. On the monograph «Tectonics of the Mongolian People's Republic»	122
Chronicles	
Kolchanov V. P. Results of activity of Subcommittee on the Tectonic Map of the World at the plenary session of Commission on Geological Map of the World (Paris, March 1978)	123
Leites A. M. Problems of Early Precambrian tectonics	125

УДК 523.39+551.24

А. Л. СУХАНОВ

О СТРУКТУРАХ ОБРАМЛЕНИЯ ЛУННЫХ МОРЕЙ

Рельеф вокруг крупных морских впадин образован в результате блоковых подвижек и выпадения огромных масс материала, выброшенного из центральных впадин при взрывах астероидов. Практически все материи должны быть перекрыты чехлом таких выбросов, состав которых в значительной мере отражает состав глубинных горизонтов лунной коры. Кажущиеся закономерности расположения впадин обусловлены закономерностями последующих излияний базальтов, заполнявших впадины, лежащие на коре пониженной мощности и на ослабленных зонах. Аналогичные впадины и чехлы выбросов должны были существовать и на Земле в период до 3,8 млрд. лет.

В своих предыдущих работах, написанных преимущественно по материалам обработки телескопических фотографий, автор придерживался точки зрения, согласно которой круговые моря Луны с их концентрическими и радиальными структурами появились в результате тектономагматической деятельности (Суханов, 1969, 1974). Сейчас, после изучения детальных фотографий, сделанных с окололунных орбит, надо согласиться с мнением ряда исследователей (Head et al., 1975; Howard, Wilhelms, 1974 и др.), что центральные впадины круговых морей — это огромные сложно построенные ударные кратеры, окруженные гигантскими полями выбросов, образованных при падении на Луну астероидных тел. Часть впадин впоследствии переработана вулканотектонической деятельностью, но эта деятельность не может считаться первопричиной заложения впадин. Ниже изложены основания для такого вывода и рассмотрены некоторые следствия из него.

Последовательность образования крупных впадин, так же как и кратеров, достаточно хорошо устанавливается по степени их сохранности, перекрытиям и плотности наложенных на них последующих кратеров. Наиболее древние впадины, сохранившиеся лишь в реликтах, имеют возраст более 4,2 млрд. лет; впадины морей Нектара, Влажности, Кризисов и др. с возрастaми 4,05—4,20 млрд. лет подверглись значительной переработке; впадина Моря Дождей (3,95 млрд. лет) переработана слабее; самую хорошую сохранность имеет впадина Моря Восточного с ее обрамлением (3,85 млрд. лет — Shaeffer, 1977), и здесь лучше всего виден способ образования подобных структур.

МОРЕ ВОСТОЧНОЕ

Редкие попытки интерпретировать эту концентрическую структуру как вулканотектоническое образование пока не привели к успеху (Трифонов, 1969, 1974; Ridpath, Murray, 1970), и сейчас принято считать, что эта структура образовалась при ударе астероида или кометы и лишь впоследствии была частично заполнена лавами (McCaughey, 1968; Howard, Wilhelms, 1974; Taylor, 1975). Это заключение основано на результатах изучения весьма своеобразных форм рельефа в областях, окружающих центральную впадину моря (рис. 1).

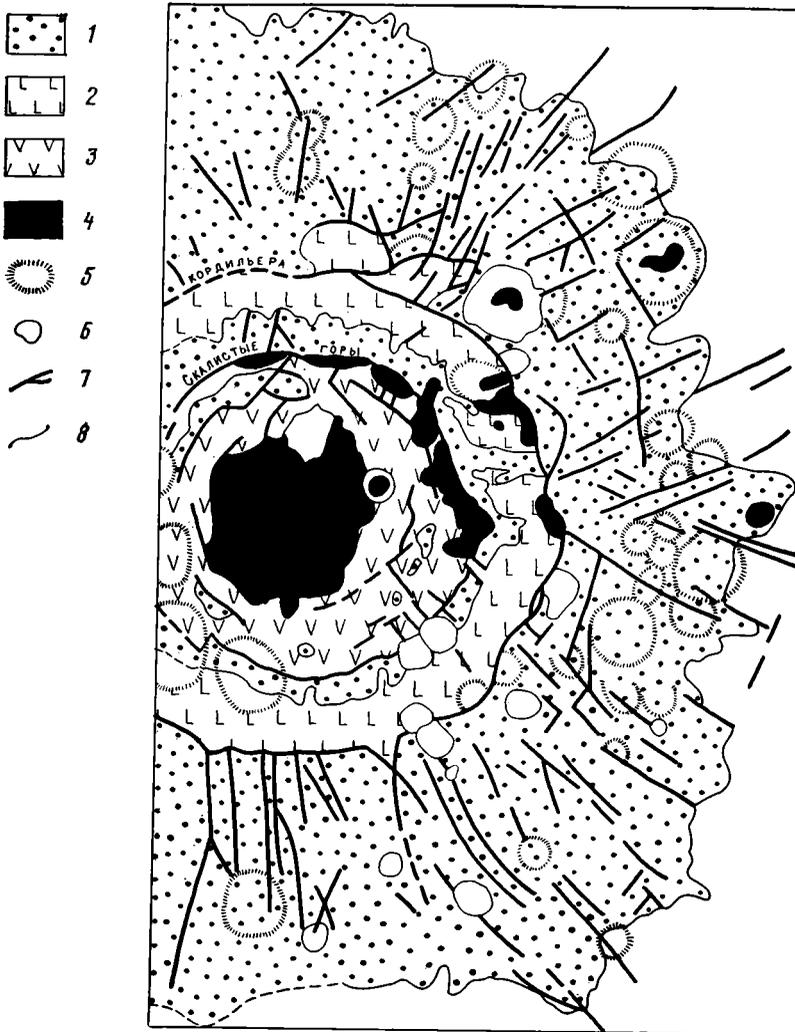


Рис. 1. Схема строения Моря Восточного.
 1 — покров выбросов; 2 — ранние эффузивы кольцевого прогиба; 3 — ранние эффузивы и лакколиты центральной впадины; 4 — поздние морские лавы; 5 — древние кратеры, перекрытые выбросами; 6 — послеморские кратеры; 7 — разрывы; 8 — границы

Вся кольцевая структура Моря Восточного на расстоянии до нескольких сотен километров окружена грандиозным полем субпараллельных и ветвящихся борозд, гребней, валов и долин, которые сливаются, виргируют, перекрываются и переплетаются между собой, имея в основном субрадиальную, реже субконцентрическую ориентировку относительно центральной впадины. Материал, слагающий эти структуры, отчетливо перекрывает все предшествующие образования, в том числе пояс массивных приподнятых блоков вдоль кольцевого хребта Кордильера и остатки древних кратеров, так что древние кратеры поперечником менее 10 км здесь практически не различаются. По степени захоронения реликтов подстилающего рельефа хорошо прослеживается постепенное уменьшение мощности этого материала с удалением от моря, пока на расстояниях 300—600 км от хребта Кордильера сплошной покров не распадается на отдельные пятна и полосы и, наконец, исчезает, теряясь среди древних материковых образований.

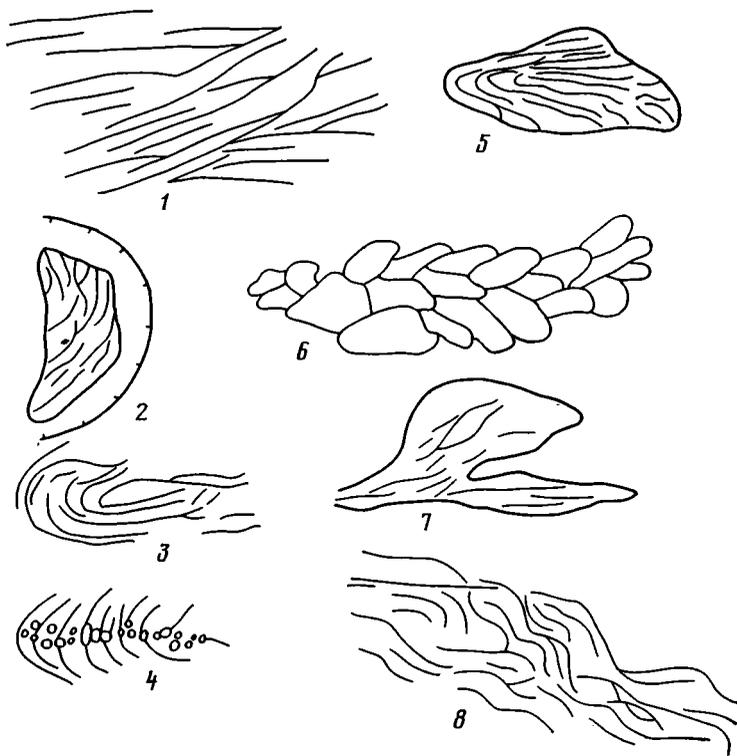


Рис. 2. Типы скульптурных рисунков на покрове моря Восточного: 1 — струйчатость; 2 — структуры сгуживания перед уступом (показанным бергштрихами); 3 — петли; 4, 5 — структуры колоса; 6 — структуры косы; 7 — плюмажи; 8 — эшелонированные структуры

На фоне общей радиальной ориентировки различаются весьма своеобразные скульптурные рисунки, среди которых можно выделить следующие типы (рис. 2).

1. Струйчатые структуры: системы субпараллельных узких борозд и валиков, обычно прерывистых, но выдерживающих единое направление на центр моря Восточного, которые прослеживаются на полях шириной до 30—50 и длиной до 100—150 км. Иногда они пересекают небольшие возвышенности и кратеры, не меняя ни частоты, ни направления; в других случаях возвышенности блокируют их распространение, так что на дальней от моря стороне возвышенности образуется нечто вроде «тени», где на некотором расстоянии струйчатые структуры исчезают или сменяются другими.

2. Структуры сгуживания: нагромождения материала с грубой бороздчатостью, поперечной основному направлению линейности, располагающиеся перед высокими склонами, обращенными к морю.

3. Языковые структуры: вытянутые петли и П-образные формы, образованные субпараллельными бороздами и грядами, так что свод петли обращен к морю, реже — от него. Иногда короткие борозды и гряды расположены очень тесно, образуя подобие барханного поля.

4. Структуры колоса: серии вложенных одна в другую остроугольных дуг, обращенных к морю вершинами: по их оси иногда прослеживаются цепи расплывчатых неправильных кратерков.

5. Структуры косы: узкие жгуты материала, похожие на заплетенную косу, радиальные к центральной впадине и переходящие иногда в струй-

чатые структуры. Они начинаются преимущественно у гребня хребта Кордильера и с удалением от него утоньшаются и исчезают.

6. Плюмажи: от основного радиального вала отходят под острыми углами переувидные и листовидные языки.

7. Эшелонированные структуры: серии коротких борозд, перпендикулярные общему направлению линейности, расположенные уступами, так что соседние уступы разделены либо горизонтальными флексурами, либо радиальными смещениями, похожими на сдвиги.

Весь характер скульптурных рисунков покрова говорит о движении материала от центральной впадины к его периферии. В современном рельефе Земли нет достаточно близких аналогов такого рельефа. Отдельные небольшие участки напоминают лавовые или флювиальные структуры течения, но масштабы явлений несопоставимы, а вся картина в целом крайне своеобразна; несколько больше это похоже на многократно увеличенные отложения направленных взрывов типа покрова Шивелуча; сходный рисунок имеют некоторые ледниковые лавины (Howard, Wilhelms, 1964). В этих земных покровах встречаются характерные струйчатые, языковые и эшелонированные структуры и несколько отличающиеся, но все же похожие структуры косы. Но опясть же масштаб явлений несопоставим. Аналоги структур колоса были смоделированы в лабораториях при почти одновременном выпадении жгутов материала с высокой скоростью. Такие же структуры на Луне повсеместно наблюдаются в окрестностях ударных кратеров, где они получили название «структур рыбьего скелета».

Кроме того, за пределами покрова Моря Восточного наблюдается повышенная концентрация кратеров размерами до 10—20 км, которые часто располагаются полосами радиально к центральной впадине, но не связаны с трещинами или другими тектоническими элементами и поэтому должны считаться вторично-ударными.

Единственный приемлемый вывод состоит в том, что все эти формы образованы в результате гигантского взрыва и выпадения материала, выброшенного из центрального кратера. (Покров не мог быть сформирован серией отдельных небольших взрывов, так как по всем признакам образовался единовременно, хотя и не мгновенно.) Кинетическая энергия такого взрыва намного превышает все, что можно вообразить для вулканических извержений. Таким образом, впадина Моря Восточного, покров вокруг нее и поле вторичных кратеров появились в результате падения на Луну крупного астероида.

Выброс был не изометричным: на юге и северо-западе сплошной покров простирается до 500—800 км от хребта Кордильера, на востоке — до 300—400 км, и мощность покрова здесь меньше, судя по количеству и размерам сохранившихся реликтов кратеров. Заметно также отклонение струйчатости от строго радиального распределения: в южном и северо-западном секторах она выражена сильнее, чем на востоке (западный сектор заснят плохо). Таким образом, то, что ранее считалось зоной северо-западных разрывов, проходящих через Море Восточное (Трифонов, 1974) и расценивавшихся как подтверждение его эндогенной природы, на самом деле является протуберанцами выброса.

По механическому составу выброс, по-видимому, является брекчиево-обломочным. Отдельные впадины в поле выброса размером по 10—20 км, преимущественно в его внутренней части, сложены несколько более темным материалом с растрескавшейся поверхностью и интерпретируются как озера ударного расплава. Но число их невелико, и, кроме того, возможно, что это не ударные расплавы, а последующие лавы.

Структуры течения в поле выброса, стружонивание материала перед препятствиями и теневые зоны за ними, эшелонированные структуры — все это говорит о том, что основная масса выброса перемещалась не по крутым баллистическим траекториям, а близко к поверхности, возмож-

но, продолжая движение и после выпадения на поверхность, так что отдельные массы вели себя как самостоятельные потоки. Видимо, материал перемещался в виде обломочно-газовых туч, которые в условиях пониженной силы тяжести, не встречая сопротивления атмосферы, могли долго катиться практически по поверхности, отлагая по ходу движения вовлеченный материал. При этом раскаленные обломки продолжали выделять газ в добавление к тому газу, который образовался при взрыве, поддерживая систему во флюидизированном состоянии. При достаточно плотном облаке и быстрой генерации газа такая система на Луне будет вполне «жизнеспособной» (O'Keefe, Adams, 1965; Pai et al., 1972; Reh-fuss, 1972). Верхняя зона облака выброса перемещалась над перепадами рельефа, поэтому многие струйчатые рисунки на рельеф не реагируют. Отдельные жгуты и струи материала, видимо, сталкивались в полете, перекрывались, разбрызгивались на вторичные и третичные струи, а при падении выбивали материал подложки, давая структуры колоса. Часть материала перемещалась по более крутым траекториям, что привело к появлению обширного поля вторичных кратеров за краем сплошного выброса.

Оценка объема выброса и глубины первичного кратера встречается с рядом затруднений. Если принимать сферическую геометрию первичного кратера и экстраполировать соотношение глубины и диаметра от кратеров меньших размеров, то глубина Моря Восточного получается равной 85—130 км, а Моря Дождей—130—200 км (Dence, 1973; Mooge et al., 1974). Эти значения явно преувеличены, поскольку кратер такой глубины должен пробивать кору и уходить далеко в мантию, а по данным орбитальных съемок выбросы обоих морей соответствуют материковой коре. Кроме того, при этом мощность выброса достигала бы многих километров и предшествующий рельеф в зоне выброса был бы полностью перекрыт, чего не наблюдается.

Объем первичной впадины можно оценить по объему выброса, мощность которого определяется по степени захоронения предшествующих кратеров. Но при этом надо учитывать, что кратеры могли быть частично разрушены мощными ударными волнами, распространявшимися быстрее фронта выброса; с другой стороны, выброс не просто заполняет кратеры, а скорее обволакивает их, так что их очертания видны даже под сплошным покровом. Первый фактор приводит к завышению мощности выброса, второй — к занижению. Кроме того, неизвестно, какая доля выброса падает обратно в первичную впадину, и какая уходит в виде обломков и отдельных струй за пределы сплошного вывала. Поэтому подобные оценки дают лишь ориентировочные, приблизительные цифры.

Этим методом разные авторы получили следующие величины: объем выброса $6 \cdot 10^6$ км³, глубина кратера, ограниченного Скалистыми горами, 40 км (Scott et al., 1974); объем выброса $(1—3) \cdot 10^6$ км³ и глубина кратера 6—20 км (Head et al., 1975; Settle, Head, 1976); объем выброса $(0,262—0,963) \cdot 10^6$ км³, глубина кратера соответственно в 3—4 раза меньше, чем у предыдущих авторов (McGetchin, Settle, 1973).

Для определения глубины первичного кратера по объему выброса надо знать также его начальный поперечник т. е. определить, какое из концентрических колец вокруг моря является первичным валом кратера, и какие — террасами оседания или «стоячими волнами». Большинство авторов проводит границу первичного кратера по Скалистым горам, допуская небольшое уменьшение диаметра из-за оползания бортов. Действительно, крупномасштабные фотогафии показали, что кратер не мог выходить за границу Скалистых гор, так как между ними и хребтом Кордильера видны струйчатые и языковые структуры, аналогичные таковым в основном поле выбросов, и даже различаются реликты почти полностью перекрытых кратеров диаметром 80—100 км.

Но, по мнению автора, первичный кратер Моря Восточного был еще меньше. Кольцо темного материала, видимое на фотографиях «Зонда-8», пересекает Скалистые горы, не отражаясь в рельефе. Видимо, оно образовано вулканическими пеплами вдоль кольцевой трещины. Если эта трещина—новообразование, то непонятно, почему она не меняет направления при пересечении предполагаемой границы огромного кратера с глубоко брекчированной внутренней частью. Если же она заложилась до образования впадины моря, то тем более часть ее внутри Скалистых гор должна быть уничтожена. Северо-западнее различаются остатки еще одного древнего кратера поперечником около 180 км, который также пересекает хребет Скалистых гор, он, судя по его облику, появился до заложения хребта.

Поэтому границу первичного кратера надо отнести на внутренний кольцевой хребет радиусом 250—270 км, который сейчас в основном перекрыт эффузивами и, возможно, ударными расплавами.

Автор попытался оценить мощность выброса по размерам перекрытых кратеров на разных расстояниях от внутреннего кольцевого хребта, принимая условно линейное нарастание мощности от границ вывала к центру и допуская, что большинство кратеров относилось к третьему или четвертому типу сохранности, т. е. имели уменьшенную глубину и высоту вала по сравнению со свежими кратерами. При этих условиях мощность выброса у края первичного кратера составит 0,8—1,6 км, в среднем 1,2 км, а объем соответственно $(1-2) \cdot 10^6$ км³. Такой же объем получен в работе Дж. Хэда и др. (Head et al., 1975). Глубина первичного кратера такого объема с радиусом 250 км равна 10—20 км. Фактическая глубина должна быть больше, так как часть выбросов могла упасть обратно в кратер, а часть уйти за пределы сплошного вывала.

Но вряд ли эти дополнительные объемы будут велики. При диаметре 500 км даже 20-километровая впадина оказывается очень мелкой. Кроме того, впадина расположена не на плоскости, а на сферической поверхности, и высота сегмента поперечником 500 км составляет около 18 км, т. е. геометрически впадина такой глубины будет даже не впадиной, а плоским основанием удаленного сегмента.

В этих условиях мало вероятно, что сколько-нибудь существенная доля выброса была направлена вертикально или под крутыми углами, чтобы упасть обратно в кратер. Процесс скорее напоминал те экспериментальные модели, когда рыхлое тело направлялось на мишень с рыхлым же покровом и связной подложкой, в результате чего происходило субгоризонтальное разбрызгивание материала. (Возможно, роль такого покрова на Луне исполнял верхний 20-километровый слой брекчий и трещиноватых пород.)

Материал, ушедший за пределы сплошного выброса, может состоять из мелкообломочных брекчий, образующих светлые равнины, и отдельных крупных обломков, дающих вторичные кратеры. Объем материала светлых равнин, связанных с определенным морем, на порядок меньше объема сплошного вывала (Howard, Wilhelms, 1974). Вторичные кратеры морских впадин распространены практически по всем материкам (Wilhelms, 1976), но в основном они сконцентрированы в поясе за сплошным выбросом, ширина которого примерно равна расстоянию от центра впадины до края выброса. По оценке автора, суммарный объем глыб, образовавших кратеры размером 1—20 км в этом поясе, также был на порядок меньше, чем объем сплошного выброса.

Таким образом, глубина кратера в 20 км, полученная по максимальному объему выброса, по-видимому, ближе всего отвечает действительности.

Дислокации фундамента в поле выбросов различаются с трудом, так как они замаскированы выбросами и, значит, образовались до их выпадения,— видимо, под действием ударных волн. В основном это радиаль-

ные разрывы, вдоль которых происходили вертикальные смещения; некоторые из них служат ограничениям радиальных грабенвидных долин по 20—30 км ширины; с приближением к центральной впадине амплитуда смещений по ним увеличивается. Кольцевой хребет Кордильера разбит на массивные угловатые блоки. Отдельные разрывы отклоняются от строго радиальной ориентировки и направления струйчатости, тяготея к трем направлениям: 0; 10—30 и 330—350°, местами образуя подобие решетки с ромбовидными ячейками. Вероятно, они появились в результате оживления северо-западных, северо-восточных и субмеридиональных разрывов, отражавших направления общепланетарной трещиноватости, которая существовала в лунной коре до образования Моря Восточного.

Кольцевые хребты Кордильера и Скалистые горы также заложены до момента отложения выброса, так как откос Кордильеры частично перекрыт выбросами, и, следовательно, их появление обусловлено ударными волнами от взрыва. Но на большей части внутренних откосов выбросы отсутствуют, и, значит, движения продолжались позднее, по-видимому, в процессе изостатической компенсации структуры.

Разрывы, которые определенно рассекают выбросы (обычно это трещины растяжения), не связаны со структурой Моря Восточного и, вероятно, возникли при затоплении Океана Бурь или во время другого эпизода.

После образования ударной структуры большая часть внутреннего кольцевого хребта была перекрыта так называемой «фацией куполов», а пространство между Скалистыми горами и Кордильерой — «бугристой фацией», которые обычно интерпретируются как расплавленный материал, выпавший обратно в кратер и на его валы. Плогие купола поперечником 10—30 км считаются структурами облекания погребенного рельефа. Но если это так, то непонятно, почему расплавы выпали точно в пределах этих кольцевых хребтов и практически отсутствуют во внешнем поле выбросов.

Образование «бугристой фации» объяснялось также дислокациями нормального выброса при изостатическом поднятии дна первичного кратера и оседании концентрических террас вокруг него. Но в тех случаях, когда удается надежно выделить дислоцированные выбросы, оказывается, что их рельеф резко отличается от рельефа обеих фаций.

По мнению автора (Sukhanov, 1976), обе эти фации надо считать результатом магматической и вулканической деятельности. В этом случае купола образованы лакколитами, а состав слагающих их пород может быть близок к составу морских базальтов, с которыми они связаны постепенными переходами. Прорывы магмы из куполов образовали на них вершинные конусы и лунки. «Бугристая фация» состоит из вулканических полей с многочисленными шлаковыми конусами, жерлами и потоками, образованными после выброса, но до заполнения впадины моря базальтами. Присутствие в тыловой части Скалистых гор типичных дренажных каналов указывает на основной состав пород этой фации.

Таким образом, история формирования структуры Моря Восточного представляется следующим образом. 1) Удар астероида и образование кратера поперечником около 500 и глубиной около 20 км. 2) Заложение под действием ударных волн кольцевых хребтов вокруг кратера и радиальных разрывов и оживление сети древних северо-западных и северо-восточных разрывов. 3) Выпадение материала выброса объемом около 2 млн. км³ на расстояниях в сотни километров вокруг кратера. 4) Заполнение области внутрикольцевых хребтов эффузивами первого этапа вулканизма и параллельная изостатическая компенсация впадины; террасовидные оседания вдоль кольцевых хребтов. 5) Излияния базальтов в центральную впадину.

Впадина Моря Дождей является промежуточной по возрасту между самым молодым бассейном Моря Восточного и более древними впадинами морей Нектара, Влажности и Кризисов. Первичная структура здесь подверглась деградации, но все же отдельные ее элементы сохранились в рельефе, что позволяет проследить эволюцию морских впадин от молодых к древним.

Система Карпаты — Апеннины — Кавказ, очевидно, образует второе (или третье) кольцо вокруг впадины Моря Дождей, т. е. по структурному положению соответствует хребту Кордильера Моря Восточного, а обратный (внешний) скат Апеннин — зоне выбросов вокруг этого моря.



Рис. 3. Слоистая структура горы Хадли Дельта в системе Апеннин. Впадина Моря Дождей расположена правее

Внутренняя зона Апеннин (примыкающая к Моря Дождей) сложена массивными блоками, в нижней части которых по ряду признаков обнажается нормальный разрез материковой коры, замаскированный только осыпями. Верхние части блоков обнаруживают пластинчатую, слоистую структуру, сфотографированную с поверхности и наблюдающуюся с орбиты («Apollo 15», 1972; Taylor, 1975). Мощность слоистой пачки равна примерно 1 км, и в ней насчитывается не менее 10 слоев, наклоненных от Моря Дождей (рис. 3). Эта пластинчатость не может быть первичной расслоенностью коры, которая не сохранилась бы при интенсивной метеоритной бомбардировке. Очевидно, расслоенность образована выбросами: либо доимбрийскими выбросами кратеров и впадин, либо выбросами из Моря Дождей и Моря Ясности, если они имеют ударную природу.

Решающее значение для определения природы природы впадины Моря Дождей имеет рельеф обратного ската Апеннин. Эта местность делится на участки двух типов: а) невысокие гребни, возвышенности и массивы с холмистым и грядово-холмистым рельефом и б) понижения между ними с мелкохолмистым, мелкогрядовым и выровненным рельефом. Участки первого типа примыкают к гребню Апеннин, а с удалением от него распадаются на сужающиеся клинья, тогда как местность второго типа занимает все большую площадь. На участках первого типа видны иногда реликты сильно разрушенных кратеров, на участках второго типа все следы материкового рельефа исчезли и, очевидно, перекрыты.

Ранее по телескопическим снимкам эта местность представлялась разбитой множеством пересекающихся разрывов (Трифонов, 1974). Теперь же выясняется, что часть разрывов является артефактом и на самом деле не существует. Но, главное, выяснилось, что во многих местах поверхность скульптурирована не разрывами, а извилистыми субпараллельными грядами и бороздами, которые вблизи гребня Апеннин простираются преимущественно параллельно ему, а с удалением от гребня сменяются радиальными относительно впадины моря, как и в случае Моря Восточного. По рисунку, положению и размерности эта скульптура очень сходна с рисунками выбросов у гребня хребта Кордильера Моря Восточного и отличается от любых известных разрывных рисунков; вдоль валов и борозд нет подвижек, и они пересекают заведомые разрывные уступы, не меняя своего характера.

Поэтому надо считать, что эта скульптура образована при падении выброса из впадины Моря Дождей, перекрывшего фундамент Апеннин,

разбитый на блоки во время того же события. Но в отличие от Моря Восточного рисунок выброса сохранился здесь слабо, а разрывы проступают более явственно.

Струйчатые рисунки прослеживаются за пределы ската Апеннин на расстоянии до 400 км от гребня хребта, причем на больших расстояниях они видны даже отчетливее, чем на скате Апеннин, из-за отсутствия блоковых форм. Как и в случае Моря Восточного, Апеннины нельзя считать границей первичного кратера: скорее всего эту границу можно проводить по внутреннему кольцу морских валов в Море Дождей с радиусом 485 км. Объем выброса из имбрийского кратера оценивается в $(3-10) \cdot 10^6 \text{ км}^3$, что соответствует глубине кратера 8—27 км (Head et al., 1975). Кратер Моря Восточного имеет меньшие размеры, а его глубину мы приняли ориентировочно за 20 км, следовательно, для имбрийского кратера надо также принимать большую цифру 27 км.

Разрывы Апеннин делятся на концентрические к центральной впадине — по ним происходили террасообразные проседания блоков, и радиальные, реже тангенциальные. Радиальные разрывы часто ограничивают просевшие долины или поднятые радиальные блоки, которые разбивают Апеннины на несколько секторов и определяют контуры прогибов, заполненных темными морскими лавами. Они не всегда отражаются на поверхности в виде трещин, но на стереопарах хорошо видны флексурообразные перегибы. В результате Апеннины состоят как бы из клавиш разбитого рояля, поднятых на разную высоту. Такие же структуры прослеживаются от Апеннин до района кратера Архимед, до границ первичной впадины. Видимо, как и в Море Восточном, они появились при образовании первичной впадины в момент удара. Тангенциальные разрывы изогнуты и грубо концентричны к впадине Моря Ясности: возможно, они являются единственными реликтами древнего концентрического обрамления этой впадины.

Вариации мощности выброса по площади здесь гораздо больше, чем в выбросе Моря Восточного. На приподнятых блоках с холмистым и грядово-холмистым рельефом видно гораздо больше останцов предыдущего рельефа, чем в долинах и понижениях, которые представляются заполненными рыхлыми отложениями. Границы между этими двумя типами местности довольно расплывчаты, и создается впечатление чехла, обволакивающего рельеф с увеличением мощности в понижениях до многих сотен метров или километров. Видимо, после образования впадины Моря Дождей произошло оплзание рыхлых отложений выброса с поднятий в понижения и долины.

В связи с этим возникает вопрос: что вызвало подобное оплзание? По степени сохранности первичной скульптуры выброс Моря Дождей сильно отличается от выброса Моря Восточного, хотя они разделены промежутком времени всего около 100 млн. лет; а с другой стороны, у впадин, образованных за 100—200 млн. лет до впадины Моря Дождей, первичной скульптуры уже практически не сохранилось. Конечно, в этом интервале времени происходило быстрое сокращение интенсивности метеоритной бомбардировки, но это сокращение происходило плавно, а не скачками, и трудно допустить, что немедленно после образования Моря Восточного бомбардировка сразу сократилась до современного уровня, что позволило его выбросам сохраниться почти в неизменном виде.

Автор предполагает, что такое ступенчатое изменение степени сохранности выбросов для каждого более молодого моря объясняется тем, что именно образование очередного нового моря приводило к деградации выбросов предыдущих впадин. При образовании взрывного кратера в сотни километров поперечником должны были появляться ударные волны с амплитудой смещений на поверхности в метры или даже десятки метров. Эти волны многократно обходили всю Луну, сталкиваясь и накладываясь. Если сигнал даже от слабых ударов «гудит» в лунной коре гораз-

до больше, чем в земной, то трудно даже представить, сколько времени продолжалось такое «гудение» коры после удара астероида. Вот эти продолжительные дрожания и сотрясения и должны были приводить к деградации рельефа рыхлых выбросов.

Выброс Моря Дождей еще более асимметричен, чем выброс Моря Восточного. В северо-восточном и юго-восточном направлении линейность протягивается на сотни километров, но на северо-западе, за Морем Холода, ее практически нет, и вдоль северного края Моря Холода не обнаруживается никаких следов концентрического хребта, который служил бы продолжением системы Карпаты — Апеннины — Кавказ.

Остается неясным происхождение имбрийских радиальных структур за пределами сплошного выброса, на материке южнее Срединного залива. Американские исследователи интерпретируют эти структуры как результат выпадения имбрийского вещества: либо в виде глыб, выпавших рвы, либо струй вещества, дававших цепи сливающихся кратеров. Но механизм такого выпадения совершенно не разработан, и в то же время существуют данные в пользу разрывного генезиса этих радиальных структур (Суханов, 1974; «Apollo 16», 1972). Поэтому пока приходится считать, что среди них присутствуют формы разного генезиса: и ударные, и разрывные (связанные, впрочем, с образованием того же Моря Дождей).

Не решена также проблема происхождения так называемой формации Кейли и ее отношения к морским выбросам. Эта формация, которую мы раньше называли древними морями, выполняет понижения материка, образуя светлые равнины с фестончатыми ограничениями. Раньше она интерпретировалась как вулканические накопления, более древние, чем морские лавы (Суханов, 1974; Wilhelms, McCauley, 1971). Материалы «Аполлона-16» показали, что эта формация на 200—300 м сложена не вулканиками, а анортозитовыми брекчиями, к тому же грубо расслоенными: в нижней части разреза преобладают темные, обогащенные стеклом и частично сваренные брекчии состава норитов, а выше — рыхлые светлые брекчии состава габбро-анортозитов.

Для объяснения происхождения этих пород предлагались следующие механизмы: а) формация сложена выбросами от вторичных кратеров морских впадин (Oberbeck et al., 1975); б) равнины состоят из материала выброса морей, который был флюидизирован под действием поверхностных ударных волн, которые прибывали в данный район одновременно с выбросами (Schultz, Gault, 1975); в) материал светлых равнин транспортировался как лавовые потоки, флюидизировавшиеся по ходу движения за счет выделения газов из раскаленных и полурасплавленных обломков (например, Pai et al., 1972). Все эти объяснения вызывают серьезные возражения. Есть также неясности, связанные с возрастом этой формации, которая, по некоторым данным, оказывается моложе, чем выброс Моря Дождей («Apollo 16», 1972; Papanastassiou, Wasserburg, 1972).

Не углубляясь в подробности этих противоречий, надо отметить следующее. Во-первых, на основании опробования в одной точке отнесение всех светлых равнин к ударно-взрывным накоплениям преждевременно: часть светлых равнин все же сложена несомненными вулканическими накоплениями, как, например, равнины по периферии выброса Моря Восточного в юго-восточном и северо-восточном секторах от моря. Во-вторых, в любом случае надо признать, что значительная часть светлых равнин все же сложена выбросами из морей, отлагавшихся во флюидизированном состоянии подобно игнимбрикам, или же выровненных при последующих сотрясениях. В этом случае нижняя часть разреза «Аполлона-16» должна быть отнесена к выбросам Моря Нектара, а верхняя — к дальним выбросам Моря Дождей, которые, таким образом, распространялись на расстояния более 1500 км от первичного кратера.

Эти моря представляют следующую стадию деградации кольцевых структур. Кольцевые хребты здесь частично сохранились, но почти все следы более тонкой скульптуры уничтожены.

У моря Нектара следы радиальной структуры сохранились только в южном секторе, между кратерами Пикколомини и Янсен. К западу от алтайского уступа межкратерные пространства сглажены, и отдельные радиальные структуры только угадываются. Тыловой скат Алтайских гор почти не выражен: очевидно, хребет был погружен после своего образования.

В кольцевом хребте Моря Кризисов только отдельные разрывы различаются достаточно уверенно. Блоки хребта здесь выглядят более округленными, как бы оплывшими по сравнению с блоками Апеннинского хребта, а понижения и впадины заполнены морскими лавами.

Два кольцевых хребта Моря Влажности прослеживаются только по разобщенным округлым массивам; в значительной мере они перекрыты позднейшими породами, видимо, вулканическими. Между этими хребтами и за внешним кольцом из-под лав проступают участки бугристо-бороздчатой местности, отдаленно напоминающей фации, развитые между хребтами Кордильера и Скалистые горы. Вся структура Моря Влажности явно погружена и затоплена темными и осветленными полями закрашенных лав. При этом вместо радиальных разрывов здесь появились северо-западные и северо-восточные, так что концентрическая структура приобрела тенденцию к полигональности.

Такая полигональность свойственна и некоторым другим древним впадинам, как, например, впадине Моря Гумбольдта. Видимо, это результат проявления более древней трещиноватости глобального характера, пронизывающей всю кору и поэтому более устойчивой, чем поверхностные радиальные разрывы.

Погруженные кордильеры, характерные для древних впадин, свидетельствуют о том, что за относительно небольшой интервал времени, отделяющий их от молодых впадин, частично расплавленный слой в недрах Луны отступил на большую глубину и вязкость астеносферы уменьшилась настолько, что жесткая кора смогла поддерживать кордильеры молодых морей все оставшееся время, равно как и некомпенсированные масконы.

Многие древние впадины настолько переработаны, что у них не сохранились не только радиальные структуры, но даже и кольцевые хребты. Например, в Море Смита первичная круговая форма устанавливается только по общим очертаниям базальтовых полей, заполняющих остаток центральной впадины в ее наиболее глубокой части. На обратной стороне есть такие впадины, не заполненные лавами, как Аль-Хваризми, поперечником около 600 км, и безымянная впадина глубиной около 8 км и поперечником до 2000 км в районе Ван-де-Граафа. Они были обнаружены только по данным альтиметрии при пролетах «Аполлонов» («Apollo 15», 1972; «Apollo 16», 1972; «Apollo 17», 1973). Наверняка, существуют кольцевые структуры, переработанные до такой степени, что до сих пор они не распознаны.

Тем не менее, зная, что явные признаки ударного происхождения сохраняются только в самых молодых крупных впадинах, и учитывая, что удовлетворительного эндогенного механизма для их происхождения до сих пор не было предложено, мы должны принять, что все крупные (сотни километров в поперечнике) впадины Луны были образованы ударами астероидов в период до начала излияния морских базальтов, т. е. ранее 3,7—3,9 млрд. лет. Каждая такая впадина окружена системами радиальных и концентрических разрывов, возникших в момент удара, и мощными полями выбросов, простиравшихся на сотни километров от ее края.

Последующая изостатическая компенсация, вулканизм и метеоритная обработка исказили или уничтожили рельеф относительно древних впадин, и сейчас мы не знаем — сколько их было на поверхности Луны после ее формирования.

Принятие гипотезы ударного происхождения крупных впадин Луны влечет за собой несколько следствий.

1. Вся поверхность Луны, за исключением районов морских базальтов, должна быть перекрыта обломочно-брекчиевой толщей мощностью в десятки или сотни метров, состав которой не отражает состава коренных пород, непосредственно их подстилающих. Если нанести на карту все поля выбросов, которые должны были окружать все идентифицированные на сегодня впадины (соответственно их размерам), то свободной от них остается только сравнительно небольшая территория на обратной стороне в районе северной полярной области. Этот район заснят хуже, чем остальная поверхность, и, судя по небольшой плотности крупных кратеров, здесь может обнаружиться неизвестная впадина, и тогда весь материк будет перекрыт выбросами из впадин. Если добавить к этому брекчии, связанные с ударными кратерами меньшего размера, но гораздо более многочисленными, то трудно ожидать, что материковое вещество где-то выступает из-под них в первозданном виде. Состав материковых пород может оцениваться только регионально, на достаточно больших площадях.

2. Если впадины образовались ударным путем, то в их первичном расположении не может быть никаких закономерностей. Кажущиеся закономерности расположения впадин видимого полушария обусловлены не их первоначальным распределением, а закономерностями последующих излияний базальтов. Очевидно, из множества хаотически разбросанных разновозрастных впадин некоторые попали на зоны коры пониженной мощности или пояса планетарной трещиноватости. Когда за счет внутреннего разогрева в лунной астеносфере началась выплавка базальтов, то эти выплавки достигали поверхности только в таких ослабленных зонах. Избыточные массы, образовавшиеся в морях в результате излияний базальтов, способствовали сохранению морей как отрицательных форм рельефа, сохранившихся до нашего времени, тогда как незаполненные впадины на коре повышенной мощности изостатически выравнялись, и сейчас многие из них практически неразличимы. Таким образом, эндогенные процессы фиксировали и закрепляли в рельефе лишь те впадины, которые пригодились на определенных структурные зоны. Точно так же на Земле наибольшая плотность астроблем приходится на стабильный Канадский щит: это не значит, что метеориты целились именно в этот регион, — просто в более активных областях кратеры были либо нацело срезаны при поднятиях, либо полностью захоронены при опусканиях.

Надо отметить, что вдоль одной из таких зон слабости — в Океане Бурь, при излиянии базальтов заложились структура, которая, возможно, является зародышем срединно-океанических хребтов. Здесь по центру прогиба прослеживается система северо-западных даек, служивших подводными каналами, на которой сидят три вулканических плато: холмы Мария, плато Аристарха и плато Рюмкер. На плато Аристарха вдоль долины Шретера видны следы последовательного раздвигания центральной части структуры. Дальнейшее развитие этой структуры было «заморожено», видимо, потому, что астеносфера отступила глубже в недра Луны, и мощная твердая кора не подавалась раскалявающим усилиям.

3. Отмечаемое некоторыми авторами закономерное изменение альбедо и цветности по мере удаления от морских впадин не означает столь же закономерного изменения состава коры и не может служить свидетельством эндогенного происхождения впадин. Все впадины окружены обширными полями выбросов, которые по периферии переходят в тонкие раз-

розенные выбросы, затем в поля вторично-ударных кратеров и, наконец, в относительно «чистый» материк. Кроме того, есть основания полагать, что с удалением от моря выброс изменяет химический состав и физические характеристики (степень дробления и остеклованности). Наконец, эффузивно-пирокластическая деятельность не ограничивалась твердой границей моря, но захватывала и смежные территории как в виде небольших излияний, так и в виде разноса вулканических пеплов на прилегающий материк (как, например, в районе юго-восточнее Апеннин). Поэтому дистанционные наблюдения фиксируют не состав первичного материка, а состав и строение аллохтонного чехла.

4. Наличие крупных впадин дает возможность изучать обломки, выброшенные с глубин первых десятков километров, и, таким образом, судить о строении коры. Правда, не совсем ясно, распределены эти обломки по всей массе выброса или сконцентрированы в каких-то определенных зонах. В последнее время появились данные о том, что породы из наиболее глубоких частей ударных впадин в виде расплава «выбрызгиваются» на формирующийся кратерный вал, перекрывая брекчии выброса в поясе непосредственно вокруг впадины.

Изучение таких глубинных пород в сборах «Аполлона-15» и «Аполлона-17» и дистанционными методами показало, что они отличаются от габбро-анортозитов, типичных для материка, и соответствуют по валовому составу норитам (или так называемым базальтам Фра-Мауро или глиноземистым базальтам) и троктолитам, т. е. по сравнению с поверхностной материка в них несколько понижены содержания Al и Ca и повышены содержания Fe, Ti, Mg, P и особенно U и Th. При этом содержания K, U и Th таковы, что если бы из этих пород состояла вся кора, то тепловой поток был бы выше наблюдаемого в 4 раза, и, следовательно, такие породы ограничены каким-то слоем внутри коры. Глубина этого слоя определяется глубиной проникновения кратеров морей Ясности, Дождей и Нектара, т. е. 20—30 км. На этом основании была построена следующая модель коры (Carr, Meyer, 1974; Ryder, Wood, 1977; Charett et al., 1977). Верхняя часть до глубины 30—35 км сложена сначала анортозитами, габбро-анортозитами и анортозитовыми габбро, распространенными на поверхности, а ниже — норитами и породами состава глиноземистых базальтов с повышенным содержанием редких земель, U, Th и K. Нижняя часть коры до ее подошвы, — на видимой стороне до глубины 50—60 км, — состоит из норитов, троктолитов и подчиненных дунитов. В подстилающей мантии преобладают оливин и бескальциевый пироксен. Интересно, что среди троктолитов в выбросах морей Кризисов и Ясности найден один из самых древних образцов (4,34 млрд. лет для плагиоклаза по K/Ar), образованный путем сегрегационной кристаллизации на глубинах 10—30 км (Bogard et al., 1975).

Карты, построенные по данным инструментальных съемок с орбит «Аполлонов», подтверждают эти предположения. Породы материков с повышенной радиоактивностью и пониженным отношением Al/Si тяготеют к выбросам морских впадин (Taylor, 1975). При этом выясняется и более общая закономерность: по мере утолщения коры в породах на поверхности уменьшается содержание Fe, Mg, Ti и отношение Mg/Fe, и нориты и глиноземистые базальты сменяются через анортозитовые габбро в коре промежуточной мощности габбро-анортозитами и анортозитами на 100-километровой коре обратной стороны (Shonfeld, 1977).

Это явление можно объяснить следующим образом (рис. 4). Химизм поверхностных пород определяется в основном составом брекчий, которые выносятся крупными впадинами с глубин 10—30 км и разбрасываются вокруг впадин. Впадины одинаковой глубины на коре разной мощности вскрывают разные горизонты коры. На видимой стороне средняя мощность первичной коры составляла 40—60 км, а сейчас в морях Ясности, Кризисов и Дождей мощность коры уменьшена до 20—30 км (Bills,

Ferrari, 1976), т. е. эти впадины проникли примерно до середины коры. Первичную глубину впадины Моря Нектара определить трудно, но во всяком случае она меньше, чем глубина впадины Моря Восточного, и тем не менее эта впадина, расположенная на коре мощностью 50—60 км, «достает» до норитового слоя; следовательно, верхний габбро-анортозитовый слой занимает менее 1/3 мощности коры.

Впадина Моря Восточного расположена на ступени, где кора утолщается с 50 до 80 км, а кратер с глубиной 20 км не вскрыл этого слоя, так что выброс из Моря Восточного по радиоактивности не отличается от материка обратной стороны. Даже 2000-километровая впадина обратной стороны на коре мощностью 110 км обнаруживает повышенную радиоактивность только в центре, и то это может быть связано с излияниями в нескольких кратерах в самой глубокой части впадины, в районе Ван-де-Граафа.

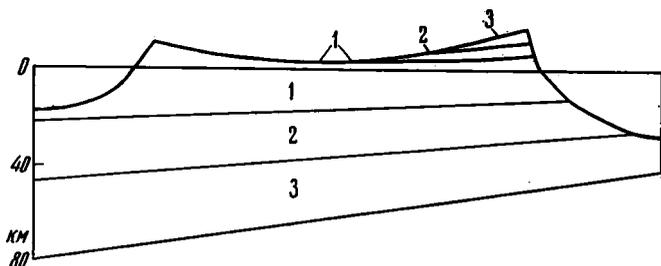


Рис. 4. Зависимость состава пород поверхностного чехла от мощности коры и глубины ударных впадин
1 — анортозиты, габбро-анортозиты, анортозитовые габбро;
2 — нориты, редкоземельные нориты с повышенной радиоактивностью; 3 — нориты, троктолиты, шпинелевые троктолиты, дуниты

Очевидно, мощность горизонтов расслоенной коры или только верхнего анортозитового горизонта пропорциональна ее общей мощности, т. е. с утолщением коры утолщается и верхний слой анортозитов и габбро-анортозитов. Этот вывод надо учитывать при построении моделей формирования первичной коры. Так, если принимать существование первичного океана магмы, то надо допустить и конвекцию в нем с восходящими ветвями на видимой стороне и нисходящими на обратной, где будут накапливаться плагиоклазовые кумуляты (например, Herbert, 1977): простое расслоение первичной расплавленной оболочки создало бы горизонты одинаковой мощности. При последующей бомбардировке в областях с пониженной мощностью коры на поверхность было вынесено и разбросано больше материала из глубоких, более основных зон, что и обусловило видимую зависимость поверхностного химизма от мощности коры.

5. Кратеры, аналогичные лунным морским впадинам, и связанные с ними деформации, выбросы и излияния неизбежно должны были формироваться на Земле в период до 3,8 млрд. лет назад. Даже если допустить для Земли того времени плотную атмосферу, сходную с современной венерианской, то метеорит с массой, минимально необходимой для прожжения этой атмосферы, создаст кратер размером порядка сотен метров (Tauber, Kirk, 1976), а астероиды будут проходить ее без затруднений. Масштабы и повсеместность таких ударных процессов в этот период настолько значительны, что при реконструкции истории Земли они должны учитываться в той же степени, что и процессы эрозии и осадконакопления. Выбросы всей массы ударных кратеров должны были образовать существенную часть первичного осадочного слоя. Если, как и на Луне, древнейшие базальты изливались предпочтительно в крупных ударных

впадинах, где часть первичной коры была уничтожена и раздроблена, то такие области на Земле могли служить ядрами будущих зеленокаменных прогибов. Наконец, для Луны редкость абсолютных датировок древнее 3,9—4,1 млрд. лет объясняют тем, что до этого времени вся кора перемалывалась метеоритами и радиоактивные часы в брекчированных образцах были «перезаведены» с этого момента. Возможно, такое объяснение в какой-то мере применимо и к земному катархею. В целом же для ранних этапов развития Земли метеоритную бомбардировку следует рассматривать как геологический процесс, как своеобразную «космическую эрозию», которая должна была действовать на Земле так же, как и на Луне, Марсе и Меркурии, хотя следы ее пока не обнаружены.

Литература

- Суханов А. Л.* Объяснительная записка к геолого-морфологическим картам района цирков Теофил и Птолемей.— В кн.: Проблемы геологии Луны. М., «Наука», 1969.
- Суханов А. Л.* Вулканические формы на Луне.— В кн.: Вулканизм и тектоника Луны. М., Наука», 1974.
- Трифонов В. Г.* Объяснительная записка к геологическим картам района кратера Архимед, гор Апеннины и Гем.— В кн.: Проблемы геологии Луны. М., «Наука», 1969.
- Трифонов В. Г.* Геология лунных морских впадин.— В кн.: Вулканизм и тектоника Луны. М., «Наука», 1974.
- Apollo 15. Preliminary Sci. Report, NASA SP-289, Wash., 1972.
- Apollo 16. Preliminary Sci. Report, NASA SP-315, Wash., 1972.
- Apollo 17. Preliminary Sci. Report, NASA SP-330, Wash., 1973.
- Bills B. C., Ferrari A. J.* Frontispiece map in — Proc. Lunar Sci. Conf. 7th, Houston, Tex., 1976.
- Bogard D. D., Nyquist L. E., Bansal B. M., Wiesman H., Shih C. Y.* 76535: an old lunar rock.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26, No. 1.
- Carr M. N., Meyer C. E.* The regolith at the Apollo 15 site and its stratigraphic implications.— Proc. Lunar Sci. Conf. 5th, Houston, Tex., 1974.
- Charette M. P., Taylor S. R., Adams J. B., McCord T. B.* The detection of soils of Fra Mauro basalts and anorthositic gabbro composition in the lunar highlands by remote spectral reflectance techniques.— Proc. Lunar Sci. Conf. 8th, Houston, Tex., 1977.
- Dence M. R.* Dimensional analysis of impact structures.— Meteoritics, 1973, v. 8, No. 10.
- Head J. M., Settle M., Stein R.* Volume of material ejected from major lunar basins: implication for the depth of exavation of lunar samples.— Lunar Science VI, Abstracts, Houston, Tex., 1975.
- Herbert F., Drace M. J., Sonnet C. P., Wiskerchen M. I.* Some constrains on the thermal history of the lunar magma ocean.— Proc. Lunar Sci. Conf. 8th, Houston Tex., 1977.
- Howard K. A., Wilhelms D. E.* Lunar basin formation and highland stratigraphy.— Rev. Geophys. and Space Phys., 1974, v. 12, No. 3.
- McCauley J. F.* Geologic results from the lunar precursor probes. J. AIAA, 1968, v. 6, No. 10.
- McGetchin T. R., Settle M.* Radial thickness variation in impact crater ejecta: implication for lunar basin deposits.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 20, No. 2.
- Moore H. J., Hodges C. A., Scott D. H.* Multiringed basins — illustrated by Orientale and associated features.— Proc. Lunar Sci. Conf. 5th Houston, Tex., 1974.
- Oberbec V. R., Horz F., Morrison R. H.* On the origin of the lunar smooth planes.— Moon, 1975, v. 12, No. 1.
- O'Keefe J. A., Adams E. W.* Tectite structure and lunar ash flows. J. Geophys. Res., 1965, v. 70, No. 16.
- Pai S. I., Hsieh T., O'Keefe I. A.* Lunar ash-flows: isothermal approximation.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, No. 20.
- Papanastassiou D. A., Wasserburg G. J.* The Rb-Sr age of a cristalline rock from Apollo 16.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, v. 16, No. 2.
- Rehfuss D. E.* Lunar winds.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, No. 32.
- Ridpath I., Murray J.* Some geological interpretations of the structure of the Orientale region of the Moon.— J. Brit. Astron. Assoc., 1970, v. 80, No. 2.
- Ryder G., Wood J. A.* Serenitatis and Imbrium impact melts: implications for lunar crustal composition and stratigraphy.— Proc. Lunar Sci. Conf. 8th, Houston, Tex., 1977.
- Schaeffer O. A.* The earliest evolution of the crust. Lunar chronology as determined from the radiometric ages of returned lunar samples.— Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 1977, A285, No. 1327.
- Shonfeld E.* Comparison of orbital chemistry with crustal thickness and lunar sample chemistry.— Proc. Lunar. Sci. Conf. 8th, Houston, Tex., 1977.
- Schultz P. H., Gault D. E.* Seismic effects from major basin formation on the Moon and Mercury.— Moon, 1975, v. 12, No. 2.

- Scott D. H., Moor H. J., Hodges C. A.* Multi-ringed basins.— Lunar Science V, Abstracts, Houston, Tex., 1974.
- Settle M., Head J. W.* Excavation depths of large lunar impacts: shallow or deep?— Interdisciplinary Studies by the Imbrium Consortium, v. I, Center for Astrophysics, Massachusetts, 1976.
- Sukhanov A. L.* Volcanism in Mare Orientale. Lunar Science VII, Abstracts, Houston, Tex., 1976.
- Taylor S. R.* Lunar science — a post-Apollo view. Pergamon Press, 1975.
- Tauber M. E., Kirk D. B.* Impact craters on Venus.— Icarus, 1976, v. 28, No. 3.
- Wilhelms D. E.* Secondary impact craters of lunar basins.— Proc. Lunar Sci. Conf. 7th, Houston, Tex., 1976.
- Wilhelms D. E., McCauley J. F.* Geologic map of the near side of the Moon. Map. 1-703.— U. S. Geol. Surv., 1973.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
25 августа 1978 г.

УДК 551.242.5(53)

А. В. РАЗВАЛЯЕВ

К ПРОБЛЕМЕ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОЯСОВ АРАВИЙСКО-НУБИЙСКОГО ЩИТА

Гипербазитовые пояса Аравийско-Нубийского щита генетически связаны с верхнепротерозойскими осадочно-вулканогенными прогибами, сформировавшимися при деструкции архейско-нижнепротерозойской континентальной коры. Геодинамическая обстановка их образования характеризовалась расколом и раздвигом континентальных блоков с образованием внутренних и окраинно-континентальных морей. Исключительно дунит-гарцбургитовый состав гипербазитовых поясов и почти полное отсутствие полных разрезов офиолитовых ассоциаций позволяют предполагать, что реализация раздвига могла произойти в условиях тектонического расслаивания литосферы на различных уровнях, вплоть до мантийного, с обнажением меланократового субстрата. Тектоническая структура гипербазитовых поясов сформировалась одновременно со складчатостью вулканогенно-осадочных прогибов путем выжимания в виде протрузий и многократного шарьирования.

Вряд ли можно назвать другую группу магматических пород, которая бы в последние 10—15 лет так привлекала внимание геологов-тектонистов, как породы офиолитовой ассоциации. Большой интерес к проблеме офиолитовой ассоциации определяется тем, что она является благоприятным объектом, сочетающим в себе признаки мантийного происхождения и формирования в специфических структурах, трактовка тектонической природы которых затрагивает основные проблемы глобальной тектоники.

По мнению ряда исследователей (Пейве, 1969; Пейве и др., 1977; Хаин, 1975; Книппер, 1975, 1978, и др.), сходство разрезов ассоциации внутриконтинентальных складчатых областей с разрезами коры океанов дает основание предполагать существование на их месте в прошлом бассейнов с корой океанического типа. Если петрохимическое сходство офиолитовых ассоциаций складчатых областей континентов с корой океанического типа не вызывает сомнений, то палеотектонические условия их формирования, природа тектонических движений и способы транспортировки мантийных продуктов в верхние горизонты земной коры все еще дискуссионны и до конца не поняты. И действительно, как показали исследования последних лет, офиолитовые ассоциации по характеру разреза, его полноте, соотношению с парагенетически связанными с ним осадочно-вулканогенными комплексами и петрохимическим параметрам значительно различаются, что указывает на существование ряда «модификаций» палеотектонических обстановок их формирования (Пейве и др., 1977; Марков и др., 1977; Книппер, 1978). В этой связи все больший интерес приобретает изучение новых областей развития гипербазитовых поясов. Особое значение имеет расшифровка строения и формирования наименее изученных позднепротерозойских гипербазитовых поясов Аравийско-Нубийского щита, детальное тектоническое изучение которых еще только начинается.

На Аравийско-Нубийском щите позднепротерозойские гипербазиты известны давно (El-Ramly, 1960, 1972; Geological Map of Saudi Arabia,

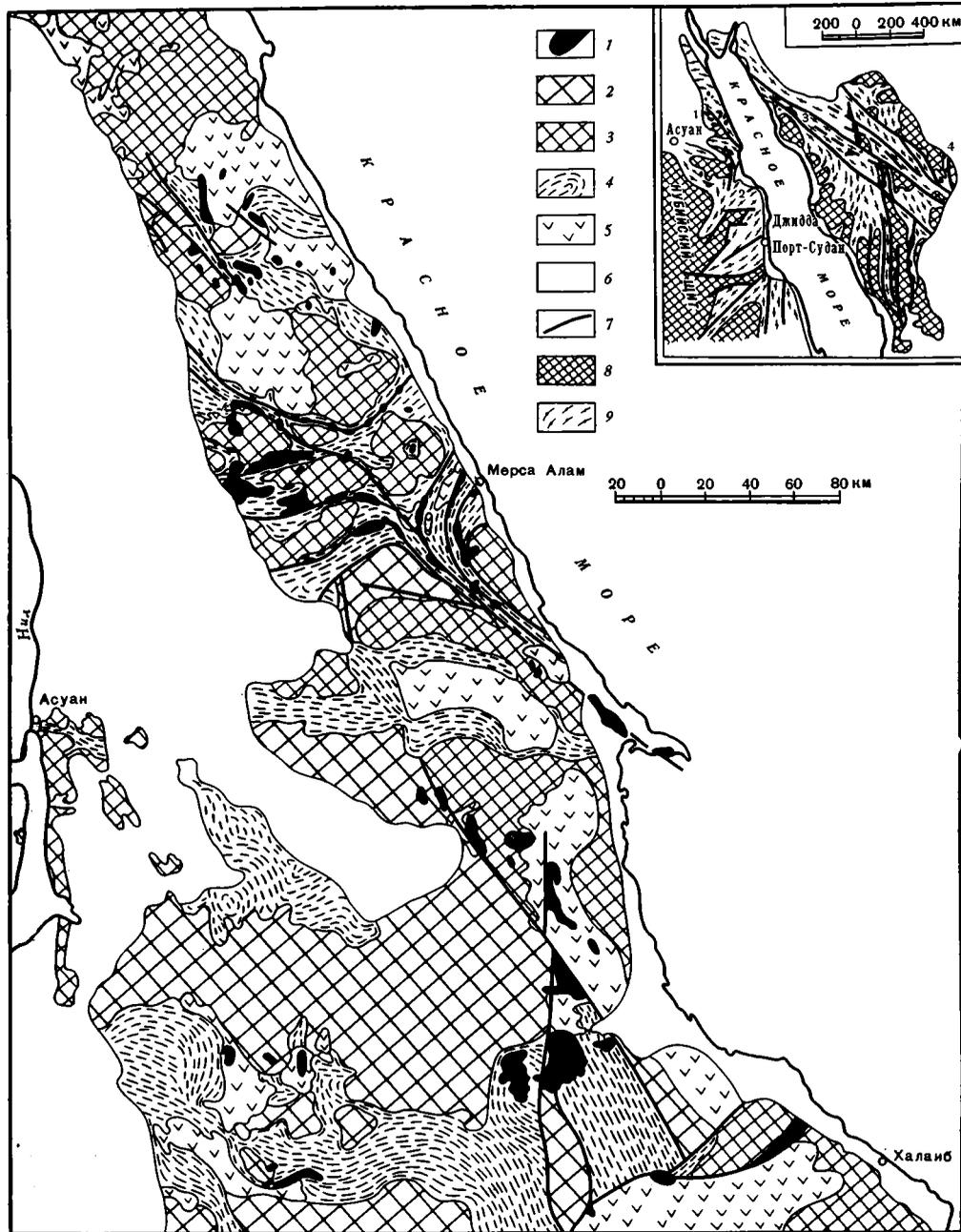


Рис. 1. Тектоническая схема размещения гипербазитов Аравийско-Нубийского щита
 1 — гипербазиты; 2 — блоки континентальной коры типа «срединных» массивов с преобладающим восходящим развитием в позднем протерозое, сложенные архейско-нижнепротерозойским гранито-гнейсовым комплексом; 3 — то же, сложенные преимущественно верхнепротерозойскими — нижнепалеозойскими интрузивными комплексами; 4 — верхнепротерозойские зеленосланцевые прогибы, выполненные преимущественно осадочно-туфогенными породами (песчаники, граувакки, туфы, реже глинистые и кремнистые сланцы); 5 — то же, выполненные базальт-андезитами; 6 — фанерозойский платформенный чехол; 7 — верхнепротерозойские глубинные разломы (гипербазитовые швы), активированные в венд-раннепалеозойское время; 8—9 — только на врезке; 8 — континентальная кора доверхнепротерозойского возраста, 9 — верхнепротерозойские зеленосланцевые вулканогенно-осадочные складчатые пояса; 10 — гипербазитовые массивы (1 — Баррамия, 2 — Сулхамид, 3 — Джебель-Васк, 4 — Аль Амар-Идас)

1958—1972, и др.). В виде отдельных массивов или прерывистых зон они прослеживаются в обрамлении Красного моря (рис. 1). Однако лишь в последние годы гипербазиты здесь стали объектом пристального изучения. В настоящее время появились работы, в которых рассматривается либо строение отдельных массивов, либо трактуется тектоническая природа поясов в целом. Следует отметить, что в этих работах выделение офиолитовых комплексов не всегда надежно аргументировано, а часто и просто постулировано. Особенно это касается района Аль Амар-Идсас на востоке Аравийско-Нубийского щита (Al-Shanti, Mitchell, 1976). Петрохимическая характеристика гипербазитов дана лишь для массива Джебель-Васк на Аравийском полуострове (Baker et al., 1976). В связи с этим особое значение приобретают новые данные по строению и петрохимии пород других гипербазитовых массивов.

В настоящей статье дается характеристика строения и тектоническая позиция в первую очередь знакомых автору гипербазитовых поясов западного обрамления Красного моря. Строение гипербазитовых массивов может быть показано особенно хорошо на примере изученного в последние годы массива Сулхамид в центральной части западного обрамления Красного моря.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СУЛХАМИДСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА

Сулхамидский гипербазитовый массив (рис. 2) расположен в центральной части западного обрамления Красного моря (Шаддад, 1974; Ismail, 1976) в 10—15 км от побережья. Протяженность массива около 20 км, ширина 5—8 км. В плане он имеет форму дуги, выпуклая сторона которой обращена к юго-востоку.

В региональном плане Сулхамидский гипербазитовый массив приурочен к северо-западному борту крупного ниже-среднерифейского Судано-Аравийского зеленосланцевого прогиба, заложившегося на архейско-нижнепротерозойском гранито-гнейсовом основании и выполненного мощной (8—10 км) осадочно-вулканогенной серией Нафирдейб (Вишневский и др., 1975). В составе серии резко преобладают вулканические породы, их туфы и агломераты преимущественно базальт-андезитового состава. Осадочные образования тяготеют к основанию серии Нафирдейб и представлены песчано-сланцевыми и граувакковыми породами, реже мраморами, базальтными и внутриформационными конгломератами. На рубеже 1300 млн. лет выполняющие прогиб породы были смяты в складки и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. На рубеже 1000 млн. лет закончилось формирование крупных массивов синтетектонических батолитовых гранитов. В интервале 1000—450 млн. лет внедрились мелкие массивы субщелочных и щелочных гранитов, сиенитов и их эффузивных комагматов. Для пояса характерно генеральное северо-восточное простирание складчатых и разрывных структур.

Сулхамидский гипербазитовый массив в виде протрузии внедрен в андезито-базальты, поэтому контакт его здесь тектонический. На севере и юго-западе массив прорывают батолитовые граниты, на северо-востоке — риолиты венда — нижнего палеозоя (рис. 2А).

В строении массива выделяются центральная и краевые части. Центральная часть представлена сильно серпентинизированными гипербазитами: дунитами, гарцбургитами, пироксенитами и серпентинитами, пространственно связанными с дугообразными разломами, отделяющими их от основной габброидной части массива. Дунит-гарцбургитовая часть массива сильно нарушена, рассланцованна и серпентинизирована, разбита на ряд узких, в различной степени переработанных линейных зон. Для нее характерна серия разломов, конформных с простиранием массива.

Слабо переработанные дунит-гарцбургиты развиты преимущественно в центральной и юго-восточной частях массива. Они представляют собой массивные темно-зеленые породы, состоящие на 80—85% из оливина и на 15—20% из энстатита и диопсида. С ними связаны линзовидные тела массивных хромитов, асбестопроявления, а в лиственитизированных разностях — повышенные концентрации (до 0,6%) сульфидов никеля. В сильно серпентинизированных разностях в виде реликтовых минералов присутствуют оливин (до 40—50%), энстатит-бронзит, моноклинный пироксен. Местами оливин настолько серпентинизирован, что с трудом узнается по форме псевдоморфоз, порода в этих случаях приобретает решетчато-петельчатую структуру.

Серпентиниты — зеленые и темно-зеленые породы, состоящие из баститита, хризотила, антигорита и других минералов. Часто серпентиниты, как и дунит-гарцбургиты, включают согласные и дискордантные со сланцеватостью прожилки и линзы волокнистого хризотила мощностью до 0,3 м.

Листвениты — среднезернистые зеленовато-серые, с поверхности буроватые массивные породы, состоящие из карбонатов (75—85%), кварца (5—10%), серпентинита (5—10%) и магнетита.

Тектоническая структура Сулхамидского гипербазитового массива в целом отражена на схематическом разрезе (см. рис. 2, *Б*). Как отмечалось выше, основной чертой строения Сулхамидского массива является интенсивная тектоническая переработка его центральной части. Последняя представлена чередованием пачек или пластообразных (пластин) тел массивных слабо измененных, несерпентинизированных дунит-гарцбургитов с интенсивно переработанными как серпентинизацией, так и тектоническим дроблением (милонитизацией) зонами меланжа. Каждая такая зона (см. рис. 2, *Б*) мощностью от 3—8 до 15—20 м сложена мягкой мучнистой серпентинизированной массой, в которой заключены обломки и глыбы (до 0,5 м в диаметре) массивных дунит-гарцбургитов от угловато-окатанных до овальных шаровидных. Отмечается постепенное усиление «переработки» от массивных пачек к центру меланжевых зон. В этом же направлении уменьшается количество обломков, а их форма становится более изометричной. Удлиненные оси мелких обломков и крупных будинированных глыб (отторженцев) ориентированы в плоскости, наклоненной к юго-востоку согласно с падением массивных дунит-гарцбургитовых тел. Угол падения увеличивается с юго-востока на северо-запад, от 40—50° до почти вертикального в центральной части массива. Одновременно в этом же направлении нарастает интенсивность тектонических деформаций с образованием в центральной части массива мощной (400—500 м) зоны милонитов. В зоне интенсивного расланцевания дунит-гарцбургиты прорваны небольшой дайкой розовых микропорфировых гранитов, согласной с простираньем массива. Граниты также расланцованы и содержат ксенолиты дунит-гарцбургитов. Все это указывает на то, что внедрение гранитов контролировалось разломами и что милонитизация гипербазитов произошла после их внедрения в виде протрузии.

Габброидный комплекс отделен от дунит-гарцбургитового крупными разломами. Для него характерно более простое строение, он менее нарушен, хотя и в нем отмечаются разломы. Примечательно то, что в габброидах содержатся линзовидные блоки серпентинизированных массивных дунит-гарцбургитов, сопряженных с разломами того же направления, что и разломы в центральной части массива. Падение плоскостей разломов здесь более пологое (40°). Разломы имеют надвиговую природу. Контакты блоков дунит-гарцбургитов с габброидами тектонические. В обнажениях юго-восточной части массива видно, как одни приразломные блоки уходят на глубину, другие представляют собой бескорневые тектонические глыбы — отторженцы (см. рис. 2, *Г*).

Наличие в дунит-гарцбургитовой части массива зон меланжа указывает на существование тектонических разделов между массивными переработанными блоками (пластинами) и, следовательно, на тектоническую природу образования последних. Многократное повторение в разрезе тектонических пластин и зон меланжа позволяет рассматривать структуру массива в виде пакета надвинутых друг на друга тектонических чешуй.

Субвертикальное положение тектонических блоков в центральной части массива и выполаживание их к юго-востоку можно объяснить действием тектонических движений с преобладающей ролью горизонтальной составляющей, направленной с юго-востока на северо-запад.

Принципиальная схема строения Сулхамидского гипербазитового массива показана на рис. 2, Г. Эта схема объясняет, на наш взгляд, такие особенности строения массива, как существование пакета тектонических пластин и выполаживание их к периферии массива, а также присутствие тектонических отторженцев в габброидном комплексе.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД СУЛХАМИДСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА

Данные химического анализа пород массива Сулхамид приведены в таблице, в которой для сравнения помещены средние составы ультраосновных пород континентов и океанов, а на диаграмме (рис. 3) — фигуративные точки вмещающих гипербазиты андезито-базальтов Судано-Аравийского прогиба и базальтов Джебель-Васк Саудовской Аравии. Как видно из таблицы и диаграммы, основные петрохимические показатели гипербазитов — индекс затвердевания M и отношения $MgO/FeO_{общ}$ — изменяются в широких пределах, что указывает на высокую степень дифференциации пород Сулхамидского массива. Среди пород массива выделяются разновидности, в которых отношение $MgO/FeO_{общ}$ достигает 4, а индекс затвердевания 80, что характерно для дифференцированных альпинотипных дунитов, гарцбургитов и лерцолитов.

По основным петрохимическим параметрам дунит-гарцбургитовый комплекс Сулхамидского массива сходен с континентальными и океаническими гипербазитами, но наибольшее сходство он обнаруживает с океаническими гарцбургитами, а также с расчетным составом мантии по С. Ф. Соболеву. По химизму пород и направленности в эволюции их составов гипербазиты Сулхамидского массива наиболее близки к офиолитовым ассоциациям, характерным для периконтинентальных складчатых структур (Марков и др., 1977). Для них также свойственна относительная пространственная сближенность дунит-гарцбургитового и габброидного комплексов и присутствие в последнем феррогабброидных разновидностей. Вместе с тем в Сулхамидском массиве исключительно широко развита дунит-гарцбургитовая составляющая и отсутствуют плагиогранитные породы. Петрохимически габброиды массива Сулхамид характеризуются «чистой» толеитовой линией эволюции и отсутствием в последней щелочной тенденции. Вместе с тем на диаграмме намечается слабая смещенность поля фигуративных точек габброидного комплекса в сторону щелочного угла диаграммы, что может указывать на заложение прогибов на уже сформированной к этому времени континентальной коре. Из диаграммы также следует, что вулканогенные породы (андезиты, базальты, дациты) зеленосланцевых прогибов обнаруживают отчетливую щелочную тенденцию и почти полное отсутствие толеитовой. Это обстоятельство неоспоримо свидетельствует в пользу заложения позднепротерозойских прогибов на континентальном субстрате и не характерно для типичных островодужных систем, развивающихся на океанической литосфере.

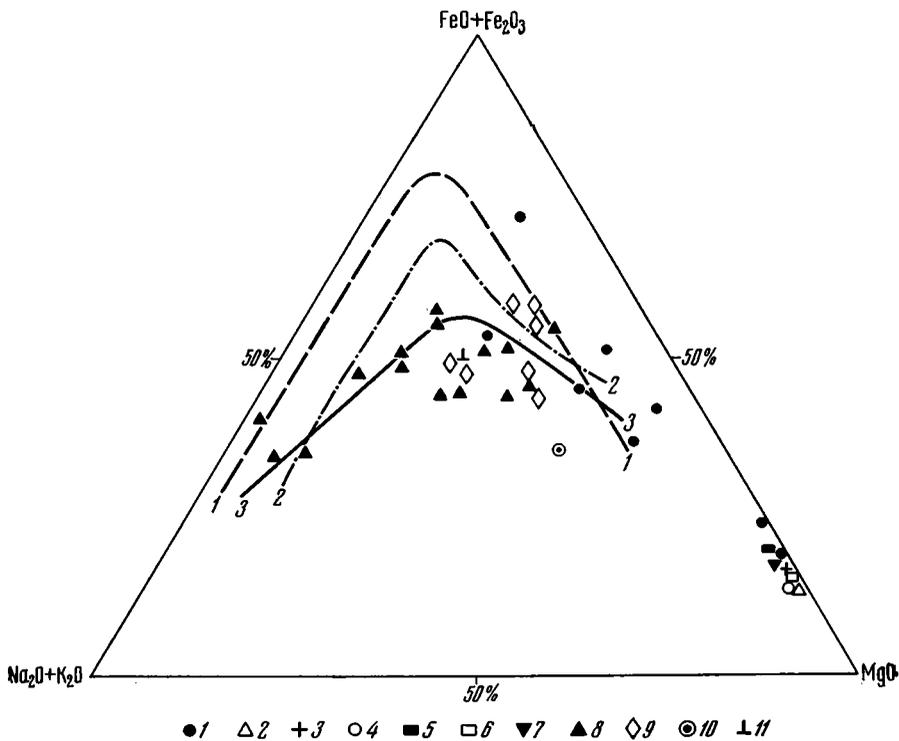


Рис. 3. Диаграмма AFM

1 — породы Сулхамидского массива; 2 — дуниты океанические (по Удинцеву и Дмитриеву, 1972); 3—4 — гарцбургиты: 3 — океанические (по Дмитриеву и др., 1976); 4 — альпинотипные (по Дмитриеву и др., 1976); 5—6 — лерцолиты: 5 — континентальные (по Соловьеву, 1976), 6 — океанические (по Удинцеву и Дмитриеву, 1972); 7 — расчетный состав мантии (по С. Ф. Соболеву); 8 — верхнепротерозойская базальт-андезитовая серая Нафирдейб Судана; 9 — базальты Джебель-Васк Саудовской Аравии (Baker et al., 1976); 10—11 (по Бородаевской и др., 1976); 10 — андезиты, сформированные на океанической коре, 11 — андезиты, сформированные на сиалической коре. Линии дифференциации: 1 — интрузии Скаергарда, 2 — гавайских толеитов, 3 — извещково-щелочной серии

МЕСТО ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОЯСОВ В ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЕ АРАВИЙСКО-НУБИЙСКОГО ШИТА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Анализ размещения гипербазитовых поясов Аравийско-Нубийского щита и их связи с тектоническими структурами показывает, что гипербазитовые пояса прослеживаются в виде линейных зон, пространственно приуроченных в основном к позднепротерозойским осадочно-вулканогенным прогибам, которые разделяют устойчивые, в различной степени переработанные древние архейско-нижнепротерозойские гранито-гнейсовые блоки. Последние испытали в позднем протерозое преимущественное восходящее развитие (см. рис. 1). В пределах прогибов гипербазитовые пояса сопряжены с ограничивающими их краевыми и внутренними разломами длительного развития. Преобладающая конформность разломов с границами жестких блоков и приуроченность к ним субщелочных и щелочных гранитов орогенного позднерифейско-венд-раннепалеозойского (?) этапа развития региона позволяет предполагать их палеоструктурную связь с этими прогибами.

При определении палеоструктурных условий образования гипербазитов обращает на себя внимание пространственная ассоциация, во всяком

Химические анализы ультраосновных пород Сулхамидского массива, вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	38,58	36,10	45,74	49,40	37,22	44,56	45,46	55,10	38,50	37,8	43,25	40,59	43,3	44,5	43,90
Al ₂ O ₃	1,55	1,28	17,76	13,85	27,88	16,22	17,47	14,85	0,89	1,06	3,49	3,08	1,00	1,90	4,10
Fe ₂ O ₃	8,50	9,32	1,91	1,36	5,01	8,14	5,67	6,66	5,04	5,79	4,74	4,65			1,10
FeO	1,29	2,51	6,75	7,25	2,66	3,41	6,97	7,97	4,38	1,01	4,37	2,49	8,40	8,70	7,90
TiO ₂	0,05	0,05	0,13	0,86	0,63	1,22	2,13	1,13	0,15	0,12	0,21	0,23	0,07	0,10	0,17
MnO	0,07	0,20	0,11	0,13	0,15	0,13	0,18	0,18	0,17	0,13	0,15	0,23	0,12	0,14	0,10
CaO	0,49	3,18	13,11	9,89	15,62	8,07	9,15	8,07	0,48	0,78	3,75	2,57	0,60	1,20	3,20
MgO	36,40	32,43	10,73	11,61	5,81	9,24	5,63	2,29	43,35	38,53	36,02	34,66	45,70	42,60	37,90
Na ₂ O	0,09	0,33	0,72	2,26	0,22	2,40	3,88	2,70	0,25	0,12	0,30	0,19	0,10	0,20	0,52
K ₂ O	0,04	0,22	0,27	0,28	0,76	0,66	1,40	0,58	0,05	0,02	0,18	0,05	—	0,05	0,17
F	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10							
П. п. п.	12,58	14,34	2,29	2,59	3,82	6,09	1,80	0,80							
Сумма	99,64	100,01	99,52	99,48	99,78	100,14	99,85	100,33							
Na ₂ O + K ₂ O	0,13	0,55	0,99	2,54	0,98	3,06	5,28	3,28	0,30	0,14	0,48	0,24	0,10	0,25	0,69
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,95	0,85	0,22	0,16	0,69	0,75			0,56	0,93	0,54	0,69			0,12
MgO/SiO ₂	0,94	0,89	0,23	0,23	0,15	0,20			1,12	1,01	0,83	0,85	1,05	0,95	0,86
MgO/FeO	4,07	2,97	1,26	1,37	0,81	0,86			1,80	6,19	4,17	5,19	5,44	4,89	4,26
M	80,05	73,92	53,17	51,32	41,64	40,12	24,49	11,7 ₂	82,47	85,83	79,81	83,37	84,31	82,63	79,82

Сулхамидский массив: дуниты и гарцбургиты (1, 2), серпентиниты (5), пироксениты и габбро (3, 4, 6, 7, 8). Средние составы континентальных дунитов (9) и лерцолитов (11) по С. П. Соловьеву (1970); альпийских гарцбургитов (13) по Л. В. Дмитриеву и др. (1976), океанических дунитов (10) и лерцолитов (12) по Г. Б. Удинцеву и Л. В. Дмитриеву (1972), гарцбургитов (14) по Л. В. Дмитриеву и др. (1976), расчетный состав мантии (15) по С. Ф. Соболеву

$$M = \frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{общ}} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \cdot 100 - \text{индекс затвердевания Куно.}$$

случае подавляющей части гипербазитовых поясов западного обрамления Красного моря с туфогенно-осадочной формацией, сложенной граувакками, туфопесчаниками и сланцами с подчиненным количеством гравеллитов и конгломератов (El-Ramly, 1960). Обломочный материал граувакк и туфов слабо окатан, плохо сортирован и представлен зернами кислых эффузивов, туфов, роговиков, кварца, полевых шпатов. Конгломераты и гравелиты имеют аналогичный состав обломочного материала. Для них также характерна слабая окатанность и плохая сортированность. Конгломераты разногалечные, содержат редкие валуны размером от 5 до 20 см в диаметре. По составу преобладает галька лейкократовых гранитов. Мощность туфогенно-осадочной формации 1500—2000 м.

Пространственная ассоциация гипербазитов с туфогенно-осадочной формацией указывает (хотя и косвенно) на их историческую связь с прогибами и, возможно, с терригенными частями последних. Следовательно, гипербазиты образовались в морских бассейнах, а петрохимическое сходство их с гипербазитами современных океанов указывает на существование в этих бассейнах участков с корой океанического типа.

Какова природа этих бассейнов? Являлись ли они структурами типа внутренних или окраинных морей или рифтов, как считают некоторые? Из анализа распределения позднпротерозойских прогибов и сопряженных с ними гипербазитовых поясов (различная ориентировка, ветвистость в плане) можно сделать вывод, что геодинамическая обстановка при их заложении, по-видимому, характеризовалась разнонаправленным растяжением и что реконструируемые палеобассейны в начальной стадии могли отдаленно напоминать современную структуру Афара. Наличие в осадочных породах терригенного материала сиалического происхождения, их мелководность и тесная перемежаемость с андезитами говорят о том, что скорее всего эти бассейны представляли собой внутренние или окраинные моря, расположенные вблизи островодужных систем с базальт-андезитовым вулканизмом. Можно предполагать, что они заложались на континентальной коре, поскольку в западном обрамлении Красного моря слабо переработанные блоки ее сохранились внутри складчатых поясов. На рубеже среднего и позднего рифея (~1000 млн. лет) эти прогибы подверглись сжатию, по-видимому, путем сближения континентальных блоков с образованием складчатых зон и гипербазитовых поясов, несущих признаки сдавливания и многократного шарьирования. Сходная геодинамическая обстановка в позднем протерозое выявлена В. Г. Казминым (Kazmin, 1975) в Эфиопии.

Рассматривая проблему гипербазитовых поясов для Аравийско-Нубийского щита в целом, следует отметить, что в последнее время появился ряд работ, в которых предполагается существование в позднем протерозое значительных морских бассейнов с корой океанического типа и развитие последовательно омолаживающихся к северо-востоку островных дуг (Ali-Shanti, Mitchell, 1976; Greenwood et al., 1976; Kröner, 1978, и др.). Подобные представления прежде всего основываются на допущении отсутствия здесь древней континентальной коры. Ранее выделяемый на Аравийском полуострове комплекс древних гранито-гнейсов в этом случае рассматривается в качестве метаморфического аналога осадочно-вулканогенного выполнения ранне-среднерифейских прогибов. Однако совокупность имеющихся данных не позволяет согласиться с мнением об отсутствии здесь древней континентальной коры. Дело в том, что на геологических картах и в отчетях, составленных американскими геологами (Geological Map of Saudi Arabia, 1958—1972) в качестве самостоятельного комплекса выделяются древние гранито-гнейсы (гнейсы Кхамис). По данным, например, Р. Дж. Колмена (Coleman, 1973), на юге Саудовской Аравии на гнейсах Кхамис с несогласием, местами с конгломератами в основании залегают андезитовые серии нижнего и среднего рифея.

Эти данные свидетельствуют в пользу отнесения гранито-гнейсов (хотя бы частично) к древнему структурному комплексу, на котором заложилась рифейские прогибы (Поникаров и др., 1973).

Нужно сказать, что проблема самостоятельности древнего гранито-гнейсового комплекса Аравийско-Нубийского щита действительно сложна, поскольку в венде — раннем палеозое древние гнейсовые блоки подвергались ремобилизации и термальному воздействию панафриканского тектоно-магматического эпизода, приведшего к радиологическому «омоложению» пород. Больше того, как показали данные детального геологического картирования в западном обрамлении Красного моря, интенсивная повторная ремобилизация гнейсового комплекса привела к образованию в краевой части гнейсовых блоков структур, конформных со структурами сопряженных с ними позднепротерозойских прогибов, что существенно осложняет выделение гранито-гнейсового комплекса. В целом же структура гнейсовых блоков отлична от структуры окаймляющих их линейных прогибов. Для гнейсовых блоков характерны изометричные, овальные структуры типа гранито-гнейсовых куполов. Структурная особенность гнейсового комплекса в западном обрамлении Красного моря признается многими исследователями (Gabert et al., 1960; El-Ramly, 1972; Вишнеvский и др., 1975), в том числе и сторонниками отсутствия древней континентальной коры на Аравийском полуострове (А. Крöпег, устное сообщение).

На существующей стадии изученности докембрия Аравийского полуострова выводы о разновозрастности гипербазитовых поясов также в известной мере дискуссионны. Условность и недостаточную их обоснованность отмечают и сами авторы этих работ (Gass, 1977). Нам представляется, что в настоящее время не столь принципиален вопрос: разновозрастны ли гипербазитовые пояса Аравийско-Нубийского щита? Важнее выяснить, на каком фундаменте были заложены позднепротерозойские прогибы. Иными словами, происходила ли в верхнем протерозое аккреция континентальной коры или ее деструкция.

Наличие древней архейско-нижнепротерозойской континентальной коры для западного обрамления Красного моря признается М. С. Гарсоном и И. М. Шелаби (Garson, Shelaby, 1974), рассматривающими строение и роль офиолитовой ассоциации в эволюции структуры и металлогении Красноморской области. Как и другие исследователи, они исходят из признания факта существования разновозрастных гипербазитовых поясов, но в отличие от них считают, что заложение и развитие Красноморской геосинклинали происходило на архейской континентальной коре. В соответствии с их моделью континентальная окраина архейского кратона в позднем протерозое претерпела четырехкратное дробление, сопровождавшееся образованием краевых бассейнов с корой океанического типа, смещавшихся во времени с юго-запада на северо-восток, т. е. к окраине континента. Дробление начиналось рифтогенными расколами, последующим растяжением, сжатием и субдукцией вновь образованной океанической литосферы. При этом происходила переработка древней континентальной коры и повторная ее кратонизация с незначительной латеральной аккрецией. Рассматриваемая модель эволюции коры отличается от той, которая предполагает, что континентальная кора Аравийско-Нубийского щита сформировалась лишь в позднем протерозое (Greenwood et al., 1976; Baker et al., 1976; Frisch, Al-Shanti, 1977; Al-Shanti, Mitchell, 1976; Gass, 1977; Kröner, 1978). Следует отметить, что обе модели исходят из концепции тектоники плит, но при этом принимают различную геодинамическую обстановку. В модели М. С. Гарсона и И. М. Шелаби (Garson, Shelaby, 1974) зона Беньофа падает под континент, у других авторов она погружается к северо-востоку.

Нам представляется, что по меньшей мере три обстоятельства трудно объяснимы с позиции предложенной модели. Во-первых, согласно

этой модели древнейшие породы должны располагаться в более внутренних частях континентальной окраины. И действительно, в районе Абу-Сваел на юге Египта мы имеем самые древние радиологические датировки вулканогенно-осадочных пород Красноморского региона, равные 1195—1293 млн. лет (El-Shazly et al., 1975). Но в последние годы близкий возраст этих пород (934 ± 80 млн. лет) установлен и на Синайском полуострове (Shimron, Brookins, 1974). Во-вторых, в соответствии с рассматриваемой моделью должно иметь место последовательное омоложение широко распространенных по всему западному обрамлению Красного моря орогенных гранитов («гаттарский» комплекс) с юго-запада на северо-восток. Однако проанализированные нами данные радиологического определения возраста гранитов (Meneisi, 1976; Neary et al., 1976; Vail, 1976) этого не подтверждают. И наконец, в-третьих, модель тектоники плит предполагает изменение соотношения $K_2O/(Na_2O + K_2O)$ в зависимости от направления погружения зоны Беньофа. А. О. Нассив, И. Ж. Гасс (Nasseef, Gass, 1977), сопоставив граниты Северо-Восточного Судана и Джебель-Таиф на Аравийском полуострове, установили, что данное отношение увеличивается с запада на восток, что находится, по их мнению, в соответствии с предполагаемым ими северо-восточным падением зоны Беньофа. Однако сопоставление только двух участков не может свидетельствовать в пользу этого тезиса, поскольку, как показал анализ петрохимических данных по гранитам всего западного обрамления Красного моря, изменение соотношения $K_2O/(Na_2O + K_2O)$ не подчиняется какой-либо строгой латеральной зависимости. Так, это отношение для гранитов Северо-Восточного Судана действительно ниже, чем в гранитах Джебель-Таиф Саудовской Аравии, но в последнем оно ниже, например, чем в асуанских гранитах, расположенных значительно западнее. Следовательно, прямая коррелятивная связь химизма гранитов с направлением погружения предполагаемой зоны Беньофа отсутствует. Очевидно, закономерности особенностей петрохимии гранитов и их связи с тектоникой намного сложнее и не укладываются в рамки рассматриваемой модели.

Наиболее приемлемой для эволюции Аравийско-Нубийского щита в позднем протерозое представляется модель развития зеленосланцевых поясов, предложенная С. А. Друри (Druy, 1977) для Невольничьей провинции Канадского щита. Согласно этой модели, взаимодействие твердой литосферы и вязкой астеносферы приводит к образованию в литосфере зеленосланцевых прогибов и поднятий (гранитных диапиров) и зарождению толеитовых, известково-щелочных и гранитных магм. Эта модель применительно к Аравийско-Нубийскому щиту могла бы объяснить синхронность заложения зеленосланцевых прогибов и широкое развитие гранитоидного магматизма. Однако она не учитывает появления самих гипербазитовых поясов и, таким образом, также не объясняет всех особенностей строения и развития Аравийско-Нубийского щита в позднем протерозое. Следовательно, возможны и другие модели, но любая из них должна учитывать заложение зеленосланцевых прогибов на континентальной коре (во всяком случае для западного обрамления Красного моря), одноактность раскрытия и новообразование океанической коры.

Что касается масштабов растяжения, то на современном этапе изученности их трудно оценить. Большая фрагментарность гипербазитовых поясов, единичность участков с предполагаемым полным набором членов офиолитовой ассоциации, мелководность пространственно ассоциирующихся с гипербазитами осадков и мощный андезитовый вулканизм (до 10—15 км) позволяют предполагать, что участки с корой океанического типа в палеобассейнах были минимальными. По-видимому, начальные (доскладчатые) размеры прогибов на две трети превышали современные и измерялись сотнями, а не тысячами километров. И. Пайпер (Piper et al., 1973) на основании палеомагнитных данных считает, что макси-

мальное перемещение континентальных блоков в докембрии не могло превышать 1000 км. М. С. Гарсон и И. М. Шелаби (Garson, Shelaby, 1974), например, отмечают исключительную фрагментарность окраинных бассейнов, что обусловлено, по их мнению, тонкой архейской корой. В пользу незначительных масштабов палеобассейнов, по нашему мнению, свидетельствует устойчивая связь гипербазитов с терригенными частями прогибов, что, по-видимому, наряду со структурной и механической приспособляемостью гипербазитов может иметь какую-то более глубокую, пока еще не понятную палеотектоническую связь. Возможно, что гипербазиты в виде тектонических чешуй были надвинуты на обломочные породы приконтинентального клина, как это имеет место в структуре Ньюфаундлена (Малпас, Стивенс, 1977). Имеющиеся в настоящее время материалы явно недостаточны для однозначного ответа на этот вопрос. Вывод об ограниченных масштабах раздвига согласуется с концепцией, развиваемой В. П. Поникаровым (1967) и его группой применительно к дроблению краевой части Аравийской плиты на альпийском этапе.

Вместе с тем изучение гипербазитовых поясов ставит новые проблемы, вытекающие из специфики их строения. Так, остается неясным до конца механизм перемещения мантийного материала на дневную поверхность. Если представить, что в геологическом прошлом на месте зеленокаменных прогибов располагались обширные океанические пространства или даже рифтовые структуры Красноморского типа, испытавшие последующее сжатие, то мы должны были бы наблюдать более широкое развитие в складчатых зонах продуктов толентового вулканизма и дайкового комплекса, генерированных на уровне базальтового слоя коры. Отсутствие же этих комплексов наводит нас на мысль о том, что палеоструктурные условия формирования гипербазитов Аравийско-Нубийского щита могли отличаться от типичной «спрединговой» модели формирования океанической обстановки, предполагающей образование всех членов офиолитовой ассоциации. Таким образом, особенности строения гипербазитовых поясов не исключают возможности существования какого-то иного механизма растяжения. В этом аспекте чрезвычайно интересны представления, развиваемые А. В. Пейве и его сотрудниками, о реализации раздвиговых напряжений на различных уровнях литосферы. Гипербазиты могли образоваться в относительно узких зонах, реализация раздвига в которых произошла на мантийном уровне с открытием меланократового субстрата. Подобная геодинамическая обстановка могла бы объяснить исключительно дунит-гарцбургитовый состав гипербазитов, почти полное отсутствие глубоководных осадков и дайкового комплекса, широкое распространение грабеновых фаций, преобладающий андезитовый вулканизм и др.

Если высказанное выше предположение справедливо, то позднепротерозойские гипербазитовые пояса Аравийско-Нубийского щита естественно представлять в виде выведенных на поверхность в основании надвиговых чешуй тектонических пластин. При подобной трактовке структуры палеобассейнов и механизма перемещения гипербазитов становится более понятным ограниченное развитие в гипербазитовых поясах этого щита полных офиолитовых ассоциаций (пиллоу-лавы, дайковый комплекс, глубоководные осадки), характерных для типичных океанических обстановок. Возможно, этим объясняется неполнота или «недоразвитость» офиолитовых ассоциаций позднего протерозоя Аравийско-Нубийского щита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ строения и закономерностей развития позднепротерозойских гипербазитовых поясов Аравийско-Нубийского щита приводит нас к следующим выводам.

1. Верхнепротерозойские гипербазитовые пояса Аравийско-Нубийского щита образовались при деструкции коры окраинно-материковой зоны, расположенной к северо-востоку от щита на границе с океанической областью Палеотетиса.

2. Динамическая обстановка деструктивного процесса характеризовалась расколом и раздвигом континентальных блоков с образованием вулканогенно-осадочных прогибов типа новообразованных внутренних и окраинно-континентальных бассейнов.

3. Особенности формационного выполнения прогибов и строения гипербазитовых поясов позволяют считать, что реализация раздвига осуществлялась на разных уровнях, по-видимому, вплоть до мантийного, т. е. с полным разрывом гранитно-метаморфического и базальтового слоев и обнажением меланократового субстрата.

4. В эпоху общего сжатия (~1000 млн. л.) на месте прогибов сформировались складчатые пояса. Серпентинизированный меланократовый субстрат при этом играл роль смазки, способствовавшей скольжению и срыву тектонических пластин и многократному их шарьированию.

5. В результате деструкции гранитно-метаморфического слоя была создана сложная мозаично-блоковая структура чередующихся вулканогенно-осадочных прогибов и в различной степени переработанных древних континентальных блоков, выступавших на позднепротерозойском этапе развития Аравийско-Нубийского щита в виде «срединных» массивов. Подобная обстановка характеризует динамичное и неустойчивое состояние земной коры в активной пограничной зоне континент — океан.

Литература

- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П.* Петрологические особенности магматических формаций колчеданосных провинций различных палеотектонических типов.— В сб.: Очерки геологической петрологии. «Наука», М., 1976.
- Вишневский А. Н., Кривцов А. Н., Развалев А. В.* Тектоника докембрия обрамления Красного моря.— Геотектоника, 1975, № 1.
- Дмитриев Л. В., Уханов А. Б., Шараськин А. Я.* Петрохимические типы перидотитов мантии.— Геохимия, 1976, № 8.
- Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., «Наука», 1975.
- Книппер А. Л.* Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса.— Геотектоника, 1978, № 2.
- Маллас Д., Стивенс Р. К.* Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда.— Геотектоника, 1977, № 6.
- Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю., Шараськин А. Я.* Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса.— Геотектоника, 1977, № 6.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С.* Офиолиты, современное состояние и задачи исследования.— Геотектоника, 1977, № 6.
- Поникаров В. П., Уфлянд А. К., Долгинов Е. А., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В.* Северо-Восточная Африка и Аравия.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. «Недра», 1973.
- Поникаров В. П.* Тектоника и история геологического развития северной части Аравийской платформы и сладчатых зон обрамления. Автореф. докт. дис. МГУ, 1967.
- Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Разницын Ю. И., Шмидт О. А.* Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей.— Геотектоника, 1977, № 5.
- Руженцев С. В., Марков М. С., Некрасов Г. Е., Бялбужеский С. Г.* Краевые моря древних геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1977, № 5.
- Соловьев С. П.* Гипербазиты дна океанов (петрохимический аспект).— Зап. вses. минералог. о-ва, 1976, т. 105, № 6.
- Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В.* Ультраосновные породы дна океана и место среди них гипербазитов рифтовых зон — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. 1. М., «Наука», 1972.
- Хаин В. Е.* Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка), «Недра», 1971.
- Хаин В. Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации.— Геотектоника, 1975, № 1.
- Шаддад М. З.* Геология и хромитоносность ультраосновного массива Джибаль Ингасана Автореф. канд. дис. Москва, 1974.

- Al-Shanti A. M. S., Mitchell A. H. G.* Late Precambrian subduction and collision in the Al Amar-Idas region, Arabian shield, Kingdom of Saudi Arabia.— *Tectonophysics*, 1976, v. 30, 41—47.
- Baker A. R., Gass I. G. and Neary C. R.* Jabal al Wask NW Saudi Arabia: an Eocambrian back — arc ophiolite.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 30, p. 1—9.
- Coleman R. G.* Reconnaissance geology of the Khamis Mushagt quadrangle, Kingdom of Saudi Arabia.— *Min. of petrol. and min. Res.*, Saudi Arabia, Jiddah, 1973.
- Drury S. A.* Structures induced by granite diapires in the Archaean greenstone belt at Yellowknife, Canada: implications for Archaean geotectonics.— *J. Geol.*, 1977, v. 85, p. 345—358.
- Falkov Y. G., Ali H. M.* Geology of the Red Sea Hills in Sudan. Paper of 3-rd Conference on African Geology. Khartoum, 1976.
- Frisch W., Al-Shanti A.* Ophiolite belts and the collision of island arcs in the Arabian shield.— *Tectonophysics*, 1977, v. 43, No. 3/4, p. 293—306.
- Cabert G., Ruxton B. B., Venzlaff H.* Über Untersuchungen im Kristallin der nördlichen Red Sea Hills im Sudan.— *Geol. Jb.* 1960, B. 77, Hannover.
- Garson M. S., Shalaby I. M.* Precambrian — Lower Paleozoic plate tectonics and metallogenesis in the Red Sea region.— In: *Symposium on Metallogeny and Plate Tectonics*: Geol. Assoc. Canada, Mineralog. Assoc. Canada, Mtg., 1974, Newfoundland.
- Gass I. G.* The evolution of the Pan African crystalline basement in NE Africa and Arabia.— *J. Geol. Soc.*, 1977, v. 134, p. 129—138.
- Geological maps of Saudi Arabia (Scale 1 : 100 000, 1 : 500 000, 1 : 2 000 000 (U. S. A. Geological Survey. Directorate General of Mineral Resources. Kingdom of Saudi Arabia. 1968—1972.
- Greenwood W. R., Hadley D. G., Anderson R. E., Flack R. I. and Schmidt D. L.* Late Proterozoic cratonization in south-western Saudi Arabia.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, Ser. A, 1976, 280, p. 517—527.
- El-Ramly M. F., Akkad M. K.* The basement complex in the central-eastern Desert of Egypt between Latitudes 24°30' and 25°40' N. *Geol. Surv. of Egypt*, 1960.
- El-Ramly M. F.* Geological map of the basement rocks in the Eastern desert of Egypt, Sc. 1 : 1 000 000. *Geol. surv. of Egypt*, 1972.
- El-Shazly E. M., Hashad A. H., Sayah T. A., Bassyuni F. A.* Geochronology of Abu Swayel area, South Eastern Desert Egypt.— *J. Geol.*, 1975, v. 17, No. 1.
- Ismail M.* The geology of Solhamid ultramafic rocks. M. science thesis. Leeds Univ. Research. Inst. African Geology, 1976.
- Kazmin V. G.* The Precambrian of Ethiopia and some aspects of the geology of the Mozambique belt.— *Geophys. Obs. Addis Ababa*, Bull. No. 15, 1975, p. 531—546.
- Kröner A.* Pan African mobile belts as evidence for a transitional tectonic regime from intraplate orogeny to plate margin orogeny.— *Proc. Symposium on Evolution and Mineralization of the Arabian-Nubian Shield*, Jeddah, 1978.
- Meneisy M. Y.* Review of Geochronological Knowledge in Egypt including some new data.— *Papers of 3rd Conference on African Geology*. Khartoum, 1976.
- Nasseef A. O., Gass I. G.* Granitic and metamorphic rocks of the Taif area, Western Saudi Arabia.— *Geol. Soc. America Bull.*, 1977, v. 88, p. 1721—1730.
- Neary C. R., Gass I. G., Cavanagh B. I.* Granitic association of north-eastern Sudan.— *Geol. Soc. America Bull.* 1976, v. 87, p. 1501—1523.
- Piper I. D. A., Briden I. C., Lomax K.* Precambrian Africa and South America as a single continent.— *Nature*, 1973, v. 254, p. 244—248.
- Shimron A. F., Brookins D. G.* Rb/Sr radiometric age of late Precambrian Fossilbearing and associated rocks from Sinai. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, v. 24, No. 1.
- Vail I. R.* Outline of the geochronology and tectonic units of the basement complex of Northeast Africa.— *Proc. Roy. Soc. London*, 1976, A 350.

УДК 551.242.3 + 549.383 (235.223)

О. В. ЛЯШЕНКО

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ВОСТОЧНО-САЯНСКОГО
ГИПЕРБАЗИТОВОГО ПОЯСА**

Рассматривается тектоническое строение части Восточно-Саянского гипербазитового пояса, где устанавливается четкое покровное строение. Выделено пять пакетов пластин, состоящих из гипербазитов, габброидов, спилит-фтанит-сланцевых и в меньшей степени карбонатных отложений верхнего протерозоя. Установлено наличие многочисленных зон полимиктового и олигомиктового меланжа, разновозрастных олистостромов, на основании чего делается вывод о длительности формирования шарьяжных структур, включая подвижки после смятия покровов в складки.

Восточно-Саянский гипербазитовый пояс расположен в осевой части Восточного Саяна, которая представляет собой область развития преимущественно протерозойских образований и известна в литературе под названием Протеросаян (Зайцев, 1960; Смирнов и др., 1963). В ее пределах выделены крупные антиклинории и синклинории, блоки глубоко-метаморфизованных пород архея и наложенные миогеосинклинальные прогибы раннепалеозойского возраста. Геосинклинальные отложения протерозоя слагают Окинскую (на севере) и Ильчирскую зоны (на юге) и обрамляют Гарганскую глыбу архея. Эти структуры разделены региональными разломами, заложенными в протерозое и неоднократно подновлявшимися, к которым пространственно приурочены гипербазитовые массивы пояса (Пинус, Колесник, 1966; Парфенов, 1967, и др.).

До начала 60-х годов изучение гипербазитов восточной части Восточного Саяна (район Оспинско-Китойского гипербазитового массива, по Пинусу и Колеснику, 1966) велось на отдельных участках, причем гипербазиты рассматривались как интрузии. Так, М. Ф. Шестопапов и А. С. Иванов среди пород Оспинско-Китойского массива выделили углеродсодержащие перидотиты как дифференциаты ультраосновной магмы (Шестопапов, 1937), в то время как В. С. Трофимов (1940) считал их продуктами ассимиляции обуглероженных вмещающих пород перидотитовой магмой. Таких же традиционных взглядов придерживались и другие исследователи этого региона, проводившие тематические (М. В. Богдаева, И. В. Белов, А. Ф. Коржинский), геологосъемочные (И. Б. Кобеляцкий, В. П. Арсентьев) и геологопоисковые работы (Л. С. Волков, Ю. Ф. Ефремов и др.).

Впервые гипербазиты Восточного Саяна были систематически описаны и объединены в Восточно-Саянский гипербазитовый пояс Г. В. Пинусом и Ю. Н. Колесником (1966). На основании многолетних исследований они пришли к выводу о приуроченности гипербазитов к глубинным разломам, считая, что «гомогенный высокотемпературный существенно магнезиальный силикатный расплав может существовать только лишь на значительных глубинах. При движении в верхние горизонты земной коры... большую часть пути от магматического очага до места формирования массива движется не однородный силикатный расплав, а кашеобразная масса кристаллов оливина» (стр. 195). Массивы гипербазитов

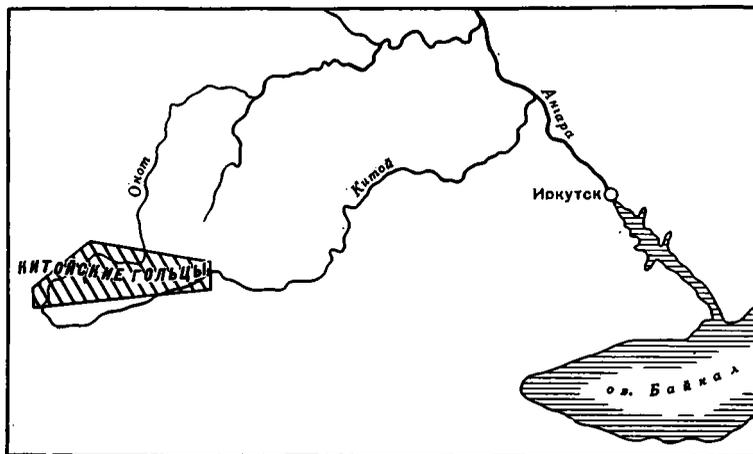


Рис. 1. Положение района исследований (заштриховано) в пределах Восточного Саяна

тов от верховьев р. Ара-Хушон-Жалга (левый приток р. Горлык-Гол) до р. Самарты (левый приток р. Китой) объединялись ими в единый Оспинско-Китойский массив — «линзовидное тело очень сложной конфигурации» (там же, стр. 24).

Эти взгляды нашли отражение и разрабатывались в более поздних тематических исследованиях (Л. М. Парфенов, Э. Л. Прудовский, Л. В. Терещенко) и геологопоисковых работах (Ю. А. Алексеев, Э. Ф. Ставский). Так, Л. М. Парфенов (1967) на месте Ильчирского синклинария выделяет Ильчирский геосинклиналиный шовный прогиб, «северная часть которого совпадает с зоной глубинного разлома» (стр. 56), а в южной части прогиба (правобережье Китоя) отмечает «широкое распространение крутых продольных надвигов с общим перемещением толщ к северу» (стр. 56). При более поздних тематических исследованиях (Э. Л. Прудовский, Л. В. Терещенко) в междуречье Горлык-Гола и Борто-Гола установлены надвиговые чешуи с падением сместителей к северу, но внедрение основных масс гипербазитов по-прежнему связывается с крутопадающими глубинными разломами.

Нами восточная часть пояса (рис. 1) изучалась в течение трех лет (с 1973 г.) в процессе крупномасштабного аэрофотогеологического картирования. На основании полевых наблюдений и дешифрирования аэрофотоснимков с учетом материалов предыдущих исследований впервые для этого района установлено широкое развитие шарьяжей и сопутствующих им специфических образований — серпентинитового меланжа и олистостром, которые позволяют с принципиально новых позиций трактовать геологическое строение Восточно-Саянского гипербазитового пояса и взаимоотношения слагающих его различных комплексов пород.

Наиболее древними образованиями района (см. рис. 3) являются ильчирская, барунгольская и монгошинская свиты позднепротерозойского возраста (Парфенов, 1967).

Ильчирская свита представлена черными и серыми графит-серицит-хлоритовыми, графит-хлорит-кварцевыми сланцами, метаморфизованными диабазовыми порфиритами. В виде редких прослоев встречаются микрокварциты (по фтанитам?), темно-серые известняки (иногда графитизированные) и песчаники. Местами ильчирская свита сложена олистостромами. В верховьях р. Ильчир, на правобережье, и в междуречье Борто-Гола и Хугеншон-Жалги отдельные блоки известняков и оталькованных серпентинитов хаотически перемешаны, иногда очень

тесно притерты друг к другу и сцементированы в основном черными сланцами (олистостромы). Толща простирается в субширотном направлении. В бассейне Саган-Сайра и Арлык-Гола в ильчирской свите наряду с блоками известняков и тальк-карбонатных пород встречены серпентиниты, как правило, вытянутые длинными осями в субширотном направлении параллельно стратификации толщи. Отдельные тела серпентинитов мощностью около 10 м непрерывно прослеживаются на расстоянии около километра без каких-либо существенных следов тектонической переработки. С вмещающими черными сланцами, содержащими прослой известняков, они залегают согласно. Такого рода тела серпентинитов в Западном Саяне, довольно широко развитые среди образований офиолитовой ассоциации, Н. Н. Херасков (1975) отождествляет с покровами ультраосновных лав.

По характерному набору пород ильчирскую свиту можно параллелизовать с фтанит-спилит-сланцевой формацией, типичным членом офиолитовой ассоциации. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Иногда встречаются амфиболиты (бассейн Зун-Оспы, Борто-Гола — низовья, водораздел Хунды-Гола и Ара-Хушон-Жалги), границы их с другими породами тектонические.

Барунгольская свита сложена пестроцветными полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, гравелитами с хлоритом, иногда с фукситом и обломками тальк-карбонатных пород, конгломератовидными известняками с обломками тальк-карбонатных пород, андезито-дацитами и их туфами, хлорит-карбонатными сланцами. Иногда тальк-карбонатные породы в виде линз и прослоев мощностью до нескольких метров, чаще десятков сантиметров встречаются среди ненарушенной толщи сланцев и конгломератовидных известняков (бассейн Хунды-Гола и Ара-Хушон-Жалги). Довольно часто верхняя часть барунгольской свиты сложена олистостромами. В устье р. Хуша-Гол толща, сложенная отдельными неправильной формы хаотически перемешанными блоками массивных известняков, серпентинитов (большей частью оталькованных), габброидов, метаморфизованных туфов, песчаников, гравелитов, сцементированных различными сланцами, интенсивно тектонизирована, хотя удается установить закономерную ориентировку длинных осей большинства олистолитов параллельно общему простиранию толщи. В бассейне р. Арлык-Гол отдельные довольно крупные олистолиты, сложенные андезито-дацитами, сцементированы туфосланцами. В междуречье Борто-Гола и Ара-Хушон-Жалги олистолиты сложены серпентинитами, известняками, сцементированными песчаниками, дресвяниками, гравелитами, реже конгломерато-брекчиями. По характерному набору фаций образования барунгольской свиты можно параллелизовать с формацией зеленых туфов (Херасков, 1975) и олистостромами, сформировавшимися на коре переходного типа (Пейве и др., 1972).

Монгошинская свита представлена мраморизованными известняками и доломитами с прослоями и линзами туфов и сланцев (доломито-известняковая формация).

Верхнепротерозойские образования резко несогласно перекрываются карбонатной формацией ямангольской свиты раннекембрийского возраста и молассовой формацией саган-сайрской свиты раннепалеозойского возраста.

Из других образований района известны доорогенный протерозойский Холбинский плагиогранитный комплекс и нижнепалеозойский комплекс орогенных субщелочных гранитоидов (сархойский комплекс).

Холбинский комплекс, представленный в основном плагиогранитами, в меньшей степени диоритами и гранитами, развит в северо-западной части изученного района. В верховьях р. Оют среди плагиогранитов встречено большое количество скиалитов кристаллических биолитовых сланцев, амфиболитов и глубокометаморфизованных туфов (?) и туфо-

венчаются пакеты нередко олистостромами, связанными с разными стратиграфическими горизонтами.

В северной и северо-западной части района (рис. 3; см. рис. 2) нижний пакет пластин (I)¹ образует нарушенную моноклираль субширотного простирания с падением на юг. В междуречье Хуша-Гола и Самарты первый пакет перекрыт вторым (II) и третьим (III) пакетами пластин, которые образуют моноклинали с падением в основном на юго-восток. Четвертый пакет пластин (IV), образующий крупную синформную структуру в междуречье Онота и Горлык-Гола, с несогласием перекрывает нижние пакеты. Венчает тектонический разрез пятый пакет пластин (V), который в междуречье Борто-Гола и Хугеншоц-Жалги образует согласную с четвертым пакетом синформную структуру.

Нижний пакет пластин (I) почти нацело замещен плагиогранитами. Скиалиты ильчирской свиты встречены в плагиогранитах по крайней мере в 10 км к северу от р. Онот. В южной части пакета, непосредственно примыкающей к гипербазитам второго и третьего пакетов, по отдельным выходам метаморфических образований и гипербазитов, а также привлекая данные о составе скиалитов в плагиогранитах, можно восстановить строение первого пакета. В бассейне р. Барун-Оспа карбонатно-сланцевые образования и амфиболиты чередуются с серпентинитами (в различной степени оталькованными) в виде пластинообразных тел. Падение пластин крутое (от 70° до вертикального) как на север, так и на юг. Аналогичное пластинообразное чередование метаморфических пород и гипербазитов с относительно пологим падением (до 40°) к югу устанавливается на левобережье р. Онот. В южной части пакет сложен олистостромом (бассейн р. Ильчир, междуречье Зун-Оспы и Арлык-Гола). Простирание пластин (и стратификация внутри них) запад-северо-западное и субширотное, что фиксируется и в отдельных скиалитах кристаллических сланцев среди плагиогранитов.

Южная часть первого пакета пластин тектонически перекрыта вторым, третьим и четвертым пакетами пластин. На западе, в междуречье Арлык-Гола и Самарты, верхняя часть разреза нижнего пакета пластин (ильчирская свита) граничит с терригенными образованиями барунгольской свиты по крутому сбросу юг-юго-восточного падения (около 60—80°), за исключением водораздела рек Самарты и Улзыты, где терригенная толща барунгольской свиты с несогласием перекрывает сложно дислоцированные карбонатно-сланцевые образования ильчирской свиты. Барунгольская свита здесь представлена в основном олистостромом, олистолиты сложены конгломератовидными известняками и песчаниками, цемент песчано-сланцевый. Толща довольно круто (около 50—60°) падает к юго-востоку.

На олистостроме первого пакета залегает второй (II) пакет чередующихся пластин карбонатно-сланцевых образований ильчирской свиты, серпентинитов, тальк-карбонатных пород и габброидов. Границы между пластинами тектонические, субпараллельные северной границе пакета. На левобережье р. Самарты в основании пакета тесно перемежаются относительно маломощные (до сотни метров) пластинообразные тела (скорее линзы или блоки) протяженностью до первых сотен метров, сложенные сланцами и тальк-карбонатными породами (зоны меланжа), а выше по разрезу — серпентинитами, на которых лежат габброиды. Падение пластин крутое (60—80°) к югу. Северо-восточнее, на правом борту р. Арлык-Гол, в основании пакета залегает пластина серпентинитов с пологим падением к юго-востоку (35—40°), несогласно перекрывающая более круто наклоненную (60—70° к юго-юго-востоку) пластину, сложенную преимущественно сланцами ильчирской свиты. В верхней части серпентинитовой пластины развиты габброиды, в отдельных

¹ Цифры здесь и далее соответствуют цифрам на рис. 2.

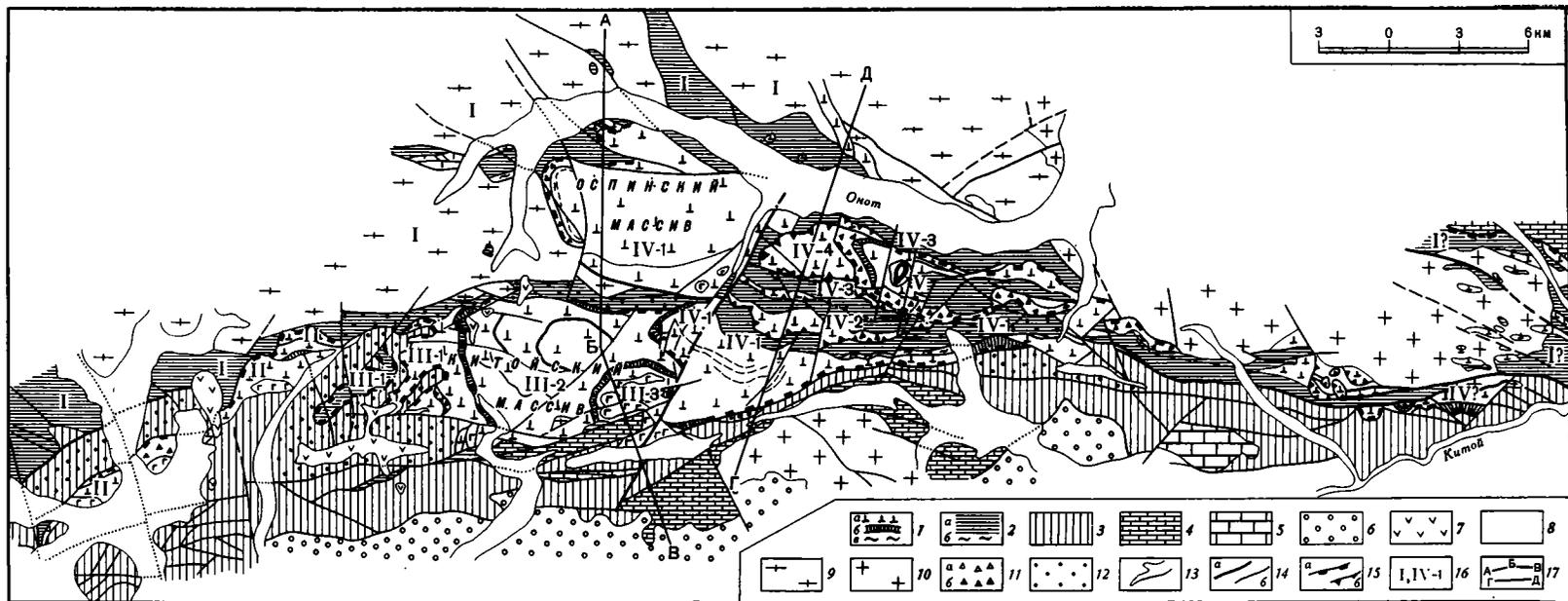


Рис. 3. Формационно-тектоническая схема Восточно-Саянского гипербазитового пояса

1, 2 — офиолитовая ассоциация: 1 — формация альпинотипных гипербазитов (а — гипербазиты, б — тальк-карбонатные породы, в — габброиды); 2 — спилит-фтанит-сланцевая формация — ильчирская свита рифея (а — сланцы, спилиты, фтаниты, прослои известняков, б — амфиболиты); 3 — 4 — формации переходной стадии развития геосинклинали: 3 — карбонатно-андезито-дацит-сланцевая формация (барунгольская свита рифея-венда); 4 — доломито-известняковая формация (монгошинская свита рифея-венда); 5 — известняковая формация (ямангольская свита кембрия); 6 — молассовая формация (саган-сайрская свита кембрия — нижнего ордовика); 7 —

неогеновые платобазальты; 8 — четвертичные отложения; 9 — плагиогранитный рифей-вендский комплекс (Холбинский); 10 — гранитный нижнепалеозойский комплекс (сархойский); 11 — тектонический меланж (а — мономиктовый, б — полимиктовый); 12 — олистостромы; 13 — геологические границы; 14 — разломы крутопадающие (а — главные, б — второстепенные); 15 — шарьяжи (а — в основании пакетов, б — в основании пластин); 16 — нумерация пакетов и пластин (римская цифра — номер пакета, арабская — номер пластин); 17 — положение геологических разрезов, изображенных на рис. 4

местах встречаются останцы карбонатно-сланцевой толщи. Характерно распределение пород в разрезе пакета: снизу преобладают серпентиниты, они сменяются габброидами и метаморфизованными карбонатно-сланцевыми породами.

Второй пакет венчается образованиями барунгольской свиты, которая в восточной части представлена олистостромом (см. выше). Залегает она моноклинално, падая к юго-востоку относительно полого на северо-востоке ($25-40^\circ$) и более круто на западе ($50-70^\circ$), т. е. структура барунгольской свиты в общих чертах соответствует структуре ниже лежащих пластин.

Третий пакет пластин (III) залегают в основном моноклинално и погружаются к югу и юго-востоку с углами падения от $10-20^\circ$ на востоке и до $30-35^\circ$ на западе; только на севере вдоль крутого разрыва субширокого простираения отмечены крутые падения (до 80° к югу, иногда опрокидывания) с постепенным выполаживанием к югу.

Именно этот пакет пластин слагает Китайский гипербазитовый массив.

В основании пакета (междуречье Арлык-Гола и Саган-Сайра) залегают сложно построенная пластина (III—1), лежащая на олистостромовой толще барунгольской свиты. В водораздельной части пластина сложена преимущественно сланцами, а восточнее в основании пластины широко развит полимиктовый меланж. Отдельные блоки (глыбы) тальк-карбонатных пород, углистых сланцев с прослоями яшмоидов и известняков (ильчирская свита) и плагиогранитов (по-видимому, холбинского комплекса), достигающие $40-100$ м по длинной оси, закатаны в серпентинитовый цемент. В верхней части пластины чередуются пластинообразные тела различных серпентинитов и серпофитов, осложненные пологими складками, оси которых ориентированы в северо-восточном направлении.

Выше залегают пластины (III—2), которая сложена преимущественно катаклазированными серпентинитами, внутри которых (в северной части пластины) заключены линзообразные тела гарцбургитов (доминируют) и дунитов, в значительной степени серпентинизированных. Основание пластины маркируется пластообразным телом тальк-карбонатных пород мощностью до $50-80$ м. В южной части пакета среди серпентинитов залегают пластины плагиогранитов, по-видимому, холбинского комплекса, плоскости раздела ее с серпентинитами наклонены к югу под углом $35-40^\circ$. В юго-западной части пакета на серпофитизированных серпентинитах лежит пластина (III—3), сложенная серпентинитами и габброидами. В ее основании почти непрерывно прослеживаются тальк-карбонатные породы мощностью от 5 до $20-30$ м среди тектонизированных серпентинитов, содержащих обломки и глыбы габброидов размером от $0,5$ до $3-5$ м, редко до 10 м по длинной оси. На севере пластинообразное тело тальк-карбонатных пород имеет падение к югу под углом $40-45^\circ$, постепенно выполаживаясь к югу.

Верхние части разреза пластины (бассейн ручья Габбрового) сложены перемежающимися крутопадающими телами габброидов и пироксенитов мощностью от $1,5$ до $5-10$ м, среди которых встречаются редкие «жилообразные» тела серпентинитов с характерными красно-бурыми корочками выветривания (аподунитовые (?) серпентиниты). На правобережье ручья Габбрового, в его приустьевой части, резко доминируют габброиды. Последние часто содержат различной величины (от сантиметров до нескольких метров) включения (по-видимому, ксенолиты) серпентинитов самой разнообразной формы — от изометричных до жилкообразных, с характерными лейкократовыми кварцсодержащими оторочками вокруг них мощностью, как правило, до нескольких сантиметров.

В верховьях ручья Габбрового, на водоразделе с ручьем Хуша-Гол развиты преимущественно серпентиниты, среди которых отмечаются тела габброидов мощностью от 1—3 до 20—30 м, субсогласные с нижней границей пластины. В делювии встречены плагиограниты.

Разрез пакета выглядит следующим образом (снизу вверх): меланж, серпентиниты, гарцбургиты и дуниты, серпентиниты, габброиды и пироксениты. На юге третий пакет пластин по крутым разрывам субширотного простирания граничит с образованиями барунгольской и монгошинской свит.

Четвертый пакет пластин (IV) в междуречье Онота и Горлык-Гола образует синформную структуру субширотного простирания с максимальным размахом крыльев до 11—12 км (правобережье р. Ильчир), которая с несогласием перекрывает нижележащие пакеты. На юге в основании пакета залегают мощная толща (свыше 2000 м) барунгольской свиты, верхняя часть которой в устье Хуша-Гола и в междуречье Борто-Гола и Ара-Хушон-Жалги сложена олистостромом (см. выше). Структура пакета осложнена субширотными и диагональными разрывными нарушениями. По-видимому, вдоль одного из этих разрывов, самого крупного — Ильчирского взбросо-сдвига северо-восточного простирания, — западная часть синформы приподнята и на поверхности обнажается самая нижняя пластина гипербазитов (IV—1), которая образует Оспинский гипербазитовый массив.

В западной части Оспинского массива основание пластины сложено серпентинитовым меланжем мощностью около 50—100 м. Среди серпентинитового субстрата беспорядочно рассеяны глыбы плагиогранитов и сланцев до первых десятков метров в поперечнике. Плоскость раздела гипербазитов и подстилающих их плагиогранитов холбинского комплекса полого падает к запад-северо-западу под углом 25—30°. Южный тектонический контакт гипербазитов со сланцами ильчирской свиты круто (60—80°) падает к северу. В верховьях р. Ильчир, в устье левого ее притока, в основании массива обнажается меланж мощностью около 20—50 м, в котором обломки известняков, сланцев и кварцитов закатаны в оталькованные серпентиниты. Северная граница Оспинского массива осложнена разрывными нарушениями сбросового характера, по которым южные блоки несколько опущены относительно северных. Серпентиниты Оспинского массива тектонически перекрывают карбонатно-сланцевую толщу ильчирской свиты, плоскость раздела их падает к югу под углом около 60°. Севернее на крутопадающих перемежающихся пластинах гипербазитов и карбонатно-сланцевых отложениях почти горизонтально, а в отдельных местах (на востоке) и с пологим падением к северу лежат серпентиниты, слагающие отторгнутую субширотными разрывами часть Оспинского гипербазитового массива.

Таким образом, основание пластины, образующей Оспинский массив, представлено преимущественно серпентинитами с линзообразными и пластообразными телами тальк-карбонатных пород. Верхняя часть пластины сложена в основном гарцбургитами и в меньшей степени дунитами, в резко подчиненном количестве развиты пироксениты.

Восточнее Ильчирского разлома в строении пакета принимают участие от двух пластин на востоке (бассейн р. Хугеншон-Жалга), где синформная структура центриклинально замыкается, до четырех пластин на правобережье р. Ильчир. Наиболее полный разрез пакета представлен по линии от устья р. Хуша-Гол до устья р. Ильчир (рис. 4).

В основании пакета здесь залегают постепенно утоняющаяся к востоку пластины (IV—1), сложенная гипербазитами (по-видимому, аналог Оспинского массива) и метаморфическими образованиями ильчирской свиты с падением к северу от 30—40° на западе до 70° на востоке. В бассейне р. Хуша-Гол гипербазиты представлены в основном интенсивно катаклазированными и серпофитизированными серпентинитами с

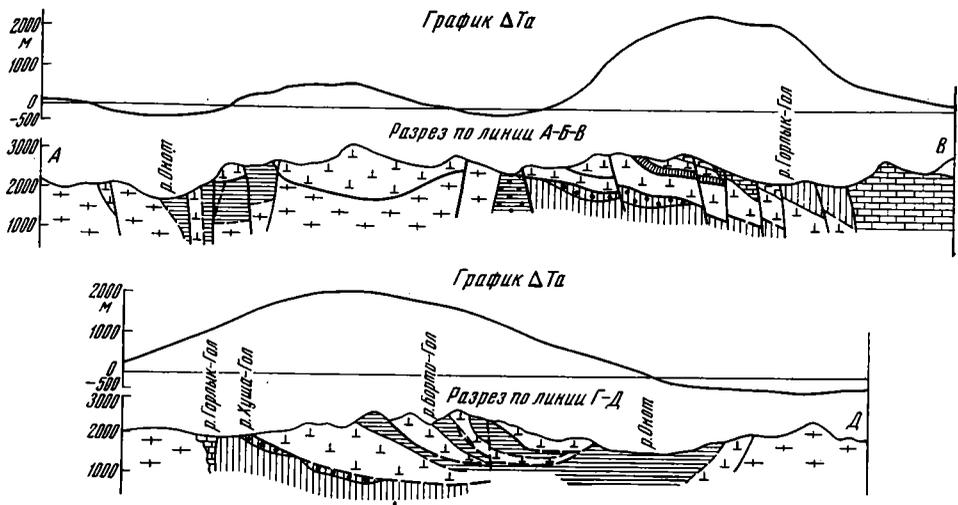


Рис. 4. Геологические разрезы. Условные обозначения и положение см. рис. 3

тальк-карбонатными породами мощностью 50—200 м в основании пластины. В средней части внутри серпентинитов залегает линза серпентинизированных гарцбургитов протяженностью около 1,5 км. Восточнее в основном развиты серпентиниты с мелкими линзами тальк-карбонатных пород и серпофитов, а в бассейне р. Борто-Гол — с мономиктовым меланжем. К верхам пластины на водоразделе рек Ильчир и Хуша-Гол приурочены линзообразные тела пироксенитов и метасоматически измененных габброидов, а в междуречье кл. Перевального и р. Борто-Гол — такие же линзообразные тела амфиболитов (по диабазовым порфирирам?), в общем случае залегающие согласно с верхней границей серпентинитов.

Гипербазиты перекрыты метаморфическими образованиями ильчирской свиты, представленной туфосланцами, известняками и кремнистыми сланцами, падающими на север и северо-восток. Слоистость в пластине во многих случаях близко параллельна границе с подстилающими гипербазитами, и те и другие деформированы складчатостью одного плана, отличающейся от деформаций вышележащей пластины. Восточнее, в междуречье Борто-Гола и Хугеншон-Жалги сланцы с прослоями известняков сменяются олистостромом.

Вторая пластина снизу (IV—2) с небольшим несогласием перекрывает нижележащую. Падение плоскости раздела этих пластин очень изменчиво. На правом борту р. Борто-Гол и в бассейне р. Ильчир основание второй пластины, сложенной гипербазитами, наклонено к северу под углом около 45°, а в верховьях р. Правый Борто-Гол на водоразделе с р. Горлык-Гол крутые (до 80°) северные падения сменяются к западу горизонтальным ее залеганием на известняках и сланцах первой пластины, падающих к северу под углом 40—45°. Нижняя часть пластины (IV—2) сложена преимущественно серпентинитами, в различной степени катаклазированными и серпофитизированными, на востоке (правый борт р. Борто-Гол) она по всей мощности сложена мономиктовым меланжем, почти повсеместно в основании пластины залегают пластообразные тела тальк-карбонатных пород мощностью от 10 до 100 м. На гипербазитах в общем случае согласно лежат сланцы и туфы с потоками диабазовых порфиригов, падающие к северу под углами порядка 40—55°.

Третья пластина (IV—3) также состоит из двух частей: в основании ее лежат гипербазиты, образующие два вытянутых в субширотном на-

правлении разрозненных тела. Западное сложено в основном серпентинитами, а восточное — полимиктовым меланжем. Вдоль разрыва на продолжении тел гипербазитов отмечаются маломощные (до 50 м) линзообразные тела тальк-карбонатных пород. Кровлю пластины слагают преимущественно сланцы с покровами диабазовых порфиритов мощностью от 20 до 150—200 м и протяженностью от нескольких сот метров до 2—3 км. Падение слоев довольно крутое — от 60° на востоке до 70—75° на западе, а в правом борту р. Ильчир толща, центральнонаклонно замыкаясь, залегает полого (угол падения около 30° к востоку). В отдельных местах вдоль Ильчирского взбросо-сдвига отмечаются опрокидывания.

Венчает разрез четвертого пакета четвертая пластина гипербазитов (IV—4), сложенная различными серпентинитами, среди которых отмечены отдельные тела габброидов. Пластина слагает синформную складку субширотного простираия.

В отличие от разрезов второго и третьего пакетов пластин разрез четвертого пакета характеризуется «ритмичным» чередованием пластин гипербазитов и метаморфических образований ильчирской свиты. Они как бы образуют пары пластин, причем гипербазиты слагают нижнюю часть пластин, а метаморфические породы — верхнюю, плоскость раздела между этими частями пластин, как правило, параллельна напластованию толщи. В то же время плоскость раздела метаморфических образований и лежащих выше гипербазитов, как правило, «сечет» стратификацию метаморфических пород под углами до 40—60°, т. е. верхняя пластина как бы тектонически срезает кровлю ранее образованной пластины. Отдельные разрывные нарушения, секущие пластины, не прослеживаются в пластинах, залегающих выше.

Обобщенный разрез пластины выглядит следующим образом (снизу вверх) — серпентиниты (внутри них иногда гарцбургиты), габброиды и пироксениты или амфиболиты, метаморфические породы (с прослоями диабазовых порфиритов). Из разреза часто выпадают габброиды и амфиболиты.

Самый верхний, пятый пакет пластин (V) образует синформную структуру субширотного простираия в междуречье Борто-Гола и Хугеншон-Жалги. Основание пакета в южной и северо-западной его части сложено мощной зоной полимиктового меланжа (от 50 до 200—300 м) — в тальк-карбонатном субстрате закатаны глыбы серпентинитов и сланцев. В западной части пакета пластообразное тело тальк-карбонатных пород подстилает пластину (V—1), сложенную преимущественно серпентинитами, которые в южной части пакета нацело меланжированы. На левобережье в верховьях р. Борто-Гол серпентиниты с пластинообразными телами серпофитов и тальк-карбонатных пород внутри них смяты в складки северо-восточного простираия с размахом крыльев до 1 км. Осевые плоскости складок наклонены к юго-востоку под углом порядка 70°. Вулканогенно-терригенные образования, слагающие верхнюю пластину (V—2), с несогласием перекрывают гипербазиты и венчают разрез пакета, который в обобщенном виде выглядит следующим образом: меланж, тальк-карбонатные породы, серпентиниты, метаморфические породы.

Восточнее р. Хугеншон-Жалга фрагментарные выходы пластинообразных тел офиолитов не позволяют достоверно параллелизовать их с каким-либо из описанных выше пакетов пластин. Можно лишь сказать, что взаимоотношения гипербазитов, ильчирской и барунгольской свит в принципе такие же, как и в описанной части пояса.

По предварительным данным, офиолитовая ассоциация в бассейне р. Таин на востоке участка образует синформную структуру и в верховьях р. Эхе-Гол с фрагментарно развитым меланжем в основании шарьи-

рована на известняки монгошинской свиты (доломитово-известняковая формация).

Для гипербазитов, развитых в междуречье Хунды-Гола и Эхе-Гола, характерно очень широкое развитие гарцбургитов и дунитов.

Карбонатная толща ямангольской свиты нижнекембрийского возраста и моласса саган-сайрской свиты кембрийско-ордовикского возраста резко несогласно перекрывают дислоцированную толщу барунгольской свиты. На основании этого можно предположить, что к начальным этапам седиментации этих толщ формирование Восточно-Саянского гипербазитового пояса в основном уже закончилось.

Строение восточной части Восточно-Саянского гипербазитового пояса очень хорошо увязывается с результатами аэромагнитной съемки, проведенной Бурятским геологическим управлением в 1961 г. (В. И. Блюменцвайг, Л. М. Шупак). При сопоставлении геологической карты с картой изодинам ΔT_z устанавливается, что в магнитном поле четко выражены все выделенные нами структурные элементы (пакеты пластин) пояса. Самый нижний пакет пластин характеризуется очень низкими значениями положительного магнитного поля (около 100, редко 200 *гамм*), а в верховьях Зун-Оспы и Барун-Оспы массив плагиогранитов характеризуется отрицательным магнитным полем интенсивностью до 400 *гамм*. Обращает на себя внимание существенное различие в интенсивности магнитного поля над Оспинским и Китойским гипербазитовыми массивами (соответственно 900 и 3000 *гамм*), и, что самое важное, перемычка между ними (долина р. Ильчир) характеризуется знакопеременным магнитным полем, свидетельствующим об отсутствии магнитных масс между массивами, т. е. их полной разобщенности. Граница положительного магнитного поля, почти полностью совпадая с северной границей выходов на дневную поверхность гипербазитов второго и третьего пакетов пластин, в их «тыльной» южной части отмечается в 5 и даже в 10 км южнее откартированных границ, что несомненно указывает на пологое погружение гипербазитовых пластин к югу, как это показано на разрезах (см. рис. 4). Интенсивность магнитного поля в пределах восточной части синформной структуры (четвертый пакет пластин) постепенно понижается к востоку, подчеркивая центриклинальное ее замыкание в бассейне р. Хугеншон-Жалга, где интенсивность его близка к нулю, а восточнее маркирует выходы гипербазитов на дневную поверхность.

В заключение можно сделать некоторые выводы, имеющие значение не только для рассмотренного участка.

В строении Восточно-Саянского гипербазитового пояса принимают участие не только гипербазиты, но и другие члены офиолитовой ассоциации — габброиды, эффузивы и сланцы, причем в отдельных пластинах по фрагментам можно установить нормальный «разрез» (снизу вверх): гипербазиты, габброиды, вулканогенно-осадочные отложения. Этот разрез хорошо сопоставляется с разрезами офиолитов палеозой (Пейве и др., 1972), альпийских складчатых зон (Книппер, 1975) и с разрезом коры современных океанов (Пейве, 1975).

Этот разрез многократно повторяется в междуречье Онота и Китоя в результате тектонического скручивания, образования тектонических пластин и пакетов, перекрывающих друг друга. Наличие многочисленных пологих разрывов, смятых в дальнейшем в складки, доказываются геологическим картированием, в частности прослеживанием зон тальк-карбонатных пород, серпентинитового меланжа, структурных несогласий, а также с помощью дешифрирования аэрофотоснимков и перспективных снимков.

Не вызывает сомнения длительность формирования описанной мощной пачки пакетов пластин. Это устанавливается по наличию разновозрастных олистостромов, наиболее древний из которых образовался еще

в океаническую стадию, заместив верхи ильчирской свиты. Более молодой олистостром соответствует верхам барунгольской карбонатно-сланцевой свиты, формировавшейся в переходную стадию развития геосинклинали. О длительности формирования структур можно судить также по составу меланжа, который в нижних пакетах состоит только из пород офиолитовой ассоциации. В более верхних пакетах в меланже встречены глыбы плагиогранитов, замещающих метасоматически нижние пластины. На востоке в меланже встречены глыбы и более молодых нижнепалеозойских гранитов.

О размерах горизонтальных перемещений по шарьяжам судить трудно, однако, наблюдая пять пакетов пластин в полосе шириной в 5—15 км, можно с уверенностью говорить о перемещениях на многие десятки километров, даже если не учитывать перемещения отдельных пластин друг относительно друга.

Все вышесказанное позволяет во многом по-новому подойти к расшифровке сложной структуры Восточного Саяна, в котором известно несколько узких зон развития офиолитовой ассоциации и выделяются крупные блоки по-разному метаморфизованных толщ, которым придается различный возраст.

ВЫВОДЫ

1. Офиолиты Ильчирской зоны образуют пять аллохтонных пакетов пластин. Эти пакеты шарьированы на миогеосинклинальные образования обрамления Сибирской платформы, что позволяет рассматривать по крайней мере восточную часть пояса как краевой офиолитовый аллохтон (Перфильев, Руженцев, 1973).

2. Деформация отдельных пакетов во многом автономна, но принципиальный разрез офиолитов, в различной мере нарушенный горизонтальными срыва́ми, сохраняется для каждого пакета.

3. Характерным для пояса является то, что при наличии всех членов офиолитовой ассоциации (гипербазитов, базитов, вулканогенно-осадочных образований) базитовая часть разреза меланократового фундамента «подавлена», развита очень ограниченно, что находит свое отражение и в относительно небольшом количестве основных эффузивов среди стратифицированных образований верхней части офиолитового разреза.

Литература

- Зайцев Н. С. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии.— В сб.: Каледонская орогенія. Докл. сов. геологов на Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Проблема 19. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., «Наука», 1975.
- Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., «Наука», 1967.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., и др. Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Перфильев А. С., Руженцев С. В. Структурное положение габброгипербазитовых комплексов в складчатых поясах. Геотектоника, 1973, № 3.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966.
- Смирнов А. Д., Недумов И. В., Булдаков В. В. Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Трофимов В. С. Новые данные по геологии центральной части Восточных Саян.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1940, т. 18, № 5—6.
- Херасков Н. Н. Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна.— Геотектоника, 1975, № 1.
- Шестопалов М. Ф. Ультраосновной массив Китайских Альп в Восточном Саяне и связанные с ним месторождения (предварительное сообщение).— Тр. ЦНИЛКА треста «Русские самоцветы», сб. № 4, 1937.
- Центральная космоаэрогеологическая экспедиция объединения «Аэрогеология»

Статья поступила
22 июля 1976 г.

УДК 551.24+551.72(517)

И. П. ПАЛЕЯ

**СООТНОШЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ
МОНГОЛИИ С КАЛЕДОНСКИМИ ОФИОЛИТАМИ**

Исследован ряд районов Северной Монголии, в которых наблюдается тесное сонахождение каледонских эвгеосинклинальных образований с древними метаморфическими толщами континентальной коры. Доказывается вторичный характер этого совмещения, возникшего в результате процессов тектонического скучивания, являющихся важным элементом в ходе преобразования коры океанического типа в континентальную.

В пределах Северной Монголии известно немало районов тесного сонахождения докембрийских метаморфических толщ с венд-кембрийскими офиолитами (Маринов, 1957; Амантов, 1963, 1966; Амантов, Матросов, 1961; Благонравов, 1973). Ранее подобные соотношения считались нормальными и с позиций фиксизма обычно трактовались как наложение каледонских эвгеосинклинальных прогибов на докембрийский сиалический фундамент, т. е. на докембрийский континент. Однако в связи с успехами советской геотектоники, раскрывшей сущность геосинклинального процесса как процесса формирования континентальной коры за счет преобразований океанической, тесное сонахождение (и тем более перекрытие) древних континентальных массивов и офиолитов, представляющих собой реликты океанической коры, потребовало нового объяснения. Для выяснения генетических соотношений венд-кембрийских офиолитов с докембрийскими метаморфическими толщами было обследовано несколько районов их развития в пределах Северной Монголии.

Наиболее широко венд-кембрийские офиолитовые комплексы развиты в Западной Монголии, в пределах так называемой Озерной зоны (Геологическая карта МНР, 1971; Тектоническая карта МНР, 1978). На севере этой зоны, в хребтах Хан-Хухей и Тохтогин-Шиль, В. А. Амантов (1963) описал мощный разрез вулканогенно-осадочных образований венда-нижнего кембрия, который по составу слагающих его пород несомненно относится к верхнему члену офиолитовой ассоциации. В нижней части этого разреза выделяется хан-хухейская свита (мощность 3000—4000 м), представленная главным образом основными эффузивами толеитового ряда — спилитами, диабазами, базальтовыми порфиридами. В средней части хан-хухейской свиты появляются горизонты терригенных пород и рифовые известняки с археоциатами верхов алданского яруса нижнего кембрия. Нижние горизонты хан-хухейской свиты относятся к низам алданского яруса и, по-видимому, заходят в венд. В водораздельной части хр. Хан-Хухей и на его южных склонах наряду с основными вулканитами хан-хухейской свиты достаточно широко развиты также габброиды и гипербазиты, которые залегают в основании разреза.

Таким образом, здесь присутствуют все члены офиолитовой ассоциа-

ции, что позволяет рассматривать этот участок Озерной зоны в качестве реликта океанической коры венд-кембрийского времени. Однако такому заключению как будто бы противоречит наличие крупных блоков пород иной формационной принадлежности, протягивающихся от южного склона хр. Хан-Хухей на юг, вдоль восточного края Озерной зоны. Так, на южном склоне Хан-Хухея, между родниками Улан-Тологой-булак и Бэлиин-булак нами описаны (Доржнамжаа и др., 1972) две верхнедокембрийские серии пород — туфогенно-осадочная и карбонатная. Обе эти серии по литологическим особенностям и органическим остаткам весьма близки к разрезам верхнего докембрия Западного Прихубсугуля: туфогенно-осадочная серия может быть сопоставлена с дархатской (сархойской), а карбонатная — с хубсугульской (боксонской) серией. Дархатская серия и ее аналоги в формационном отношении являются орогенными образованиями байкалид (Палей, Благонравов, 1974; Благонравов и др., 1977), а хубсугульская и подобные ей карбонатные серии — шельфовыми отложениями каледонского этапа (Ильин, Волков, 1978). Появление этих серий как будто бы намечает собой край венд-кембрийского континента. Вместе с тем к востоку от описанного блока эпиконтинентальных пород и аналогичных ему блоков, протягивающихся в южном направлении, мы снова попадаем в поле развития толентовых базальтов, граувакковых песчаников, яшмоидов и кремнистых известняков с вендскими онколитами. Далее к востоку эти океанические образования ограничиваются либо обширными массивами молодых, девонских гранитов, либо древними метаморфическими толщами, пронизанными большим количеством даек щелочных базальтов, либо интенсивно смятыми терригенными толщами вендского (?) возраста, выполняющими меридиональные грабены (рис. 1). Подобное сочетание океанических и эпиконтинентальных образований с явлениями срезания структур древних метаморфических толщ офиолитовыми комплексами и явлениями растяжения (поля щелочных даек и грабеновые фации) свидетельствует о расколе и раздвиге гранитно-метаморфического слоя земной коры с возникновением новообразованных структур океанического типа. Есть основания полагать, что на ранних стадиях развития этих структур они объединялись в единую протяженную палеорифтовую систему (Клитин и др., 1977; Ильин, Волков, 1978), которая в последующем была разбита трансформными разломами на серию кулисообразно смещенных блоков (Тектоническая карта МНР, 1978).

Таким образом, еще при заложении структур, выполненных офиолитовыми комплексами, горизонтальные движения имели определяющее значение. Ведущая роль горизонтальных движений сохранилась и в последующем развитии этих структур. Об этом свидетельствуют специальные съемочные работы, проведенные в различных участках Озерной зоны и в некоторых других районах северной Монголии.

В междуречье Дзабхан-Гол и Хунгуй-Гол закартирован четырехслойный пакет шарьяжных пластин, в строении которых участвуют докембрийские метаморфические породы, венд-кембрийские известняки и вулканиты и серпентинизированные гипербазиты. Пластины слабо нарушены последующими дислокациями и до настоящего времени местами сохраняют субгоризонтальное залегание (рис. 1, 2). Верхний предел времени шарьирования определяется прорыванием покровов орогенными гранитами девонского возраста. Однако, судя по наличию вендских олистостром, ассоциирующих с толентовыми диабазами горного массива Бурин-Хайрхан, горизонтальные движения имели место уже на ранних стадиях развития каледонской эвгеосинклинали.

Не менее сложное покровно-складчатое строение имеют венд-кембрийские отложения южной части Озерной зоны в районе хр. Хан-Тайшири (Зоненшайн, Кузьмин, 1978). Офиолитовая ассоциация хр. Хан-Тайшири включает все разновидности пород, характерных для полных

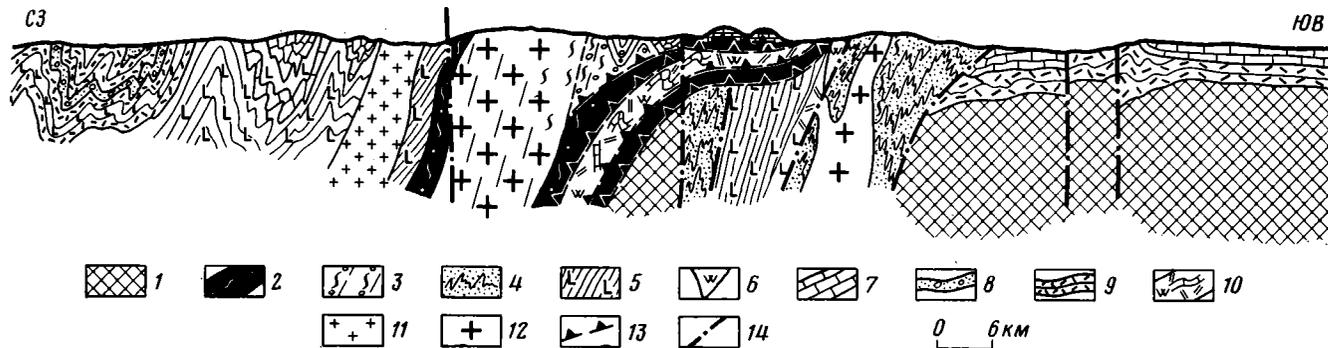


Рис. 1. Стронеие восточной части Озерной зоны в междуречье Дзэбхэна и Хунгуя

1 — дорифейские метаморфические породы; 2 — серпентинизированные гипербазиты, местами метаморфизованные; 3 — кристаллические сланцы и гнейсы (R[?]); 4 — плойчатые зеленые сланцы по песчано-гравийным породам (R₃-V); 5 — 9 — венд-кембрийские отложения: 5 — основные эффузивы толентового ряда и зеленые сланцы по ним, 6 — линзы яшмовидов, 7 — изве-

стняки, 8 — пестроцветные терригенно-туфогенные породы, 9 — кислые эффузивы; 10 — смесь мраморизованных известняков, кварцитов и амфиболитов с незначительным количеством серпентинитового материала — «сухой меланж»; 11 — плагиограниты (Е); 12 — калиевые граниты (Д); 13 — подошва покровных пластин, 14 — прочие разломы

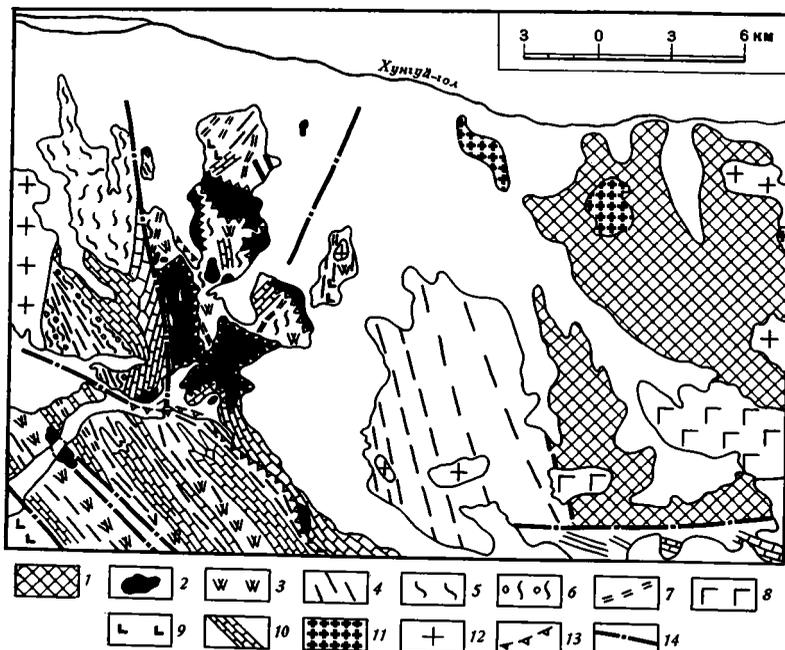


Рис. 2. Геологическая карта левобережья Хунгей-Гол

1 — дорифейские амфиболиты; 2 — серпентинизированные гипербазиты; 3—9 — рифейско-вендские образования: 3 — кварциты, 4 — кристаллические сланцы, 5 — биотитовые гнейсы, 6 — очковые гнейсы, 7 — амфиболиты, 8 — габбро, 9 — рассланцованные толеиты; 10 — известняки и мраморы (V—E); 11 — плагнограниты (E); 12 — калиевые граниты (D); 13 — контуры покровов; 14 — прочие разломы

разрезов океанической коры. Всесторонне проанализировав структурное положение и вещественный состав пород офиолитовой ассоциации хр. Хан-Тайшири, Л. П. Зоненшайн и М. И. Кузьмин пришли к выводу, что эта ассоциация формировалась в области стыка крупных литосферных плит, в условиях горизонтального растяжения. В дальнейшем, в орогенную стадию развития каледонид, растяжение сменилось сжатием, которое привело к образованию серии покровно-чешуйчатых структур.

Нижние (гипербазит-габбровые) члены офиолитовой ассоциации широко развиты также западнее хр. Хан-Тайшири, вдоль северного борта впадины Шаргаин-Гоби.

Геологическим картированием, проведенным в высокогорной части хр. Хасагт-Хайрхан Л. П. Зоненшайном, Н. Г. Марковой, И. П. Палеем и Л. Жамъяндамба, доказано аллохтонное залегание венд-кембрийских флишоидных и карбонатных толщ этого хребта на серпентинизированных гипербазитах (рис. 3). Судя по размещению на одном гипсометрическом уровне нескольких достаточно крупных участков развития серпентинитового меланжа, подстилающего докембрийские толщи горного массива Ихэ-Дариви-Нуру, последний, по-видимому, также имеет покровное строение.

Таким образом, исследования последних лет показывают, что на всей современной ширине южной части Озерной зоны венд-кембрийские комплексы участвуют в строении каледонских покровных структур.

Близкая картина наблюдается и на северо-восточном фланге Озерной зоны, где ранее изображалось (Геологическая карта МНР, 1971) стратиграфическое налегание венд-кембрийских эвгеосинклинальных образований на докембрийские метаморфические толщи. Действительно, к

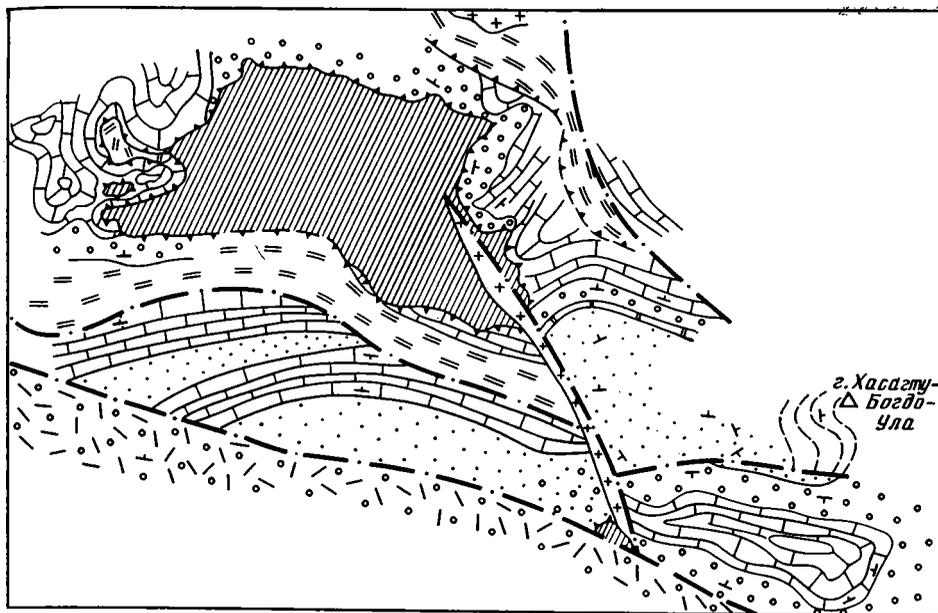


Рис. 3. Геологическая карта центральной части хр. Хасгагт — Хайрхан
 1 — серпентинизированные гипербазиты, 2 — терригенно-вулканогенные отложения дзабханской свиты ($R_2?$), 3—6 — венд-кембрийские отложения: 3 — конгломераты, 4 — песчаники, 5 — терригенный флиш, 6 — известняки; 7 — калиевые граниты (Д); 8 — контуры покровов; 9 — прочие разломы

югу от Хангайского разлома, в районе сомона Дзун-Хангай, наблюдается тесное пространственное совмещение древних метаморфических пород и вулканогенно-осадочных отложений венда — нижнего кембрия. Метаморфические породы представлены неоднократно дислоцированными и мигматизированными гиперстенсодержащими гнейсами и амфиболитами. В зонах гранитизации амфиболиты преобразуются в породы габброидного облика. Венд-кембрийские отложения подразделяются на две толщи, нижняя из которых сложена основными лавами с шаровой отдельностью, содержащими отдельные горизонты известняков и линзы яшм; верхняя толща представлена в основном терригенными флишоидными породами с подчиненным количеством известняков и горизонтом олистостромы в ее нижней части.

Однако изучение структурных соотношений упомянутых метаморфических (гранулит-амфиболитовых) и зеленокаменных толщ не оставляет сомнения в их вторичном, тектоническом совмещении (рис. 4). Об этом свидетельствует ряд признаков, в первую очередь наличие хорошо выраженного серпентинитового меланжа, подстилающего как те, так и другие толщи в 8 км к юго-юго-западу от сомона Дзун-Хангай. Серпентинитовый меланж включает глыбы (от 0,5 до 30—50 м) разнообразных мигматизированных гнейсов, кварцитов, мраморов, амфиболитов и гранитов; все эти глыбы погружены в рассланцованные серпентиниты, местами содержащие прожилки асбеста и блоки среднезернистых пироксенитов. Меланж, как и все прочие породы района, прорывается красными калиевыми гранитами девонского возраста.

слоями туфов, яшм и известняков — не могут быть включены в разрез нижнекембрийских отложений, так как они перекрывают терригенную толщу нижнего кембрия тектонически, слагая несколько аллсхтонных пластин на левобережье р. Керулен. Аллохтонное залегание офиолитов в Керуленской зоне подтверждается не только структурными наблюдениями, но и прямыми биостратиграфическими данными — в известняках вулканогенной толщи нами обнаружены онколиты юдомского комплекса верхнего докембрия.

Рассмотренные примеры, количество которых можно было бы увеличить, достаточно наглядно иллюстрируют структурно-генетические соотношения венд-кембрийских офиолитов Монголии с ассоциирующими с ним докембрийскими метаморфическими комплексами сиалического типа. Прежде всего бросается в глаза полярность этих образований, резкое обособление областей их первоначального расположения. В каледонидах Монголии нет ни одного ненарушенного разреза, в котором каледонские офиолиты и сиалческие блоки докембрия имели бы нормальные парагенетические соотношения. Вторая важная особенность офиолитовой ассоциации каледонид Монголии — тот несомненный факт, что как само появление этой ассоциации, так и ее дальнейшее развитие в значительной мере определяются интенсивными горизонтальными движениями. Современное пространственное совмещение этих разнородных формаций — результат тектонического сгущивания, важного элемента в ходе направленного развития земной коры от коры океанического типа к континентальной.

Литература

- Амантов В. А. Первая находка отложений нижнего кембрия в Восточной Монголии. — В сб.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра», 1966.
- Амантов В. А. Основные черты стратиграфии и условия образования кембрийских отложений Северо-Западной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. — В кн.: Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., т. 58, Л., 1961.
- Благонравов В. А. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1, Верхний докембрий — нижний кембрий. М., «Недра», 1973.
- Благонравов В. А., Зайцев Н. С., Лсахурен Б., Палей И. П., Филиппова И. Б. Докембрийские комплексы Северной Монголии — образования ранних стадий формирования континентальной земной коры. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии (Тр. Совместн. Советско-Монгольской н.-и. геол. экспедиции АН СССР и АН МНР, вып. 22). М., «Наука», 1977.
- Геологическая карта МНР. Под редакцией Н. А. Маринова. Масштаб 1 : 1 500 000. Госгеолтехиздат, 1971.
- Доржнамжаа Д., Зверева Л. А., Кепежинкас К. Б., Палей И. П. Новые данные о стратиграфии докембрия южного склона хребта Хан-Хухей. Тр. Геологического ин-та АН МНР, вып. 2. Улан-Батор, 1972.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов. — Геотектоника, 1978, № 1.
- Ильин А. В., Волков Р. И. Верхнерифейский Дархатско-Хубсугульский рифт (МНР). — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6.
- Клитин К. А., Палей И. П., Постельников Е. С. Палеорифты обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Палей И. П., Благонравов В. А. Области развития протерозойских складчатых комплексов. — В кн.: Тектоника Монголии (Тр. Совместн. Советско-Монгольской н.-и. геол. экспедиции АН СССР и АН МНР, вып. 9). М., «Наука», 1974.
- Палей И. П., Журавлева З. А. Новые данные о строении Керуленской шовной зоны (МНР). — Бюл. МОИП, 1978, т. 53, вып. 3.
- Тектоническая карта МНР. Под ред. А. Л. Яншина, М-б 1 : 1 500 000. Госгеолтехиздат, 1978.

УДК 551.242.03 (517)

Ж. ГАН-ОЧИР

**ТЕКТОНИКА ДАШБАЛБАРСКОГО РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО
ПРОГИБА ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ**

На основе формационного анализа и анализа складчатых и разломных структур обосновывается происхождение Дашбалбарского ранне-мезозойского прогиба. Прогиб наложен на гетерогенный фундамент. В его заложении и развитии ведущую роль играли глубинные разломы, чем обусловлен его общий асимметричный профиль и сложное внутреннее строение. Складчатые структурные формы отличаются преобладанием штамповых, надразломных и приразломных типов, отражающих блоковую тектонику основания.

Дашбалбарский прогиб расположен на юго-западном фланге Дашбалбаро-Северочойбалсанской системы ранне-мезозойских прогибов (Нагибина, 1970, 1975), протягивающейся в северо-восточном направлении на левобережье р. Керулен. Он имеет северо-восточное простирание. Протяженность его в современном эрозионном срезе 70 км при ширине до 20—22 км. Прогиб сложен континентальными осадочными и вулканогенными образованиями позднего триаса и наложен на палеозойские и более древние структуры основания (рис. 1).

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО
СТРОЕНИЯ ФУНДАМЕНТА**

Фундаментом Дашбалбарского прогиба является часть Северо-Керуленского поднятия Центрально-Монгольской палеозойской геантиклинальной зоны (Зоненшайн, 1972). В обрамлении прогиба обнажаются породы фундамента, представленные вендско-раннекембрийскими осадочными и вулканогенными, раннедевонскими осадочными и раннепермскими вулканогенными формациями, а также интрузивными комплексами, различными по времени формирования (рис. 2).

Вендско-раннекембрийские образования слагают юго-восточную часть обрамления прогиба, располагаясь с резким условным несогласием на метаморфизованном кварцево-сланцевом комплексе протерозоя. Среди них выделяются две самостоятельные толщи: нижняя, представленная чередованием мелководных морских песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с линзами и прослоями гравелитов и конгломератов; верхняя, вулканогенная толща сложена зеленокаменно измененными базальтовыми, андезитобазальтовыми, андезитовыми порфиритами и их туфами, туфобрекчиями с горизонтами зеленых сланцев, микрокварцитов и линзами известняков.

Осадочная формация раннего девона, слагающая северо-западное, северное и северо-восточное обрамление прогиба, состоит из чередующихся песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, местами гравелитов и конгломератов, выполняющих Прикеруленский прогиб (Зоненшайн, 1972). Она, как отмечает этот исследователь, относится к черно-

сланцевой флишовой формации циклического типа с регрессивной направленной последовательностью.

Раннепермская андезит-липаритовая орогенная формация, распространенная в восточной части обрамления прогиба, представлена липаритовыми, трахилипаритовыми, липарит-дацитовыми порфирами.

Интрузивные комплексы представлены габброидами кембрийского, среднедевонского и гранитоидами позднепалеозойского возраста. Кембрийские интрузии распространены весьма нешироко и приурочены преимущественно к зоне Керуленского разлома. Кроме того, вблизи зоны разлома распространены аподунитовые и апопироксенитовые серпентиниты и габброиды (Михайлов, 1973).

Девонские габброиды развиты в северной и северо-восточной части обрамления Дашбалбарского прогиба, где они прорывают девонские черные сланцы и песчаники. Они слагают многочисленные пластовые тела, участвующие в складчатой структуре вмещающих пород, и имеют линзообразную в плане форму. Возраст их определяется условно как девонский. Р. А. Хасиным (1971) эти интрузивные породы отнесены к габбро-диорит-диабазовой формации.

Позднепалеозойские гранитоиды, участвующие в строении юго-восточного обрамления, локализируются в пределах полей развития протерозойских и вендско-раннекембрийских вулканогенно-осадочных пород. Они представлены гранитами, гранодиоритами и диоритами, которые отнесены к группе габбро-диорит-гранитной формации по Ю. А. Кузнецову (1964).

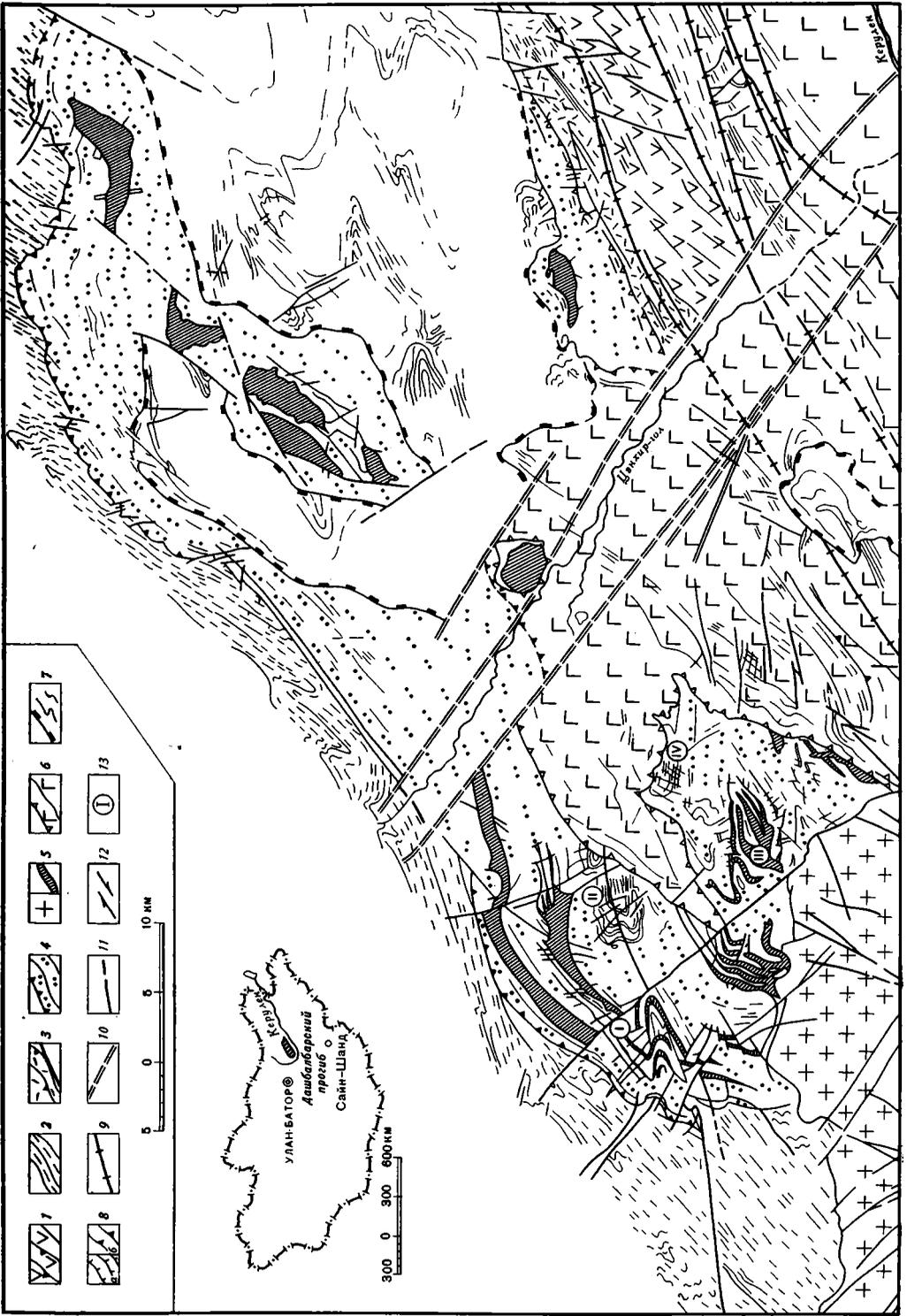
Позднетриасовые осадочно-вулканогенные образования, слагающие Дашбалбарский прогиб, с резким угловым и азимутальным несогласием залегают на размытой поверхности нерасчлененных выше комплексов. Такое соотношение структуры прогиба с более древними образованиями позволяет сделать вывод о том, что формирование его происходило на гетерогенном основании и с значительным разрывом по времени после образования вышеописанных вендско-раннекембрийских, раннедевонских геосинклинальных и орогенных раннепермских структур.

ФОРМАЦИОННЫЙ СОСТАВ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ДАШБАЛБАРСКОГО ПРОГИБА

Осадочно-вулканогенные породы триаса, слагающие прогиб, объединены в самостоятельную дашбалбарскую свиту, она флористически охарактеризована и имеет полный стратотипический разрез (Ган-Очир, 1975). Свита подразделена нами на три подсвиты: нижнюю — конгломерато-песчаниковую, среднюю — песчаниково-алевролитовую и верхнюю — песчаниково-порфиритовую. Общая мощность дашбалбарской свиты колеблется в пределах от 2000 до 2200 м. Возраст ее по палеоботаническим находкам относится к кейперскому ярусу (самые верхи среднего — верхнего триаса).

Имеющийся материал по особенностям состава, строению (косая слоистость дельтового типа, повсеместное присутствие растительных остатков) свидетельствует о том, что осадконакопление происходило в континентальной обстановке. Преобладающие породы — конгломераты, песчаники и алевролиты.

Конгломераты встречаются в низах разреза и развиты в северо-западных и юго-восточных бортовых частях прогиба. Обломочный материал представлен преимущественно породами, принесенными с окружающих поднятий. Цемент конгломератов песчанистый. Степень окатанности валунов и галек плохая и улучшается вверх по разрезу. Наблюдается косая однонаправленная слоистость. Межформационным конгломератам в отличие от базальных свойственны меньшие размеры галек, и в их состав входят продукты переотложенных образований, слагающих нижнюю часть разреза дашбалбарской свиты.



Роль песчаников в ней также велика. Они встречаются повсеместно, но основное их количество сконцентрировано в песчаниково-алевролитовой и песчаниково-порфиритовой подсветах. По составу песчаники полимиктовые, иногда туфогенные. Структуры их неравномерно-зернистые. Цвет буровато-зеленый, зеленовато-серый и темно-серый. Окатанность обломков плохая, реже средняя. Состав их — метаморфизованные алевролиты, кислые эффузивы, песчаники и граниты. Для песчаников, особенно верхней толщи, характерна косая слоистость дельтового типа. Алевролиты встречаются редко в виде прослоев небольшой мощности (до 10 м) среди песчаников. В средней части разреза, в песчаниково-алевролитовой подсвете их роль несколько возрастает. Цвет алевролитов обычно темно-серый, иногда черный. С алевролитами ассоциируют углистые аргиллиты, реже глинистые сланцы. Растительных остатков в алевролитах и аргиллитах очень много и сохранность их в этих слоях обычно хорошая. Слоистость в тонкообломочных породах слаболокнистая.

Кроме перечисленных трех главных членов поздне триасового разреза Дашбалбарского прогиба отмечаются маломощные покровы диабазовых и андезитовых порфиритов. Они пространственно приурочены к верхней песчаниково-порфиритовой подсвете.

Фациальная изменчивость и парагенетическое сочетание тонкозернистых и грубообломочных пород, ассоциирующих с вулканитами, образование их в небольшом изолированном континентальном прогибе резко наложенное на разновозрастные структуры и ряд других признаков позволяют отнести породы свиты к молассовой формации в верхней части разреза, ассоциирующей с вулканитами. Формация построена ритмично. Каждая ее подсвета представляет собой крупный макроритм. Наиболее отчетливо ритмичность выражена в нижней конгломератово-песчаниковой подсвете. В ней выделяются ритмы второго порядка. Каждый ритм состоит из трехкратно перемежаемых конгломератов, гравелитов, разнозернистых песчаников и алевролитов. Построены они резко асимметрично.

Описанная формация прорывается щелочными гранитоидами Дашбалбарского вулcano-плутонического комплекса (Брандт и др., 1970). По особенностям геолого-тектонического положения, глубине и механизму становления, а также по структурно-текстурным признакам среди пород комплекса выделяются: 1) крупнозернистые щелочные граниты, граносиениты, гранит-порфиры и сиенито-диориты, слагающие Дашбалбарский массив, 2) среднезернистые щелочные граниты, гранит-порфиры и граносиенит-порфиры, образующие мелкие субвулканические тела. Родственный химический состав и характер постмагматических изме-

Рис. 1. Тектоническая схема Дашбалбарского прогиба. Составил Ж. Ган-Очир
 1—3 — домезозойские структуры: 1 — раннекаледонское складчатое основание, сложенное формациями основных вулканитов венда и раннего кембрия, 2 — герцинский (раннедевонский) регенерированный прогиб, сложенный черносланцевой флишовой формацией, 3 — зона нижнепермского наземного вулканизма андезит-липаритовой формации. 4—7 — структуры тектоно-магматической активизации мезозоя: 4 — поздне триасовый прогиб, выполненный грубообломочной молассой в ассоциации с вулканитами, 5 — поздне триасово-раннеюрский магматизм щелочных гранитоидов вулcano-плутонической формации, 6 — позднеюрско-раннемеловой наложенный прогиб, сложенный преимущественно вулканитами толеит-трахибазальтовой формации, 7 — грабен и прогиб, выполненные раннемеловой угленосной молассой, 8 — элементы структур: осадочных (а) и вулканогенных (б) формаций, 9—11 — разломы: 9 — продольные глубинные разломы Керуленской зоны, 10 — поперечные разломы Цэнхир-Гольской системы; 11 — прочие нарушения. Штрих на линии означает направление падения сместителя, 12 — направления смещений отдельных блоков по горизонтали; 13 — названия складчатых структур Дашбалбарского прогиба: I — Хурзульская сложная моноклиналь, II — Булингайская синклинали, III — Ихэ-Уланундурская синклинали, IV — северо-восточная антиклиналь

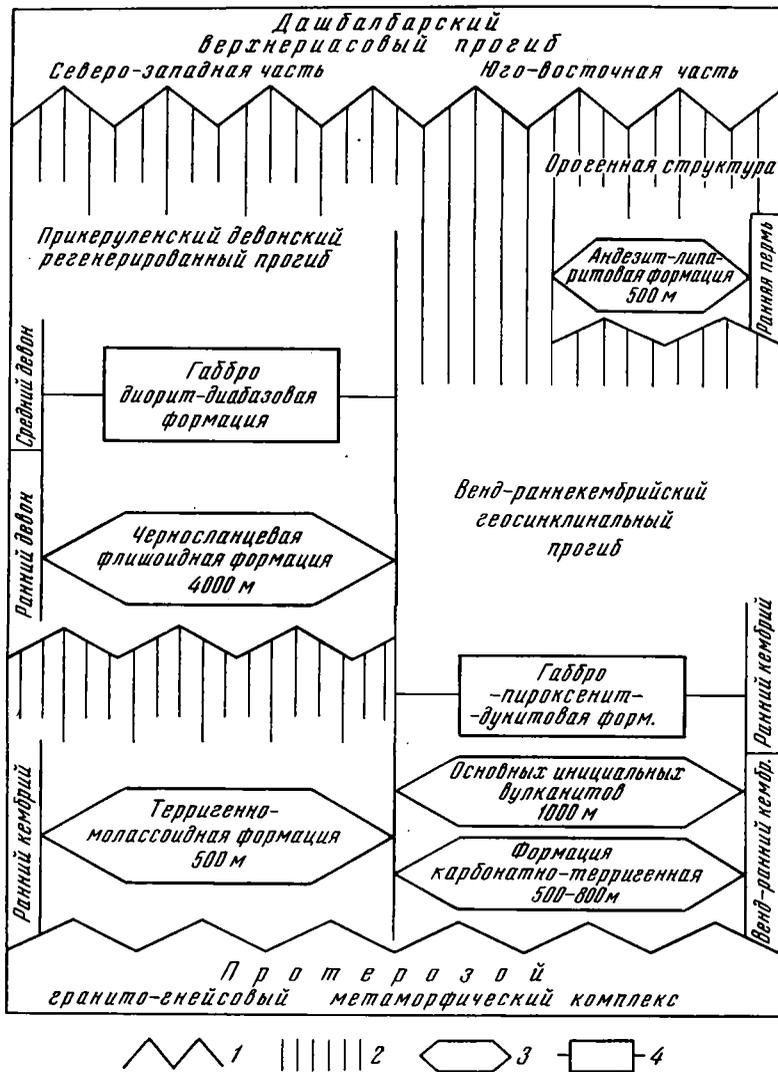


Рис. 2. Схема строения фундамента Дашбалбарского прогиба
 1 — региональное структурное несогласие, 2 — длительный перерыв в осадконакопления, 3 — осадочные и вулканические формации, 4 — плутонические формации

ний свидетельствуют, что магматический расплав, образующий перечисленные фазы, в ходе их становления почти не изменяется. Следовательно, разрыв во времени внедрения этих фаз был незначительным. В заключение необходимо отметить, что, во-первых, Дашбалбарский магматический комплекс щелочных гранитоидов очень выдержан по составу и формировался в два близких по времени этапа интрузивной деятельности из одного магматического очага. Во-вторых, как по времени становления, так и пространственно, генетически он тесно связан с эволюционным тектоническим развитием Дашбалбарского раннемезозойского прогиба.

На размытой поверхности дислоцированных отложений верхнего триаса и прорывающих их магматических образований резко несогласно залегают конгломераты и покровы базальтов цаганцабского горизонта чойбалсанской серии (Нагибина и др., 1977).

Одной из основных закономерностей размещений раннемезозойских континентальных прогибов Восточной Монголии является то, что они, как правило, развиты в пересечении или вдоль зон глубинных и региональных разломов. При этом на внутреннюю их структуру большое влияние кроме разломов оказывает и строение фундамента прогибов.

Прекрасной иллюстрацией сказанному является Дашбалбарский прогиб. Расположение прогиба на северо-западном крыле зоны Керуленских глубинных разломов и параллельное ей простирание, асимметричное строение, почти повсеместное срезание и ограничение юго-восточного борта этими же разломами неопровержимо свидетельствуют о приразломной природе структуры и большой роли указанных разломов в заложении, развитии и формировании структуры прогиба (Ган-Очир, Наумов, 1976).

В структуре Дашбалбарского прогиба отчетливо выделяются два блока: юго-западный и северо-восточный, различающиеся внутренней структурой. Они разделяются Цэнхир-Гольской зоной поперечных разломов северо-западного простирания. Юго-западный блок сложен осадочно-вулканогенными породами дашбалбарской свиты, дислоцированными в сложные складки и прорванными массивом и многочисленными согласными инъекциями щелочных гранитоидов. Северо-восточный более крупный блок имеет довольно простое внутреннее строение. Он в отличие от юго-западного характеризуется тем, что в его пределах кроме пород дашбалбарской и цаганцабской свит широко распространены осадочные отложения нижнего мела. Кроме того, северо-восточный блок отличается более низким гипсометрическим положением относительно юго-западного. Интрузивные тела субвулканических гранитоидов здесь распространены сравнительно ограничено. Это также подтверждает деление Дашбалбарского прогиба в структурном отношении на два блока, отличающиеся друг от друга размахом вертикальных перемещений.

Складчатые структуры Дашбалбарского прогиба отличаются морфологией, размерами и распространением в его пределах. Наибольшей дислоцированностью, сложностью складчатых структур отличается юго-западный блок, где выделяются Хурзульская сложная моноклинали, Булингайская, Ихэ-Уланундурская синклинали и др.

Хурзульская сложная моноклинали расположена вдоль северо-западного борта прогиба, простираясь более чем на 13 км, при ширине не превышающей 3 км. Простирание структуры изменяется от субмеридионального на юго-западе через северо-восточное до субширотного в северо-восточной части. Общее падение пород к центру прогиба достигает наклона в 45—55° и круче. Местами, особенно возле разрывных нарушений, наклонное падение пород осложнено складками сложного строения. В краевой части моноклинали, где наблюдается налегание ее на древние толщи основания, углы падения пород выполаживаются и строение ее упрощается.

К югу от Хурзульской моноклинали располагается Булингайская синклинали (рис. 3). В плане складки имеют осяльные, несколько угловатые очертания, субширотное, слегка северо-западное простирание. В восточной части она перекрыта чехлом отложений цаганцабской свиты и ее неполная длина составляет 4 км. Ширина складки достигает 2,5 км. В северо-восточном крыле складки породы залегают очень круто (80—82°), к центру синклинали наклон их постепенно выполаживается и на юго-западном крыле вновь возрастает до 60°. Таким образом, Булингайская синклинали является асимметричной коробчатой складкой, вероятно, приуроченной к небольшому просевшему наклонному блоку фундамента прогиба. Характерная особенность ее — осложнение много-

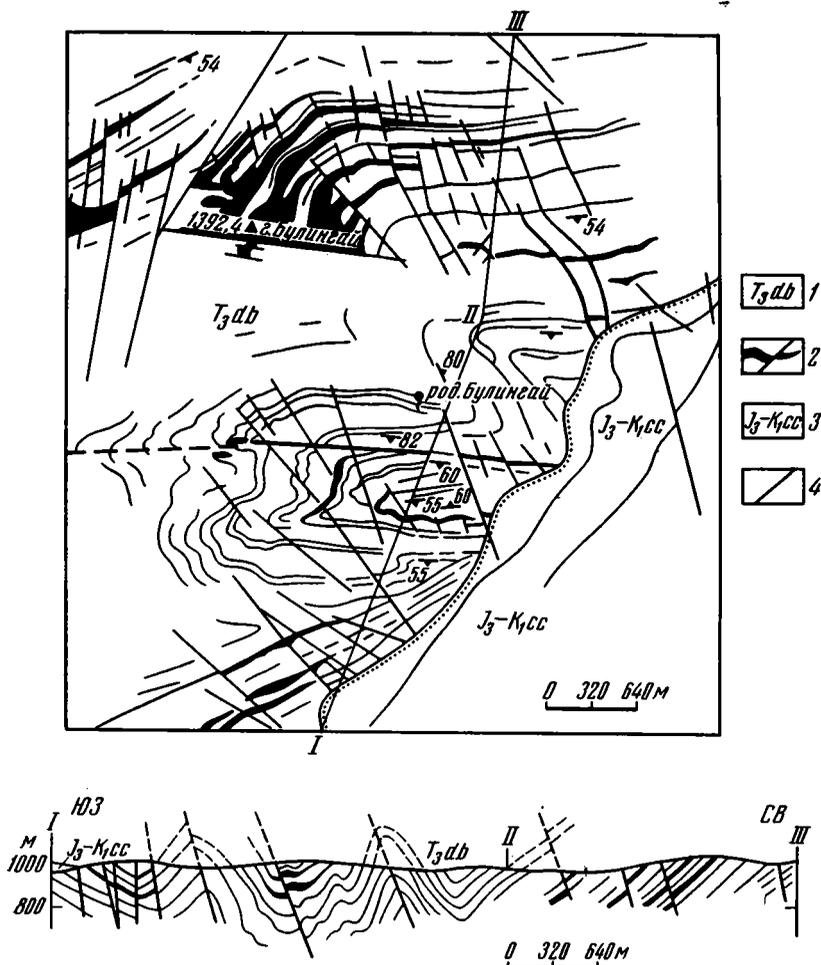


Рис. 3. Схема строения Булинггайской синклинали. Составлена по данным геологического дешифрирования аэрофотоснимков
 1 — дашбалбарская свита позднего триаса: разнозернистые песчаники, алевролиты, реже гравелиты, углистые аргиллиты с прослоями порфиритов, 2 — пластовые интрузии гранитоидов; 3 — цаганцабская свита позднеюрско-раннемелового возраста, базальты и андезито-базальты с базальными горизонтиами конгломератов и грубозернистых песчаников; 4 — разломы

численными продольными, поперечными и диагональными разрывными нарушениями.

Одной из наиболее крупных структур юго-западного блока Дашбалбарского прогиба является Ихэ-Уланундурская синклинали, расположенная южнее вышеописанной. Протяженность синклинали составляет не менее 8 км при максимальной ширине 3 км. Она имеет в плане брахиформное очертание. Ось складки простирается в северо-восточном направлении и почти совпадает с общим простиранием прогиба. Поперечный профиль складки довольно простой, чашеобразный. В строении крыльев Ихэ-Уланундурской синклинали наблюдается довольно ясная асимметрия: северное крыло построено очень просто и представляет собой сравнительно крутонаклонную моноклираль с углами падения 60—70°. Тогда как южное, напротив, отличается весьма сложным очертанием. В его пределах отмечается большое число тел щелочных грани-

тоидов, пересеченных многочисленными сбросо-сдвиговыми нарушениями. Это крыло наклонено на север с углами падения до 54° .

Привлекает внимание северо-западной ориентировкой шарнира сравнительно небольшая антиклинальная складка, расположенная в 4 км к северо-востоку от Ихэ-Уланундурской синклинали. В плане антиклиналь имеет более или менее овальную слегка изогнутую форму. Протяженность ее 2 км при ширине 600 м. Форма поперечного сечения складки брахиформная. Северо-восточное крыло более крутое и имеет угол падения 82° , юго-западнее падает под углами $50-52^\circ$. В отличие от других структур в породах, слагающих антиклиналь, отмечается хорошо выраженный послыйный кливаж. Последний наблюдается в обоих крыльях складки и особенно хорошо выражен в мелкозернистых песчаниках и алевролитах.

Северо-восточный блок Дашбалбарского прогиба имеет более простое строение, кроме того, значительная его территория закрыта позднемезозойскими отложениями. Породы, участвующие в строении северного борта, образуют простую моноклинали, наклоненную к осевой части прогиба в пределах $40-50^\circ$. Южный его борт более крутой, углы наклона пород достигают $50-60^\circ$. Возле разрывных нарушений, сопряженных с зоной Керуленского глубинного разлома, углы падения пород возрастают до 70° , что, вероятно, вызвано взбросовыми дислокациями в сторону прогиба по этим разломам. На крайнем юго-востоке породы верхнего триаса Дашбалбарского прогиба зажаты в виде тектонического клина среди древних образований и входят в строение зоны Керуленских разломов. Тектонический клин прослеживается на расстоянии более 25 км при ширине от первых сотен метров до 1 км. Породы, слагающие эту часть структуры, по составу отвечают нижней, конгломератово-песчаниковой подсвите дашбалбарской свиты и прорываются также редкими мелкими телами субвулканических щелочных гранитоидов.

В центральной области северо-восточного блока прогиба среди отложений нижнего мела обнажается осадочная толща верхнего триаса и субвулканические тела щелочных гранитоидов, имеющие крутое падение на северо-запад. Это обстоятельство позволяет предполагать существование магмоконтролирующего разлома в фундаменте, который в осадочной толще выражен крутым крылом смежных складок. Синклинали складка, расположенная северо-западнее разлома, прилегает к моноклинали прибортовой части, а расположенная юго-восточнее разлома антиклинальная складка далее к востоку, вероятно, сменяется синклинали или рядом складок. Размеры и морфология складок не установлены.

Заканчивая морфологическую характеристику складчатых структур Дашбалбарского раннемезозойского прогиба, отметим основные черты и общую закономерность морфологии складок: а) среди складок преобладают брахисинклинали коробчатой и чашеобразной формы, которые совместно с моноклиналями относятся к типу штамповых складок, отражающих блоковую тектонику фундамента. Несомненно также связь складок с разломами в фундаменте и в осадочных толщах раннемезозойской структуры. К ним относятся надразломная гребневидная антиклиналь северо-западного простираения и приразломные складки северо-восточного блока прогиба, б) характерная черта морфологии складок — их асимметрия, проявляющаяся в преобладающей крутизне северо-западных крыльев синклиналей и более пологом залегании их юго-восточных крыльев.

Среди региональных разломов Восточной Монголии, образующих сложную сетку, выделяются протяженные долгоживущие глубинные разломы северо-восточной ориентировки и скрытые разломы северо-западного простираения. Также отмечаются и субмеридиональные, субши-

ротные системы разрывных нарушений. К первым относятся разломы Керуленской зоны, ко вторым — разломы Цэнхир-Гольской системы.

Зона Керуленских глубинных разломов представлена сильно сближенными субпараллельными нарушениями, разбивающими разновозрастные образования на протяженные тектонические клинья. Важная роль в строении ее принадлежит крутым надвигам и взбросам, образующим сложную чешуйчатую структуру с общим надвигом на север и северо-запад. Заложение продольной системы разломов относится к позднему венду, так как она контролирует размещение офиолитового комплекса венда — раннего кембрия. Эти разломы — долгоживущие и в течение тектонического развития активизировались несколько раз — в вендско-раннекембрийском, раннедевонском, раннепермском, а также ранне- и позднемезозойском времени.

Цэнхир-Гольский поперечный разлом развит вдоль долины р. Цэнхир-Гол и представляет собой группу сближенных параллельных нарушений шириной до 5 км. По нашему мнению, протяженность Цэнхир-Гольского разлома приблизительно составляет 300 км. Поперечная система разрывов обновилась в верхнем палеозое и мезозое. Большинство из них являются скрытыми разрывными нарушениями и усложняют строение структур Дашбалбарского прогиба.

Локальные разрывные нарушения ориентированы в северо-восточном, северо-западном, субширотном и субмеридиональном направлениях. Главенствующими среди них представляются северо-восточные и северо-западные.

Северо-восточные, продольные разрывные нарушения концентрируются по бортам Дашбалбарского прогиба, ограничивая позднетриасовые отложения и отделяя их от древних структур обрамления. Протяженность разломов достигает 10—15 км, по типу они отвечают сбросам с небольшими амплитудами смещения. В пределах южного борта к локальным продольным разрывным нарушениям можно отнести ряд небольших крутых взбросов, входящих в структуру зоны Керуленских глубинных разломов. В центральной части его к ним следует отнести слепые не вскрытые эрозионным срезом разломы фундамента, проходящие вверх в толщу мезозойских образований и трассируемые цепочками массивов щелочных гранитоидов, надразломными и приразломными складками. Протяженность их исчисляется десятками километров, морфологический тип не установлен. Продольную ориентировку также имеют многочисленные мелкие сбросы и сбросо-сдвиги протяженностью в первые километры и осложняющие складчатые структуры прогиба.

Наиболее распространены многочисленные северо-западные, поперечные разрывные нарушения протяженностью до 20—30 км. В скрестностях горы Дашбалбар поперечными северо-западными разломами контролируется также форма Дашбалбарского массива щелочных гранитоидов. Разрывными нарушениями, расположенными в юго-восточной части района, фиксируются крупные зоны расщепления в различных по возрасту древних породах, особенно в габбросидах, вулканитах и терригенных породах венда — раннего кембрия.

Разрывные нарушения также широко распространены. Это преимущественно мелкие (первые километры) сбросы и сбросо-сдвиги, которые опережают более крупные разломы или осложняют складки. Наиболее крупный из них — сбросо-сдвиг субширотной ориентировки, пересекающий Булингайскую синклинали, трассирующийся мелкими интрузивными телами гранитоидов и прослеживаемый в раннедевонском основании. По смещению северо-западного борта прогиба он определяется как левый сдвиг с амплитудой 1,3 км. Протяженность разлома превышает 20 км.

Интересно отметить, что разрывные нарушения Дашбалбарского прогиба по преобладающему направлению и относительной интенсивно-

сти отличаются от ниже- и вышележащих структур. Так, в раннедевонских образованиях фундамента преобладают разломы северо-западных простираний (280—300°). Разломы северо-восточного направления немногочисленны, но отличаются большой протяженностью. В пределах интересующего нас прогиба главенствуют разрывные нарушения северо-западного простирания (средний азимут 320—340°), а разломы северо-восточного направления (20—40°) имеют интенсивность в 2 раза меньшую, чем первый.

Позднемезозойским структурам свойственны разрывные нарушения субширотного и северо-восточного простираний. Они отличаются небольшой протяженностью и интенсивностью. Эти различия в преобладающих направлениях и интенсивности разломов самого прогиба, его фундамента и перекрывающих образованиях еще раз подтверждают самостоятельность развития ранне-мезозойского Дашбалбарского прогиба и его наложенный характер.

Приведенный анализ тектонической структуры Дашбалбарского прогиба позволяет сделать следующие выводы:

1. Дашбалбарский ранне-мезозойский прогиб заложен вдоль зоны древнего Керуленского глубинного разлома в зоне сочленения вендско-раннекембрийских и раннедевонских структур и развивалась как приразломная депрессия, имеющая в своей основе просевшие комплексы гетерогенных блоков фундамента.

2. Характерной особенностью прогиба является его асимметричный профиль, обусловленный приразломной природой самой структуры и тектоникой его фундамента. В целом он представляет собой приразломную грабен-синклиналь.

3. Дашбалбарский прогиб отличается резко наложенным типом развития, но простирание его унаследовано от древнего глубинного разлома Керуленской зоны.

4. Первостепенная роль в формировании структуры Дашбалбарского прогиба и в строении его фундамента принадлежит разрывным нарушениям, которые группируются в продольные, поперечные и диагональные по отношению к ориентировке внутренних структур прогиба. По масштабам проявления и геологической значимости они разделяются на региональные и локальные. Основные региональные разломы продольной и поперечной ориентировки имеют древнее заложение и отличаются длительным развитием. Локальные разрывные нарушения имеют возраст близкий к эпохе складкообразовательных движений в Дашбалбарском прогибе.

5. В структуре Дашбалбарского прогиба четко выделяются два блока, разделенные Цэнхир-Гольским поперечным разломом: приподнятый юго-западный характеризуется сложным внутренним строением, отражающим блоковую тектонику фундамента. К нему приурочен Дашбалбарский гранитоидный массив с обилием мелких субвулканических тел щелочных гранитоидов, опущенный северо-восточный блок отличается небольшим развитием интрузивных тел и простым внутренним строением в связи с более глубоким залеганием фундамента.

Складчатые структурные формы отличаются преобладанием штамповых, надразломных и приразломных типов, отражающих блоковую тектонику основания.

Литература

- Брандт С. Б., Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Нагибина М. С. О мезозойской щелочно-гранитной вулканоплутонической формации Восточной Монголии на примере Дашбалбарского массива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11.
- Ган-Очир Ж. Стратиграфия верхнетриасовых осадочно-вулканогенных образований Дашбалбарского прогиба (Восточная Монголия).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 12.

- Ган-Очир Ж., Наумов В. А.* Сравнительная характеристика раннемезозойских прогибов Восточной Монголии.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. Иркутск, 1976.
- Зоненшайн Л. П.* Ученые о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972.
- Кузнецов Ю. А.* Основные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Михайлов Э. В.* Интрузивный магматизм и тектоника Северо-Восточной Монголии. Автореферат канд. дис., Л., 1973.
- Нагибина М. С.* Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, 1970, № 6.
- Нагибина М. С.* Мезозойские структуры.— В кн.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. Тр. Совместной советско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 11. М., «Наука», 1975.
- Нагибина М. С., Шувалов В. Ф., Мартинсон Г. Г.* Основная черта стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии.— В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. Тр. Совместной Советско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 22. М., «Наука», 1977.
- Хасин Р. А.* Основные черты эволюции магматизма Монголии.— В кн.: Магматизм и металлогения МНР. М., «Наука», 1971.

Монгольский государственный университет
г. Улан-Батор

Статья поступила
21 сентября 1978 г.

УДК 551.242+549.38.3(234.9)

Е. В. ХАИН

**ОФИОЛИТЫ И ПОКРОВНАЯ СТРУКТУРА
ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА**

В работе рассматривается покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. Выделяются четыре покрова, сложенные соответственно (снизу вверх) терригенно-кремнистыми породами силура, офиолитами, плагиогранитами и кристаллическими сланцами. Характеризуются основные структурно-формационные зоны Северного Кавказа, а также офиолитовый комплекс Передового хребта. Высказывается предположение, что офиолитовый комплекс, а также силурийские сланцы образовались в бассейне типа окраинного моря, в котором в начале девонского времени возникла вулканическая островная дуга Передового хребта. Приводится возможная последовательность событий, приведшая к формированию позднегерцинской структуры Передового хребта.

Взгляды на геологическое строение Передового хребта Северного Кавказа существенно изменились после того, как в отложениях, считавшихся ранее нижнекаменноугольными, были найдены граптолиты силура (Дысса, 1970). Изучение взаимоотношений этих пород с окружающими образованиями показало, что на территории Передового хребта они слагают тектонические пластины. Соответственно другую интерпретацию получили и пространственно связанные с ними немые толщи. С этого момента на территории Передового хребта начали выделять тектонические покровы.

И. И. Грековым, С. М. Кропачевым и их соавторами (1974) в бассейнах рек Маруха и Теберда был выделен Марухский покров. Он состоит из серии пластин, в состав которых входят песчаники и сланцы силура, а также зеленые сланцы и эффузивы неизвестного возраста. Покров надвинут на отложения турнейского яруса. В этом же году Г. И. Баранов и И. И. Греков выделили Ацгаринский покров, в состав которого были включены кристаллические сланцы (Баранов, Греков, 1974; Баранов, Кропачев, 1976) и амфиболиты предположительно докембрийского возраста. В. Е. Хаин (1975) высказал предположение, что давно известные на территории Передового хребта гипербазиты, габброиды и основные эффузивы представляют собой офиолитовую ассоциацию, породы которой в настоящее время слагают тектонические покровы, располагающиеся в синформных структурах. А. А. Белов и В. Л. Омельченко (1976) выделили офиолитовый комплекс Передового хребта и показали, что породы этого комплекса повсеместно залегают в тектонических покровах. Авторы включили пластины офиолитов в состав Марухского покрова. Л. Д. Чегодаев (1974) обнаружил нижний силур на Северном Кавказе и проследил его выходы с верховьев р. Кубань до р. Маруха. При этом оказалось, что строение аллохтонного комплекса сложнее, чем предполагалось ранее. В частности, выяснилось, что и в Ацгаринском покрове большую роль играют силурийские породы (Е. Хаин, 1977).

В результате всех этих исследований стало ясно, что Передовой хребет имеет сложное покровно-складчатое строение и что в пределах этой структуры тектонически совмещены различные по возрасту и происхождению породы.

Автор в 1975—1977 г. изучал геологическое строение Передового хребта от р. Маруха на востоке до р. Малая Лаба на западе. В пределах исследованной части Передового хребта можно выделить три структурно-формационных комплекса: автохтонный, аллохтонный и неоавтохтонный.

АВТОХТОН

Автохтонный комплекс Передового хребта сложен среднепалеозойскими отложениями, стратиграфия которых наиболее полно разработана С. М. Кропачевым (1962) и Д. С. Кизевальтером (1963). В основании разреза Передового хребта залегает мощная монотонная толща филлитов с редкими прослоями мелкозернистых песчаников, алевролитов и туфов кислого состава (андрюкская свита). Видимая мощность свиты (ее основание нигде не вскрыто) составляет 1500 м. В верхней части свиты найдена фауна среднего девона, на основании чего ее возраст считается ранне (?) -среднедевонским.

Андрюкская свита согласно перекрывается мощной вулканогенно-осадочной толщей среднего — верхнего девона (урупская серия). Она повсеместно подразделяется на две свиты: нижнюю — вулканогенную и верхнюю — туфогенно-осадочную. Нижняя свита (даутская, по С. М. Кропачеву, и сосновская, по Д. С. Кизевальтеру) сложена в основном базальтовыми и андезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями с редкими прослоями плагиолипаритов и дацитов. В разрезе свиты на р. Маруха встречаются отдельные прослои кварцевых альбитофиров, а в разрезе по р. Даут верхняя часть свиты почти полностью сложена этими породами. Мощность свиты в отдельных разрезах достигает 1000 м.

На вулканогенной свите с постепенным переходом залегают породы туфогенно-осадочной семиродниковской свиты. В стратотипическом разрезе эта толща подразделяется на две подсвиты: нижнюю — туфовую и верхнюю — конгломератовую. Нижняя подсвита состоит из чередования туфов и туфобрекчий с редкими прослоями порфиритов. В ее верхней части появляются горизонты туфогенных песчаников и алевролитов. Верхняя подсвита почти целиком сложена туфогенными конгломератами. В гальке конгломератов преобладают плагиограниты, а также эффузивы и туфы урупской серии. Встречены редкие обломки известняков и кремней. На южном склоне хребта Абишира-Ахуба конгломераты фациально замещаются туфами и песчаниками. Общая мощность семиродниковской свиты 1700 м. Возраст ее считается средне-позднедевонским.

Вверх по разрезу вулканогенно-осадочная серия согласно сменяется верхнедевонскими — нижнекаменноугольными терригенно-карбонатными отложениями. Фаменские отложения в нижней части представлены красными и зелеными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями и линзами известняков, в средней части — темно-серыми массивными известняками, а в верхней — чередованием темно-серых песчаников и серых аргиллитов с линзами органогенных известняков. Разрез турнейского яруса начинается пачкой конгломератов и гравелитов с кварцевой галькой, которые перекрываются известняками и филлитами, венчающими разрез автохтона.

В долине р. Малая Лаба, в ядре Блыбского антиклинория образования среднего палеозоя контактируют с кристаллическими сланцами и амфиболитами. Характер взаимоотношений этих двух групп пород не ясен. Большинство исследователей предполагает, что их граница проходит по сбросу, взбросу или крутому надвигу. Кристаллическая толща расчленяется на две свиты. В основании разреза залегают амфиболиты, амфиболовые сланцы, чередующиеся в верхней части разреза со слюдяными сланцами и плагиогнейсами. Общая мощность кристаллической серии 5000 м. Кристаллические сланцы и амфиболиты содержат большое количество мелких и крупных тел серпентинитов и плагиогранитов.

Внутри аллохтонного комплекса в изученном районе выделяются четыре самостоятельных покрова, которые различаются по составу и возрасту преобладающих в них пород, а также по внутренней структуре и степени метаморфизма. Снизу вверх выделяются: покров 1, сложенный породами силура; покров 2, состоящий в основном из пород офиолитовой ассоциации; покров 3, сложенный плагиогранитами, и, наконец, покров 4, состоящий из кристаллических сланцев.

При детальном изучении взаимоотношений пород силура с окружающими породами оказалось, что они повсеместно по тектоническим контактам надвинуты на отложения автохтона и в свою очередь перекрываются более верхними покровами, хотя местами эти контакты осложнены крутыми разломами. Это дает нам основание объединить все разрозненные выходы силурийских отложений в единый тектонический покров, который всегда располагается в основании аллохтонного комплекса.

На р. Маруха породы силура через тонкую тектоническую пластину эффузивов основного состава надвинуты на известняки фамена — турне. Силур здесь представлен толщей чередования темно-серых олигомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с многочисленными линзами и прослоями черных углисто-кремнистых сланцев, содержащих граптолиты лландоверийского яруса (Чегодаев, 1977). Песчаники и алевролиты этой толщи содержат обломки кварца, плагиоклаза и слюды. Выше по склону на породы силура надвинуты зеленые сланцы, принадлежащие уже покрову 2.

Небольшие по мощности и по протяженности тектонические пластины, в которых сохранились части подобного разреза силура, обнаружены автором на южном склоне хр. Абишира-Ахуба напротив с. Архыз, в верховьях первого правого истока р. Кяфар-Агур и на южном склоне водораздела рек Кяфар и Кяфар-Агур. В этих выходах разрез силура представлен чередованием песчаников и алевролитов с черными углисто-кремнистыми сланцами. Последние на контакте с образованиями автохтона и с более верхними тектоническими единицами метаморфизованы и превращены в графитовые сланцы. Мощность пород меняется здесь от 20 до 100 м.

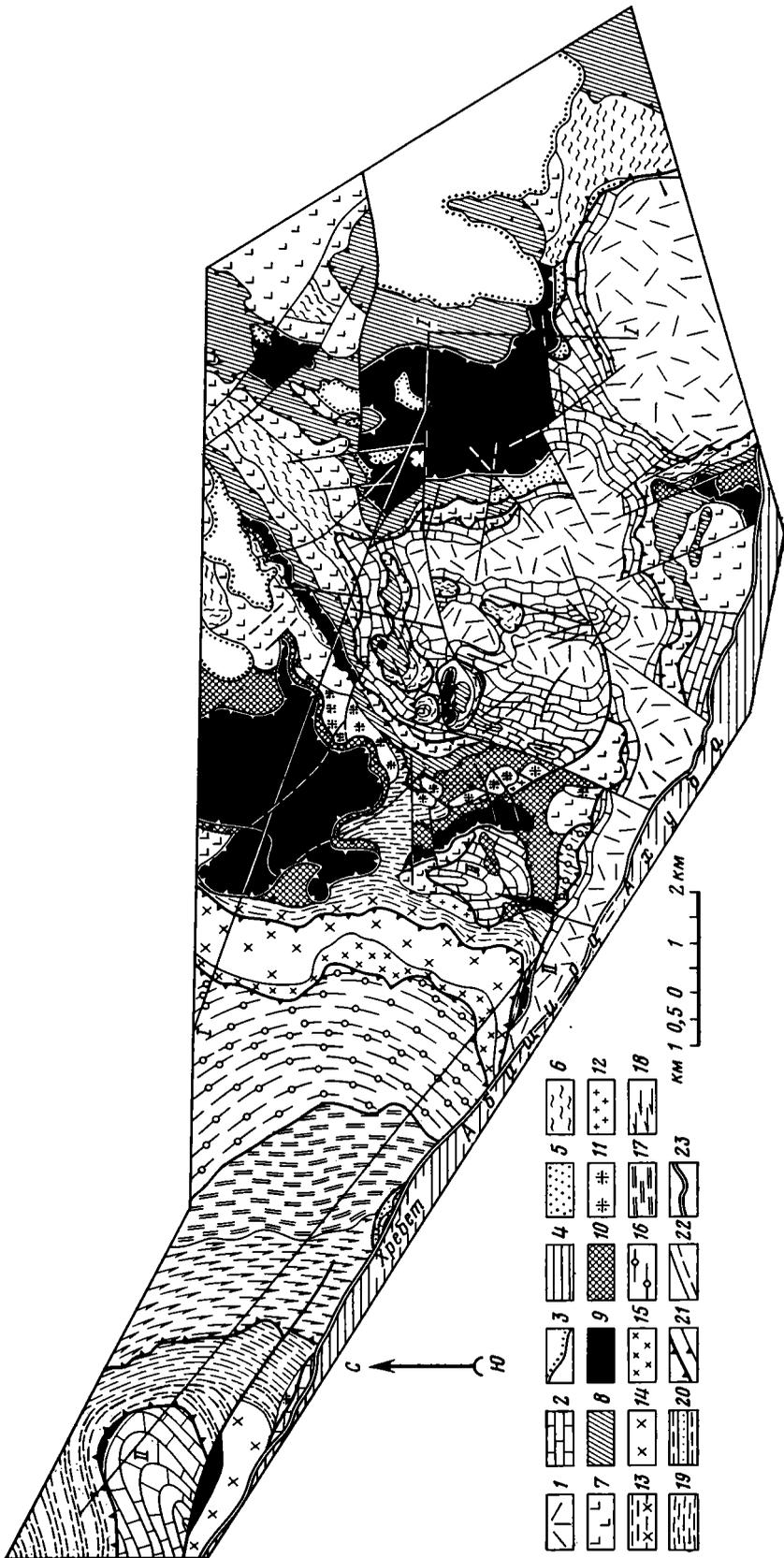
В западных районах Передового хребта с породами покрова 1 могут быть сопоставлены по формационному составу терригенные и терригенно-кремнистые отложения, обнажающиеся в левом и правом бортах р. Ацгара и на хр. Дженту. Но в отличие от описанных выше отложений они более сильно метаморфизованы.

Отложения нижнего силура известны также на р. Кубань, где они обнаружены и изучены Л. Д. Чегодаевым (1977). В этом районе в отложениях силура наблюдаются прослои андезитовых и базальтовых порфиритов.

На породы силура надвинут покров 2, который состоит в основном из пород офиолитового комплекса. Он слагает вторую структурную единицу аллохтонного комплекса. Этот покров был детально описан А. А. Беловым и В. Л. Омельченко (1976), поэтому я остановлюсь только на главных особенностях его строения.

Покров 2 расчленяется на две пластины, разрезы которых в общих чертах повторяют друг друга.

Нижняя пластина надвинута либо на покров 1, либо на автохтон. Она состоит из серии чешуй зеленых сланцев, эффузивов основного состава, габброидов и гипербазитов. Наиболее полные разрезы этой пластины наблюдаются в междуречье рек Кяфар и Малый Кяфар и на хр. Абишира-Ахуба (рис. 1). Восточнее, в бассейнах рек Большой Зеленчук, Маруха и Теберда сохранились от размыва только нижние пластины этого



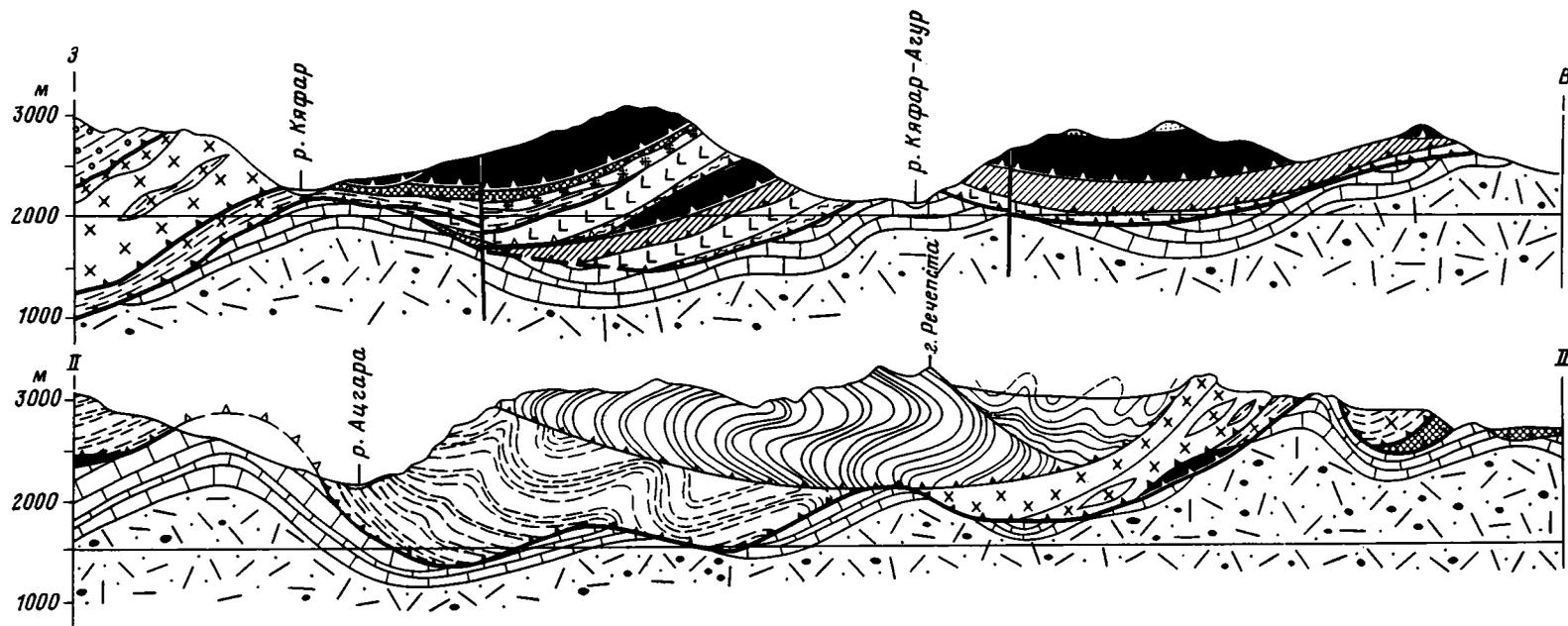


Рис. 1. Геологическая карта и профили междуречья рек Малый Кяфар и Ангара. Составил Е. В. Хаин при участии А. А. Лыгалова с использованием материалов В. Л. Омельченко, А. А. Белова, В. Ф. Сидоренко, Н. В. Быкова и др. Метаморфические сланцы покрова 4 на профиле 2—2 не расчленены. Вертикальный масштаб на профилях равен горизонтальному.

1 — средне-верхнедевонские туфоконгломераты и туфы (семиродниковая свита); 2 — известняки, филлиты и зеленые сланцы фамена — турне; 3 — стратиграфически несогласные границы; 4 — отложения мезозоя; 5 — терригенно-кремнистые отложения силура (?); 6 — зеленые сланцы и филлиты тебердинской свиты; 7 — базальтовые порфириды, спилиты, диабазы карабекской свиты; 8 — габброиды; 9 — серпентинизированные гипербазиты; 10 — амфиболиты; 11 — сиенит-диориты; 12 — граниты; 13 — двуслюдяные гранат-кварц-плагиоклазовые сланцы; 14 — габбро-диориты; 15 — тоналиты; 16 — двуслюдяные гранат-ставролитовые, гранат-силлиманитовые сланцы; 17 — микрогнейсы; 18 — амфиболовые сланцы, амфиболиты; 19 — биотитовые гнейсы; 20 — терригенно-кремнистые отложения силура (?); 21 — надвиги; 22 — взбросы, сбросы; 23 — Тырнауз-Пшекишский разлом

разреза (габброиды и эффузивы). Далее на восток, в зоне Передового хребта известны только отдельные тектонические линзы серпентинитов и габброидов. К западу, в районе оз. Кяфар, из разреза выпадает пластина габброидов.

Нижняя тектоническая пластина наиболее полно вскрыта в правом борту р. Кяфар, где она непосредственно располагается на породах автохтона. В ее основании вскрыты зеленые плейчатые сланцы тебердинской свиты (Кропачев, 1962), которые в контакте с породами автохтона сильно ожелезнены и передроблены. Зеленые сланцы возникли, очевидно в верхней своей части, по эффузивам основного состава, что подтверждается, в частности, тем обстоятельством, что вверх по склону они постепенно сменяются зеленокаменноизмененными диабазами, базальтовыми порфиритами и их афировыми разностями (карабекская свита): Места в этих массивных породах видна подушечная отдельность. Вверх по склону, перед контактом с габброидами, в этих породах наблюдается сильный катаклиз, так что основные эффузивы часто состоят из «каши» тектонически раздробленных и растащенных кристаллов. В контакте с вышележащими габброидами в этих породах наблюдаются линзы зеленых сланцев и милонитов. В основных эффузивах видны также многочисленные силлы диабазов.

Еще выше по склону располагаются сильно измененные, актинолизированные габброиды, которые, судя по наличию в них реликтов орто- и клинопироксенов, возникли в результате изменения габбро-норитов. В целом эти породы имеют такситовую макроструктуру, что выражено в неравномерном распределении в них лейкократовых и меланократовых участков и пятен. Габбро-нориты содержат многочисленные маломощные жилы и неправильные, иногда округлой формы, тела габбро-пегматитов. В гипсометрически верхней части габбро встречены и тела габбро-амфиболитов. В левом борту долины р. Кяфар-Агур, в подошве чешуи, габброиды пронизаны субвулканическими телами и силлами диабазов. Диабазы образуют также затеки и неправильной формы тела в габбро, а местами полностью проплавливают последние и содержат только ксенолиты габбро. Диабазы во всех наблюдаемых случаях являются более поздними по отношению к габбро. В них имеются зоны закалки, изменения в габбро не замечены. Диабазы секут также метаморфическую полосчатость в габбро. По всем взаимоотношениям видно, что диабазы внедрялись из близко находящихся очагов в уже раскристаллизованное холодное габбро.

В габброидах наблюдаются также ксенолиты и тектонические тела серпентинитов, заключенных в хлоритовую рубашку, и тела метапироксенитов.

Тектонический контакт между габброидами и эффузивами сопровождается зонами повышенного катаклаза пород. Внутри чешуи габброидов наблюдаются также многочисленные пологие срывы, зоны интенсивного расщепления и катаклаза, обуславливающие тектоническую полосчатость.

Рис. 2. Схематическая геологическая карта и стратиграфические колонки Передового хребта Северного Кавказа. Составлено с использованием материалов Г. И. Баранова. *Условные обозначения для карты:* 1 — отложения мезозоя; 2 — неоавтохтонный комплекс; 3 — неоген-четвертичные отложения (лавы); 4 — среднепалеозойские отложения автохтонного комплекса; 5 — кристаллические сланцы и амфиболиты Блыбского антиклинория; 6—9 — аллохтонный комплекс; 6 — покров терригенно-кремнистых отложений силура (1); 7 — покров офиолитов (2); 8 — покров плагиогранитов (3); 9 — покров кристаллических сланцев (4); *Условные обозначения для стратиграфических колонок:* 10 — известняки; 11 — алевролиты; 12 — филлиты; 13 — песчаники; 14 — моласса среднего — верхнего карбона; 15 — зеленые плейчатые сланцы; 16 — кремни; 17 — андезит-дацитовые лавы; 18 — эффузивы основного состава и диабазы; 19 — габброиды; 20 — серпентинизированные гипербазиты; 21 — кристаллические сланцы. Цифрами обозначены порядковые номера покровов

На габброиды надвинуты серпентинизированные гипербазиты. Вдоль контакта габброиды обычно прениитизированы, а в ультрабазитах развиты своеобразные брекчии, состоящие из обломков серпентинитов, сцементированных карбонатным материалом. Кроме того, в серпентинитах часто видны жилы родингитов. На хр. Абишира-Ахуба, вблизи контакта серпентинитов с габброидами, наблюдаются дайки габбро и габбро-диабазов. Наиболее крупные массивы серпентинитов имеют блюдцеобразную форму и слагают водоразделы рек Кяфар-Агур и Кяфар, Кяфар-Агур и Малый Кяфар (см. рис. 1 и 2). Контакты гипербазитов с выше- и нижележащими породами всегда сорваны. Серпентиниты часто тектонически перекрывают нижележащие пластины и ложатся прямо на породы автохтона. В этом случае вдоль контакта в них развиваются зоны кварц-хлорит-тальково-карбонатных пород. Массивы в основном сложены серпентинизированными гарцбургитами, в которых иногда сохраняются первичные минералы: оливин, энстатит, хромшпинелиды. Иногда встречаются переходные к лерцолитам породы. Мощность чешуй гипербазитов достигает 500 м.

Верхняя пластина покрова 2 в левом борту долины р. Кяфар-Агур надвинута на нижнюю пластину того же покрова. Западнее, на водоразделе рек Кяфар и Кяфар-Агур она лежит на чешуе метаморфических сланцев. Останцы верхней пластины наблюдаются на водоразделе рек Кяфар-Агур и Малый Кяфар и на правом борту цирка оз. Кяфар (см. рис. 1 и 2).

Разрез верхней пластины повторяет в общих чертах разрез нижней. В основании этой пластины также присутствуют тектонические линзы пород силура. В ее состав входят амфиболиты, в то время как габброиды выпадают из разреза.

Наиболее полный разрез верхней пластины наблюдается в левом борту долины р. Кяфар-Агур. В ее основании располагаются небольшие тектонические линзы черных углисто-кремнистых пород (S—?), почти повсеместно превращенных в графитовые сланцы. Выше них располагаются амфиболиты, которые вверх по склону сменяются сильно передробленными зелеными сланцами. В западном направлении эта чешуя постепенно сменяется мощной (500 м) чешуей, сложенной эффузивами основного состава, которая соответствует по строению и составу нижней части нижней офиолитовой пластины. Вверх по склону эффузивы становятся все более и более катаклазированными, и в них появляются сначала прослой, а затем и пачки амфиболитов мощностью 25—30 м, число которых возрастает вверх по склону. На этой «пачке переслаивания» вдоль тектонического контакта располагаются монотонные амфиболиты, которые в свою очередь тектонически перекрываются мощной пластиной серпентинизированных гипербазитов (400 м), которая и венчает разрез верхней пластины покрова 2 (см. рис. 2).

Вышеописанная последовательность тектонических комплексов характерна для восточной и центральной части района. Западнее, на водоразделе рек Кяфар и Кяфар-Агур, между нижней и верхней пластинами офиолитов вклинивается маломощная пластина, сложенная метаморфическими сланцами. В левом борту р. Кяфар-Агур она надвинута на габброиды нижней пластины и перекрыта амфиболитами верхней. На западном борту цирка оз. Кяфар метаморфические сланцы вклиниваются и в основание верхней пластины (см. рис. 2). Средняя мощность метаморфических сланцев 200 м. Они состоят из двуслюдяных гранат-кварц-плаггиоклазовых и гранат-плаггиоклаз-кварцевых сланцев. В ее основании развиты катаклазиты и милониты. Для них характерно присутствие сильно деформированных, раздробленных и изогнутых порфирокластов кварца и плаггиоклаза в мелкогранулированном полиминеральном цементе, состоящем из кварца, плаггиоклаза, хлорита, серицита, эпидота, биотита, мусковита, иногда зерен граната. Эти катаклазиты возникли, вероятно, по средним или кислым породам. Вверх по склону катаклаз пород уменьшается, и в верхней части пластины наблюдаются различные

метаморфические сланцы с небольшими пластовыми телами плагиогранитов.

В западной части района метаморфические сланцы тектонически перекрываются покровом 3.

Покров 3 залегает полого, с наклоном на запад и протягивается узкой полосой вдоль левого борта р. Кяфар. Породы покрова имеют переходный от габбро-диоритов к тоналитам состав. Снизу вверх по склону виден постепенный переход от габбро-диоритов, состоящих из плагиоклаза (40—50%), амфибола (50%) и кварца (5%), к тоналитам, состоящим из плагиоклаза (60—65%), амфибола (20%) и кварца (15%). Структура пород гипидиоморфно-зернистая. Встречаются более меланократовые и лейкократовые разности. Породы содержат различные по размеру ксенолиты двуслюдяных и гранат-кварц-плагиоклазовых сланцев, которые ориентированы параллельно сланцеватости пород. Выше по склону перед верхним контактом с кристаллическими сланцами плагиограниты приобретают метаморфическую полосчатость, параллельную контакту, начинают дробиться сначала на блоки и линзы, а затем приобретают рассланцовку того же направления.

Вплоть до настоящего времени (особенно после работ А. А. Каденского) считается, что Чиликский массив представляет собой интрузию. В принципе можно согласиться с такой точкой зрения, поскольку она подтверждается наличием небольших тел плагиогранитов в метаморфических сланцах и ксенолитов метаморфических сланцев в плагиогранитах. Но трудно согласиться с тем, что эта интрузия находится *in situ*. Наличие зон повышенного катаклаза пород в основании и в кровле массива, мелкие тела серпентинитов на нижнем контакте, отсутствие зон закалки и повышения степени метаморфизма в окружающих массивах — все это заставляет предполагать, что внедрение массива в метаморфические сланцы происходило где-то в другом месте и что затем плагиограниты и вмещающие их метаморфические сланцы были вовлечены в пакет покровов и перемещены. Это предположение нуждается, конечно, в дальнейших доказательствах.

Покров 4 сложен в основном кристаллическими сланцами и гнейсами. Этот покров залегает в междуречье рек Кяфар и Ацгара и на хр. Джен-ту (см. рис. 1 и 2). Он был изучен в совместных маршрутах с М. Л. Соминым и Ю. П. Видяпиным.

На левом борту р. Кяфар кристаллические сланцы надвинуты на покров 3 (плагиограниты). Контакт на поверхности круто наклонен на запад или вертикален, но на южном склоне хр. Абишира-Ахуба против истоков р. Архыз видно, что гипсометрически ниже контакт выполаживается и приобретает наклон в 40—45°. Видно также, как кристаллические сланцы верхнего покрова тектонически срезают плагиограниты и ложатся прямо на автохтон. Плагиограниты нижнего покрова также срезают известняки автохтона и ложатся прямо на конгломераты семиродниковской свиты. По этому контакту наблюдаются тектонические линзы серпентинитов и известняков. С юга верхний покров срезан вертикальным швом Тырнауз-Пшекишского разлома, а с севера перекрывается отложениями верхнего палеозоя и мезозоя. Мощность покрова более 1500 м. Он имеет сложное строение и состоит из серии пластин, в составе которых выделяются разнообразные гранат-слюдяные, двуслюдяные, гранат-ставролитовые, гранат-силлиманитовые сланцы, амфиболовые сланцы, микрогнейсы, биотитовые гнейсы, амфиболиты и другие породы. Породы покрова метаморфизованы в отличие от большинства вышеописанных в амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Они смяты в сложные изоклинальные складки, опрокинутые в основном на север-северо-восток¹.

¹ Структура и состав покрова показаны на рис. 1 и 2 условно. Полное описание покрова будет дано в специальной работе.

Аллохтонный комплекс запечатывается несогласно залегающей континентальной молассой намюра — среднего карбона, которая в нижней части состоит из продуктов размыва автохтона и аллохтона. В молассе, перекрывающей тектонические пластины, преобладают продукты их размыва. Это показывает, что после отложения молассы, подстилающая пластина больше не меняла своего относительного пространственного положения.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО АЛЛОХТОННОМУ КОМПЛЕКСУ

В общем виде устанавливается следующая последовательность покровов: 1, 2, 3, 4. Однако, в восточной части района их соотношение — 1, 2, 3, в центральной части — 1, 3, 4, а на западе — 1, 4. Покровы 1 и 2 соответствуют Марухскому покрову, покров 4 — Ацгаринскому. Следовательно, Ацгаринский покров перекрывает Марухский. Покров 3 не имеет, таким образом, собственного названия, и я предлагаю по месту его расположения назвать его Кяфарским.

Анализ геологической карты и разрезов приводит к выводу, что все нижние покровы (кроме покрова 1) сгружены или вытеснены перед фронтом верхнего покрова кристаллических сланцев. Это вытекает из того, что нижние покровы распространены только перед фронтом верхнего покрова.

Особый интерес представляет покров 2. Набор пород этого покрова близок к разрезу офиолитового комплекса. Здесь присутствуют такие непременные члены его разреза, как ультраосновные породы, габброиды и эффузивы. Имеющиеся данные по взаимоотношениям этих пород показывают, что разрез офиолитовой серии Передового хребта является перевернутым. Пластины габброидов всегда находятся структурно выше пластин, сложенных диабазами и порфиритами, но диабазы рвут габброиды и серпентиниты, что свидетельствует о более молодом их возрасте. Такие же взаимоотношения наблюдаются между габброидами и серпентинитами. Габброиды прорывают серпентиниты и содержат их ксенолиты. На перевернутое положение разреза показывает его также сравнение со ставшими уже классическими разрезами офиолитового комплекса на Урале, Ньюфаундленде и в других местах.

Перевернутое положение разреза свидетельствует, на наш взгляд, о том, что периоду шарьирования офиолитов предшествовал период смятия пород в изоклинальные складки, и что в разрез Передового хребта попало нижнее перевернутое крыло крупной лежачей складки. В дальнейшем этот разрез был тектонически сдвоен.

Еще одним отличием разреза офиолитов Передового хребта является отсутствие в нем пород комплекса параллельных даек и полосчатого комплекса (переслаивание дунитов, верлитов, пироксенитов и габбро), что может говорить о специфических условиях формирования этого разреза по отношению к тем офиолитовым сериям, где этот комплекс присутствует.

С разрезом офиолитов тесно связаны амфиболиты, причем часть из них образовалась в результате динамометаморфизма вулканогенных пород офиолитового сообщества. Вопрос о происхождении амфиболитов, слагающих самостоятельные тектонические пластины, остается открытым.

Перевернутое положение разреза должно свидетельствовать о том, что наиболее древние породы лежат наверху. Действительно, наблюдается закономерное удревнение пород вверх по разрезу. Наиболее точно устанавливается возраст покрова 1 — верхний — нижний силур. Этот возраст датируется как по находкам граптолитов, так и по литологическим сопоставлениям с фаунистически охарактеризованными отложениями.

Определение радиометрического возраста (К — Аг-метод) из жилы габбро-пегматита внутри массива габброидов с левого борта р. Кяфар-Агур, выполненное в лаборатории абсолютного возраста и геохимии стабильных изотопов Геологического института АН СССР С. Б. Смеловым (образец В. Л. Омельченко и Е. В. Хайна), дало цифру 457 ± 13 млн. лет, что может говорить об ордовикском возрасте этих пород. Измерение возраста проводилось методом изотопного разбавления на установке для выделения и очистки аргона и масс-спектрометре ГД-150. Воспроизводимость метода около 3%. Измерение процентного содержания калия производилось на модернизированном пламенном фотометре (Карл — Цейс) с точностью около 0,001% ($K\% = 0,068$, $Ag = 0,00133 \text{ нмм}^3/g$).

Стратиграфическое положение зеленых сланцев и основных эффузивов неясно, но их залегание между габброидами ордовикского возраста и породами силура может заставлять нас думать о позднеордовикском — раннесилурийском их возрасте. Гипербазиты занимают самое нижнее положение и в разрезе офиолитов, поэтому их возраст является, по-видимому, еще более древним. Эти возраста подтверждаются наличием гальки офиолитов в конгломератах нижнего силура (Потапенко, Пруцкий, 1976).

Вопрос о возрасте кристаллических сланцев остается неясным. На основании их структурного положения можно только предполагать раннепалеозойский или более древний возраст.

Анализ приразломных складок, произведенный И. И. Грековым, С. М. Кропачевым и их соавторами (1974), показал, что движение покровов происходило с юго-юго-запада на север-северо-восток. На это же обстоятельство указывает и характер распределения покровов в пространстве. В восточной части Передового хребта наблюдается только покров 1. Западнее мы наблюдаем уже нижние пластины покрова 2 и затем нижнюю пластину этого покрова полностью. В бассейне р. Кяфар-Агур покров 2 сдвоен, и, наконец, в бассейне р. Кяфар мы видим наиболее полную последовательность покровов.

Выше было показано, что современное положение покровов относительно друг друга соответствует их положению перед накоплением молассы.

Геологическое картирование изученного района подтверждает наличие тектонических покровов и позволяет выяснить их внутреннее строение, однако целый ряд вопросов, связанных с характером становления этих покровов и первичным палеогеографическим положением, остается неясным. Встает вопрос о том, в каких условиях происходило становление аллохтонного комплекса Передового хребта (глубинных или поверхностных — гравитационных, например). Для его решения нужно учитывать целый комплекс фактов. Отсутствие олистостромы в верхней части автохтона, казалось бы, говорит о глубинных условиях формирования надвига. Об этом же, как представляется, свидетельствует и зеленосланцевый метаморфизм, охвативший образования как автохтона, так и аллохтона в короткий промежуток времени между турнейским веком и началом намюрского (Анисимова, Чегодаев, 1976). Этот метаморфизм был прогрессивным по отношению к породам автохтона и регрессивным — к геологическим комплексам аллохтона. Однако отсутствие в базальных конгломератах молассы пород, которые могли бы перекрывать аллохтон, противоречит этому заключению. Этот вопрос нуждается в дальнейшем исследовании.

Сходство разрезов офиолитового комплекса Передового хребта с разрезами офиолитовых комплексов других складчатых областей континентов и с океанической корой современных океанов² заставляет предполагать, что в допоздненамюрское время на территории, прилегающей к

² Этому вопросу посвящено огромное количество работ (см. работы А. В. Пейве и его соавторов).

современному Передовому хребту, существовал бассейн с корой океанического типа. Мысль о существовании на этой территории палеозойской структуры с корой океанического типа не является новой. Подобные представления высказывались ранее В. Е. Хаиным (1975), А. А. Беловым (1976), Г. И. Барановым и И. И. Грековым (1978), Ш. А. Адамия (Adamiya et al., 1977), А. А. Ковалевым и Ю. В. Корякиным (1977). Отсутствие полосчатого комплекса в разрезе офиолитов Передового хребта может говорить о том, что океаническая кора этого бассейна обладала специфическими чертами.

Итак, рассмотренный выше фактический материал показывает, что в исследованной части Передового хребта тектонически совмещены разные по возрасту и условиям образования породы, причем часть из них (покровы, сложенные офиолитовым комплексом), вероятно, представляет собой реликты коры океанического типа (Пейве, 1969, Пейве и др., 1977). В связи с этим возникает вопрос о первичном положении прогиба с океанической корой в ряду современных структур Передового хребта.

ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ

В современной структуре западной части Большого Кавказа с севера на юг выделяются четыре структурно-формационных зоны: Бечасынская (А), зона Передового хребта (В), зона Главного хребта (Д) и зона Южного склона (Е).

В Бечасынской зоне (см. рис. 3, А) выше метаморфических сланцев докембрийского возраста (хасаутская серия) с угловым несогласием располагается мощная (более 1500 м) толща аркозовых песчаников и гравелитов кембрийского возраста (урлешская свита). Выше залегает толща филлитов и известняков (800—1100 м). Эта толща имеет позднесилурийский возраст (Кизевальтер, 1963). Два крупных массива серпентинитов (Малкинский и Беденский), известные в Бечасынской зоне, надвинуты либо на породы кембрия и силура, либо прямо на докембрийское основание. Эти массивы представляют собой бескорневые тела, по данным геофизики и бурения (материалы А. Я. Дубинского, В. Ф. Сидоренко, Г. Л. Донченко и др.), и имеют тектонические контакты с подстилающими породами.

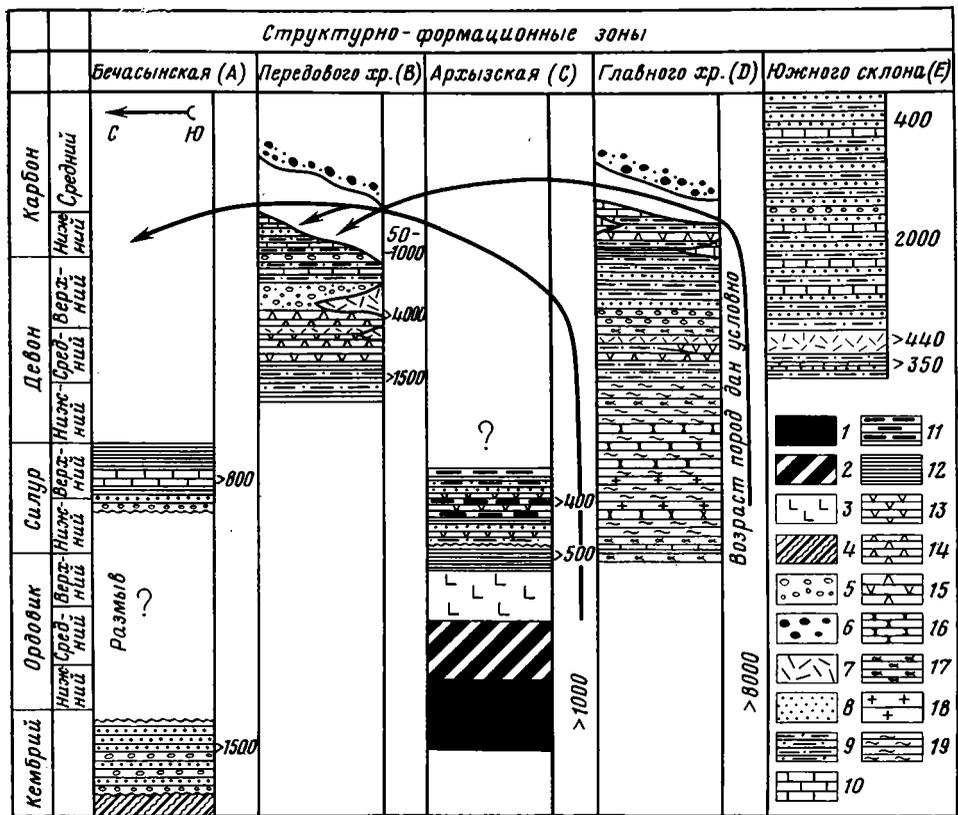
По зоне крупных разломов породы Бечасынской зоны граничат с образованиями зоны Передового хребта (см. рис. 3, В), разрез автохтона которой был нами уже описан.

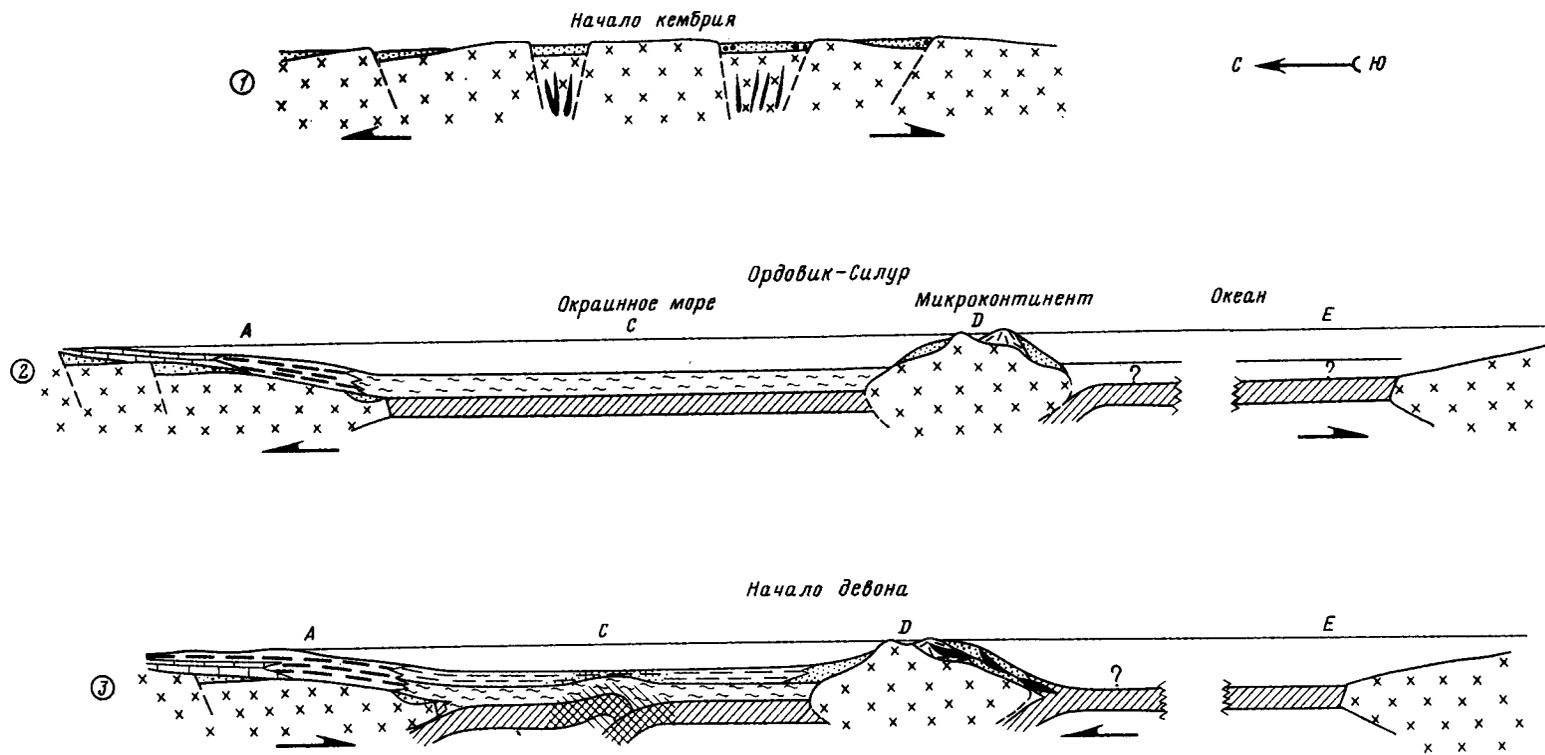
Следующая к югу структурно-формационная зона — зона Главного хребта (см. рис. 3, Д), разрез и строение которой были наиболее полно описаны в работах М. Л. Сомина (Сомин, 1971).

В разрезе этой зоны выделяются две основные серии пород — макерская (Сомин, 1971) и лабино-буульгенская (Адамия, 1968; Belov et al., 1978).

Макерская серия представлена мощной (более 2000 м) монотонной толщей слюдяных сланцев и парагнейсов, которые образовались в основном за счет терригенных пород. Разрезы лабино-буульгенской серии различны в западной и восточной частях района. В восточной части Главного хребта (бассейны рек Гвандра и Клыч) в составе серии преобладают биотит-роговообманковые гнейсы и амфиболиты. Западные выходы этой толщи были описаны под названием собственно лабинской серии (Сомин, 1971). Эта серия (снизу вверх по разрезу) состоит из слюдяных и амфиболовых плагиогнейсов, порфиритондов, микрогнейсов, метаконгломератов с галькой плагиогранитов, кварц-сланцев и мраморов. В лабинской серии большую роль играет вулканогенный и карбонатный материал, но распределен он по разрезу крайне неравномерно. Мощность серии более 1000 м.

К выходам пород лабино-буульгенской серии, как это недавно показал О. Ш. Надарейшвили (1977), приурочены тела пород офиолитового





не отвечают понятию «конкретная магматическая формация» (в понимании Ю. А. Кузнецова), а представляют собой объединение разновозрастных элементов, находящихся в тектонических взаимоотношениях между собой и со вмещающими породами, т. е. являются чуждыми элементами для Главного хребта. Это тем более вероятно, что в составе окружающих их серий описываются мощные зоны катаклазитов и милонитов.

Вопрос о возрасте буульгенской, макерской и лабинской серий до настоящего времени остается спорным. Предлагаются самые разнообразные варианты. Ю. Я. Потапенко (1971) обнаружил органические остатки в лабинской серии, определенные как криноидеи, которые указывают, что лабинская серия, вероятно, не древнее ордовика. Основываясь на том, что весь метаморфический комплекс залегает согласно, без видимого стратиграфического, структурного и метаморфического несогласия, в то время как в Бечасынской зоне несогласие между докембрием и палеозоем хорошо выражено, М. Л. Сомин предполагает, что самые нижние члены разреза метаморфического комплекса не древнее нижнего палеозоя. Мы принимаем эту точку зрения.

Палеозойские отложения выступают также на Южном склоне (см. рис. 3, Е) в ядре Сванетского антиклинория, где они выделяются в десскую серию (Сомин, Белов, 1967; Сомин, 1971). Десская серия представляет собой непрерывный разрез пород, начиная от среднего девона и до верхней перми и части триаса. Девонские и нижнекаменноугольные отложения в ее составе представляют собой терригенную формацию, характеризующуюся незакономерным чередованием пелитовых и алевропсаммитовых отложений при резко подчиненной роли карбонатных пород. Характер этого разреза нарушается только вулканогенной утурской свитой, имеющей среднедевонский возраст (?). Общая видимая мощность десской серии около 7000 м.

Самостоятельное значение несомненно имеет аллохтонный комплекс Передового хребта, который не связан в современной структуре с разрезами других охарактеризованных зон. В связи с этим представляется необходимым выделить самостоятельную палеотектоническую зону, которую предлагается назвать Архызской. Эта зона выделяется автором на основании палинспастической реконструкции аллохтонного комплекса Передового хребта. При разворачивании его покровного пакета мы можем предположить, что к югу от этой современной зоны в начале среднего палеозоя существовал морской бассейн, основание которого слагалось ультраосновными породами и габброидами (пластины покрова 2). Это меланократовое основание перекрывалось эффузивами основного состава (пластины того же покрова). По всей видимости, кремнисто-терригенные и вулканогенные отложения силурийского возраста (покров 1) или перекрывали породы офиолитовой ассоциации или образовались в краевой части этого бассейна. Формационный состав этих отложений характерен для осадков окраинных морей (Руженцев, 1976; Руженцев и др., 1977). Краевой бассейн (Архызская зона) был, по-видимому, отделен с юга от основного океанического бассейна (Палеотетиса) каким-то поднятием. Роль этого поднятия в это время могла выполнять зона Главного хребта. Об этом свидетельствует тот факт, что покровы офиолитов, так же как и покровы пород силура, перекрываются или «запечатываются» покровом кристаллических сланцев (покров 4). Эти сланцы могут быть сопоставлены с кристаллическими сланцами Главного хребта, т. е. корни покрова 4 могут находиться в этой зоне.

Некоторые исследователи предполагают, что Передовой и Главный хребты развивались в палеозое как единая структура. Эта точка зрения основывается на сопоставлении разрезов лабинской серии Главного хребта с девонскими и нижнекаменноугольными отложениями Передового хребта, а также на включении макерской серии в Ацгаринский покров (Баранов, Греков, 1978; Ш. А. Адамия, устное сообщение). Но в строе-

нии этих зон мы находим значительно больше черт отличия, чем сходства (разница в степени метаморфизма пород, почти полное отсутствие гранитоидного магматизма в Передовом хребте, различные структурные планы этих зон). Факт перекрытия офиолитовых покровов покровом кристаллических сланцев свидетельствует, на наш взгляд, о том, что Передовой и Главный хребты развивались в допозднепалеозойское время, или до крайней мере до среднего девона, как самостоятельные структуры и были разделены бассейном типа окраинного моря.

Прилагаемый рисунок 4 иллюстрирует возможную эволюцию структуры западной части Большого Кавказа в палеозойское время, которая из-за недостатка данных в значительной степени гипотетична. Наибольшая неопределенность существует в отношении формационного состава толщ Главного хребта и возраста слагающих его метаморфических серий. Если для лабинской серии можно предполагать палеозойский возраст, то вопрос о возрасте нижележащих серий остается открытым. Также невыясненными остаются их стратиграфические, структурные соотношения, первичный состав пород, структурное положение офиолитов. В Передовом хребте неизвестен возраст метаморфических сланцев, залегающих в ядре Блыбского антиклинория, и их структурные соотношения с породами девона.

В связи с вышеизложенным предлагаемая схема может существенно измениться, особенно в части, касающейся Главного хребта. Вполне может оказаться, что островодужная ассоциация его разреза формировалась не на микроконтиненте (см. рис. 4), а на океанической коре и раньше, чем островодужная ассоциация Передового хребта.

Для расшифровки истории геологического развития Большого Кавказа необходимы дальнейшие исследования и прежде всего в зоне Главного хребта.

Литература

- Адамия Ш. А. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси, «Мецниереба», 1968.
- Анисимова О. Н., Чегодаев Л. Д. Флористические комплексы переходных слоев нижнего и среднего карбона Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 11.
- Баранов Г. И., Греков И. И. Ацгаринский тектонический покров на Северном Кавказе.— Тезисы докладов IV конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Баранов Г. И., Греков И. И. Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа.— Тезисы доклада на всесоюзном совещании «Тектоника Средиземноморского пояса», М., Ротапринт, 1978.
- Баранов Г. И., Кропачев С. М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития.— В кн.: Геология Большого Кавказа (ред. Г. Д. Аджирей). М., «Недра», 1976.
- Белов А. А., Омельченко В. Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа.— Геотектоника, 1976, № 2.
- Белов А. А. Герциниды основания Скифской плиты Предкавказья, срединные массивы и проблема становления континентальной коры в ее пределах.— В сб.: Тектоника срединных массивов. М., «Наука», 1976.
- Греков И. И., Кропачев С. М., Момот С. П., Корень Т. Н. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа.— Сов. геология, 1974, № 2.
- Дысса Ф. М. Первые находки однорядных граптолитов на Северном Кавказе.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1970, № 3.
- Кадецкий А. А. Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа.— Изд-во АН СССР, М.— Л., 1956.
- Кизевальтер Д. С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1963, № 1.
- Ковалев А. А., Карякин Ю. В. Состояние проблемы строения и эволюции островных дуг и связи с ними месторождений полезных ископаемых. Обзор. Общая и региональная геология, картирование, М., ВИЭМС, 1977.
- Кропачев С. М. К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба.— Труды Кавказской экспедиции МГУ, т. 3, 1962.
- Надарейшвили О. Ш. Габбро-гипербазитовый (офиолитовый) формационный пояс в структуре Главного Кавказского хребта.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977, № 10.

- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 5.
- Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С.* Офиолиты: современное состояние и задачи исследования.— Геотектоника, 1977, № 6.
- Потапенко Ю. Я.* К стратиграфии и структуре метаморфических толщ р. Кубани.— Доклады XIV научной конференции Новочеркасского политехнического ин-та, 1963.
- Потапенко Ю. Я., Стукалина Г. А.* О первой находке органических остатков в метаморфическом комплексе Главного Кавказского хребта.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 5.
- Потапенко Ю. Я., Пруцкий Н. И.* Офиолитовый конгломерат в среднем палеозое Передового хребта Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5.
- Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение).— Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 283, «Наука», М.
- Руженцев С. В., Марков М. С., Некрасов Г. Е., Бялбжеский С. Г.* Краевые моря древних геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1977, № 5.
- Сомин М. Л., Белов А. А.* О стратиграфическом расчленении десской серии Сванетии (Центральный Кавказ).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, № 1.
- Сомин М. Л.* Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М., «Наука», 1971.
- Хаин В. Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации.— Геотектоника, 1975, № 1.
- Хаин В. Е.* Тектонический покров в междуречье Большой и Малой Лабы (Передовой хребет Северного Кавказа).— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 3.
- Чегодаев Л. Д.* Открытие нижнего силура на Северном Кавказе.— Тезисы докладов IV конференции по геологии и полезным ископаемым Сев. Кавказа, Ессентуки, 1974.
- Чегодаев Л. Д.* Нижний силур Передового хребта Северного Кавказа.— Сов. геология, 1977, № 12.
- Adamiya Sh. A., Buadze V. L., Shavishvili I. D.* The Greater Caucasus in the Phanerozoic: a geodynamic model.— In: metallogeny and plate tectonics in WE Mediterranean. Faculty of Mining and Geology, Belgrad, with IGPP Project, 3, Belgrad, 1977.
- Belov A. A., Somin M. L. and Adamiya Sh. A.* Precambrian and Paleozoic of the Caucasus (Brief Synthesis).— Jahrb. Geol. B.— A., 1978, B. 121, H. 1, Wien.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
2 марта 1978 г.

УДК 551.242(729.1)

МАНУЭЛЬ А. ИТУРРАЛЬДЕ-ВИНЕНТ

ТЕКТОНИКА КУБЫ НА ПОСТГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ * ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ

Статья посвящена характеристике постгеосинклинального этапа тектонического развития Кубы от конца позднего эоцена до голоцена включительно. Отложения верхнего эоцена — голоцена слагают пологоскладчатый молассовый и терригенно-карбонатный чехол, залегающий на допозднеэоценовом складчатом фундаменте. Рассмотрено тектоническое расчленение Кубы для этого периода времени (горсты, грабены и относительно стабильные блоки) и особенности движений земной коры, носивших ярко выраженный колебательный характер и обусловивших поднятия, погружения и неравномерные перекосы тектонических блоков.

ВВЕДЕНИЕ

По мнению автора, при изучении геологического развития Кубы следует выделять четыре этапа, различающихся своей стратиграфией, тектоникой и геологической историей: 1) дотитонский, 2) от поздней юры (титон) до позднего мела (маастрихт) — начала палеоэоцена, 3) от палеоэоцена до позднего эоцена, 4) от конца позднего эоцена до настоящего времени.

В течение дотитонского этапа сосуществовали континентальная область от северной Кубы до Багамских островов, океаническая — в пределах собственно Кубы и, вероятно, континентальная, располагавшаяся где-то к югу от Кубы.

В течение следующего этапа на северной Кубе продолжала существовать континентальная область, а в пределах собственно Кубы развивались процессы, свойственные островным дугам (с краевым желобом и вулканической дугой). В конце этого этапа происходило сжатие системы дуга — желоб, которая была частично надвинута на северный континент, вероятно, в результате поддвига северного континента под вулканическую дугу.

В течение этапа от палеоэоцена до начала позднего эоцена завершалась консолидация различных частей кубинской территории, а развитие островодужного типа сохранялось лишь в пределах восточной Кубы. Этот этап завершался возобновлением сжатия, которое вызвало возникновение покровов, двигавшихся с юга на север, за исключением западной Кубы, где они, вероятно, двигались с севера на юг. По завершении этого этапа Куба стала частью континентального массива Багамских островов.

Таким образом, можно считать, что этап от конца позднего эоцена до голоцена на Кубе отвечает ее постгеосинклинальному развитию. Изучению этого этапа автор посвятил более 10 лет своих стратиграфических, палеогеографических и тектонических исследований, в предлагаемой статье излагаются основные выводы этих исследований.

* По рекомендации редколлегии автор заменил употреблявшийся им ранее термин «платформенный этап развития» термином «постгеосинклинальный этап».

В работе используется хроностратиграфическая шкала, принятая автором ранее (Iturralde-Vinent, 1972). Необходимо отметить, что границы между отдельными подразделениями этой шкалы (олигоцен — миоцен, миоцен — плиоцен, плиоцен — четвертичный период) не всегда совпадают с границами, принятыми другими авторами. В результате дальние корреляции рассматриваемых здесь процессов невозможны до разработки совпадающих временных шкал.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ И ХАРАКТЕР ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Существуют очень хорошие тектонические карты Кубы (Пушаровский и др., 1967, и др.), отражающие в основном структуру этой территории, возникшую в результате ее развития как островной дуги. Однако отсутствует карта, которая ясно отражала бы современную структурную картину, возникшую в результате процессов, действующих с начала позднего эоцена. На рис. 1 показано предварительное структурное разделение территории, которое должно быть уточнено в ходе дальнейших более детальных исследований. Используя карту изопахит верхнеэоценовых и более молодых осадков (рис. 2), в пределах Кубы можно выделить в зависимости от мощности сохранившихся осадков площади трех категорий.

1. Участки значительного опускания, где мощность более 1000 м.
2. Участки умеренного опускания — мощность от 200 до 1000 м.
3. Участки, где мощности осадков менее 200 м.

Эти участки ограничены разломами и флексурами, установленными различными методами, и обладают такими особенностями, которые позволяют классифицировать их как грабены, горсты и относительно стабильные блоки¹.

Грабены характеризуются почти непрерывными разрезами без существенных перерывов, большой мощностью сохранившихся осадков (1000—3000 м), присутствием батинально-пелагических фаций горных пород, сложной внутренней структурой, низкой энергией современного рельефа, частично погруженного под уровень моря, и некоторые из них — присутствием морских эпиконтинентальных четвертичных отложений. С этими блоками совпадают зоны значительных градиентов гравитационного поля в редукции Буге. Их границы — это хорошо известные тектонические ослабленные линии (Iturralde-Vinent, 1969, 2, 1972), которые в определенные периоды своего развития вели себя как разломы или флексуры.

Имеется четыре блока, которые можно классифицировать как грабены. Их предлагается назвать Сан-Кристобаль, Батабано, Хатибонико и Кауто — Нипе (см. рис. 1).

Горстовые блоки характеризуются значительными перерывами в разрезах, преобладанием молодых отложений, породами в основном неритовых фаций, небольшой мощностью сохранившихся осадков (менее 200 м), достаточно энергичным рельефом и большим количеством поднимающихся берегов, сложной структурой гравитационного поля. Таких блоков можно выделить шесть, их предлагается назвать Гуане, Вилья-Клара, Камагуэй, Сьерра-Маэстра, Моа — Баракоа и Пинос.

Кроме того, существуют участки с неполными разрезами и умеренными мощностями (200—1000 м), представляющие собой относительно стабильные блоки, на фоне которых развивались горсты и грабены. Выделяются пять блоков этого типа, которые предлагается назвать Гуанакаибес, Ла-Колома, Гавана — Матансас, Морон и Байате (см. рис. 1).

В целом современный облик территории Кубы представляет собой мозаику тектонических блоков различной высоты, очертания которых не

¹ По рекомендации редколлегии автор заменил употреблявшийся им ранее термин «промежуточные блоки» термином «относительно стабильные блоки».

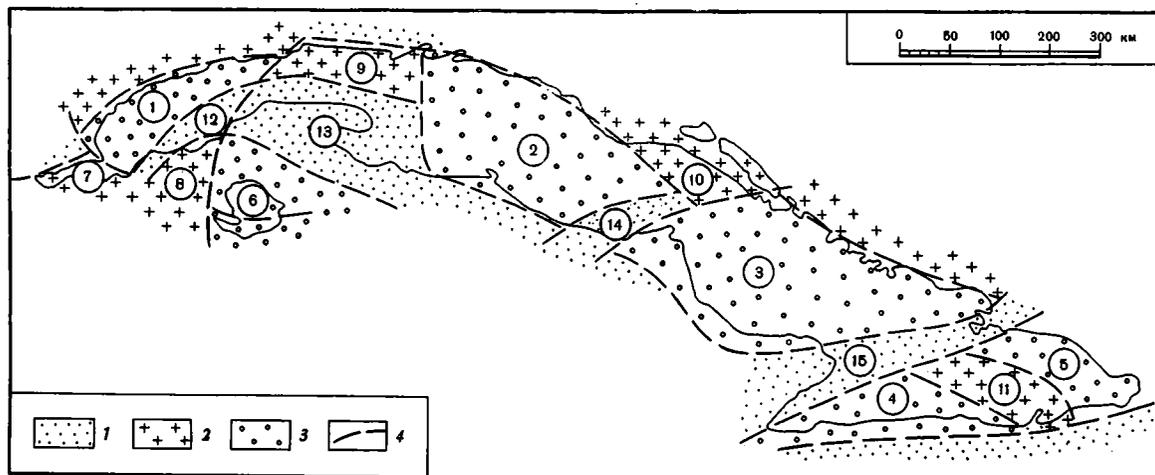


Рис. 1. Тектоническая схема постгеосинклинального этапа геологического развития Кубы.

1 — грабены, 2 — относительно стабильные блоки, 3 — горсты, 4 — разломы и флексуры. Наименования блоков (цифры на схеме): 1 — Гуане, 2 — Вилья-Клара, 3 — Камагуэй, 4 — Сьерра-Маэстра, 5 — Моа-Баракоа, 6 — Пинос, 7 — Гуанаакабibes, 8 — Ла-Колома, 9 — Гавана — Матансас, 10 — Морон, 11 — Баяте, 12 — Сан - Кристобаль, 13 — Батабано, 14 — Хатибонико, 15 — Кауто — Нипе

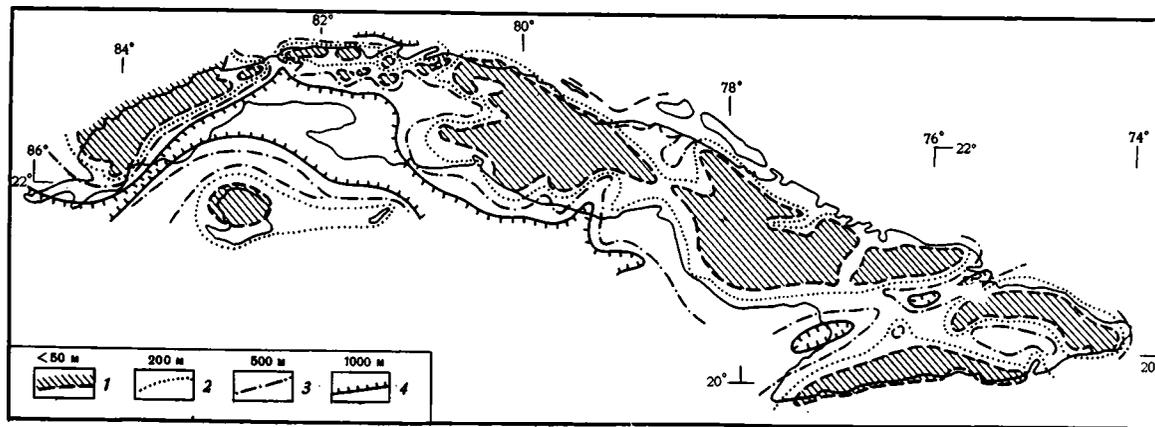


Рис. 2. Карта мощностей осадочного постгеосинклинального покрова Кубы

1 — мощность менее 50 м; изопахиты: 2 — 200 м, 3 — 500 м, 4 — 1000 м

имеют четкого выражения в гравиметрическом поле в редукции Буге, закартированном в масштабе 1 : 500 000 (Soloviev et al., 1964).

Основные характеристики постгеосинклинального развития Кубинской платформы можно резюмировать в следующих пунктах.

1. Разделение территории на блоки различной величины — площадью от тысяч до десятков квадратных километров. Эти блоки обладают ограниченной индивидуальностью в отношении своих движений. Границы между блоками соответствуют разломам и флексурам. Разломы в большинстве случаев представлены сбросами, реже — сдвигами (Бартлетт и Пинар). Большая часть их выражена в современном рельефе.

2. Движения блоков имеют колебательный характер и неравномерную амплитуду, вызывающую перекося блока. Колебания земной коры представлены синусоидой, которая может быть развернута в несколько (не меньше трех) простых волн. По характеру мощностей верхнеэоцено-четвертичных отложений блоки можно классифицировать как грабены, горсты и относительно стабильные блоки.

3. Фундамент представлен породами и структурами, сформированными до позднего эоцена. Чехол сложен верхнеэоценовыми и более молодыми породами. Эти осадки имеют молассовый характер, в основном они карбонатно-терригенные и формировались в морских (от мелководных до батиальных), переходных и эпиконтинентальных, субаквальных и субаэральных условиях.

4. Чехол характеризуется прерывистой и промежуточной складчатостью (Белюсов, 1962). Складки меньшего радиуса и с более крутым падением на крыльях связаны с зонами швов между блоками. Внутри блоков складки пологие, в общем конседиментационные, большого радиуса. Они очень хорошо проявляются на картах изонахит и палеогеографических картах. Хорошие примеры можно видеть в блоках Сан-Кристобаль, Кауто — Нипе и др. В горстовых блоках чехол часто залегаёт почти горизонтально или слегка покороблен. Районы наиболее интенсивной складчатости и развития разрывных дислокаций совпадают с грабенами и относительно стабильными блоками. Ориентировка складок сохраняется практически неизменной (Iturralde-Vinent, 1972).

5. Характеристики гравитационного поля в редукции Буге в общем не обусловлены новообразованной структурой. Отмечается связь между линейностью зон значительных градиентов и разломами, ограничивающими грабены. В некоторых зонах (Эскамбрай, Пинос, Камагуэй) движения земной коры дискордантны по отношению к структурам гравитационного поля. В других (блоки Ла-Колома, Вилья-Клара, Кауто — Нипе) движения имеют изостатический характер. Гравитационное поле больше связано со структурой и составом фундамента, чем с особенностями строения чехла.

6. Земная кора, характеризующая данный этап тектонического развития, относится к континентальному типу (Ipatenko et al., 1971). Континентализация земной коры на Кубе была результатом ее развития как островной дуги (Марков и др., 1967, Iturralde-Vinent, 1975).

7. Отсутствие эффузивного магматизма и весьма ограниченный интрузивный магматизм, проявившийся лишь в позднем эоцене (Lewis, Straczek, 1955; Laverov et al., 1967). Местами были проявлены гидротермальные процессы, связанные с разломами, разграничивающими блоки.

Упомянутые выше характеристики генетически связаны с полем напряжений, под воздействием которого шло структурное развитие. Автор считает, что колебательные движения, которые характеризуют проявление тектонических сил, могут быть связаны с существованием поля растяжения, воздействующего на земную кору. Такое общее поле объясняет существование своеобразной блоковой тектоники с одновременным образованием сильно погруженных блоков (грабенов), блоков, резко отступающих в погружении (горстов) и относительно стабильных блоков.

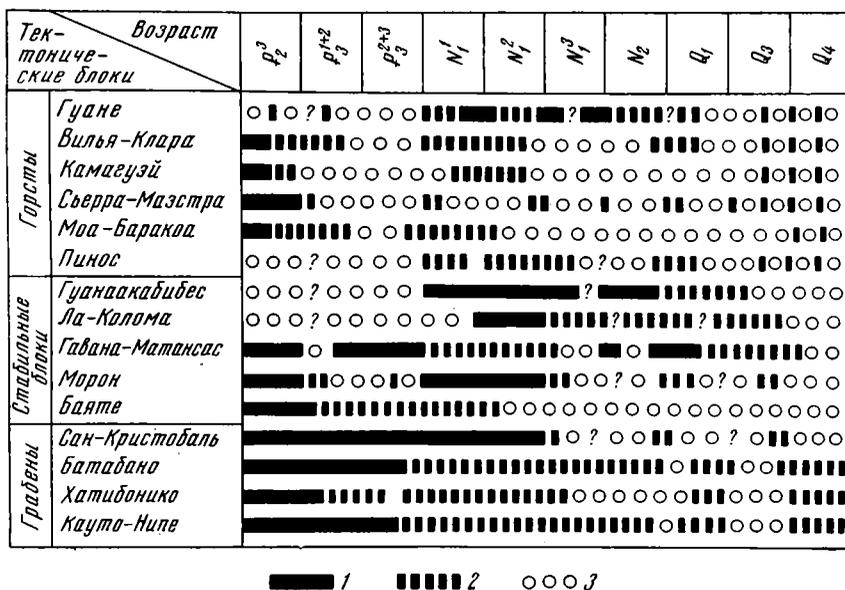


Рис. 3. Схема колебательных движений блоков первого порядка, 1 — стадия опускания, 2 — стадия опускания, отстающего от осадконакопления и сопровождающегося неритизацией фаций, 3 — стадия преобладания восходящих движений, ведущая к осушению блока

Если сравнить пространственное распределение горстов и грабенов Кубы (см. рис. 1) с другими похожими областями, то можно отметить сходство с Большим бассейном США (Stewart, 1971).

Кубинская территория образует крупную морфоструктурную единицу — в понимании И. Гусмана и З. де Черна (Guzman, Cserna, 1963), — в пределах которой земная кора разделена на блоки различных размеров, обладающих противоположными тенденциями развития.

Блоки первого порядка — это грабены, горсты и относительно стабильные блоки, изображенные на рис. 1. Блоками второго порядка можно, например, считать блоки Гавана, Мадруга, Эскамбрай, Пуриаль и др. Блоки низшего порядка — это те, которые были выделены Л. Орберой и М. Кабрерой (Orbera, Cabrega, 1975) и О. Кумперой (Kumpega, 1971). Площади соответствующих блоков варьируют между несколькими тысячами и десятками квадратных километров.

Анализируя структуру грабенов, можно отметить значительные перекосы этих блоков, обычно вдоль широтных осей, причем вращательные движения направлены на юг. Перекосы определяются различной интенсивностью и противоположными направлениями вертикальных смещений в различных частях блоков. Характер данных, собранных по этим блокам, позволяет выделить колебательные движения средней продолжительности и амплитуды (рис. 3). Колебания меньшей продолжительности выделить не удается.

Горсты и относительно стабильные блоки также характеризуются движениями, вызывающими их перекосы по широтным осям, но с различным направлением, — одни блоки наклонены на север, другие — на юг. Подобные перекосы удалось установить и в блоках низшего порядка. Вообще для рассматриваемых структур можно различить как минимум две наложенных одна на другую волны колебаний — одну средней продолжительности и амплитуды, другую — небольшой.

В общем смысле основной характер тектонических движений в течение этапа постгеосинклинального развития можно рассматривать как

колебательный. Упомянутые выше перекосы не являются основными формами проявления движений земной коры, так как они связаны с особенностями швов между отдельными блоками. Если эти швы представлены разломами, они облегчают индивидуальные перемещения блоков, если это флексуры, то блоки взаимодействуют между собой.

Особенно интересен тот факт, что движения, вызывающие перекосы блоков первого порядка, происходят вдоль широтных осей. Причина этого может быть связана с силами, вызывающими движения, или с анизотропией фундамента.

Если представить себе совокупность всех движений, происходящих одновременно в пределах блока первого порядка, то картина получается весьма сложной. Поэтому удобней попытаться расчленить спектр колебательных движений. Волны с меньшими периодами и амплитудой — это те, которые вызывают изменения в объеме терригенного материала, образующего прослой в разрезах. Они связаны с небольшими колебаниями источников питания осадочных бассейнов. Такие же колебания морского дна вызывают фациальные изменения, которые устанавливаются путем детального изучения разрезов. Существуют и другие волны, несколько большей амплитуды и продолжительности, которые вызывают непродолжительные трансгрессии и регрессии и литологические и текстурные изменения осадков. Во многих случаях их трудно отличить от эвстатических колебаний. В общем все эти волны имеют периоды порядка тысяч лет и амплитуды, не превышающие первые десятки метров.

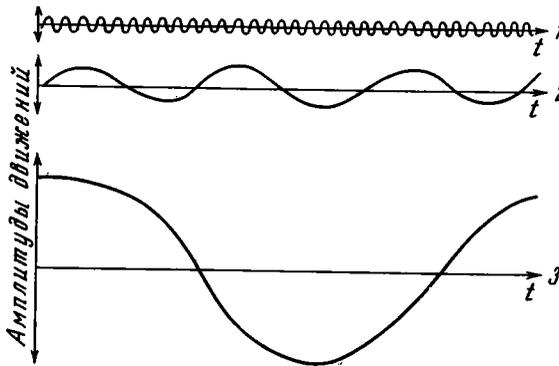


Рис. 4. Идеализированная схема спектра колебательных движений. Вертикальные перемещения блоков соответствуют колебательным движениям, представленным суммой трех кривых (объяснения в тексте)

Другие колебания, развивающиеся одновременно с предыдущими и относительно независимо от них, — это колебания средней продолжительности и амплитуды. Они распознаются по существенным фаціальным изменениям в разрезах грабенов и относительно стабильных блоков, по значительным изменениям объемов терригенного материала, поступающего в бассейны, и по мощности накопленных отложений. Эти колебания представлены на рис. 3, где можно видеть, что их периоды имеют порядок миллионов и десятков миллионов лет, а амплитуды оцениваются в сотни и тысячи метров.

Эта концепция в идеализированном виде представлена на рис. 4. Кривая 1 представляет собой короткопериодные колебания небольшой амплитуды. Синусоида 2 соответствует колебаниям средних периодов и амплитуд. Кривая 3 отражает вековую тенденцию движения блоков первого порядка. Грабены представлены крайней левой частью этой кривой, горстовые блоки соответствуют крайней правой части. Относительно

стабильные блоки могут совпадать с изменениями полярности в тенденции движений, представленной кривой Z , или с этапами изменения наклона этой кривой. Эти соображения позволяют теоретически обосновать существование долгопериодных волн большой амплитуды.

Таким образом, движения земной коры на Кубе имеют колебательный характер. Такие же движения были установлены в работах общего характера (Белоусов, 1962). На этом основании вполне возможно считать, что вековые тенденции, установленные к настоящему времени в движениях блоков первого порядка, являются частями единого колебательного цикла большой амплитуды и длительного периода, еще не законченного. Современный уровень изученности колебательных движений на Кубе не позволяет уточнить, являются ли синусоиды, изображенные на рис. 4, гармоничными, или их фазы смешаны стохастически. Этот недостаток свойствен применяемому методу анализа (палеофациальный и геоморфологический), который использует как точку отсчета средний уровень моря. Известно, что в ходе геологического времени средний уровень моря не остается постоянным, а испытывает периодические колебания. Эти колебания находятся в стохастических соотношениях с колебаниями земной коры и могут либо усиливать, либо ослаблять их влияние.

В приведенном выше анализе характера движений блоков разного порядка отсутствует общая оценка всей территории. Куба в целом, в сравнении с прилегающими морями, представляет собой крупный горстовый блок. С начала позднего эоцена этот блок испытывал различные колебания, — трансгрессию (общее опускание) в позднем эоцене, переходящую в общую регрессию (поднятие) в течение олигоцена, трансгрессию в раннем миоцене, регрессию в среднем и позднем миоцене, трансгрессию в плиоцен-четвертичное время и общую регрессию в плейстоцене — голоцене.

Эти колебания превосходно отражены в разрезах независимо от фациальных особенностей, определявшихся колебаниями индивидуальных блоков. Огромные накопления терригенного материала наблюдаются в трех подразделениях: верхнем эоцене, нижнем миоцене и плиоцен-четвертичных осадках. Эти колебания происходили одновременно с теми, которые были отмечены выше, в частности для блоков первого порядка, что создает дополнительные трудности в выделении различных колебаний земной коры на этой территории. Нельзя исключить и возможность того, что колебания средней продолжительности и амплитуды, выделенные в блоках, по отдельности, представляют собой только отражение этих общих колебаний всей кубинской территории. Однако в настоящее время целесообразно рассматривать их независимо.

Все сказанное выше демонстрирует единство развития тектонических движений земной коры на Кубе в течение постгеосинклиналиного развития. Различные блоки со своими особенностями развития представляют собой лишь стадии одного и того же процесса, формы одного и того же типа развития земной коры. Выглядящие противоположными тенденции в полярности движений теряют свою индивидуальность и становятся составными частями одного и того же комплекса.

Для этого процесса характерно, что поднятия (часто относительные) и опускания блоков происходят одновременно. В этих обстоятельствах блоки с различными тенденциями движений представляют собой внешне проявление единого процесса.

В заключение этого раздела можно утверждать, что современное геологическое развитие Кубы не представляет собой какой-то исключительной стадии. Фактически явления, развивающиеся в настоящее время, — это часть процесса, начавшегося в позднем эоцене, завершение которого невозможно предвидеть.

НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

В результате исследований, представленных в настоящей работе, можно прийти к некоторым выводам относительно геоморфологии и геологии Кубы. Автор не претендует на то, чтобы считать эти выводы вполне оригинальными, так как в своей сути они уже выдвигались другими исследователями (например, Kartashov, Mayo, 1972, 1974). Дело в том, что эти выводы естественно вытекают из приведенных выше концепций.

1. Развитие земной коры на Кубе, характеризующееся колебательными движениями и перекосами блоков, заставляет быть особенно осторожным при установлении корреляции между эрозионными поверхностями. Такие корреляции достоверны только в пределах каждого блока и в крайнем случае в пределах блоков с одинаковыми тенденциями развития. Даже с такими предосторожностями достоверность корреляции по высоте нельзя переоценивать, так как в пределах блоков первого порядка существуют субблоки низших порядков с различными тенденциями движений. В любом случае корреляции поверхности пенепленизации, речных и морских террас, уровней пещерообразования, вершинных поверхностей и т. п. по высоте будут чистой спекуляцией, если не принимать во внимание приведенных рекомендаций.

2. Датировку геоморфологических поверхностей любого типа нельзя производить, руководствуясь простейшим критерием: «чем больше высота, тем древнее». Различия в направленности движений земной коры, так же как и колебательный характер перемещений блоков и их перекосы, вместе с частыми колебаниями уровня моря делают этот критерий практически непригодным. Вполне возможно встретить молодые морские террасы на большей высоте, чем древние, или древние поверхности выравнивания на более низких уровнях, чем молодые. Для определения их возраста следует принимать во внимание одновременно и влияние колебаний земной коры и влияние эвстатики и различать их. Для выделения тех или иных колебаний необходимы специальные исследования и в местном и в региональном масштабе.

3. Применяя на Кубе метод повторных геодезических нивелировок для определения знака и интенсивности современных вертикальных тектонических движений, следует иметь в виду: а) что знак движений, полученный в результате двух замеров, будет существенно зависеть от времени, прошедшего между этими замерами, б) что вполне возможно получить противоположные знаки при проведении трех или четырех замеров, в) что по мере увеличения времени между замерами результаты приближаются к действительным значениям, г) что в пределах одного и того же блока первого порядка замеры, произведенные в короткие сроки, могут показать противоположные знаки движений, д) что знаки движений, определенные замерами через короткие сроки, не обязательно должны совпадать с исторической тенденцией движений, определенной геоморфологическими и палеогеографическими методами, е) что, определяя интенсивность движений, следует принимать во внимание существование перекосов блоков, которые будут изменять результаты, ж) что, планируя сеть наблюдений, необходимо учитывать блоковую структуру и исторические тенденции движений блоков.

Литература

- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е, М., Госгеолтехиздат, 1962.
Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры.— Геотектоника, 1967, № 1.
Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы, масштаб 1 : 1 250 000.— В сб.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., «Наука», 1967.
Furrazola-Bermudez G., Judoley C. M., Mijailovskaya M. S., Miroliubov Y. S., Novojatsky I. P., Nuñez Jimenez A., Solsona J. Geologia de Cuba. Habana, 1964.

- Guzman E., de Cserna Z.* Tectonic history of Mexico.— Amer. Assoc., Petrol. Geologist, Mem., 1963, v. 2, p. 113—129.
- Ipatenko S., Kopnin M., Shijov S.* Empleo de la exploracion gravimetrica para estudiar la estructura de la corteza terrestre de la Isla de Cuba y los territorios adyacentes.— Rev. Tecnologica, 1971, v. 9, No. 2.
- Iturralde-Vinent M.* Principal characteristics of Cuban Neogene stratigraphy.— Amer. Assoc. Petrol. Geologist, Bull., 1969, v. 53, No. 9.
- Iturralde-Vinent M.* El Neogeno en la provincia de Matanzas, Cuba.— Inst. Nac. Rec. Hidr., Publ. especial 7, 1969.
- Iturralde-Vinent M.* Principal characteristics of Oligocene and lower Miocene stratigraphy of Cuba.— Amer. Assoc. Petrol. Geologist Bull., 1972, v. 56, No. 12.
- Iturralde-Vinent M.* Problemas en la aplicacion de dos hipotesis tectonicas modernas a Cuba y la region Caribe.— Rev. Tecnologica, 1975, v. 13, No. 1.
- Kartashov I. P., Mayo N. A.* Algunas particularidades de las estructuras de los depositos del Cuaternario continental de Cuba central y occidental.— Acad. Cs. Cuba, Serie geol., 1972, No. 10.
- Kartashov I. P., Mayo N. A.* Principales rasgos del desarrollo geologico de Cuba oriental en el Cenozoico tardio.— En: Contribucion a la geologia de Cuba. Acad. Cs. Cuba, Publ. especial 2, 1974.
- Kumpera O.* The fault systems in the block of Oriente, Cuba.— Sb. ved. praci Vys. skoly banke v Osrave, Czechoslovakia, 1971, Roc. 17.
- Laverov N., Cabrera R., Calvache A.* Breve informe sobre la metalogenia de los yacimientos hidrotermales de cobre en Cuba.— Acad. Cs. Cuba, Rec. Geologia, 1967, v. 1, No. 1.
- Lewis G., Straczek J.* Geology of south-central Oriente, Cuba.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1955, No. 975 D.
- Obrera L., Cabrera M.* Investigaciones morfometricas en la zona de Cabañas — Bahia Honda.— La mineria en Cuba, 1975, No. 1.
- Soloviev O. N., Skidan S. A., Skidan J. K., Pankratov A. P., Judoley C. M.* Comentarios sobre el mapa gravimetrico de la Isla de Cuba.— Rev. Tecnologica, 1964, v. 2, No. 2.
- Stewart J. H.* Basin and range structure: a system of horsts and grabens produced by deep-seated extension.— Geol. Soc. America, Bull., 1971, v. 82, p. 1019—1044.

Институт геологии и палеонтологии
АН Кубы

Статья поступила
6 октября 1978 г.

УДК 551.242.03(477.9)

Ю. Г. МОРГУНОВ, А. В. КАЛИНИН, В. В. КАЛИНИН,
П. Н. КУПРИН, А. Ф. ЛИМОНОВ, Б. Л. ПИВОВАРОВ,
Ф. А. ЩЕРБАКОВ

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТониКИ ЮЖНОГО КРЫЛА КРЫМСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (Черное море)

Методом непрерывного сейсмоакустического профилирования исследованы континентальная окраина Горного Крыма. Более точно выявлены границы южного крыла Крымского мегантиклинория, в котором установлены южные границы Южнобережного и Туакского антиклинориев, а также южная граница Судакского синклинория. В пределах южного крыла Крымского мегантиклинория впервые обнаружены две крупные структурные единицы — Южно-Крымский синклинорий и Крымско-Черноморский антиклинорий. Для южного крыла Крымского антиклинория составлена тектоническая схема и изогипсами показана структурно-эрозивная поверхность пород таврической серии.

Еще П. С. Паллас в конце XVIII в. считал, что современные Крымские горы представляют собой лишь северную часть складчатой области, южная половина которой опущена под воды Черного моря. Это предположение поддерживалось и поддерживается всеми исследователями Крыма (Архипов и др., 1970; Геология СССР, 1969; Шлезингер, 1972). Правда, недавно появилась работа (Расцветаев, 1977), ставящая под сомнение существование южного крыла Крымского мегантиклинория. Начиная с 1957 г., на акватории Черного моря проводятся систематические геологические и геофизические исследования, позволившие по-новому подойти к вопросу о строении и истории развития Черноморской впадины и ее континентальной окраины. Результаты почти всех этих работ опубликованы в коллективной монографии (Земная кора и история развития Черноморской впадины, 1975). Следует особо подчеркнуть работы М. В. Муратова, который наиболее точно показал южную границу мегантиклинория под водами Черного моря (Архипов и др., 1970; Геология СССР, 1969).

Все же несмотря на большой комплекс геофизических исследований (ГСЗ, МОВ, гравиметрия, магнитометрия), внутреннюю структуру южного крыла мегантиклинория более подробно удастся расшифровать с помощью непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП). НСП значительно уточняет данные, полученные вышеуказанными методами. В течение летних периодов 1971—1976 гг. лаборатория сейсмоакустики и лаборатория морской геологии Геологического факультета МГУ проводили непрерывное сейсмоакустическое профилирование в акватории, прилегающей к Горному Крыму от Севастополя до восточной оконечности Керченского полуострова. Общая протяженность профилей составляет более 10 000 км. Геологические результаты НСП излагаются ниже.

Современная структура южного крыла мегантиклинория представляет собой ряд блоков, разделенных зонами крупных разломов. Нами выделено пять блоков, которые различаются геологическим строением

и различной глубиной залегания разновозрастных пород. Из наиболее глубоких горизонтов, определенных с помощью НСП, самым четким является поверхность пород таврической серии. Этот отражающий горизонт хорошо прослеживается как на континентальном склоне, так и на шельфе (см. фото на рис. 3) вплоть до берега, где породы таврической серии выходят на дневную поверхность. Вышеуказанный отражающий горизонт является одновременно акустическим фундаментом. Породы, залегающие под ним, характеризуются на сейсмограммах отсутствием протяженных отражающих горизонтов, а на шельфе дают до 6—8-кратных отражений. Очень редко короткие отражающие площадки внутри этого комплекса пород наклонены под разными углами, что свидетельствует о его сильной дислоцированности.

Выше было указано, что южное крыло мегантиклинория в современной структуре состоит из нескольких блоков (рис. 1, 2). Западный блок расположен к западу от меридиана г. Алупки, где бровка шельфа совпадает с изобатой 200 м. В целом блок сложен породами таврической серии, поверхность которых от берега постепенно погружается к югу: на шельфе она залегает на глубине 200 м от дна, на континентальном склоне погружается до 2000 м, а в зоне сочленения склона с глубоководной Черноморской впадиной (за пределами изобаты 2000 м) обнаружена на глубине 3 и 4 км. Наиболее широкая полоса распространения пород таврической серии находится на меридиане мыса Форос, где она достигает 50—52 км. Этот блок по существу и является Югобережным антиклинорием, часть северного крыла которого обнажается на берегу между г. Алупкой и мысом Айя. У подножия континентального склона (южнее изобаты 1000 м) вырисовывается несколько мелких антиклинальных складок в породах таврической серии, которые по размерам сопоставляются с такими складками на берегу, как Ласпинская, Форосская и Кастропольская (Геология СССР, 1969). Южнее изобаты 2000 м породы таврической серии обрываются весьма крупным разломом, отделяющим континентальную окраину от глубоководной Черноморской впадины (см. рис. 1). Вышеуказанная зона распространения пород таврической серии полностью совпадает с зоной развития нижнего структурного яруса (верхний триас — лейас), указанной в работе И. В. Архипова и его соавторов (1970).

В западной части блока, хотя и слабо, но все же прослеживается продолжение Юго-Западного синклинория, сложенного породами средней и верхней юры. На акватории значительная часть этого синклинория перекрыта отложениями мела (Шимкус, Шуменко, 1977; Шербаков и др., 1977). Изучение сейсмоакустических лент этого района показало, что местами на породах таврической серии, а местами на юрских несогласно залегает толща мощностью до 200—300 м, перекрытая сверху недислоцированными отложениями неоген-четвертичного возраста. Эту толщу мы, с определенной степенью условности, датируем как меловую (см. рис. 1). С запада на юг блок ограничен крупным разломом, который отделяет континентальную окраину от глубоководной Черноморской впадины. На западе разлом имеет северо-западное простирание, а на юге — субширотное. С севера блок тоже ограничен разломом, служащим границей между Скифской платформой и Горным Крымом. Оба вышеуказанных разлома, вероятно, сочленяются у древнего глубинного субмеридионального Николаевского разлома и служат западным ограничением структур Горного Крыма. К западу от блока обнаружено поле распространения пород олигоцена — нижнего миоцена (майкопской серии), в которых местами наблюдаются диапировые складки (Letouzey et al., 1976).

К востоку от описанного блока располагается блок, занимавший центральную часть южного крыла мегантиклинория между меридианами г. Алупка и с. Морское. Этот блок имеет наиболее сложное геоло-

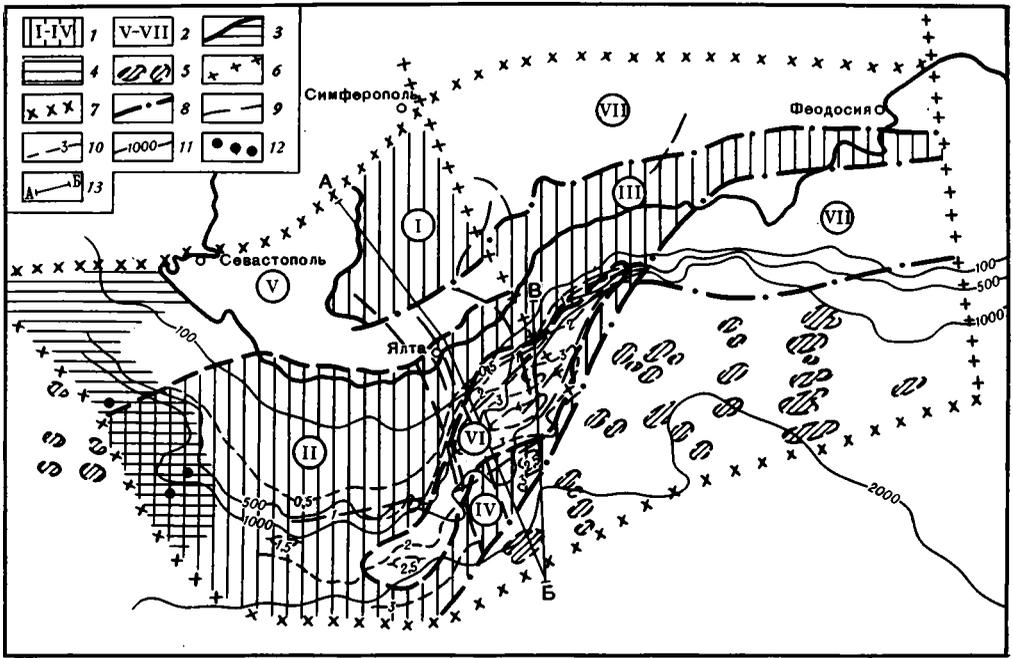


Рис. 1. Тектоническая схема мегантиклинория Горного Крыма (составили Ю. Г. Моргунов, А. Ф. Лимонов, 1977 г.)

1 — антиклинории (I — Качинский; II — Южнобережный; III — Туакий; IV — Крымско-Черноморский); 2 — синклинории (V — Юго-Западный; VI — Южно-Крымский; VII — Восточно-Крымский; VIII — Судакский); 3 — границы тектонических структур; 4 — зона распространения меловых отложений в море; 5 — зона распространения диапировых складок майкопской серии; 6 — глубинные разломы дорифейского возраста, активно проявившиеся в мезозое — кайнозое; 7 — глубинные разломы рифейского возраста, активно проявившиеся в мезозое — кайнозое (современная граница Крымского мегантиклинория); 8 — крупные разломы раннемезозойского возраста, активно проявившиеся в кайнозое; 9 — прочие разрывные нарушения; 10 — изогипсы пород таврической серии (T_3-I_1); 11 — изобаты; 12 — места отбора проб нижнемеловых отложений; 13 — линии геолого-геофизических разрезов (см. рис. 2)

гическое строение: на сейсмоакустических профилях повсеместно четко выделяются три отражающих горизонта, которые разделяют между собой четыре комплекса пород, каждый из которых обладает особым характером сейсмической записи (рис. 3). Самый нижний отражающий горизонт приурочен к поверхности таврической серии и был описан выше. Стратификация перекрывающих второго и третьего комплексов затруднительна, и пока не будет пробурена скважина, условна. Тем не менее определенные предположения, основанные на сопоставлении с геологическим строением суши, можно высказать сейчас.

Второй комплекс залегает на подстилающих породах с угловым несогласием (см. рис. 2, профили АБ и ВБ). По характеру сейсмической записи нижняя часть разреза напоминает строение таврической серии: здесь также нет протяженных отражающих горизонтов, что свидетельствует, очевидно, о дислоцированности пород. Складки в породах второго комплекса в целом повторяют складки пород таврической серии, сглаживаясь к верхней части разреза. И только в верхней половине толщи появляются несколько протяженных отражающих площадок, связанных, вероятно, с литологическими изменениями пород (см. рис. 3). На основании сопоставления с геологическим строением суши можно предположить, что второй комплекс пород соответствует средней юре. Самая нижняя часть комплекса (как и на суше) выполняет сложные неровности поверхности таврической серии, что указыва-

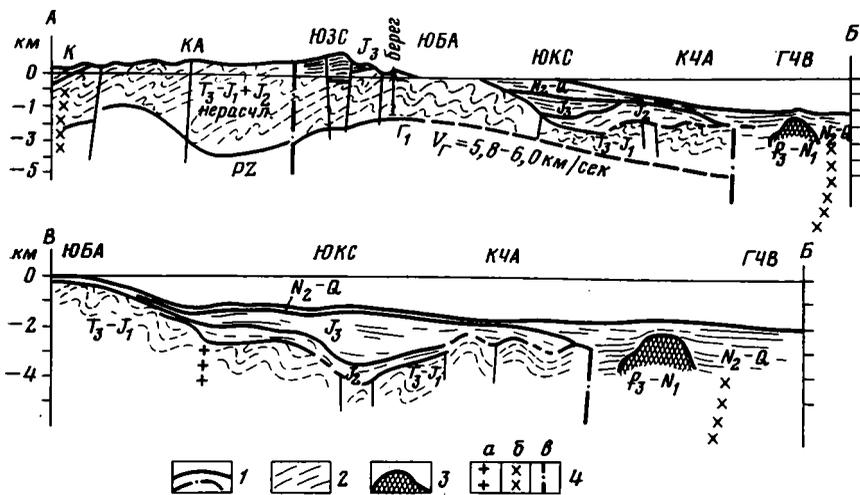


Рис. 2. Геолого-геофизические разрезы

1 — границы стратиграфических подразделений (уверенные и предполагаемые); 2 — границы (отражающие площадки) внутри стратиграфических подразделений (уверенные и предполагаемые); 3 — отложения майкопской серии и диапировые структуры в них; 4 — разрывные нарушения, активно проявившиеся в мезозое — кайнозое (а — до-рифейского возраста, б — рифейского возраста, в — мезозойского возраста). Буквенные обозначения: ЮЗС — Юго-Западный синклиниорий; КА — Качинский антиклинорий; ЮБА — Южнобережный антиклинорий; ЮКС — Южно-Крымский синклиниорий; КЧА — Крымско-Черноморский антиклинорий; ГЧВ — глубоководная Черноморская впадина, Г₁ — гранитный слой

ет на поднятия и складчатость в Горном Крыму после отложения пород таврической серии. Отложения второго комплекса распространены в пределах континентального склона, на шельфе они не обнаружены.

Самая нижняя часть разреза второго комплекса, вероятно, может быть аналогом вулканогенно-осадочной толщи средней юры, известной в Южнобережном и Туакском антиклинориях. А верхняя часть разреза, где ясно выделяются протяженные отражающие площадки, вероятно, представлена песчано-глинистыми породами батского яруса.

Третий комплекс пород распространен более широко и в отличие от второго частично заходит в пределы современного шельфа, где быстро уменьшается в мощности и выклинивается. На сейсмоакустических профилях породы третьего комплекса имеют довольно характерную запись: четкие отражающие горизонты, соответствующие подошве и кровле, частые, субпараллельные, хорошо прослеживающиеся оси синфазности внутри комплекса, особенно в верхней части разреза, и слабая нарушенность отражающих горизонтов (см. рис. 3). По аналогии с геологическим строением суши можно предположить, что породы третьего комплекса соответствуют верхней юре. Они залегают на подстилающих образованиях первого и второго комплексов с угловым и стратиграфическим несогласием, выполняя неровности подстилающего рельефа и значительно выполаживаются к верхам разреза (см. рис. 2, профили АБ и ВБ и фото). В целом породы третьего комплекса заполняют крупную впадину, образованную подстилающими комплексами.

Еще выше залегают породы четвертого комплекса, имеющие наиболее широкое распространение. Они встречаются во всем исследуемом регионе и по возрасту относятся к самым молодым образованиям — верхнеэоценовым — четвертичным. Породы этого комплекса перекрывают на шельфе образования таврической серии, на континентальном склоне — породы средней и верхней юры, а еще южнее и восточнее — глинистые отложения майкопской серии.

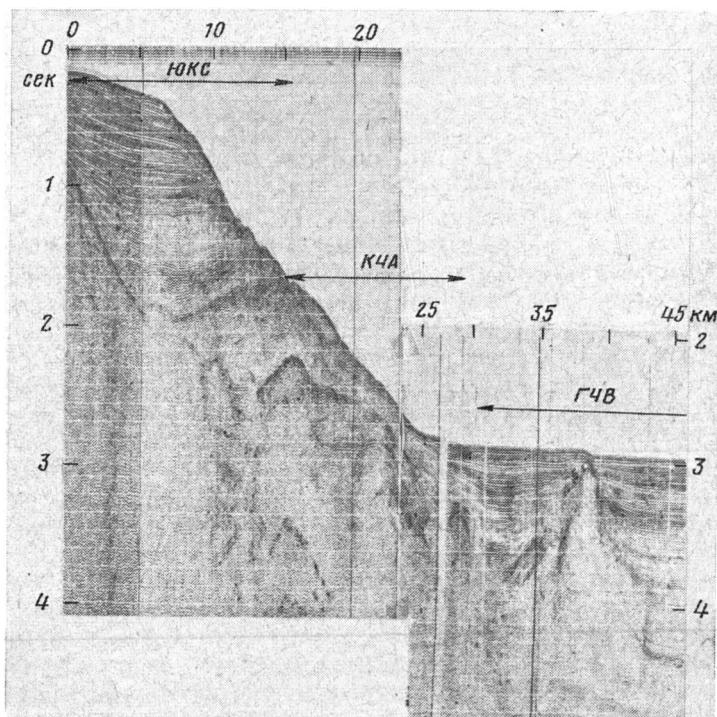
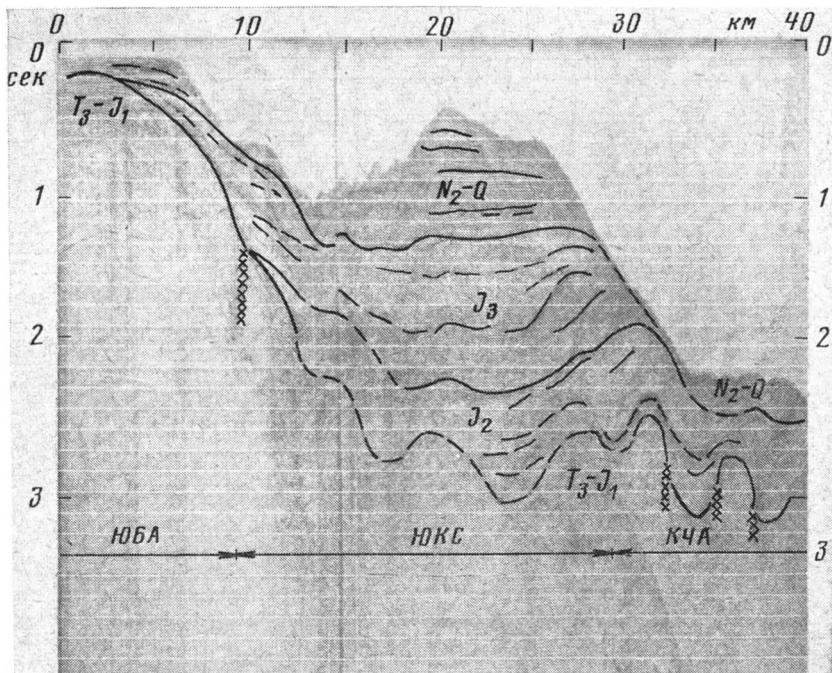


Рис. 3. Фото. Фрагменты сейсмоакустической записи и геологическая интерпретация (буквенные обозначения см. в условных обозначениях к рис. 2)

Принимая подобную стратификацию вышеперечисленных комплексов и используя известные на суше скорости упругих волн в этих породах (Гайнанов и др., 1969; Геофизические исследования... 1969; Хмелевской, Кузьмина, 1967), можно рассчитать глубину залегания каждого комплекса и его мощность (за исключением мощности таврической серии). Для надтаврических комплексов пород нами приняты следующие скорости: для неоген-четвертичных 2 км/сек , для верхнеюрских $4,5 \text{ км/сек}$ и для среднеюрских $3,0 \text{ км/сек}$. Исходя из этих скоростей, А. Ф. Лимоновым были построены карты мощностей средней и верхней юры, а также карта структурно-эрозионной поверхности таврической серии. На прилагаемой тектонической схеме (см. рис. 1) приводятся только стратоизогипсы структурно-эрозионной поверхности пород таврической серии.

Анализ расположения стратоизогипс показал, что поверхность пород таврической серии изобилует рядом поднятий и впадин. Особенно сложна эта поверхность между изобатами 1000 и 2000 м, т. е. в пределах современного континентального склона и его подножия. В западном блоке поведение изогипс более простое: на значительном расстоянии от берега идет спокойное погружение пород таврической серии и только в южной части блока наблюдаются отдельные складки (антиклинали и синклинали). В центральном блоке (к востоку от г. Алупка) погружение этой поверхности доходит до глубин 4500 м, а затем вновь поднимается до 2500 м. Таким образом, зеркало складчатости по поверхности пород таврической серии образует здесь типичную синклинорную структуру, осложненную рядом складок более высокого порядка. Синклинорий выполнен породами второго (среднеюрского) и третьего (верхнеюрского) комплексов, по границам которых синклинорная структура еще более четко выражена (см. рис. 2, профили АБ, ВВ, рис. 3). Размеры синклинория, который мы предлагаем назвать Южно-Крымским, сопоставимы с подобными структурами на суше: его длина достигает 90—95 км, а наибольшая ширина 25 км.

К югу от Южно-Крымского синклинория повсеместно на сейсмоакустических профилях отмечается воздымание поверхности пород таврической серии. Перепад высот от самой глубокой точки поверхности в синклинории до самой высокой к югу от него достигает 2000 м. Это значит, что синклинорий к югу переходит в новый антиклинорий. К сожалению, в современной структуре можно проследить только северо-западное крыло антиклинория, которое также осложнено рядом структур и разломов более высокого порядка. Юго-восточное крыло антиклинория оборвано очень крупным разломом северо-восточного простирания, погружено на значительную глубину и недоступно для изучения сейсмоакустическим методом (см. рис. 1 и 2). Имеются ли на этом крыле юрские отложения — остается неизвестным. Здесь по разлому к породам таврической серии прилегают глины майкопа; и те и другие перекрываются неоген-четвертичными отложениями большой мощности (до 1—1,5 км). Этот антиклинорий мы предлагаем назвать Крымско-Черноморским.

Следует отметить еще один любопытный факт. На суше методом ДЭЗ (Хмелевской, Кузьмина, 1967) по профилю через Качинский антиклинорий — Ялта была определена глубина залегания поверхности палеозойских отложений, подстилающих породы таврической серии. Это наиболее глубокий геофизический разрез, пересекающий вкрест простирания Горный Крым. К этому разрезу мы построили геолого-сейсмоакустический разрез по континентальной окраине Черного моря. Построенная часть разреза была дополнена положением поверхности гранитного слоя «Г₁» в море, взятой с профиля ГСЗ № 11 (см. рис. 2, профиль АБ). Этот слой имеет граничную скорость 5,8—6,0 км/сек. Как видно из прилагаемого профиля, получилось полное совпадение

поверхности палеозойских пород на суше с поверхностью гранитного слоя «Г₁» в море. Ю. П. Непрочнов и его соавторы (Земная кора..., 1975), выделившие гранитные слои в Черном море, особенно подчеркивали, что поверхность гранитного слоя должна отвечать палеозойским и раннемезозойским отложениям. Наши построения полностью подтверждают эту мысль и вместе с тем уточняют ее: из гранитного слоя, во всяком случае в Горном Крыму, должна быть исключена таврическая серия, а поверхность гранитного слоя «Г₁» должна отвечать только поверхности палеозойских отложений, тем более, что, по данным А. В. Чекунова (1972), все палеозойские образования на побережье Черного моря имеют очень близкие пластовые скорости (5,2—5,8 км/сек).

Восточнее центрального блока по разлому причленяется Судакский блок, сложенный на берегу средне- и верхнеюрскими породами. Как известно (Геология СССР, 1969), на суше располагается только небольшая часть северного крыла Судацкого синклинория, а остальная его часть скрыта водами Черного моря. К сожалению, на шельфе и континентальном склоне внутренняя структура синклинория, по сейсмоакустическим данным, не поддается расшифровке, что связано, вероятно, с однородной мощной флишевой толщей, слагающей синклинорий. Примерно в 20—25 км к югу от берега флишевая толща обрывается по довольно крупному разлому, который в современной структуре служит южной границей Судацкого синклинория. К юрским образованиям по этому разлому с юга причленяются породы майкопской серии. Те и другие несогласно перекрыты неоген-четвертичными отложениями. К югу от Судацкого блока расположен довольно крупный блок земной коры, верхняя часть которого сложена отложениями майкопской серии и несогласно перекрывающимися неоген-четвертичными отложениями. Майкопские глины образуют здесь несколько рядов диапировых (криптодиапировых) складок, интенсивно проявляющих себя на современном этапе развития. Это доказывается протыканием в нескольких местах диапирами современных осадков и выходов их на поверхность дна. Более подробно диапировые складки этого блока уже были описаны ранее (Калинин и др., 1976; Letouzey et al., 1976). Южной границей блока является весьма крупный разлом, вероятно, глубинный, отделяющий современную глубоководную Черноморскую впадину от ее континентальной окраины. Разлом проходит по подножию континентального склона между изобатами 1500 и 2000 м, а местами и южнее последней. Таким образом, этот разлом и является в современной структуре южной границей Крымского мегантиклинория, как указывалось ранее (Архипов и др., 1970; Геология СССР, 1969, и др.).

Восточное замыкание Судацкого синклинория проследить не удастся. В современной структуре оно оборвано крупным субмеридиональным Корсакско-Феодосийским разломом (Чекунов, 1972) и погружено на значительную глубину. К востоку от этого разлома в пределах Феодосийско-Керченского блока методом НСП выявлены преимущественно среднемиоценовые — четвертичные отложения, перекрывающие поверхность майкопской серии. В шельфовой зоне майкопские отложения поднимаются близко к поверхности дна и в некоторых местах в них удается выделить складки. В остальных случаях весь шельф и континентальный склон покрыт более молодыми отложениями, мощность которых на шельфе не превышает нескольких десятков метров и увеличивается в сторону впадины, где превышает 1500—2000 м.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. В результате геологической интерпретации материалов НСП более точно установлены современные границы южного крыла Крымского мегантиклинория на акватории Черного моря. Южное крыло имеет шовное (разрывное) сочленение со структурами глубоководной впадины Черного моря.

2. В современной структуре южное крыло мегантиклинория имеет блоковое строение. Выделено пять блоков. В разных блоках, разделенных разрывами, разновозрастные породы залегают на различные гипсометрических уровнях.

3. Довольно точно установлены южные крылья таких антиклинориев, как Южнобережный и Туакский. Оба антиклинория на континентальном склоне сочленяются с Южно-Крымским синклинорием, который в свою очередь к югу переходит в Крымско-Черноморский антиклинорий. Две последние тектонические структуры обнаружены впервые. В них методом сравнительного анализа, т. е. сопоставлением с геологией суши, дана стратификация четырех осадочных комплексов пород, слагающих эти структуры. Впервые составлена карта структурно-эрозионной поверхности пород таврической серии.

4. В западной части Крымского мегантиклинория на континентальном склоне впервые обнаружены нижнемеловые (альбские) отложения. Зона распространения меловых пород оконтурена по данным НСП.

5. В восточной половине Крымского мегантиклинория на континентальном склоне установлена южная граница Судакского синклинория. Последняя имеет разломный характер.

6. К югу от Судакского синклинория выявлена зона распространения пород майкопской серии, характерной чертой которых являются многочисленные диапировые складки.

7. Основные разрывные нарушения, обнаруженные сейсмоакустикой в пределах южного крыла Крымского мегантиклинория и являющиеся границами тектонических структур, совпадают с глубинными разломами, определенными методами ГСЗ.

8. Сопоставление поверхности палеозойских пород, установленной методом ДЭЗ в Горном Крыму (на суше), и поверхности верхнего гранитного слоя («Г₁»), обнаруженного на акватории Черного моря методом ГСЗ, показало их хорошую сходимости; это дает возможность сделать предположение, что верхний гранитный слой («Г₁») представлен палеозойскими породами.

Литература

- Архипов И. В., Гайнанов А. Г., Гончаров и др. Глубинное строение черноморской впадины к югу от берега Крыма по данным геологических и геофизических исследований.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, вып. 2.
- Гайнанов А. Г., Добровольская Т. И., Ляховицкий Ф. М. и др. Физические свойства некоторых пород Горного Крыма.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1969, № 2.
- Геология СССР, т. VIII, ч. I. М., «Недра», 1969.
- Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., «Наука», 1975.
- Калинин В. В., Моргунов Ю. Ф., Гайнанов В. Г. и др. Диапировые складки в Черном море к югу от Горного Крыма.— Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5.
- Расцветаев Л. М. Горный Крым и Северное Причерноморье.— В сб.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М., «Наука», 1977.
- Хмелевской В. К., Кузьмина Э. Н. О глубине залегания палеозойского фундамента в Горном Крыму по геофизическим данным.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 1.
- Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1972.
- Шимкус К. М., Шуменко С. И. Первые находки пород мелового возраста на материковом склоне Черного моря.— Океанология, 1977, т. XVII, вып. 5.
- Шлезингер А. Е. Положение Горного Крыма в общей структуре юга СССР.— В сб.: Методы и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1972.
- Щербаков Ф. А. и др. Верхнеальбские отложения западной части континентального склона Горного Крыма.— Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 3.
- Letouzey J., Khristchev K., Gonnard R., Montadert L., Dorkel A. Black Sea: Geological Setting and Recent Deposits Distribution from seismic Reflection Data. Institut Français du pétrole. 1976, Octobre.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
12 мая 1978 г.

УДК 551.242.3 (571.661)

А. Д. ЧЕХОВ

**О ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОЛИСТОСТРОМОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
БАССЕЙНА р. КОЙВЭРЭЛАН (Корякское нагорье)**

Показано, что в бассейне среднего течения р. Койвэрэлан развита верхнемеловая флишевая толща, состоящая из нижней — тонкообломочной, и верхней — грубообломочной частей. К границе между этими горизонтами приурочена пестрая пачка пород олистостромового генезиса. В ней в терригенном и кремнисто-терригенном цементе с фауной и флорой позднего мела расположены обломки, блоки, глыбы и крупные пластины кремней, яшм и известняков с фауной валанжина.

Около 20 лет назад сотрудником НИИГА О. П. Дундо на правом берегу среднего течения р. Койвэрэлан (ниже устья ручья Кангыкаирхынпильхын) практически в пределах одной высоты был составлен многокилометровый разрез верхнеюрских — меловых отложений, выделен и тщательно описан стратотип так называемой койвэрэланской свиты, охарактеризованной бухиями валанжинского возраста и имеющей специфический кремнисто-терригенный состав (Дундо, Жамойда, 1963; Егизаров и др., 1965). Однако последующими многолетними съемочными работами геологов Анадырской экспедиции (В. А. Грецкий, А. А. Мануйлов и др.) стратиграфическая схема района, разработанная О. П. Дундо, не находила своего подтверждения, а выделенные им свиты, в частности койвэрэланскую, не удавалось закартировать.

Проведенные нами в 1976 г. единичные маршруты в районе стратотипического разреза койвэрэланской свиты показали, что кремнистые и терригенные разности пород, слагающие внешне казальсь бы единый разрез, содержат существенно различные и разновозрастные комплексы фауны и флоры и по существу слагают толщу, характеризующуюся всеми признаками образований, известных под названием «дикого флиша» или «олистострома».

Дополнительные исследования, проведенные в полевом сезоне 1977 г. в районе стратотипа койвэрэланской свиты на горе, названной нами Семиглавой, позволили детализировать и уточнить возраст и строение олистостромовых отложений. Как выяснилось, в строении изученного района (рис. 1) участвуют три существенно разнородные пачки пород, сменяющие друг друга снизу вверх в следующей стратиграфической последовательности: 1) преимущественно алевролитовая; 2) пестрая — кремнисто-известняково-песчаниковая; 3) существенно песчаниковая.

Наиболее древние слои изученного разреза, выделявшиеся О. П. Дундо под названием «талякаурхынской толщи» верхнеюрского (?) возраста, слагают западные и южные склоны изученной высоты и представлены тонким чередованием (5—15 см) мелко- и тонкозернистых слоистых темно-серых песчаников и черных алевролитов и аргиллитов. В целом вся эта пачка образована существенно тонкообломочными разностями пород с остатками растительного детрита, включаю-

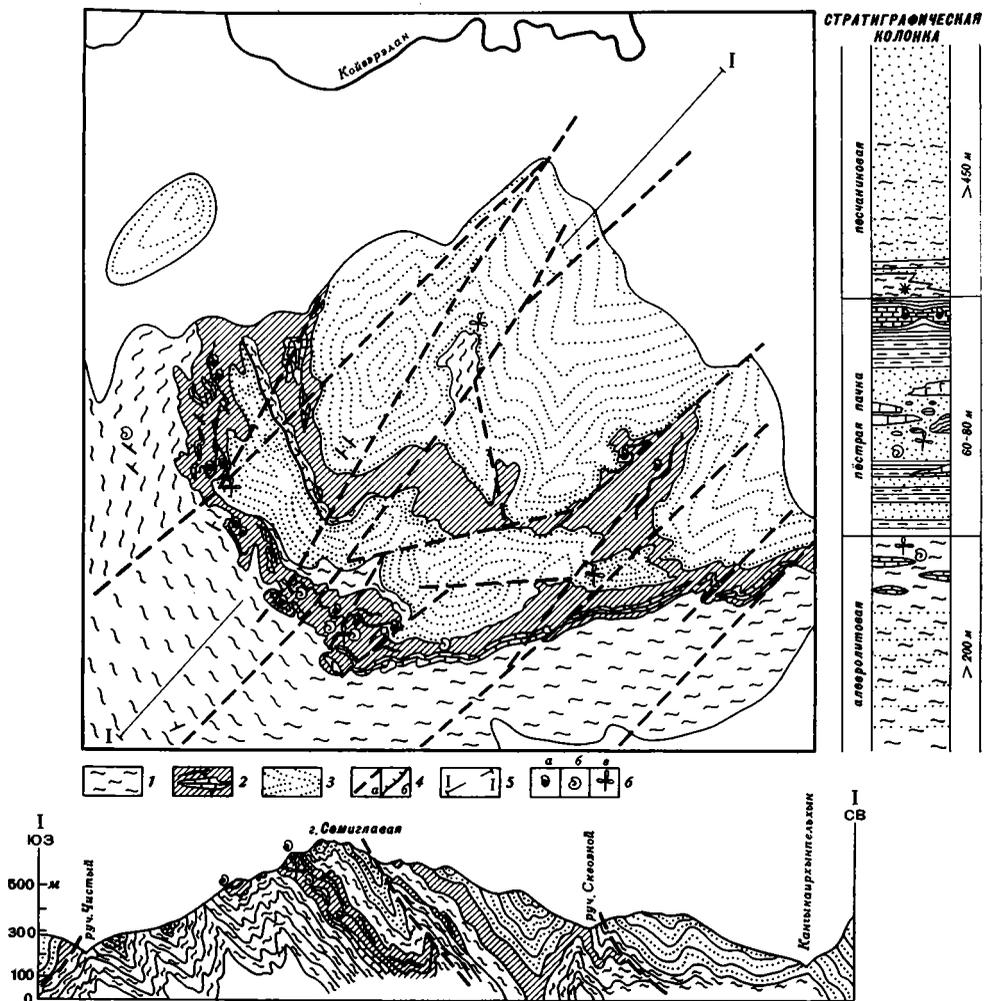


Рис. 1. Геологическое строение горы Семиглавой (составил А. Д. Чехов)
 1 — алевролитовая толща (глинистый флиш); 2 — пестрая (олистостромовая) пачка пород с телами известняков (а) и кремней (б) валанжинского возраста; 3 — песчаниковая толща; 4 — разрывные нарушения крутопадающие (а), взбросы и надвиги (б); 5 — линия разреза; б — места находок раннемеловой (а) и позднемеловой (б) фауны и флоры (в)

щими по всему разрезу характерные слои и линзы известковистых песчаников и глинистых, иногда битуминозных известняков. Нередко последние в выветрелом состоянии имеют желтую рубашку. Повсеместно в них встречаются обильные призматические слои и реже плохой сохранности остатки иноцерамов, по заключению Г. П. Тереховой и В. П. Похиалайнена, имеющих меловой облик. Вся характеризуемая толща глинистого флиша чрезвычайно интенсивно дислоцирована вплоть до мелких опрокинутых к югу изоклинальных складок. Видимая мощность ее составляет не менее 500 м.

Совершенно согласно выше пачки глинистого флиша в разрезе залегает весьма пестрая пачка пород, наиболее сложная и изменчивая по составу и строению. Она великолепно вскрыта на протяжении 1 км в куэсте в самой верхней части юго-западного склона высоты Семиглавой (рис. 2). Обобщенный разрез пачки представляется в следующем виде (снизу вверх):

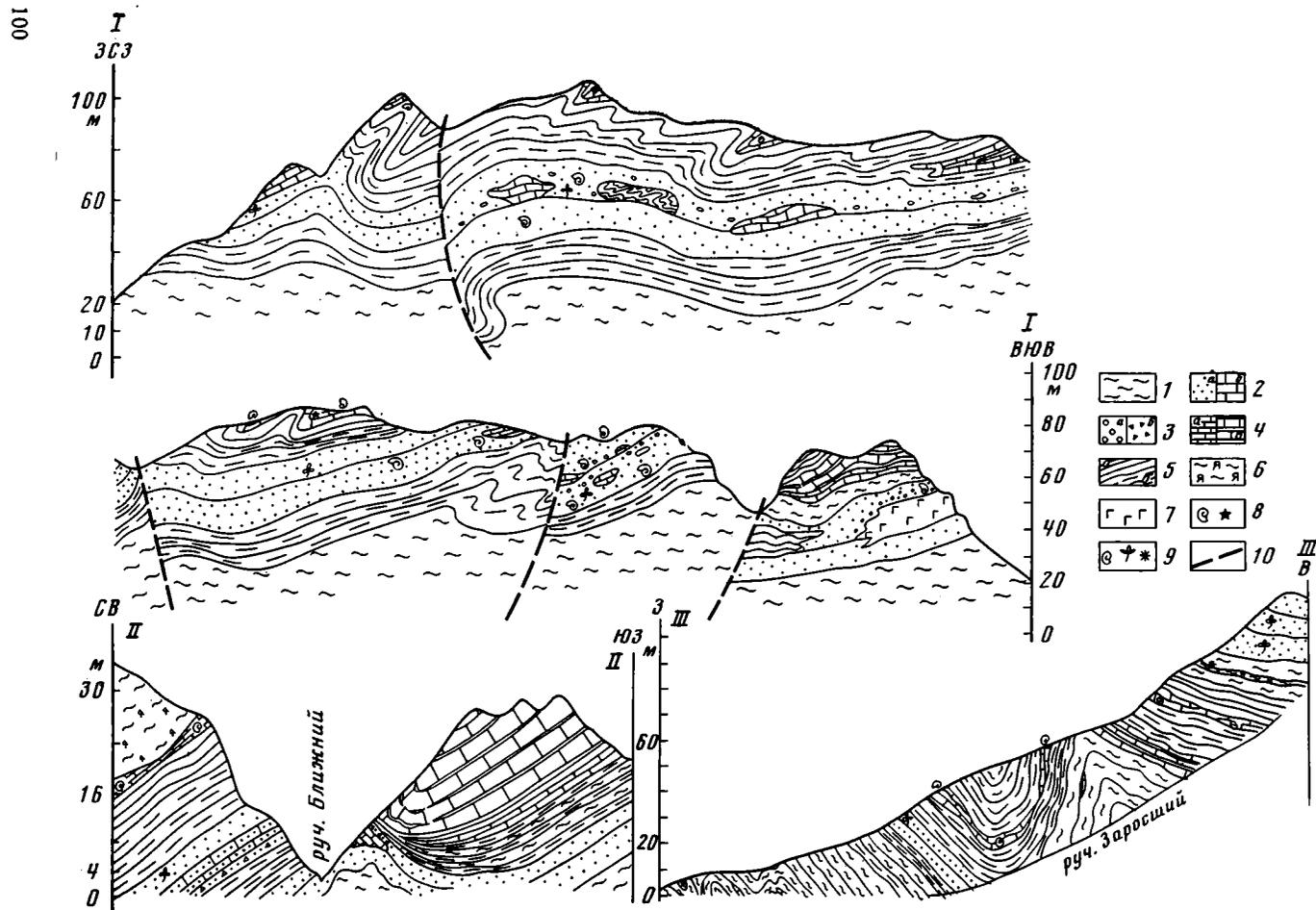


Рис. 2. Строение пестрого (олистостромового) горизонта в обрывах юго-западного склона горы Семиглавой (I—I), в обрывах ручья Ближнего (II—II) и ручья Заросшего (III—III)

I — алевролиты и аргиллиты; 2 — песчаники (а) и известковистые песчаники (б); 3 — конгломераты (а) и конгломерато-брекчии (б); 4 — известняки пестроцветные, содержащие бужини (а) и светло-серые массивные с прослоями кремней (б); 5 — кремни пестроцветные тонкоплитчатые (а) и толстоплитчатые терригенно-кремнистые породы (б); 6 — глинистые яшмы; 7 — базальты; 8 — места находок фауны и радиолярий валанжина; 9 — места сборов фауны, флоры и радиолярий позднемелового возраста; 10 — разрывные нарушения

1. Чередование зеленых и темно-серых алевролитов и тонкозернистых песчаников с одним или двумя пластами (2—8 м) четко плитчатых молочно-белых, черных и зеленоватых кремнистых пород. Последние в отличие от истинных фтанитов включают большую долю терригенной примеси и расслоены тонкими пропластками глинистых сланцев и алевролитов. Все породы обогащены растительным детритом. Мощность этой переходной пачки 10—15 м.

2. Сложно устроенный и фациально не выдержанный пласт песчаников мелко- и среднезернистых зеленоватых и голубоватых, местами отчетливо туфогенных и известковистых, массивных постоянно с обильными растительными остатками и местами с фауной пелеципод, брахиопод, аммонитов и иноцерамов. Из наших сборов В. А. Вахрамеевым и Г. Г. Филипповой определены папоротник *Gleichenia cf. lineariformis Krisht.* и голосеменные *Desmiophyllum magnum* (Samyl) Samyl. достаточно уверенно, по их мнению, датирующие возраст отложений турон-коньякским временем. Остатки ископаемых моллюсков, собранных вместе с флорой, по заключениям Г. П. Тереховой и В. П. Похиалайнена, не позволяют однозначно трактовать возраст вмещающих пород. Например, аммониты по своим скульптурным особенностям и характеру оборотов могут быть сближены со многими родами нижнего и верхнего мела (и даже поздней юры). Деформированность и отсутствие данных о строении лопастной линии затрудняет точную их диагностику. По мнению В. П. Похиалайнена, некоторые косвенные данные (отсутствие бухий, ауцеллин, специфических иноцерамид, присутствие остатков флоры второй половины мела) если не отвергают, то заставляют сомневаться в принадлежности вмещающих слоев к поздней юре — апту. В этом случае возможно принадлежность собранных головоногих к *Hoplitidae*, *Dipaloceratidae* *Kossmaticeratidae* и другим альб-сеноманским аммонитам. Но это утверждение требует основательной проверки.

Мощность пласта по простиранию резко изменчива (от 7 до 30 м), одновременно существенно меняется и его состав. Местами песчаники в своей верхней части становятся сильнотуфогенными, вплоть до перехода в пестрые разнообломочные туфы и туффиты и спорадического включения лав (?) основного состава. Для средней части пласта песчаников весьма характерно появление гравелитовых разностей с гальками и остроугольными обломками преимущественно красных и зеленых кремней, реже встречаются валуны (до 5—10 см в поперечнике) и глыбы (2×5 м) плитчатых сильно сплюснутых разноцветных кремней. Здесь же постоянно развиты линзовидные и неправильной и округлой формы тела темно-серых битуминозных известняков в характерной зеленой кремнистой рубашке. Размеры таких тел обычно составляют от 0,5 м в поперечнике до 3—5×1,5 м, но местами известняки испытывают резкие раздувы в мощности до 15—20 м и тянутся на протяжении в сотни метров, характеризуясь в таком случае сложным внутренним строением.

Так, на южном склоне высоты тело известняков мощностью до 10—15 м протягивается почти непрерывно на расстоянии 500 м и слагает в предвершинной части ее резкий уступ — куэсту. Темно-серые, иногда битуминозные мраморизованные известняки здесь отчетливо расслоены черными плитчатыми кремнями. В нижней части пласта чередование известняков и кремней более тонкое (в слоях 5—10 см), вверх мощность прослоев известняков возрастает до 0,5 м, а кремней — сокращается до 5 см, затем известняки переходят в массивные разности и в своей верхней части перекрыты плитчатыми зеленоватыми кремнями (5—15 м). Весьма крупные (до 20 м мощностью) и протяженные (до 50—100 м) тела известняков, чередующихся с черными и зелеными кремнями, вскрыты и на северо-западном склоне высоты, являясь, таким образом, несмотря на линзовидную форму, хорошим маркирующим ори-

зонтом. Повсюду для них характерно почти полное отсутствие макро- и видимой микрофауны, за исключением единичных плохой сохранности двустворок и несколько более многочисленных остатков криноидей, губок (?), мшанок и морского ежа.

3. Завершается разрез характеризуемой пестрой пачки тонко- и толстоплитчатыми кремнистыми породами зеленых, красных и черных цветов, в своей нижней части совершенно постепенно переходящих в вышеописанный песчаниковый пласт. Почти на всем протяжении выходов этих кремнистых плитчатых пород приблизительно в средней части их разреза прослежены линзовидные и пластовидные тела (0,5—3 м мощностью) сильно деформированных, разлинзованных и сплюснутых ярко-красных, желтых, розовых и зеленых известняков, мергелей и кремней с обильнейшей фауной *Buchia cf. crassicolis* (Keys), *B. cf. uncitoides* (Pavl.), *B. cf. nuciformis* (Pavl.), *B. aff. inflata* (Toula), *B. sp. indet.*, по мнению определявших ее К. В. и Г. И. Паракецовых, валанжинского возраста. Л. И. Казинцевой из этих же образцов определены типичные виды радиолярий койвэрэланского комплекса: *Cenosphaera sp.*, *Stilosphaera sp.*, *Conosphaera sp.*, *Dicolocapsa sp.*, *Tricolocapsa sp.*, *Hemicripticapsa sp.*, *Dictyomitra sp.*, *Lithomitra capitoidea Zham.*, *Stichocapsa sp.*, *Trisphaera? sp.*, *Saturnalis cf. amissus Sq.*, *Dictyastrum sp.*, *Hagiastrium sp.*, *Porodiscus sp.*, *Eucyrtidium khabakovi Zham.*, *Stichocapsa cf. ovatoidea Zham.*, *Eusyringium sp.* Мощность кремнистых пород непостоянна, изменяясь от 10—15 до 40 м и, как кажется, находится в прямой зависимости от мощности включенных в их разрез нижнемеловых пород (олистолитов).

Таким образом, общая мощность охарактеризованной пестрой пачки составляет 60—85 м. Совершенно очевидное смещение в ней двух разновозрастных комплексов органических остатков (валанжина и верхнего мела) и двух резко различных типов пород (кремнисто-известняковых и существенно терригенных) однозначно указывает на ее олистостромовую природу.

Наиболее высокие горизонты разреза, изученного на высоте Семиглавой, вскрываются на ее вершине и северных склонах и представлены преобладающими песчаниками мелко- и среднезернистыми зеленоватыми, массивными, видимой мощностью более 500 м. Лишь в самой нижней своей части песчаники чередуются с темно-серыми алевролитами, с многочисленными остатками растительного детрита. Среди этих алевролитов, ближе к контакту их с подстилающей пестрой пачкой, развиты единичные прослойки глинистых красных яшмовидных пород с радиоляриями, определенными Л. И. Казинцевой как условно позднемеловые (комплекс с *Amphipindex*).

Следует подчеркнуть, что все три охарактеризованные выше пачки достаточно отчетливо прослеживаются на местности, уходя за пределы изученного района как к северу, так и к востоку. При этом максимальное площадное развитие в бассейне р. Койвэрэлан имеет верхняя песчаниковая толща, местами приобретающая весьма грубообломочный облик с многочисленными прослоями гравелитов и конгломератов с галькой преимущественно кремнистых пород, эффузивов и известняков. Пестрая пачка и подстилающий ее существенно алевролитовый горизонт прослеживается узко локально и прерывисто, вскрываясь в ядрах антиклиналей и в приразломных зонах.

Все вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. На изученной территории в бассейне среднего течения р. Койвэрэлан преимущественно развита сложно дислоцированная толща позднемеловых существенно терригенных (флишевых) отложений. Она расчленяется на две части: нижнюю тонкообломочную, напоминающую глинистую разновидность флиша, и верхнюю, существенно грубообломочную, песчаниковую. Приблизительно к границе между этими лито-

логическими единицами приурочена пестрая пачка пород олистостромового генезиса. Олистолиты, образованные валанжинскими вулканогенно-кремнисто-известняковыми породами, встречаются как в виде отдельных глыб, блоков и обломков в терригенном (песчаниковом) цементе, так и в виде протяженных пластиновидных тел, заключенных среди кремнистых плитчатых пород. Генезис последних не ясен, скорее всего они образовались за счет тонкого дезинтегрирования и переотложения того же материала, который слагает олистолиты.

2. При дальнейших исследованиях и картировании территории следует учитывать, что стиль тектоники районов далеко не так прост, как это принято считать. Во многих случаях предполагаемое нашими предшественниками выдержанное, преимущественно моноклиналиное залегание пород, при детальном изучении оказалось ложным. Как показано на примере горы Семиглавой, все породы смяты в сложные — до изоклинальных — с отчетливой южной вергентностью складки; постоянно фиксируются весьма крутые — до вертикальных и опрокинутые залегания пород, широко развиты между толщами различного литологического состава тектонические нарушения типа межформационных срывов и надвигов. Все это наряду с развитием в поздне меловой толще фациально крайне невыдержанных и трудно диагностируемых олистостромовых горизонтов, по нашему мнению, и обусловило столь противоречивые представления о стратиграфии и структуре района.

3. Помимо совершенно очевидных, явных олистостромов, когда в терригенном цементе заключены блоки, пластины, глыбы и обломки отчетливо чуждых, инородных пород, существуют гораздо более сложные их разновидности такого типа, как упоминавшиеся выше кремнистые плитчатые породы, включающие пластины (олистолиты) валанжинских кремней и известняков. Видимо, в процессе формирования олистостромовых толщ чужеродный материал мог поступать в бассейн осадконакопления как в грубообломочной фракции (вплоть до олистоплак), так и в весьма тонко фрагментированном виде и, переотлагаясь, он создавал характерные смешанные (в нашем случае — кремнисто-терригенные) и существенно мономиктовые разности пород, внешне почти неотличимые от вещества олистолитов.

Литература

- Дундо О. П., Жамойда А. И.* Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Великой и характерный комплекс валанжинских радиолярий. — В кн.: Геология Корякского нагорья. Госнаучтехиздат, 1963.
- Егiazаров Б. X., Дундо О. П., Аникеева Л. И., Русаков И. М., Дегтяренко Ю. П.* Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. — Тр. НИИГА, 1965, т. 148.

Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт
ДВНЦ АН СССР, г. Магадан

Статья поступила
19 июня 1978 г.

УДК 551.243.33 (571.62)

В. К. ШЕВЧЕНКО

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ И ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ

Формирование впадин рассматривается в тесной связи с развитием магматических процессов, протекавших в осевых частях сопряженных сводовых поднятий. Предполагается, что возникновение впадин произошло за счет оттока в глубоких частях земной коры сиалических масс к зонам магматизма в пределах поднятий.

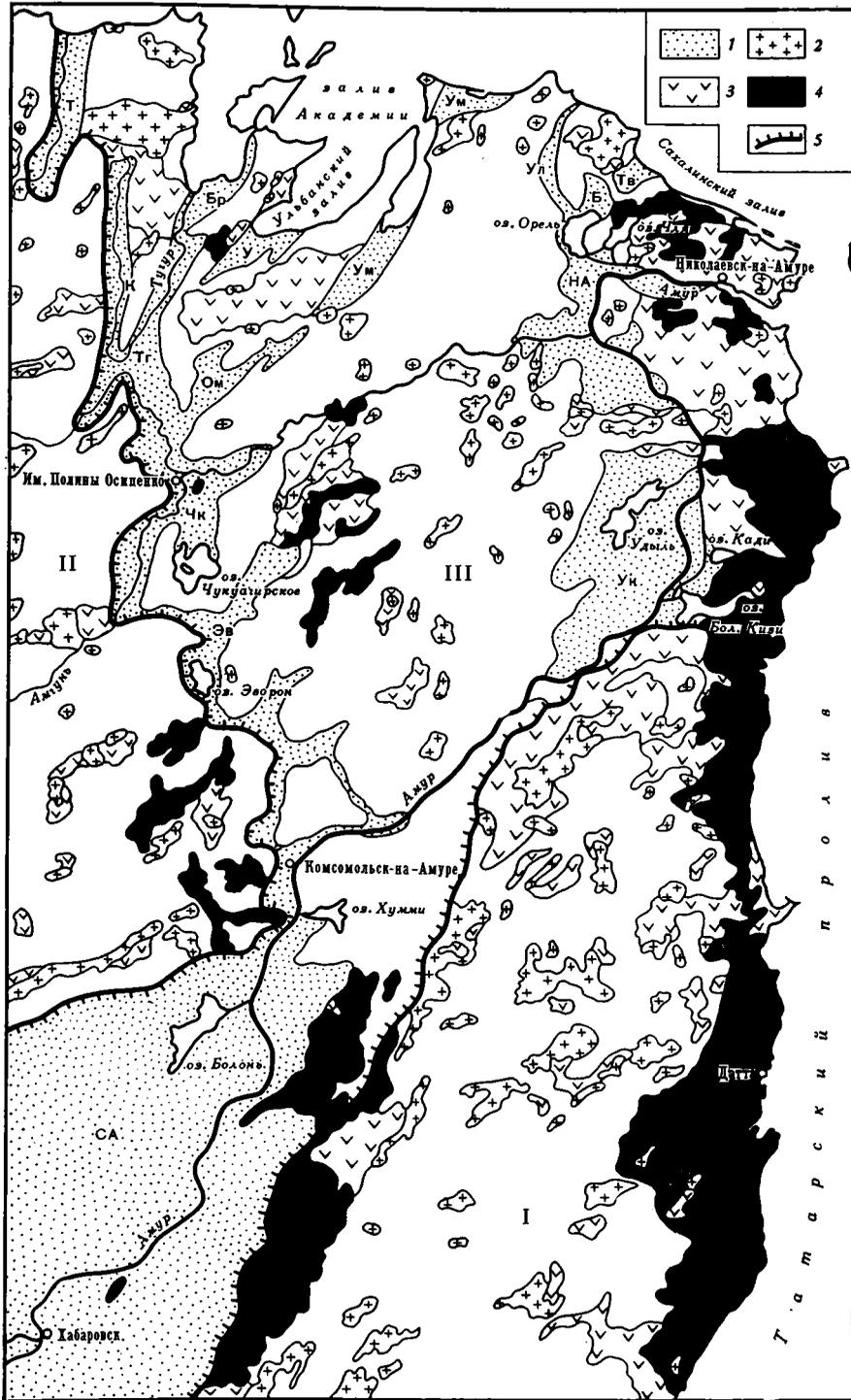
На территории Нижнего Приамурья и Западного Приохотья межгорные впадины образуют две основные ветви: северо-восточной (Нижнеамурская) и субмеридиональной (Амуру-Охотская) ориентировки (рис. 1). Нижнеамурская ветвь включает Среднеамурскую, Удиль-Кизинскую, Нижнеамурскую (Амуру-Амгунскую), Бекчинскую, Ул-Лонгарийскую и Тывлинскую впадины. К Амуру-Охотской ветви относятся Чукчагиро-Эворонская, Нимеленская, Тугурская, Биранджинская, Конинская и Торомская, от которых в районе с. им. Полины Осипенко в северо-восточном направлении отходят Омальская, Усолгино-Мухтельская и Ульбанская впадины.

Впадины Нижнеамурской ветви образуют цепь согласных с простиранием Сихотэ-Алинской складчатой области четковидных депрессий, дренируемых р. Амур и разделенных между собой порными поднятиями — перемычками (Киселевской и Чаытнской пережимы). Депрессии представляют собой аллювиальные равнины в основном пойменного уровня (2—5 м) шириной от 10—30 до 100—120 км и длиной от нескольких десятков до 600 км. На их поверхности наблюдается огромное количество мелких и крупных озер, протоков и своеобразных речных эстуариев, свидетельствующих о некомпенсированном осадками погружении.

Межгорные впадины Амуру-Охотской ветви протягиваются непрерывной полосой от Комсомольска-на-Амуре до Охотского моря почти вкрест простираня мезозойских структур. Это обуславливает неодинаковую ширину депрессий, колеблющуюся от нескольких километров до нескольких десятков километров, и различную глубину залегания складчатого фундамента. Как справедливо отметил Ю. Ф. Чемяков

Рис. 1. Схема расположения межгорных впадин и распространения магматических пород в Нижнем Приамурье и Западном Приохотье

1 — межгорные впадины: СА — Среднеамурская, УК — Удиль-Кизинская, НА — Нижнеамурская, Б — Бекчинская, ТВ — Тывлинская, УЛ — Ул-Лонгарийская, ЭВ — Эворонская, ЧК — Чукчагиурская, ТГ — Тугурская, БР — Биранджинская, К — Конинская, Т — Торомская, Ом — Омальская, УМ — Усолгино-Мухтельская, У — Ульбанская; 2 — гранитоиды позднекайнозойские и раннепалеогеновые; 3—4 — вулканогенные образования: 3 — кислого и среднего состава — верхнемеловые и раннепалеогеновые, 4 — базальтоиды кайнозойские; 5 — границы сводовых поднятий: I — Сихотэ-Алинское сводовое поднятие, II — Баджалыско-Ям-Алинское, III — Нижнеамурская область резко дифференцированных морфоструктур



(1966), расширения депрессий и наибольшие глубины погружения фундамента приурочены к синклинальным, а суженные участки и валообразные поднятия фундамента — к осям антиклинальных структур северо-восточного простирания. Благодаря этим особенностям очертания депрессий четковидны. Геоморфологические особенности их поверхности близки или аналогичны впадинам нижеамурской группы.

Особенности морфологии впадин Нижнеамурской ветви — их овальная и изометрическая формы свидетельствуют о том, что основную роль в их формировании играли пластические деформации. Вместе с тем результаты изучения бортов впадин и их фундамента показали, что наряду с пластическими деформациями значительная роль принадлежит разрывным нарушениям (Шевченко, 1964; Варнавский, 1971; Худяков, 1977, и др.). При этом более ярко блоковая тектоника проявлена в морфологии впадин Амура-Охотской группы.

Строение фундамента депрессий сложно. Почти в каждой из них намечается ряд мульд или грабенов, разделенных поднятиями. Местами породы фундамента выходят на дневную поверхность, образуя небольшие низкорослые или холмистые гряды и одиночные сопки. Максимальная глубина погружения складчатого фундамента во впадинах 1000—1400 м, преобладает 300—500 м; в Среднеамурской впадине, в краевых ее частях, как правило, превышает 1000—1500 м, а в Переяславском грабене, по геофизическим данным, достигает 2700 м, тогда как в центральной части она обычно не более 500—1000 м (Варнавский, 1971).

Впадины выполнены палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными пресноводно-континентальными, на отдельных участках угленосными, осадочными породами. Вдоль юго-восточных бортов впадин Нижнеамурской группы, ограниченных разломами, в разрезе осадочных отложений отмечаются покровы базальтоидов и туфов (Ахметьев и др., 1969).

Буровыми скважинами отложения впадин вскрыты всего лишь до глубины 500 м, в Среднеамурской впадине — немногим более 1000 м. Наиболее древние отложения, вскрытые скважинами, эоценовые слои. Более глубокие части разреза рыхлых отложений неизвестны. Вполне возможно, что самые низы разреза палеогеновых отложений в наиболее погруженных частях впадин могут быть представлены палеоценовыми осадками. Так, по данным В. Г. Варнавского (1971), в скважине, пробуренной у пос. Мал. Сидими в прибортовой части Переяславского грабена, в интервале глубин 188—340 м вскрыты отложения с отпечатками флоры, позволяющей датировать возраст отложений палеоценом. По мнению В. Г. Варнавского, для наиболее погруженных участков Среднеамурской впадины можно предполагать практически непрерывный разрез от континентальных кайнозойских до лагунно-морских и, возможно, морских мезозойских отложений.

По своему строению и условиям формирования впадины Нижнего Приамурья и Западного Приохотья классифицируются как межгорные впадины наложенного и, возможно, унаследованного (в краевых частях, примыкающих к Сихотэ-Алиню) типа. Фундамент их разнороден по возрасту и составу слагающих его пород. В крайней западной части территории фундамент представлен нижнепалеозойскими породами, далее к востоку их сменяют верхнепалеозойские (пермо-карбоновые), а затем мезозойские осадочные и вулканогенные образования, наконец, в краевых восточных частях нижеамурских впадин фундамент сложен верхнемеловыми осадочно-вулканогенными породами.

Наличие в нижних горизонтах рыхлых отложений впадин палеоценовых отложений позволяет датировать начало образования этих морфоструктур палеоценом, а вероятнее всего, даний-палеоценовым временем.

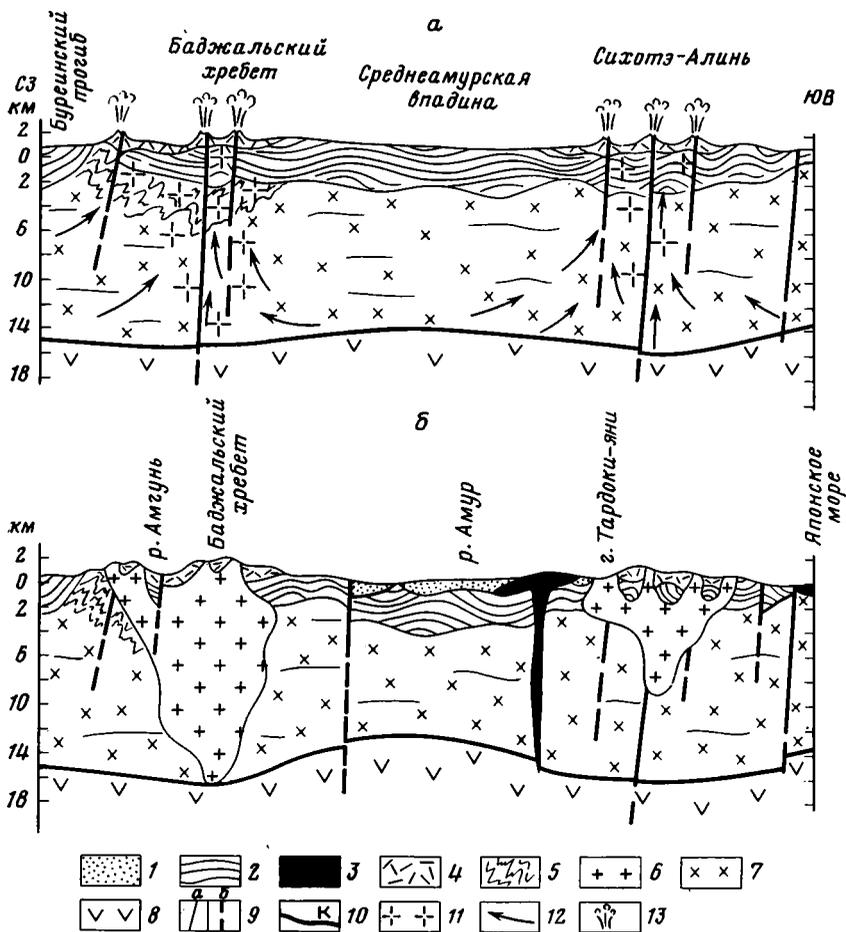


Рис. 2. Схематические разрезы земной коры Сихотэ-Алинской складчатой области: *а* — гипотетический разрез для позднемелового — палеоценового времени, *б* — для миоцен-антропогенного времени — по расчетным гравиметрическим данным (по Лишневскому, Шевченко, 1974). Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1 : 10

1 — кайнозойские рыхлые отложения; 2 — верхнепалеозойские и мезозойские осадочные толщи; 3 — кайнозойские базальтоиды; 4 — мезозойские вулканические толщи преимущественно кислого состава; 5 — докембрийские и нижнепалеозойские метаморфические толщи; 6 — собственно «гранитный» слой земной коры (включает и выходы гранитоидов на дневную поверхность); 7 — гранитно-метаморфический («диоритовый») слой земной коры; 8 — «базальтовый» слой земной коры; 9 — главные разломы: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые; 10 — поверхность Конрада (по расчетным гравиметрическим данным); 11 — участки интенсивной гранитизации в «диоритовом» и осадочном слоях; 12 — предполагаемое направление течения вещества к вулканическим очагам; 13 — вулканические извержения

Каково же происхождение впадин? Для выяснения этого вопроса необходимо учитывать следующие факты.

1. Обе ветви впадин составляют единое гравитационное поле — зону высоких положительных аномалий силы тяжести. В их пределах наблюдается резкое уменьшение толщины «гранитного» слоя коры (Лишневский, 1969) (рис. 2, б).

2. Существенно важно, что заложение впадин происходило непосредственно после интенсивного вулканизма и внедрения огромных масс гранитоидов позднемелового — палеоценового времени или даже одновременно с ними, с которыми, по-видимому, находятся в тесной генетической связи.

Все депрессионные морфоструктуры примыкают к областям интенсивной магматической деятельности позднемелового — раннепалеогенового времени: Нижнеамурская группа впадин к Сихотэ-Алинскому, а Амуро-Охотская — к Баджальско-Ям-Алинскому сводовым поднятиям, возникшим вдоль глубинных разломов земной коры (см. рис. 1, 2). В пределах этих горных систем огромные площади сложены вулканоплутоническими комплексами позднемелового — раннепалеогенового времени. По данным С. А. Салуна (1964), суммарный объем вулканогенных образований этого времени, без учета эродированной их части, только на площади Нижнего Приамурья и Приморья достигает 400—500 тыс. км³. В общем объеме вулканогенных толщ преобладают продукты кислого состава. По данным Е. В. Быковской (Геологическое строение..., 1966), очаг магмообразования являлся внутрикоровым и площадной тип вулканизма обусловил однородный состав туфов и лав.

С достаточным основанием можно предполагать, что возникновение впадин произошло за счет оттока в глубоких частях коры сиалических масс к вулканическим центрам, располагавшимся в осевых частях Сихотэ-Алинского и Баджальско-Ям-Алинского сводовых поднятий, что привело к резкому изменению гравитационного поля в связи с уменьшением толщины гранитно-метаморфического слоя коры и соответственно топографии местности в областях оттока масс. Извержение массы пород или расплавленной магмы сопровождалось, по-видимому, опусканием приблизительно равного объема вещества. Подъем массы гранитного материала происходил в осевых частях сводовых поднятий, к которым, вероятно, «подсасывался» материал из окрестных участков, выжимаемый оттуда давлением покрывающих пород (рис. 2, а). Поверхность земной коры в окрестных участках при этом прогибалась, компенсируя этим поднятие гранитного материала.

О сопряженности развития морфоструктур поднятия с впадинами свидетельствует асимметричное строение последних, фиксирующееся максимальными мощностями кайнозойских отложений в их прибортовых частях, примыкающих к воздымающимся областям магматической деятельности. Наглядным примером такого взаимодействия может служить Бекчи-Ульский вулканоплутонический массив, расположенный в Усть-Амурском вулканическом районе. По периферии этого поднятия в результате извержения лав и внедрения крупного массива гранитоидов сформировались компенсационные впадины (Ул-Лонгарийская, Бекчинская и Тывлинская), опоясывающие массив подобно краевым синклиналиям, образующимся вокруг соляных куполов.

Убедительные факты такого взаимодействия дают наблюдения за современными вулканами. Так, по данным Т. Кобояси (1957), во время извержения вулканов Японии значительные поднятия земной поверхности наблюдались близ кратера, а погружения — у его подножия или в окрестностях. При возникновении в 1944 г. вулкана Севасиндзян (у подножия вулкана Усу на о. Хоккайдо) наблюдалось сводовое поднятие поверхности, достигшее 50 м. Погружения, вызванные извержением вулкана Сакурадзима в южной части о. Кюсю в 1941 г., достигли 89,4 см; имеются данные, что погружения отмечались и в 30 км от вулкана.

Механизм образования межгорных впадин был воспроизведен Х. Рамбергом (1970) в экспериментах с помощью центрифуги, моделируя рост геоантиклинали, сопровождаемый вулканизмом. Эксперименты показали, что всплывание массы твердых горных пород или расплавленной магмы в земле сопровождается опусканием равного объема в окрестных участках. Повышенная подвижность всплывающих масс обуславливает горизонтальные течения, направленные к центрам поднятий. Такие процессы, как это видно из экспериментальных работ Х. Рамберга и наблюдений за современными вулканами Японии и дру-

гих областей, способны вызвать перемещение вещества в большом масштабе и основательное перераспределение масс в пространстве.

Необходимо иметь в виду, что во время развития процессов регионального метаморфизма, анатексиса и вулканизма, приуроченных к орогенной стадии тектонического развития, материал земной коры находится в подвижном и неустойчивом состоянии. Происходящие при этом местные изменения плотности пород вызывают нарушение равновесия и движение материала, текучесть которого чрезвычайно велика (Белоусов, 1969). Следует напомнить, что при достижении амфиболитовой фации метаморфизма горные породы состава, близкого к гранитному, становятся мобильными и приобретают способность течь. Это важное качество возникает в горных породах при температуре более низкой, чем температура плавления гранитов (Елисеев, 1963).

В пределах подвижной зоны с пластически текучими массами создается огромное гравитационное поле. Гранитные массы, обладающие меньшим удельным весом по сравнению с удельным весом окружающих пород, стремятся переместиться вверх. Такая миграция пород будет осуществляться как на участках возникновения гранитного расплава — жидкой гранитной магмы, так и на участках пластически текучих гнейсов. Вертикальные и горизонтальные смещения масс горных пород, вызванные вулканическими явлениями, могут быть огромными, если учесть время действия и объем изверженного и перемещенного в виде интрузий материала, как в Нижнем Приамурье и Западном Приохотье в позднемеловое — палеоценовое время.

По всей вероятности, впадины Нижнего Приамурья и Приохотья начали формироваться с позднемелового — палеоценового времени в виде более узких и неглубоких межгорных понижений и по мере развития магматических процессов углублялись и расширялись. Отсутствие в отдельных впадинах или их частях палеоценовых или даже эоценовых отложений не имеет существенного значения, так как, судя по незначительной в общем мощности осадков отдельных подразделений палеогена (например, олигоцена), погружения были весьма медленными, и межгорные понижения долгое время могли быть выражены в рельефе в виде «относительных» впадин т. е. крупных отрицательных форм, представляя в то же время области размыва или транзита обломочного материала. Судя по форме и обстановке формирования, межгорные впадины Нижнего Приамурья и Западного Приохотья являются типичными структурами проседания в результате оттока сиалических масс (Белоусов, 1971).

Высказанная нами здесь точка зрения на происхождение межгорных впадин Нижнего Приамурья и Западного Приохотья не оригинальна. Ранее на тесную связь в своем развитии небольших межгорных впадин с процессами вулканизма указывал М. В. Муратов (1969). При этом он допускал, что такое же происхождение могут иметь средние по размерам впадины, вокруг которых имеются мощные накопления продуктов извержений. Такова же, по нашему мнению, природа межгорных впадин забайкальского типа.

Близкие взгляды на причины утонения земной коры и развития впадин высказывали также Ван-Бемелен (1957), Н. Т. Куренков (1963), Э. Н. Эрлих (1966), А. Е. Святловский (1968), М. А. Фаворская, И. Н. Томсон и др. (1969), В. В. Жданов (1972). Согласно представлениям В. В. Жданова, под впадинами Балтийского щита имела место «перекачка» вверх кислого материала из «базальтового» слоя земной коры в окружающие поднятия и тем самым превращение части этого слоя в материал мантии. Для объяснения механизма преобразования континентальной коры в субокеаническую и зарождения впадин И. А. Резанов (Резанов, 1974; Резанов, Файтельсон, 1974) использует теорию зонной плавки, предложенную А. П. Виноградовым, т. е. ту же идею «выталкивания» легкого сиалического материала.

Г. И. Худяков (1977) для объяснения происхождения Амуро-Зейской и других дальневосточных впадин предлагает гипотезу рифтогенеза — растяжения земной коры. Однако этому противоречат прежде всего морфология впадин и их положение по отношению к сводовым поднятиям. Для рифтов, как известно, характерна приуроченность к осевым частям сводовых структур, тогда как рассматриваемые нами впадины примыкают или разделяют сводовые поднятия. Неясной в этом случае остается также проблема утонения земной коры под впадинами.

Весьма примечательно, что как на юге Дальнего Востока, так и в Забайкалье формированию впадин предшествовал не базальтовый магматизм, как при рифтогенезе, а преимущественно кислый. Именно массовое извержение кислых лав и пирокластов, а также внедрение огромных масс гранитоидов, являющихся внутрикоровыми литогенными образованиями, вызвало утонение «гранитного» слоя коры в областях зарождавшихся впадин и обусловило впоследствии (миоцен — антропоген) легкое проникновение магматических расплавов базальтового состава, ныне широко распространенных как по периферии впадин (см. рис. 1, 2, б), так и в разрезе выполняющих их осадков.

Таким образом, межгорные впадины Нижнего Приамурья и Западного Приохотья представляют собой морфоструктуры, возникшие после завершения интенсивной магматической деятельности позднемиоценового — палеоценового времени, а возможно, и одновременно с ней. При этом причинная связь между магматизмом и образованием впадин становится весьма вероятной. Именно он вызывает перераспределение крупных объемов «гранитной» оболочки, результатом которого является формирование поднятий и впадин.

В неотектонический этап развития (плиоцен — антропоген) большинство впадин Нижнего Приамурья и Приохотья развивались унаследованно, испытывая дальнейшее погружение, связанное, возможно, с излиянием лав основного состава.

Отмечая довольно большую роль новейших движений в морфогенезе впадин, нельзя все же придавать этому факту чрезмерного значения, так как прогибание их происходило в общем унаследованно от орогенного этапа развития складчатой области, именно в связи с этапом «субсеквентного» магматизма.

Литература

- Ахметьев М. А., Белецкая С. В., Морозова В. Ф., Салун С. А. Палеогеновые и неогеновые отложения межгорных впадин Нижнего Приамурья и Западного Приохотья.— Сов. геология, 1969, № 7.
- Белоусов В. В. Факторы магнообразования и их связь с тектогенезом.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
- Белоусов В. В. О связи глубинных процессов с поверхностными.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Бемелен Ван. Геология Индонезии. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Варнаевский В. Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Сренеамурской впадины. М., «Наука», 1971.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., «Недра», 1963.
- Жданов В. В. Магматизм зон базификации материковой земной коры.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Л., «Наука», 1972.
- Кобояси Т. Современные вертикальные движения в Японии.— В кн.: Живая тектоника. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Куренков Н. Т. О формировании мезо-кайнозойских впадин Дальнего Востока.— Геол. нефти и газа, 1963, № 7.
- Лишневский Э. Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным.— В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969.
- Лишневский Э. Н., Шевченко В. К. Опыт выделения и классификации морфоструктур по особенностям строения земной коры.— Геоморфология, 1974, № 2.
- Муратов М. В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем.— В кн.: Проблема связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.

- Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., «Мир», 1970.
- Резанов И. А.* Происхождение океанов.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 10.
- Резанов И. А., Файтельсон А. Ш.* Механизм образования океанической коры.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 2.
- Салун С. А.* Тектоника позднемиоценовых и кайнозойских вулканогенных и континентальных образований Сихотэ-Алинской обл.— В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964.
- Святловский А. Е.* Новейшая тектоника Камчатки и ее роль в формировании геотермальных месторождений.— В сб.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока, т. 2. Новосибирск, «Наука», 1968.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г. и др.* Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969.
- Худяков Г. И.* Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М., «Наука», 1977.
- Чемехов Ю. Ф.* Геоморфология.— В кн.: Геология СССР, т. XIX (Хабаровский край и Амурская обл.). М., «Недра», 1966.
- Шевченко В. К.* Влияние разрывных нарушений на формирование рельефа Нижнего Приамурья. Матер. по региональной тектонике СССР. М., «Недра», 1964.
- Эрлих Э. Н.* Новые данные о вулcano-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма.— Геотектоника, 1966, № 6.

Второе гидрогеологическое управление
Министерства геологии СССР

Статья поступила
19 июня 1978 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.241 (574)

Б. А. ХРЫЧЕВ

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ КАЗАХСТАНА

Исследования территории Казахстана методом ГСЗ позволили не только выяснить особенности глубинного строения самых разнообразных геологических структур (Хрычев и др., 1976), но и выявить ряд общих закономерностей, касающихся взаимосвязи состава и строения верхних и нижних частей земной коры.

В качественном отношении эти закономерности были рассмотрены нами ранее. К наиболее надежно установленным из них относятся следующие: 1) общая мощность земной коры сокращается с увеличением мощности осадочного слоя; 2) мощность земной коры учитывается с увеличением высоты дневного рельефа; 3) наблюдается зависимость между мощностью земной коры и ее составом: зонам интенсивного развития магматизма фемического ряда с повышенными значениями сейсмических скоростей соответствуют прогибы подошвы земной коры. Таким образом, полученные методом ГСЗ результаты подтверждают изостатическую закономерность распределения масс в земной коре и верхней мантии, причем за счет изменения мощности земной коры изостатически компенсируются не только топографические массы, расположенные выше уровня моря, но и крупные плотностные неоднородности в земной коре. Соответствующими расчетами это было доказано по двум наиболее детально отработанным профилям ГСЗ: Темиртау — Куйбышев и Арысь — Балхаш (Андреев, Кунин, 1973).

Для количественных оценок выявленных связей между параметрами земной коры были использованы данные по наиболее надежным профилям ГСЗ протяженностью 5000 км и составляющим более половины общего объема ГСЗ, выполненного в Казахстане. Составленные по этим профилям сводные схематизированные разрезы (Хрычев и др. 1978) охватывают территорию от Западного Казахстана (Прикаспийская впадина) через Урал, Тургай и Центральный Казахстан до Северного Тянь-Шаня.

В связи с тем что каждый параметр земной коры обусловлен несколькими другими, трассы профилей ГСЗ были разбиты на участки, где существенным образом меняются два каких-либо параметра. Таким образом, была исследована зависимость между глубиной поверхности Мохоровичича, высотой дневного рельефа и мощностью осадочного слоя.

Исходные данные снимались через 50 км, по двум трассам профилей ГСЗ: СХ — LVIII — Темиртау — Куйбышев — Балхаш — Темиртау — Иссык-Кульский — Каскеленский и Челкар — Волгоград — I — Т-70 — Джекказганский — Каражальский и по профилю Арысь — Балхаш. Экспериментальные точки были разделены на две группы: в первую включены те из них, где мощность осадочного слоя мала и не превышает 300 м, во вторую — те, где высота рельефа мала и не превышает 400 м. Это с некоторым приближением позволяет считать каждую из

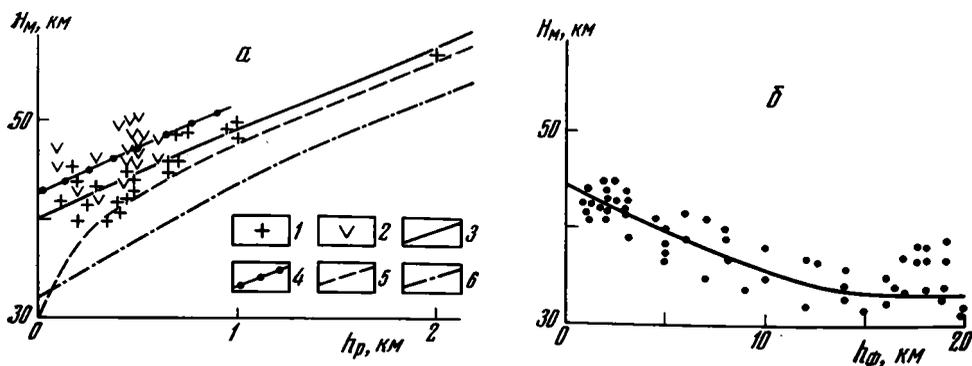


Рис. 1. Зависимость глубины поверхности M (H_m): a — от высоты дневного рельефа при $h_\phi \leq 0,3$ км и b — мощности осадочного слоя при $h_r \leq 0,4$ км.

1 — экспериментальные точки для миогеосинклинальных поясов; 2 — то же, для эвгеосинклинальных зон; 3 — то же, для зон депрессий; 4 — соответствующие графики осреднения; 5 — график И. М. Мелкановицкого и др.; 6 — то же, Р. М. Дементицкой

групп функцией одного параметра. Кроме того, в первой группе выделены точки, соответствующие эвгеосинклинальным зонам Урала и Казахстана по В. Ф. Беспалову (1971). Результаты представлены на рис. 1.

Зависимость между мощностью земной коры (H_m) и высотой дневного рельефа (h_r) соответствует закону изостатической уравниваемости и для миогеосинклинальных поясов может быть аппроксимирована линейным уравнением (см. рис. 1) $H_m = 40 \text{ км} + 9 h_r \text{ км}$. Максимальные отклонения от линии осреднения не превышают $\pm 2,5$ км.

Коэффициент при h_r в условиях изостазии численно равен средней плотности земной коры, деленной на перепад плотности между корой и верхней мантией. Принимая среднее значение плотности коры в миогеосинклинальных поясах $2,9 \text{ г/см}^3$ (Андреев, Кунин, 1973), легко определить среднюю избыточную плотность на поверхности M — $0,32 \text{ г/см}^3$, среднюю плотность верхней мантии — $3,22 \text{ г/см}^3$. Найденное значение плотности для верхней мантии близко к общепринятому — $3,2$ — $3,3 \text{ г/см}^3$, а избыточная плотность на поверхности M оказалась близкой к величине $0,31 \text{ г/см}^3$, недавно вычисленной Ю. Г. Юровым (1973) по зависимости между глубиной этой поверхности по данным ГСЗ и элементами гравитационного поля. Это, очевидно, свидетельствует о достаточной надежности сделанных определений и исходных уравнений.

Сопоставление полученных графиков (см. рис. 1) с данными Р. М. Дементицкой (1967) для всего мира в целом и данными И. М. Мелькановицкого и др. (1963) для Средней Азии указывает на практическое равенство градиентов кривых. Сдвиг графика В. М. Дементицкой на 4 — 5 км вниз по оси H_m относительно двух других, вероятно, объясняется влиянием наблюдений на окраинах материков и островах, где отмечается общее сокращение мощности земной коры. Отклонение графика И. М. Мелькановицкого от линейного закона при малых значениях параметра h_r , очевидно, вызвано влиянием осадочного слоя, который имеет значительную мощность на Туранской плите.

В эвгеосинклинальных зонах, где земная кора характеризуется более высокими значениями скорости сейсмических волн (Хрычев и др., 1973), а следовательно, и более высокой плотностью, поверхность M залегает на больших глубинах, и функциональная зависимость приближенно может быть выражена следующей формулой: $H_m = 43 \text{ км} + 9 h_r$. Максимальные отклонения от линии осреднения не превышают ± 3 км (см. рис. 1).

При условии изостатической уравновешенности земной коры в эвгеосинклинальных зонах и миогеосинклинальных поясах должно выполняться равенство $43 \sigma_k' = 40 \sigma_k'' + 3 \sigma_m$, где σ_k' — средняя плотность земной коры в эвгеосинклинальных зонах, σ_k'' — то же, в миогеосинклинальных поясах и σ_m — плотность верхней мантии. Подставляя в это уравнение численные значения, получим $\sigma_k' = 2,92 \text{ г/см}^3$, т. е. избыточная плотность эвгеосинклинальных зон по отношению к миогеосинклинальным поясам составляет $+0,02 \text{ г/см}^3$.

Зависимость между мощностью земной коры и осадочного слоя может быть выражена линейным уравнением (см. рис. 1): $H_m = 44 \text{ км} - 0,87 \text{ нф км}$. Максимальные отклонения точек менее $\pm 3 \text{ км}$. При мощности осадочного слоя более 12 км , функциональная зависимость нарушается, что, вероятно, вызвано резким уплотнением осадочных пород на больших глубинах и значительными ошибками определения глубины залегания фундамента.

Плотность кристаллической части земной коры в депрессионных зонах, как это следует из сопоставления рассматриваемого уравнения с уравнением $H_m = 40 \text{ км} + 9 \text{ нр км}$, должна быть равна $2,93 \text{ г/см}^3$, а средняя избыточная плотность на поверхности фундамента: $0,29 \text{ г/см}^3 \times 0,87 = 0,25 \text{ г/см}^3$.

Итак, средняя плотность кристаллической части земной коры имеет тенденцию роста от миогеосинклинальных поясов ($2,90 \text{ г/см}^3$) к эвгеосинклинальным ($2,92 \text{ г/см}^3$) и депрессионным зонам ($2,93 \text{ г/см}^3$). В этом же направлении увеличивается скорость сейсмических волн (Хрычев и др., 1973), вероятно, возрастает основность пород, слагающих кристаллическую кору. Здесь важно отметить, что результаты, полученные совершенно независимыми способами, в целом согласуются между собой: скорости сейсмических волн в земной коре непосредственно измерены по годографам, а средние плотности кристаллической части коры рассчитаны исходя из вышеприведенных экспериментально установленных зависимостей между глубинами опорных границ.

Анализ выявленных закономерностей показывает, что все они являются следствием изостатической уравновешенности земной коры. Подобные же выводы для западной части территории исследований сделаны Ю. Г. Юровым и З. Н. Ефимкиной (1973) на основании сопоставления ланнх гравиметрии и ГСЗ.

Непосредственным и наиболее объективным индикатором уравновешенности земной коры являются, как известно, изостатические аномалии или в первом приближении аномалии Фая (Андреев, Кунин, 1973).

В связи с этим возникла необходимость исследовать зависимость аномалий Фая от высоты дневного рельефа и глубины поверхности M по опорным профилям ГСЗ (рис. 2). Исходные данные, предварительно осредненные на базе 100 км , снимались через 100 км . Анализ полученных результатов показывает, что, несмотря на значительный разброс экспериментальных точек, обусловленный, очевидно, в первую очередь плотностными неоднородностями небольших размеров в верхней части коры, между аномалиями Фая и параметрами h_p и H_m наблюдается стохастическая зависимость (рис. 2): $\Delta g \text{ Фая (мгл)} = -5 + 14 \text{ нр (км)}$; $\Delta g \text{ Фая (мгл)} = 1,67 [H_m \text{ (км)} - 42]$. Заметим, что в случае полной уравновешенности земной коры такая зависимость должна была бы отсутствовать. Полученные же связи позволяют сделать вывод о том, что в горных районах поверхность M недостаточно прогнута, а во впадинах недостаточно поднята, чтобы обеспечить полную компенсацию. Элементарные расчеты позволяют установить, что величина смещения подошвы земной коры составляет в среднем 88% величины, обеспечивающей полную компенсацию.

Итак, во впадинах величина нагрузки, которая определяется аномалиями Фая (Андреев, Кунин, 1973), оказывается недостаточной, а в

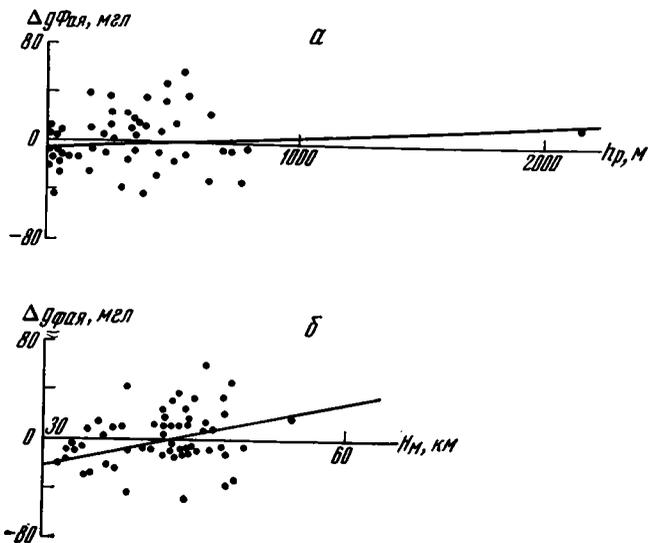


Рис. 2. Зависимость аномалий Фая (Δg Фая) *а* — от высоты дневного рельефа и *б* — от глубины поверхности *М*

горах превышает ее нормальное значение. И это наблюдается вопреки фиксируемому на поверхности процессу осадконакопления во впадинах и разрушения и сноса материала с гор.

Вывод об избытке масс в горных районах и недостатке в депрессионных зонах подтверждается и анализом распределения изостатических аномалий в пространстве как в отдельных районах, так и для Земли в целом (Артемьев, 1966, 1973; Артемьев и др., 1973; Ладыгин, 1973; Трифонов и др., 1969).

Рассмотренный материал позволяет сделать следующие геологические выводы.

1. Движение кровли и подошвы земной коры направлены в противоположные стороны (см. рис. 1).

2. Компенсирующие движения подошвы земной коры отстают во времени от изменения вышележащей нагрузки (см. рис. 2).

3. Наблюдаемые явления невозможно объяснить за счет процессов перехода пород коры в породы мантии и обратно за счет каких-либо физико-химических процессов, так как в этом случае в горных районах был бы недостаток масс из-за их разрушения и сноса, а во впадинах — избыток из-за накопления осадочных толщ. Фактически же отмечается обратная картина.

4. Изменения мощности земной коры происходят главным образом за счет горизонтального перемещения масс: сжатия и растяжения, так как только это явление одновременно объясняет и противоположное направление перемещения подошвы и кровли коры, и избыток масс в горных районах, и недостаток в депрессионных зонах.

5. Современные тектонические движения: рост гор и прогибание депрессий, как правило, не обусловлены изостатическими силами, так как они направлены против этих сил. Такие же выводы для геосинклинальных процессов ранее были сделаны на основе анализа данных о строении земной коры и гравитационного поля всего земного шара П. Н. Кропоткиным в предисловии к книге Г. З. Гуарария и И. А. Соловьевой (1963), М. Е. Артемьевым (1973) и др.

Наиболее важным для геологии нам представляется вывод о большой роли горизонтальных перемещений масс.

Не исключено, что следами таких перемещений является часть фиксируемых по всем профилям ГСЗ субгоризонтальных площадок.

По профилю ГСЗ Темиртау — Куйбышев, пересекающему Урал (Хрычев и др., 1973), выделены отражающие площадки, полого погружающиеся к востоку и образующие две группы. Первая группа под Магнитогорской зоной погружается на восток от 10 до 25 км на интервале профиля 120 км, вторая группа под Мугоджарской и Джетыгоринской зонами прослежена практически от поверхности до глубины 24 км на интервале профиля 100 км. Это, по-видимому, свидетельствует о чешуйчато-надвиговой структуре глубинных зон Урала.

По сейсмологическим данным, на Каскеленском профиле гипоцентры землетрясений Северного Тянь-Шаня (Комплексные..., 1973) образуют сейсмофокальные зоны. Главная из этих зон расположена под Заилийским антиклинорием и имеет достаточно четкое ограничение по линии, падающей примерно под углом 45—50° от наиболее мощного разлома, установленного в южной части Илийской впадины на поверхности фундамента. Выше этой линии сконцентрирована основная масса гипоцентров землетрясений.

Представляется очевидным, что линейное ограничение описываемой сейсмофокальной зоны связано с существованием взброса-надвига, а концентрация гипоцентров выше надвига — с опережающими разломами.

В настоящее время накапливается все большее число фактов о ведущей роли горизонтальных сил в тектонических процессах.

Гипотеза горизонтальных перемещений коровых и мантийных масс приобретает особую убедительность, когда на их основе рассматриваются процессы сопряженности зон растяжения и сжатия (Камалетдинов, 1974; Разломы..., 1977).

Литература

- Андреев А. П., Кунип Н. Я. Глубинное сейсмическое зондирование и вопросы изостазии.— Физика Земли, 1973, № 8.
- Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966.
- Артемьев М. Е. Некоторые результаты и проблемы изучения изостазии.— В сб.: Изостазия. М., «Наука», 1973.
- Артемьев М. Е., Камбаров Н. Ш., Дасымов Л. Изостатическое состояние южных районов СССР.— В сб.: Изостазия, М., «Наука», 1973.
- Беспалов В. Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, «Наука», 1971.
- Гуаррий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Деменицкая Р. М. Кора и верхняя мантия Земли. М., «Недра», 1967.
- Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М., «Наука», 1974.
- Комплексные исследования земной коры Казахстана методами ГСЗ и сейсмологии.— В сб.: Глубинное сейсмическое зондирование, Алма-Ата, «Наука», 1973.
- Ладыгин А. В. Особенности изостазии горных областей юга Сибири и их связь с новейшими и современными движениями.— В сб.: Изостазия. М., «Наука», 1973.
- Мелькановицкий И. М., Симаков В. А., Шапиро В. Б. Строение земной коры Средней Азии. Тез. докл. V Всес. научно-технической географической конференции ВИНТИ, Новосибирск, 1963.
- Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М., «Наука», 1977.
- Трифонов В. П., Влох Н. П., Алейников А. А., Беллавин О. В., Зубков А. В., Овчинников Л. И. Неотектоника Урала и ее соотношение с геофизическими аномалиями.— Геотектоника, 1969, № 6.
- Хрычев Б. А., Вакулин И. С., Толманов В. П. Блоковая структура земной коры по профилю Темиртау — Куйбышев.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата, 1973.
- Хрычев Б. А., Липская С. В., Углина А. А. Строение земной коры Казахстана по данным ГСЗ.— Сов. геология, 1976, № 3.
- Юров Ю. Г., Ефимкина З. Н. Результаты сопоставления данных ГСЗ и гравиметрии.— В сб.: Изостазия. М., «Наука», 1973.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.242.3(574.3)

Е. А. АЛЕКТОРОВА, Н. А. ФОГЕЛЬМАН

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ ПАЛЕОЗОИД
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА¹

В основе тектонического районирования лежит изучение геологических формаций и интерпретация режима их образования. Обе стороны геотектонического анализа равно необходимы, но вторая, естественно, несет большую долю субъективизма. Только этим можно объяснить тот факт, что, несмотря на высокую степень изученности Центрального Казахстана, до сих пор не нашли единодушного толкования основные этапы истории геологического развития этого региона.

В статье Р. М. Антонюка и его соавторов сделана попытка провести тектоническое районирование центральноказахстанских палеозоид по времени становления в различных зонах и блоках континентальной земной коры. Стоя на позициях неомобилизма, авторы статьи все же не пытаются произвести реконструкцию крупных горизонтальных перемещений. Следует отметить, что Центральный Казахстан с его замкнутым изометричным структурным планом, унаследованным от позднего докембрия, исключительно неблагоприятная область для подобных построений. Тем не менее такие реконструкции уже делались, и авторы рассматриваемой статьи принципиально от них не отказываются, считая лишь, что масштабы горизонтальных движений сейчас невозможно «оценить и учесть в полной мере».

Подходя к проблеме с противоположных позиций, мы тем не менее считаем полезным предпринятое в статье рассмотрение вопроса о типах земной коры и особенностях ее становления и деструкции. Мы также признаем, что для подобного анализа мобилистские концепции вообще послужили стимулирующим началом, что в определенной мере относится и к рассматриваемой статье.

Наиболее крупные элементы тектонического районирования — Кокчетавско-Чуйский и Ерементау-Балхашский мегаблоки выделены Р. М. Антонюком и его соавторами по наличию в первом блоке допозднерифейского синалического субстрата (микроконтинента), а во втором — рифейско-палеозойской океанической структуры.

С трактовкой строения и истории развития Кокчетавско-Чуйского мегаблока в основе следует согласиться. Существует большое количе-

¹ По поводу статьи Р. М. Антонюка, Г. Ф. Ляпичева, Н. Г. Марковой, Т. Г. Павловой, О. М. Розена, С. Г. Самыгина, С. Г. Токмачевой, В. И. Шужанова, И. Г. Щерба «Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана», опубликованной в журнале «Геотектоника», 1977, № 5.

ство доказательств наличия древнего кристаллического фундамента и жестких «срединных массивов» почти на всей его территории. Кажется преувеличенными лишь масштабы деструкции земной коры, показанные на схеме районирования центральноказахстанских палеозоид, где почти половина площади блока отнесена к территории с континентальной корой, сформировавшейся (вторично, после ее деструкции) к концу ордовика. Следует подчеркнуть, что рифейско-ордовикские прогибы этой области представляли собой либо узкие трогии типа Джалаир-Найманского, который сами авторы статьи рассматривают как узкий рифт, либо пологие мульдообразные бассейны, наложенные на кристаллический фундамент (Калмыккольский синклиниорий и др.). Особняком стоит область Степнякского синклинория, представлявшая собой регенерированную кембро-ордовикскую лептогеосинклиналь, сформировавшуюся на погруженной восточной окраине Кокчетавского массива. Промежуточный характер земной коры этого блока сказался на развитии в нем специфических формаций, относимых авторами к «переходной стадии». Однако эта «промежуточность» в данном случае — результат деструкции и базификации континентальной коры сиалического фундамента, а не перехода от океанической стадии к континентальной (как обычно понимается мобилистами переходная стадия), поскольку прогиб заложился не на океанической коре. Таким образом, в строгом смысле термин «переходная стадия» здесь применен не точно. Схема размещения зон деструкции лучше отражает ограниченные масштабы процессов деструкции докембрийской континентальной коры Кокчетавско-Чуйского блока, не вполне соответствующие их изображению на первой схеме, где в область с позднеордовикской континентальной корой необоснованно включены Калмыккольский прогиб, Тенизский и Сарысутенизский блоки, где известно наличие докембрийского фундамента.

Обращаясь к рассмотрению Ерементау-Балхашского блока, отметим сразу же, что трактовка его строения и истории развития, принятая в рецензируемой статье, с нашей точки зрения весьма спорна. Так, прежде всего недостаточно обоснована юго-западная граница этого блока, отделяющая его от Кокчетавско-Чуйского блока. Она проводится по полосе распространения рифейских кварцевых аренитов и венд-кембрийских карбонатных толщ, которые авторы статьи рассматривают как отложения подножия континентального склона, т. е. подножия склона Кокчетавско-Чуйского микроконтинента. Заметим, что накопления этих субплатформенных формаций, в особенности кварцевых песчаников с косою слоистостью, предполагают наличие развитой коры выветривания в области сноса и ее существенно сиалический субстрат. Однако к западу от Моинтинской и Бурунтавской зон, где развиты указанные толщи, в рифее оформился Джалаир-Найманский эвгеосинклинальный прогиб и сноса с этой стороны быть не могло. Очевидно, область сноса находилась восточнее и северо-восточнее рассматриваемых зон, где авторами статьи предполагается наличие в это время обширного океанического бассейна. Гораздо более обоснованной представляется разделяемое многими исследователями предположение Н. Г. Кассина (1951) о наличии здесь в рифее и нижнем палеозое континентальной суши — Балхашского древнего блока или срединного массива (Борукаев, 1960; Звонцов, 1973; Щерба, 1970; Абдулкабирова, Алекторова и др., 1976). Этот массив являлся обломком древней дорифейской платформы, и вышеупомянутые субплатформенные отложения представляют собой соответственно отложения чехла его погруженного юго-западного края. Не исключено, что в более восточных районах этот чехол был смыт или вообще не отлагался, о чем свидетельствует наличие обломков кристаллических сланцев в верхнепалеозойских вулканитах Северного Прибалхашья (Тацинина, Семенова-Тяньшаньская, 1963).

На структурно-геофизической карте, составленной под редакцией Г. Р. Бекжанова и др., отчетливо выступает Балхашский срединный массив, обрамленный каледонскими эвгеосинклинальными трогами — Джалаир-Наймаанским, Тектурмасским, Чингиз-Тарбагатайским. Этот погруженный «жесткий» блок послужил фундаментом среднепалеозойских складчатых комплексов Джунгаро-Балхашской области. Имеющиеся в пределах блока раннепалеозойские вулканогенно-осадочные формации эвгеосинклинального облика возникли в процессе деструкции древнего массива с корой континентального типа одновременно с теми эвгеосинклинальными зонами, которые выделяются авторами статьи в пределах Кокчетавско-Чуйского блока. В одних случаях процессы деструкции приводят к формированию узких линейных трогов, для которых характерен базитовый и ультрабазитовый начальный магматизм. К таким зонам относятся Тектурмасская, ограничивающая подобно Джалаир-Наймаанской зоне Балхашский срединный массив, и Северо-Балхашская, рассекающая его в субширотном направлении в виде узкого рифта. Эти зоны рассматриваются Г. Н. Щербой (1970) как каледонские линейные геотектоногены, развивающиеся на коре океанического или переходного типа. В других случаях процессы деструкции выражаются в глубокой переработке (регенерации) сиалического основания, как это имеет место в Западном Чингизе. Здесь в раннем палеозое образуются базальтовые, андезит-базальтовые и более кислые вулканогенные формации, характерные для «островодушного» режима. Особенности раннего магматизма Западно-Чингизской регенерированной геосинклинали можно объяснить влиянием подвергнувшегося деструкции сиалического субстрата, реликтом которого является известный в Западном Чингизе Абралинский массив (Беспалов, Есенов, 1974). В ходе последующего геосинклинального развития Западно-Чингизской зоны каледонид сформировалась новая континентальная кора.

Таким образом, на обширной территории, заключенной в полукольцо дугообразных эвгеосинклинальных трогов, главным образом в окраинных ее частях, имеются прямые (формационные) или косвенные (геофизические) признаки наличия здесь жесткого массива. Возможно, зоны деструкций имели несколько более широкое развитие, чем отмечено нами, но это не может изменить представление о существовании древнего мегаблока с корой континентального типа.

Вся внутренняя часть мегаблока перекрыта среднепалеозойскими терригенными складчатыми комплексами. Незначительные мощности этих отложений, их мелководный флишoidно-молассовый облик, изменчивость простираний, отсутствие граувакковых и кремнистых фаций, признаки местных источников сноса (Бандалетов, 1969), амагматичность — все эти особенности среднепалеозойских толщ противоречат представлениям Р. М. Антонюка и его соавторов о их формировании на океанической коре в условиях окраинного моря. Напротив, перечисленные признаки указывают на парагеосинклинальные условия образования среднепалеозойских формаций, сменившиеся в фамен-турнейское время субплатформенными. Подобные условия свидетельствуют о развитии бассейнов осадконакопления на жестком фундаменте с корой континентального типа, сформировавшейся, очевидно, как и в Кокчетавско-Чуйском блоке, к позднему докембрию. Среднепалеозойские толщи Джунгаро-Балхашской области по аналогии с терригенными формациями Верхояно-Колымской области (Муратов, 1977) можно отнести к образованиям чехла деформированной платформы, сформировавшегося на жестком основании зону мозаичной складчатости.

В позднем палеозое в процессе орогенной активизации произошли массовые излияния наземных вулканитов и внедрение гранитоидов, сформировавших Балхашско-Илийский вулканический пояс, резко наложенный на все более древние структуры. Характерными формациями этого

этапа, по данным М. В. Ташининой (1963), В. Я. Кошкина (1963), Ю. И. Лялина (Геология и металлогения..., 1972) и др., являются вулканогенно-молассовая (каркаралинская свита), андезит-дацит-липаритовая (калмакэмельский и керегетасский комплексы) и трахибазальт-трахилипаритовая (кызылкинский комплекс). Вулканиды этих формаций широко развиты на территории всего Балхашского мегаблока. Однообразие их состава и последовательной смены одних комплексов другими на обширной территории, имеющей весьма разнообразное строение, еще раз подтверждает наличие в основании палеозойских комплексов сравнительно гомогенного кристаллического основания.

Авторы рецензируемой статьи совершенно искусственно разъединяют два наземных вулканических комплекса одной формации, чтобы отнести один из них (калмакэмельский) к переходной стадии развития земной коры, а другой (керегетасский) — к континентальной. Это не соответствует прямым палеогеографическим данным, по которым континентальный режим почти на всей территории Джунгаро-Балхашской области установился с каркаралинского времени. Отметим, что и резкая смена амагматического режима среднего палеозоя бурным коровым магматизмом позднепалеозойского Балхашско-Илийского пояса плохо объяснима с позиций постепенного превращения океанической коры в континентальную через переходную стадию возникновения разрозненных очагов гранитизации океанического субстрата. Более вероятным кажется развитие процессов активизации древнего сиалического блока, каковым является Балхашский массив, в связи с особым состоянием коры и мантии и возможным мантийным диапиризмом (Кузнецов, 1970). Эта активизация выразилась в сводовом воздымании, сопровождающемся вулканизмом и гранитообразованием. Образование в позднем палеозое единого сводового поднятия — Балхашского мегасвода, охватившего различные структуры палеозоид, тоже можно рассматривать как свидетельство единства фундамента этих структур — Балхашского массива. Для мегасвода характерен радиально-концентрический структурный план (частично унаследованный современным рельефом), который выражен системой дугообразно-концентрических разломов, образующих почти замкнутый эллипс по обрамлению свода, а также внутренней системой радиальных нарушений. Подобный рисунок разломов, свойственный моделируемым купольным поднятиям овальной формы, предполагает относительную однородность субстрата. В случае Балхашского мегасвода эта однородность обеспечивалась жесткой плитой Балхашского кристаллического массива, на котором (в связи с глубинным энергетическим источником) происходило сводообразование.

Приведенные соображения не позволяют согласиться с произведенным в рецензируемой статье разделением единого Балхашского мегаблока на северо-восточную и юго-западную половины с принципиально различным режимом развития (хотя между ними и возможны некоторые второстепенные различия, связанные с неодинаковой степенью деструкции древней континентальной коры Балхашского массива).

На автономный характер позднепалеозойского орогенного режима и связанных с ним магматических процессов в Центральном Казахстане указывали Е. Д. Карпова (1968), Ю. А. Кузнецов (1970) и другие исследователи, отмечавшие перестройку структурного плана, наложенный характер Балхашско-Илийского вулканического пояса, широкое проявление дизъюнктивных и блоковых дислокаций, осложняющих сводовое поднятие. К этим признакам следует добавить развитие в регионе рудных формаций, свойственных областям активизации: золото-серебряной, меднопорфировой, редкометалльных и др. (Шеглов, 1968; Твалчрелидзе, 1978). Проведенное Р. М. Антюком и др. тектоническое районирование с нашей точки зрения не дает объяснения особенностям размещения геологических формаций и эндогенных месторождений. Особенности метал-

логении региона лучше согласуются с охарактеризованными нами в ходе критического рассмотрения статьи этапами палеозойского развития Центрального Казахстана, зафиксированными в геологических и рудных формациях. В соответствии с тектоническим режимом этих этапов могут выделяться области и группы формаций эвгеосинклинального развития (на океанической коре), геосинклинальной регенерации древних континентальных блоков, по режиму близкой к режиму островных дуг, участки древних массивов с платформенным и парагеосинклинальным чехлом и наложенные на все эти элементы процессы активизации и орогенного магматизма с присущей им металлогенией, играющей в Центральном Казахстане главенствующую роль.

Литература

- Абдулкабирова М. А., Алекторова Е. А., Нарсеев В. А. и др.* Особенности развития и рудоносность структур Казахстана.— Информ. сб. ГИН АН КазССР. Алма-Ата, «Наука», 1976.
- Бандалетов С. М.* Силур Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1969.
- Беспалов В. Ф., Есенов Ш. Е.* Тектоника Казахстана.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. Труды совещания. М., «Наука», 1974.
- Борукаев Р. А.* История геологического развития Восточного Казахстана в допалеозое и нижнем палеозое.— В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, 1960.
- Геология и металлогения Северного Прибалхашья. Алма-Ата, «Наука», 1972.
- Звонцов В. С.* Строение и особенности развития Балхашского срединного массива в каледонскую эпоху.— В кн.: Тектоника и магматизм Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1973.
- Карпова Е. Д.* Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного минералообразования. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 155, 1968.
- Кассин Н. Г.* Развитие геологических структур Казахстана.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1951, 1952, вып. 14, 15, № 114, 119.
- Кошкин В. Я.* Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья.— В сб.: Проблемы палеовулканологии Тр. лабор. вулканологии, Алма-Ата, вып. VI(1), 1963.
- Кузнецов Ю. А.* Основные типы мамоконтролирующих структур и магматические формации.— Геология и геофизика, 1970, № 9.
- Мурагов М. В.* Основные тектонические подразделения территории Советского Союза.— Геотектоника, 1977, № 5.
- Тащичина М. В., Семенова-Тяньшаньская Е. Р.* Верхнепалеозойский вулкан Жантау в Центральном Казахстане.— Петрографический сб. ВСЕГЕИ, № 5, нов. сер., т. 98, № 5, 1963.
- Тварчелидзе Г. А.* Металлогения Центрального Средиземноморья. Тектоника Средиземноморского пояса (Тез. докл.). М., 1978.
- Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968.
- Щерба Г. Н.* Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, «Наука», 1970.

ЦНИГРИ
Москва

Статья поступила
19 июня 1978 г.

З. ПОУБА

О МОНОГРАФИИ «ТЕКТОНИКА МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ»

Монография «Тектоника Монгольской Народной Республики» (под редакцией А. Л. Яншина и Н. С. Зайцева, 30 п. л.) дает подробное описание тектоники и истории развития как отдельных складчатых систем Монголии, так и всей ее территории в целом. В ней приводятся также общие теоретические выводы о закономерностях тектонических процессов, приложимые не только к складчатым структурам Монголии, но и ко всем палеозоидам Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В этой работе, являющейся объяснительной запиской к первой Тектонической карте МНР масштаба 1 : 1 500 000 (1977 г.), показано разделение территории Монголии на два крупных мегаблока: северный, континентальная кора в пределах которого, возникшая еще в конце докембрия, окончательно сформировалась к началу девона, и южный — с континентальной корой, созданной к концу палеозоя; произведено детальное тектоническое районирование с выделением ряда складчатых систем; доказано большое значение предпозднедокембрийских тектонических движений, создавших первые ядра гранитно-метаморфического слоя; установлено развитие тектонических покровов, определяющих структуру некоторых областей Южной, а местами Центральной Монголии; детально изучено строение отдельных офиолитовых комплексов, показано их аллохтонное залегание и проведена аналогия с разрезами океанической коры; подробно исследованы наложенные мезозойские тектонические структуры, выявлены их связи с общими процессами мезозойской активизации, происходившими в это время на окраине Восточной Азии, прилегающей к Тихому океану; на основе всех этих данных представлен новый синтез тектоники и истории развития складчатых сооружений Монголии, в частности обосновано положение о том, что некоторые эвгеосинклинальные зоны Монголии (например, Южно-Монгольская или Озерная) имеют эпиокеаническую природу, т. е. возникли на месте океанических бассейнов геологического прошлого, а сам процесс образования складчатых сооружений на месте геосинклинальных прогибов рассматривается как сложный акт созидания земной коры континентального типа за счет океанической. Очевидно, что эти выводы вполне приложимы и к сопредельным складчатым сооружениям СССР и других стран.

В целом рецензируемая работа является ведущим теоретическим и практическим трудом в области изучения геологического строения такого важного участка Евразийского континента, каким является территория Монголии, по площади превышающая 1,5 млн. км². На примере территории МНР показаны основные закономерности геологического строения и развития Центрально-Азиатского пояса в его наиболее полном сечении: 1) сочетание линейных и мозаичных структур; 2) последовательная миграция процессов формирования складчатых сооружений и континентальной коры с севера на юг; 3) существование различных типов складчатых зон на коре континентального и океанического типов и обусловленный этим разный характер магматизма и металлогении; 4) закономерная магматическая и металлогеническая зональность, зависящая от различия структурных условий; 5) широкое и закономерное распространение месторождений и проявлений редких, цветных и драгоценных металлов, обусловленное преобладанием среди магматитов Монголии кислых и основных пород.

ХРОНИКА

УДК 551.24

**ИТОГИ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ПОДКОМИССИИ
ПО ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ МИРА
ВО ВРЕМЯ ПЛЕНАРНОЙ СЕССИИ КОМИССИИ
ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ МИРА
(Париж, март 1978 г.)**

13—21 марта 1978 г. в Париже была проведена очередная пленарная сессия Комиссии по геологической карте мира (КГКМ) и ее подразделений, включая Подкомиссию по тектонической карте мира (ПТКМ), с 1957 г. возглавляемую советскими учеными. Ее заседания под руководством генерального секретаря ПТКМ В. Е. Хаина состоялись 16—18 марта и привлекли наибольшее число участников по сравнению с другими подкомиссиями и рабочими группами КГКМ (свыше 60 человек более чем из 30 стран, в том числе Р. Г. Гарецкий, А. И. Жамойда, В. П. Колчанов, М. Г. Равич от СССР). 20 и 21 марта действовали рабочие группы ПТКМ.

В отчетном докладе В. Е. Хаин рассказал о деятельности ПТКМ после XXV сессии Международного геологического конгресса в Сиднее в 1976 г.: контроле за подготовкой составительского макета Международной тектонической карты Европы и смежных областей м-ба 1 : 2 500 000, рассылке авторам листов штриховой и красочной пробы этой карты (к началу 1979 г. подготовлено 13 листов из 20), их корректуре, контроле за изданием сводной объяснительной записки к карте «Тектоника Европы и смежных областей» и подготовке ее варианта на английском и французском языках. Оба тома записки — «Древние платформы, байкалиды, каледониды» (43,6 а. л.) и «Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды» (62,6 а. л.) — выпущены издательством «Наука» на русском языке во II полугодии 1978 г., а в 1979 г. выходит составленная по упомянутой карте Тектоническая карта Европы м-ба 1 : 10 000 000. Другой круг задач ПТКМ охватывал составление Международной тектонической карты мира масштаба 1 : 15 000 000 на 12 листах, включая дальнейшую разработку ее легенды, совершенствование изображения строения океанического дна, получение недостающих авторских макетов, согласование всех материалов. Среди многочисленных вопросов по докладу — о связи ПТКМ с проектами Международной программы геологической корреляции, в особенности по докембрию, о показе областей, испытавших тектоническое омоложение, и т. д. — наибольшее внимание аудитории вызвало обсуждение возрастных рубежей докембрийских эпох тектогенеза, гранитизации и метаморфизма, приведших к образованию соответствующих складчатых комплексов: 3,5 и древнее; $3,1 \pm 0,2$; $2,6 \pm 0,2$ (кеноранская, либерийская и прочие эпохи); $2,2 \pm 0,1$ (раннекаральская, эбурнейская, трансамазонская и пр.); $1,9 \pm 0,2$; $1,6 \pm 0,1$ (позднекаральская, гудзонская, матсапская и пр.); $1,3 \pm 0,1$ (готская, эльсонская, кибарская и пр.); $0,9 \pm 0,2$ (дальсландская, гренвильская, урасуанская и пр.); $0,6 \pm 0,05$ (кадомская, панафриканская, гадринская, бразильская и прочие эпохи). Активно обсуждались и возможности показа на карте платформенного чехла по возрасту его фундамента либо по возрасту самих отложений, образующих чехол. Большинство участников работы склонилось ко второму варианту. При этом было оговорено, что особыми знаками можно показывать и возраст фундамента под конкретным чехлом, с подразделением имеющихся данных на установленные с помощью бурения и предполагаемые.

На втором заседании ПТКМ было продолжено обсуждение рабочего проекта легенды тектонической карты мира, к которому участники сделали ряд дополнений. Пред-

ложено, например, более подробно показывать доальпийские складчатые комплексы определенных стратиграфических объемов, в разное время вовлеченных в процессы шарьяжей (особыми цветами). В эпохи тектогенеза, перечисленные в легенде, решено включить среднемиловую складчатость, имеющую важное значение для многих районов, выделяя охваченные ею области зеленым цветом, как и области с более ранней мезозойской складчатостью. Признано полезным введение знака для офиолитовых комплексов под более молодым платформенным чехлом, например в Трансильванской и Паннонской впадинах. Разъясняя океаническую часть легенды, В. Е. Хаин подчеркнул, что на карте будет отображаться возраст океанической коры. Было одобрено предложение расчленять гранитоиды на три группы: синтетектонические, поздние и посттектонические и анокрогенные. Продолжалось обсуждение проблемы расчленения и индексации платформенных чехлов. В Патагонии, например, под мощным мезозойско-кайнозойским чехлом присутствуют малоомощные отложения палеозоя, из-за чего неясно, показать ли чехол как фанерозойский (включающий палеозой, мезозой и кайнозой) или, учитывая незначительность доли палеозоя, лишь как мезозойско-кайнозойский.

Затем были заслушаны сообщения о новых тектонических картах. Ф. Ф. М. де Альмейда (Бразилия) представил красочную пробу Тектонической карты Южной Америки масштаба 1 : 5 000 000 на двух листах (издана в конце 1978 г.). С. Мартин (Венесуэла) рассказала о красочной пробе Тектонической карты северной части Южной Америки масштаба 1 : 2 500 000. В качестве основных тектонических единиц на карте выделены Андская Кордильера, Карибская горная система и Гвианский щит. Д. К. Рэй (Индия) доложил о макете Тектонической карты Южной и Восточной Азии. В основу карты масштаба 1 : 5 000 000 положено выделение тектонических этажей четырех типов: фундамент, складчатые комплексы, недислоцированный и дислоцированный платформенные чехлы. П. Рейхвальдер (ЧССР) проинформировал участников о начале работ в рамках Карпато-Балканской геологической ассоциации над Тектонической картой Восточных Альп, Карпато-Балканской дуги, Динарид — Эллиид и их форланда в масштабе 1 : 500 000 (на 36 листах). На карте изображены тектонические единицы различного возраста с выделением в них затем тектоногрупп и различных тектонических стилей.

На третьем заседании было заслушано краткое сообщение Д. М. Кинни (США) о Тектонической карте Индонезийского региона масштаба 1 : 5 000 000 (1978 г.). Затем участники вновь вернулись к легенде тектонической карты мира, окончательно утвердив желательные исправления проекта легенды. В. Е. Хаин рассказал о предложении подготовить одновременно с Международной тектонической картой мира пятитомную объяснительную записку к ней, привлекая для ее создания виднейших геологов современности. Участники заседания обменялись соображениями о возможных авторах и членах редколлегии этого труда и оказались единодушны в мнении о том, что описания следует давать по тектоническим единицам, невзирая на государственные границы.

В заключение были обсуждены отдельные пункты решения о деятельности ПТКМ. В этом решении, вошедшем в сводные рекомендации КГКМ, принятые на заключительном заседании 21 марта, одобряется деятельность ПТКМ за истекшие два года, приветствуется прогресс в составлении тектонических карт Южной Америки, Южной и Восточной Азии, а также Индонезии, обращается внимание на необходимость ускорить выпуск Международной тектонической карты Европы и смежных областей масштаба 1 : 2 500 000, рекомендуется принять обсуждавшиеся изменения в легенде Международной тектонической карты мира масштаба 1 : 15 000 000 и представить окончательный макет этой карты на XXVI сессии МГК в 1980 г.

20 и 21 марта присутствовавшие в Париже авторы ряда национальных макетов карт занимались просмотром и корректурой отдельных листов авторского макета тектонической карты мира, а также листов красочной и штриховой пробы карты Европы.

Выполняя принятые решения, ПТКМ и ее советская часть — Комиссия по международным тектоническим картам (КМТК) ОГГГ АН СССР — успешно продолжали в 1978 г. работы над тектоническими картами Европы и мира. Итогом деятельности было посвящено заседание КМТК 19 декабря 1978 г., на котором кроме отчета В. Е. Хаина о положении дел В. Е. Ханним, Ю. М. Пущаровским и Г. Б. Удинцевым были подробно рассмотрены проблемы создания для карты мира макетов тектонических карт океанических пространств. Полностью заверченный авторский макет карты мира КМТК рассчитывает представить редакционной коллегии этой карты осенью 1979 г. На этом заседании обсуждались также возможные дальнейшие направления деятельности ПТКМ и КМТК. Среди них кроме составления объяснительной записки к Международной тектонической карте мира предлагалось составление карты современной кинематики Земли (сведения о тепловом потоке, направлении горизонтальных и вертикальных движений земной коры и т. д.) и серии карт мира, которые отображали бы строение складчатого фундамента, время формирования континентальной коры, различные геофизические характеристики. Окончательные рекомендации по этому поводу советское руководство ПТКМ должно подготовить к предстоящей XXVI сессии МГК.

В. П. Колчанов

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Научный совет по геологии докембрия, Межведомственный тектонический комитет и Геологический институт ордена Ленина Кольского филиала АН СССР с 5 по 7 июня 1978 г. провели в г. Апатиты Всесоюзное совещание «Тектоника раннего докембрия».

В работе совещания участвовало около 200 специалистов, представлявших 34 научно-исследовательские и производственные организации Академии наук СССР, Министерства геологии СССР и других министерств и ведомств из 18 городов страны.

Интерес геологической науки и практики к вопросам геологии докембрия возрастает с каждым годом. С небывалой прежде остротой встают перед исследователями докембрия и проблемы тектоники, т. е. вопросы структуры, становления и эволюции земной коры и ее оболочек в раннем докембрии. Эти вопросы входят в круг фундаментальных проблем наук о Земле.

В течение раннего докембрия, охватывающего около $\frac{2}{3}$ обозримой геологической истории, возникли огромные массы континентальной земной коры, составляющие не менее $\frac{3}{4}$ коры современных материков. Крупные тектонические единицы, возникшие в раннем докембрии, их строение, состав и взаимодействие предопределили ход дальнейшего геологического развития в рифее и фанерозое. В комплексах раннего докембрия сосредоточены значительные запасы самых разных видов минерального сырья, быстрыми темпами вовлекаемого в народное хозяйство.

Коллективы многих научных и научно-производственных учреждений Москвы, Ленинграда и других научных и производственных центров достигли существенных успехов в познании тектоники докембрия. Назрела необходимость обобщить новые данные и сопоставить научные результаты, полученные по важнейшим направлениям исследования тектоники докембрия.

В программу совещания были включены доклады и научные дискуссии по четырем разделам: 1) периодизация тектонических событий докембрия; 2) дорифейская региональная тектоника древних платформ; 3) эндогенные процессы в развитии древней земной коры; 4) основные типы развития земной коры раннего докембрия.

На заседаниях были заслушаны 25 докладов и сообщений; более 10 сообщений были представлены и обсуждены методом демонстрации графики. В прениях выступило около 50 участников совещания. Кроме того, 4 июня, за день до открытия совещания, на специальном пленарном заседании Научного совета по геологии докембрия были заслушаны шесть докладов по некоторым конкретным вопросам тектоники восточной части Балтийского щита в раннем докембрии.

Различные аспекты периодизации тектонических событий в раннем докембрии были рассмотрены в пяти докладах. В докладе, подготовленном коллективом сотрудников Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР (К. О. Кратц, В. Я. Хильтова, А. К. Вревский, А. К. Запольнов, И. Н. Крылов, С. Б. Лобач-Жученко, М. М. Мануйлова, А. П. Платунова) и зачитанном В. Я. Хильтовой, сделана интересная попытка корреляции важнейших тектонических событий раннего докембрия, опирающаяся преимущественно на зарубежный материал. М. В. Муратов (Московский геологоразведочный институт) охарактеризовал основные черты геологической истории фундамента древних платформ, специально остановился на месте и времени появления протоплатформенного чехла и подчеркнул необходимость выделять раннепротерозойский этап в качестве особого этапа развития структуры фундамента древних платформ. В. Е. Хаин (МГУ) сообщил о принципах расчленения и сопоставления докембрия континентов на Международной тектонической карте мира и о легенде структурно-вещественных комплексов докембрия, принятой для этой карты. Ч. Б. Борукаев (ИГиГ СО АН СССР) рассмотрел тектонические аспекты периодизации докембрия, а в сообщении специалистов из ВСЕГЕИ и ИГФМ АН УССР (В. А. Рудник, Э. В. Собонович, С. Д. Великославинский, В. С. Певзнер), доложенном В. А. Рудником, оригинальная и достаточно спорная схема периодизации тектонико-магматических циклов докембрия Восточной Сибири опиралась преимущественно на геохимические данные. Эта схема и методы ее обоснования вызвали существенные возражения К. О. Кратца.

Обильный и по большей части конкретный материал был представлен в докладах и сообщениях по региональной тектонике раннего докембрия.

В. З. Негруца от имени коллектива геологов Кольского и Карельского филиалов АН СССР и Северо-Западного территориального геологического управления Министерства геологии (В. З. Негруца, В. Г. Загородный, М. М. Стенарь, М. Т. Козлов, М. А. Корсакова, Ю. И. Лазарев, А. Т. Радченко) доложил о важнейших чертах тектоники восточной части Балтийского щита, состоянии ее изученности и проблемах дальнейших исследований. Дорифейская тектоника Украинского щита была рассмотрена в докладе украинских геологов и геофизиков (Г. И. Каляев, З. А. Крутиховская, В. А. Рябенко, И. К. Пашкевич, Е. Б. Глевасский, В. Н. Кобзарь, В. Г. Злобенко, А. И. Тимошенко, В. Н. Гладкий, В. И. Почтаренко), зачитанном И. К. Пашкевичем. А. К. Вревский в соавторстве с К. О. Кратцем и А. П. Платуновой (ИГГД АН СССР) сообщил о некоторых типах кратогенов докембрия. С большим интересом аудитория встретила темпераментное выступление М. А. Гиляровой (ЛГУ) об основных чертах дорифейской тектоники восточной части Балтийского щита.

Коллективный доклад сотрудников Геологического института АН СССР (Н. А. Штрейс, С. В. Богданова, Р. А. Гафаров, Г. Л. Горощенко, А. М. Лейтес, В. П. Мартынова, А. С. Новикова, А. А. Савельев, В. С. Федоровский) был зачитан А. С. Новиковой. На основе сравнительного анализа тектоники и формационных комплексов фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ, опирающегося на принцип мобилизма и концепцию стадийного развития континентальной земной коры за счет структурно-вещественных преобразований коры океанического типа, авторы этого доклада обосновывали вывод о том, что оформление структуры дорифейского фундамента обеих древних платформ, становление и эволюция его континентальной коры происходили по единому плану. Этому же вопросу, т. е. сравнительному анализу тектоники древних платформ СССР, был посвящен доклад сотрудников ИГГД АН СССР (В. Л. Дук, А. К. Запольнов, А. Н. Неелов, А. Н. Берковский, Л. П. Бондаренко, С. В. Лобач-Жученко), представленный В. Л. Дуком. В докладе были изложены интересные результаты некоторых детальных структурно-петрологических исследований и обосновывалось существование континентальной земной коры с «гранитным» слоем с самого начала обзорной геологической истории.

Новосибирские ученые (М. П. Гришин, В. И. Лотышев, Э. Э. Фотиади, В. С. Сурков) в сообщении, сделанном М. П. Гришиным, привели новые данные об особенностях глубинного строения и тектоники фундамента Сибирской платформы. В. М. Моралев в соавторстве с М. З. Глуховским (НПО «Аэрогеология») сообщил о составе и структуре древнейших образований Алданского щита, а Г. Э. Грикуров от имени группы сотрудников НПО «Севморгео» (М. Г. Равич, Е. Н. Каменов, Г. Э. Грикуров, Г. И. Каменева) — об основных этапах формирования структуры Антарктиды в раннем докембрии.

Шесть докладов были посвящены эндогенным процессам как фактору развития древней земной коры.

От имени коллектива сотрудников ИГГД АН СССР, Якутского филиала АН СССР и ИФЗ АН СССР (В. А. Глебовицкий, В. Л. Дук, В. И. Кицул, Ф. П. Митрофанов, Е. В. Шарков, В. В. Эз) В. А. Глебовицкий представил доклад о взаимосвязи эндогенных процессов в развитии структур древней земной коры. В. И. Кицул (Якутский филиал АН СССР) в соавторстве с В. Л. Дуком (ИГГД АН СССР) привел данные о градиентности эндогенных режимов, запечатленных в архейских комплексах Алданского щита. А. Н. Казаков (ИГГД АН СССР) рассмотрел цикл структурного развития геосинклинального комплекса в раннем докембрии и особенности эндогенных процессов, а С. В. Лобач-Жученко (ИГГД АН СССР) — этапы гранитообразования в становлении и эволюции земной коры Балтийского щита. В докладе К. А. Шуркина, Ф. П. Митрофанова и В. М. Шемякина (ИГГД АН СССР), зачитанном К. А. Шуркиным, обосновывалась возможность использовать явления магматизма для оценки тектонических режимов в раннем докембрии. Сотрудники Карельского филиала АН СССР А. И. Богачев, М. М. Стенарь и Л. П. Свириденко в сообщении, доложенном Л. П. Свириденко, дали обстоятельный обзор магматических процессов в докембрийской истории земной коры территории Карелии.

По теме «Основные типы развития земной коры в раннем докембрии» было сделано пять докладов. Проблема формирования океанической и континентальной коры в раннем докембрии была рассмотрена под разным углом зрения и с разных методических позиций в докладах сотрудников Геологического института АН СССР и Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР.

Н. А. Штрейс от имени коллектива сотрудников ГИНа АН СССР (Н. А. Штрейс, С. В. Богданова, Г. Л. Горощенко, А. М. Лейтес, Г. И. Макарычев, А. С. Новикова, А. А. Савельев, В. С. Федоровский) доложил о латеральных рядах одновозрастных структур и формаций раннего докембрия, выявленных в дорифейском фундаменте Сибирской и Восточно-Европейской платформ и позволяющих распознать коры океанического, переходного и континентального типа, характеризующиеся определенными структурно-вещественными комплексами. В докладе обосновывался вывод о том, что континентальная кора с гранито-метаморфическим слоем не существовала изначально, как считают многие геологи, а возникла в результате преобразования коры океанического типа.

К. О. Кратц в докладе, подготовленном совместно с Ф. П. Митрофановым, сделал акцент на характеристике зарубежных древнейших зеленокаменных поясов и на обосновании того, что эти пояса наложены, как считают докладчики, на уже готовую континентальную кору и всегда имеют в основании гранито-гнейсы.

Приложению концепции тектоники плит к анализу тектоники раннего докембрия и прежде всего тектоники Украинского щита был посвящен доклад Г. И. Каляева (ИГФМ АН УССР). П. М. Горяинов (Кольский филиал АН СССР) в сообщении, сделанном совместно с Е. Е. Федоровым (НПО «Аэрогеология»), рассмотрел некоторые черты истории становления континентальной коры Кольского полуострова, а М. Т. Козлов и В. Г. Загородный (Кольский филиал АН СССР) сообщили о тектонике Кольского полуострова в раннем докембрии.

Дискуссия, состоявшаяся после докладов, показала, что некоторые вопросы тектоники раннего докембрия решаются различными исследователями по-разному. Особенно остро стоят вопросы тектоно-стратиграфического расчленения, оценки возраста и корреляции структурно-вещественных комплексов, событий геологической истории, эта-

пов становления и эволюции дорифейской коры современных континентов. Снятие этих противоречий в результате углубленной исследовательской работы существенно укрепит научные основы теоретической тектоники и позволит получить новую научно обоснованную информацию о распределении месторождений полезных ископаемых в пространстве и времени.

Совещание показало, что исследования по тектонике раннего докембрия сосредоточены на нескольких крупных направлениях, имеющих большое научное и прикладное значение. Именно по этим направлениям, определившим тематику совещания, достигнуты несомненные успехи и получены существенные результаты, успешно внедряемые в геологическую практику.

В решении, принятом совещанием, отмечена необходимость совершенствовать методы и полноту анализа фактических данных. Совещание констатировало, что разработка многих проблем тектоники раннего докембрия только начинается. Тормозом в решении этих проблем могут явиться несовершенство и разноречивостью в тектонической терминологии, которые уже сказываются. Совещание просило Научный совет по геологии докембрия и Межведомственный тектонический комитет специально рассмотреть этот вопрос и принять меры к упорядочению терминологии.

Совещание посчитало целесообразным и в будущем проводить обсуждение наиболее актуальных вопросов тектоники раннего докембрия по мере накопления новых фактических данных, их анализа и научных обобщений. Отметив необходимость и большую важность изучения тектоники докембрийских образований в пределах складчатых поясов фанерозоя, совещание рекомендовало Научному совету по геологии докембрия и Межведомственному тектоническому комитету провести в 1979 или 1980 г. обсуждение этой проблемы.

В решении совещания подчеркнута необходимость специально выделить и организационно оформить проблему изучения древнейшей земной коры в пределах щитов древних платформ СССР, выбрав для этого полигоны на Алданском и Украинском щитах, на Кольском полуострове и в Карелии. Исследования по этой проблеме следует решать коллективно и комплексно с привлечением всех применяющихся сейчас геологических, геохимических и геофизических методов. К работам по проблеме необходимо привлечь геологические организации Академии наук СССР и ее филиалов, Академии наук Украинской ССР, Министерств геологии СССР и союзных республик.

Совещание в Апатитах подвело итог большой работы в познании тектоники раннего докембрия. Его материалы, необходимые для повседневной работы геологов, занимающихся изучением докембрия, намечено опубликовать в ближайшее время.

Всесоюзное совещание «Тектоника раннего докембрия» выразило признательность председателю оргкомитета чл.-кор. АН СССР К. О. Кратцу, взявшему на себя инициативу его проведения и много сделавшему для его подготовки, председателю Президиума ордена Ленина Кольского филиала АН СССР чл.-кор. АН СССР Г. И. Горбунову и директору Геологического института филиала проф. И. В. Белькову, которые обеспечили прекрасные условия работы совещания и организовали две однодневные геологические экскурсии для его участников.

А. М. Лейтес

Редакционная коллегия

**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**

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 07.05.79 Подписано к печати 26.06.79 Т-08784 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2 Уч.-изд. л. 11,8 Бум. л. 4,0 Тираж 2015 экз. Зак. 4577

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

Б 312

В

БАВИЛОВА З. И. КВ 92

ПУЦАРОВСКОМУ Д. М.

70228

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228

1-12



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Геотектоника, 1979, № 4