

ПРОБЛЕМЫ
ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ
И
РЕГИОНАЛЬНОЙ
ТЕКТОНИКИ

6

*К 60-летию
академика
А. Л. ЯНШИНА*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE



PROBLEMS OF THEORETICAL AND REGIONAL TECTONICS

*To the 60-th anniversary
of Aleksander Leonidovich
YANSHIN*

ПРОБЛЕМЫ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ И РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ

*К 60-летию академика
Александра Леонидовича
ЯНШИНА*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · МОСКВА 1971



В работе уделено внимание разработке теории геосинклиналей и выяснению закономерностей тектонического развития древних и молодых платформ. Рассматриваются структурные условия положения магнитных полей мира, опыт составления различных тектонических карт, палеофитологические доказательства дрейфа материков, тектонические особенности размещения полезных ископаемых на дне океанов, тектонические аспекты геохронологической шкалы, строение угленосных формаций и вопросы экспериментальной и планетарной тектоники.

Редакционная коллегия:

А. В. Пейве (ответственный редактор),
Р. Г. Гарецкий, Ю. А. Косыгин, П. Н. Кропоткин,
М. В. Муратов, Ю. М. Пуцаровский, Н. А. Штрейс

Editorial board:

A. V. Peive (Responsible Editor),
R. G. Garezky, Yu. A. Kosigin, P. N. Kropotkin,
M. V. Mouratov, Yu. M. Puscharovsky, N. A. Shtreis



A. Shuman

АЛЕКСАНДР ЛЕОНИДОВИЧ ЯНШИН

28 марта 1971 года исполняется 60 лет со дня рождения и 40 лет научной и научно-организационной деятельности выдающегося ученого в области наук о Земле академика Александра Леонидовича Яншина.

А. Л. Яншин продолжает лучшие традиции классической школы отечественной геологии, к которой принадлежали его учителя — академики А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский. Кроме выдающихся исследований в области тектоники, которой Александр Леонидович отдавал и отдает много творческих сил, из-под пера А. Л. Яншина вышли первоклассные работы по стратиграфии, литологии, палеогеографии, гидрогеологии, четвертичной геологии, геологическому картированию, генезису полезных ископаемых и истории геологических исследований.

Одна из первых работ Александра Леонидовича посвящена тектонике Каргалинских гор (1932 г.), в которой он убедительно и мастерски доказал существование на западном склоне Южного Урала серии меридионально вытянутых надвигов, обосновал их возраст (конец перми — начало триаса), охарактеризовал морфологию складок и описал историю тектонического развития Каргалинских гор. Можно сказать, что с этого времени начинается деятельность А. Л. Яншина в области регионально-тектонических исследований, которыми в дальнейшем были охвачены, кроме южной части Урала, Прикаспийская впадина, пространства Туранской плиты и южная окраина Сибирской платформы. Среди работ этого направления большого внимания заслуживают исследования глубинного строения равнин Казахстана и Средней Азии, в ходе которых А. Л. Яншин впервые в отечественной геологии разработал и с успехом применил методику реконструкции погребенных палеозойских структур путем изучения и прослеживания унаследованных дислокаций в платформенном чехле. Именно в результате применения этой методики он создал широко известную схему тектоники области смыкания Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.

Исследования по региональной, а также сравнительной тектонике привели Александра Леонидовича к крупным теоретическим обще-

ниями. Среди них прежде всего следует отметить дальнейшее развитие фундаментального принципа унаследованности в тектонике, выдвинутого Н. С. Шатским. В результате изучения тектоники Северного Приаралья А. Л. Яншин выделил особый тип складок, развитых в чехле молодых платформ — унаследованные складки, отражающие определенные структуры (антиклинории и синклинории) погребенного складчатого фундамента.

Широкое признание получила созданная А. Л. Яншиным общая теория молодых платформ. Молодые платформы со складчатым палеозойским основанием отличаются от древних отчетливо развитыми в чехле тектоническими формами нижнего структурного яруса, широким распространением унаследованных дислокаций, преобладанием линейных структур над изометричными, значительно большим размахом тектонических движений и другими признаками. Упомянутые особенности объясняются непродолжительностью времени, которое отделяет эпоху последней складчатости образований фундамента от эпохи начала формирования чехла. Интенсивность и длительность развития унаследованных дислокаций чехла молодых платформ зависят от возраста складчатости основания и от расстояния до альпийской геосинклинальной области.

Велика роль А. Л. Яншина в создании обзорных тектонических карт — концентрированного синтеза тектонических знаний, столь важных для теории и практики. Он один из основных участников — составителей широко известных тектонических карт СССР, вышедших под редакцией Н. С. Шатского, один из авторов и редакторов объяснительной записки второго издания карты СССР. Под руководством и общей редакцией Александра Леонидовича были составлены мелкомасштабные тектонические карты материков для Физико-географического атласа мира (1964). В качестве члена редколлегии и составителя А. Л. Яншин участвовал в создании Международной тектонической карты Европы масштаба 1:2 500 000 и монографии «Тектоника Европы» (1964). Под руководством и под главной редакцией А. Л. Яншина составлены Тектоническая карта Евразии масштаба 1:5 000 000 и монография «Тектоника Евразии». Общеизвестно, что все эти карты получили мировое признание.

В результате работы над составлением Тектонической карты Евразии А. Л. Яншин пришел к важным теоретическим выводам, изложенным во многих статьях. Он убедительно аргументировал тезис об отсутствии в истории Земли всемирных эпох складчатости и планетарных эпох тектонического покоя. Этот вывод по своему значению выходит за рамки только геологических наук. А. Л. Яншин стоит на позиции изменчивости тектонических процессов как во времени, так и пространстве, объясняя этим структурное своеобразие Тихоокеанской области Земли. На поздних стадиях развития земной коры появились новые особенности тектонических движений и новые типы крупных структур.

Специально рассмотрев проблему срединных массивов, А. Л. Яншин пришел к выводу, что под этим названием следует выделять только остатки более древней структуры, на которой заложилась геосинклиналь данной складчатой области.

Весьма интересны взгляды А. Л. Яншина на ошибочность представлений, связывающих образование гранитоидов с фазами или эпохами

складчатости; он подчеркивает связь гранитоидного магматизма с поднятиями.

Исключительный интерес представляет исследование Александра Леонидовича по тектоническому анализу мощностей и его заключения о широком распространении в геологическом прошлом явлений некомпенсированного прогибания, погребения эрозионных форм древнего рельефа, о глубоководности многих типов отложений и т. д. Он показал, что точного соответствия между величиной прогибания и мощностью осадков очень часто не существует. Тектонический анализ мощностей может дать правильные выводы только при одновременном тектоническом анализе формаций и фаций осадков.

Во всех своих исследованиях А. Л. Яншин стоит на эволюционной точке зрения. В специальной статье он охарактеризовал своеобразие солеродных бассейнов геологического прошлого: мощные соленосные толщи накапливались в некомпенсированных прогибах, а их образование нередко начиналось на значительных глубинах. Тем самым А. Л. Яншин подчеркнул неприемлемость формального применения принципа актуализма в геологии.

В области стратиграфии Александром Леонидовичем проведены глубокие исследования по разработке стратиграфических схем триасовых, юрских, меловых, палеогеновых, неогеновых и антропогеновых отложений. Особенное внимание он уделил биостратиграфии палеогена и проблеме границы меловой и палеогеновой систем. Критически рассмотрев стратиграфию палеогена Западной Европы, он показал недостаточную обоснованность большинства подразделений западноевропейского палеогена и необходимость создания новой стратиграфической шкалы отложений этого возраста на основе изучения разрезов юга СССР.

Он выяснил, что появление в истории биосферы новых видов и вымирание старых происходит одновременно в разных местах земной поверхности и что недоучет этого обстоятельства ведет к крупным стратиграфическим ошибкам при корреляции разрезов. Основываясь на этом, А. Л. Яншин привел важные доводы в пользу того, что датский и монский ярусы представляют собой фации разновозрастных отложений.

Из исследований по генезису полезных ископаемых следует отметить работы А. Л. Яншина об образовании фосфоритов, бокситов и калийных солей, а из гидрогеологических исследований — работы о подземных водах Северного Приаралья, содержащие выводы важнейшего народнохозяйственного значения.

Нельзя не подчеркнуть, что большую известность имеют работы А. Л. Яншина по истории геолого-географических исследований Устюрта и Приаралья.

Научная деятельность Александра Леонидовича представляет собой блестящий пример плодотворного сочетания науки и практики. Им открыты многие месторождения полезных ископаемых: фосфоритов, бокситов, железных руд, угля, калийных солей, артезианских вод, горючего газа в Казахстане, на Южном Урале; калийного и фосфатного сырья — в Сибири. Многие его исследования направлены на выяснение общих закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре.

Многогранна научно-организационная деятельность А. Л. Яншина. Кроме постоянной большой нагрузки в институтах Москвы и Новоси-

бирска, в Отделении наук о Земле АН СССР, он ведет ответственную работу в РИСО АН СССР, является президентом старейшего в нашей стране Московского общества испытателей природы, председателем или членом многих Ученых советов, комитетов и комиссий. Он член правления общества «Знание». В течение пяти лет А. Л. Яншин является научным руководителем крупной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции.

Александр Леонидович систематически, активно участвует в работах Международного геологического конгресса, Карпато-Балканской геологической ассоциации, Международной ассоциации по изучению глубинных зон земной коры.

Велика и продуктивна редакторская деятельность А. Л. Яншина. Под его редакцией вышли монографии ряда крупных советских геологов, сборники статей и труды совещаний и конференций. Он является составителем, членом редколлегии или главным редактором многих геологических карт крупных регионов Советского Союза и работает в редколлегиях главных геологических изданий страны.

Большую работу ведет А. Л. Яншин по подготовке и воспитанию научных кадров. Он руководит многими научными коллективами, докторантами и аспирантами.

Александр Леонидович всегда предельно увлечен наукой, полностью отдает ей все свое время и силы. Огромная эрудиция, яркие и интересные выступления сделали его чрезвычайно популярным оратором. Большая занятость и редкая трудоспособность сочетаются у Александра Леонидовича с высокими человеческими качествами: силой воли, жизнерадостностью, общительностью, юмором и доброжелательностью.

Деятельность А. Л. Яншина высоко оценена Советским правительством, наградившим его орденом Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденом Знак Почета. В 1969 г. ему присуждена Государственная премия СССР. Монография А. Л. Яншина «Геология Северного Приаралья» удостоена премии им. А. П. Карпинского. Александр Леонидович избран членом Французского геологического общества и почетным членом Болгарского геологического общества.

Друзья, товарищи и ученики посвящают настоящий сборник дорогому Александру Леонидовичу и, поздравляя его с 60-летием, желают ему крепкого здоровья и дальнейших творческих достижений и новых открытий на благо нашей Родины.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГИПЕРБАЗИТОВ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

*А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. С. Перфильев,
И. И. Поспелов, С. В. Руженцев, С. Г. Самыгин*

Проблема структурного положения гипербазитов, связанных с ними габброидных пород и роль этих образований в тектоническом процессе широко обсуждаются в зарубежной и отечественной литературе. Особенно большое значение эта проблема приобрела в последнее время, когда благодаря изучению геологии ложа океанов и Альпийского складчатого пояса Евразии стало ясно, что гипербазиты занимают совершенно определенное положение в разрезе океанической коры. В тех районах Альпийского пояса, где сохранились участки с ненарушенной последовательностью залегания слоев океанической коры, гипербазиты всегда являются ее нижним членом; выше них располагаются габброиды, амфиболиты и очень характерная по составу и строению мощная серия вулканических и осадочных образований (Пейве, 1969). В свете этих новых данных изучение тектонических закономерностей размещения гипербазитов в различного возраста складчатых сооружениях нашей страны представляет большой научный и практический интерес.

На территории Советского Союза, пожалуй, нет другой такой области, как Урал, где габбро-гипербазитовый комплекс был бы развит столь широко и в столь различных структурных условиях. Здесь распространены и крупные, почти изометричные массивы гипербазитов, и узкие цепочки серпентинитов, прослеживающиеся на многие сотни километров. Так же разнообразно соотношение гипербазитов с габброидами; от вполне пространственно обособленных полос до весьма хаотичного сочетания серпентинитов и габбро-амфиболитов внутри одного, часто очень небольшого массива. Гипербазиты и габброидные породы в большей своей массе приурочены к эвгеосинклинальной зоне восточного склона Урала, однако местами (особенно на Южном Урале) их много и западнее, вне зеленокаменной полосы. Но и здесь вблизи гипербазитов широко развиты вулканогенно-осадочные эвгеосинклинальные образования. Следует сказать, что для Урала вообще характерна устойчивая структурная связь гипербазито-габброидных пород с отложениями эвгеосинклинального типа.

Гипербазиты и ассоциирующиеся с ними габброиды в структурном отношении делятся на два класса: автохтонный (параавтохтонный) и аллохтонный, причем такое деление не имеет петрогенетического значения.

1. Автохтонные гипербазиты и габбро-амфиболиты можно разделить на два типа. *Первый тип* их в наиболее характерном виде представлен Сынья-Вайкарским массивом (Полярный Урал). Здесь, восточнее докембрийских толщ Центрально-Уральского антиклинория, расположен очень крупный, вытянутый по границе мио- и эвгеосинклинальной зон массив слабо тектонизированных гипербазитов. По данным гравиметрии можно предположить, что они слагают мощную, круто падающую на восток пластину. Восточнее, структурно выше гипербазитов протягивается широкая полоса габбро-амфиболитов. Контакты между ними обычно сорваны (Морковкина, 1964). Степень метаморфизма и метасоматической переработки в габбро-амфиболитах увеличивается к западу, по направлению к гипербазитовому массиву (Молдавцев, 1963; Морковкина, 1964). Расположенные восточнее вулканогенно-осадочные серии среднего палеозоя часто отделены от габбро-амфиболитов плагиогранитами и диоритами. Однако в структурном отношении они залегают выше габбро-амфиболитов. Наиболее отчетливо это видно вдоль восточного края Ходатинского массива. Здесь габбро-амфиболиты погружаются под вулканогенную серию ордовика — силура.

Можно предполагать, что габбро-амфиболиты слагают фундамент зеленокаменного прогиба, о чем свидетельствуют выходы габбро-амфиболитов в ядрах некоторых частных антиклиналей внутри него. Это подтверждается данными гравиметрии, согласно которым габбро-амфиболиты могут выстилать все основание зеленокаменной зоны на севере Урала. Западнее гипербазитов Сынья-Вайкарского и Ходатинского массивов повсеместно прослеживается зона интенсивного динамометаморфизма и альбитизации, известная как Главный Уральский разлом (Молдавцев, Перфильев, 1962).

Таким образом, гипербазиты и габбро-амфиболиты представляют собой, по-видимому, автохтонный выход фундамента зеленокаменного прогиба, выведенный на поверхность по крупному разлому, разделяющему мио- и эвгеосинклинальные зоны.

Ко *второму типу* автохтонных гипербазитов и габбро-амфиболитов принадлежат массивы платиноносного пояса Северного Урала. Это крупные, изометричные или вытянутые согласно с простираемостью структур тела, в которых габброиды составляют основную часть. Рассматриваемый пояс массивов приурочен к западной части Тагильского зеленокаменного прогиба, залегая среди основных вулканитов ордовика и силура. А. А. Ефимов и Л. П. Ефимова (1967), изучавшие Кытлымский массив, показали, что большая часть габброидов — метасоматические образования, развивавшиеся по гипербазитам. Внутри массивов гипербазиты, по существу, являются реликтовыми участками, не затронутыми процессами метасоматоза. Однако, наряду с ними, здесь же распространены интрузивные габброиды, комагматичность которых с вулканитами зеленокаменного прогиба отмечалась еще А. Н. Заварицким (1928) и теперь подтверждается всеми исследователями (Штейнберг, 1961; Штейнберг и др., 1969).

Особенности тектонических структур, к которым приурочены массивы платиноносного пояса, в настоящее время не совсем ясны. Анализ геоло-

гических и геофизических материалов приводит А. А. Ефимова и Л. П. Ефимову (1967) и И. Д. Соболева (1969) к выводу о том, что эти массивы круто уходят вниз, сливаясь в единую пластину, выстилающую ложе зеленокаменного прогиба. Габброиды и гипербазиты платиноносных массивов, так же как и габбро-амфиболиты, рассмотренные выше, непосредственно связаны с основанием эвгеосинклинальных прогибов и в структурном отношении являются автохтонными. Но массивы платиноносного пояса нельзя рассматривать как результат механического выведения на поверхность пород основания. Они фиксируют крупную зону повышенной проницаемости в земной коре, с которой связаны интенсивный тепловой поток и внедрение глубинного вещества (интрузивные габбро — основные вулканиты). На достаточно высокие температуры указывает появление роговиковых зон вблизи платиноносных массивов (Ефимов, Ефимова, 1967; Штейнберг и др., 1969).

Габбро-амфиболиты Полярного Урала и габброидные породы платиноносных массивов, слагающие ложе зеленокаменных прогибов, правомерно сопоставлять с «базальтовым» геофизическим слоем земной коры. Действительно, профиль ГСЗ, проведенный в южной части Тагильского синклиория (Дружинин и др., 1968; Гафаров, 1970), интерпретируется довольно однозначно. Непосредственно под осадочно-вулканогенными отложениями палеозоя прослеживается поверхность с граничной скоростью 6,8—7 км/сек, что соответствует геофизической характеристике «базальтового» слоя.

II. Аллохтонные гипербазиты и габброиды полностью отторгнутые от своих корней. Можно выделить, по крайней мере, два их структурных типа. *Первый тип* представлен многочисленными, относительно мелкими телами раздробленных и полностью серпентинизированных гипербазитов. По существу, это разнообразные тектонические брекчии с серпентинитовым цементом, в различной мере обогащенным включениями чужеродных пород. Непременным членом таких включений являются габбро-амфиболиты. Серпентинитовые тектониты — производные крупных гипербазитовых массивов, структурно оторванные от них. Серпентиниты рассматриваемого типа образуют меланжи, протрузии и т. д., приуроченные к разломам. Намечается ряд закономерностей в строении тектонитов в зависимости от морфологии разломов, с которыми они связаны. В частности, настоящий меланж приурочен в основном к шарьяжам. Со взбросами и крутыми надвигами чаще связаны чисто серпентинитовые милониты. Серпентиниты этого типа широко распространены как в пределах эвгеосинклинали Восточного склона, так и в зоне развития шарьяжей западного склона Южного Урала.

Второй тип представлен гипербазитами и габбро-амфиболитами Хабарнинского массива, массивов Крака и, возможно, другими телами, которые слагают отдельные пластины, входящие в систему тектонических покровов западного склона Южного Урала (Камалетдинов, 1968; Камалетдинов, Казанцева, 1970). Важно отметить, что в этом случае габбро-амфиболиты и гипербазиты образуют более или менее «целиковые» блоки пород, находящиеся в аллохтонном залегании.

Ниже мы более подробно рассмотрим структурное положение гипербазитов Сакмарской зоны Южного Урала, чтобы на конкретном материале проиллюстрировать строение аллохтонных гипербазитов и габбро-амфиболитов.

Сакмарская зона, как показали последние исследования (Камалет-

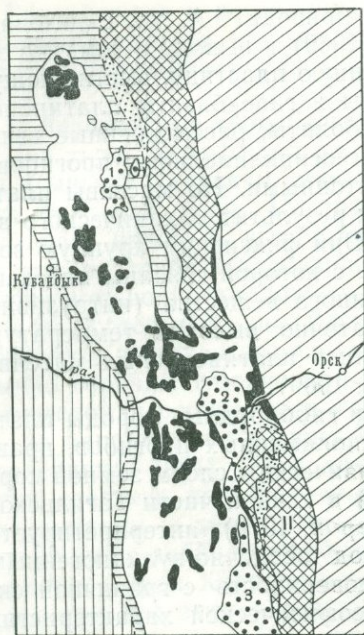


Рис. 1. Схема структурного положения Сакмарского покрова

1 — верхнепалеозойские отложения Предуральского краевого прогиба; 2 — миогеосинклинальные отложения зилаирской серии (D_3fm-C_1); 3 — миогеосинклинальные отложения нижнего и среднего палеозоя; 4 — рифейские и кембрийские (?) отложения Уралтауского антиклинория и Эбетинской антиклинали; 5 — образования среднего палеозоя эвгеосинклинальной зоны; 6 — нижне-среднепалеозойские отложения Сакмарского покрова; 7 — гипербазиты и связанные с ними амфиболиты и габбро-амфиболиты: а — меланжи и протрузии, б — крупные массивы; 8 — геологические границы: а — тектонические, б — стратиграфические.

Цифры на схеме: I — Уралтауский антиклинорий; II — Эбетинская антиклиналь; 1 — Катралинский массив гипербазитов; 2 — Хабарнинский массив; 3 — Кемпирсайский массив

динов, Казанцева, 1970; Кропачев, 1970; Руженцев, 1971), представляет собой крупный останец тектонического покрова, выгнутого в меридиональном направлении на 200 км при ширине 40 км. Покров сложен ниже- и среднепалеозойскими отложениями эвгеосинклинального типа, вмещающими многочисленные гипербазитовые тела. С востока от эвгеосинклинальной зоны Урала (Магнитогорский прогиб) Сакмарский покров отделен Уралтауским антиклинорием и его южным продолжением — Эбетинской антиклиналью (рис. 1). При этом к востоку от покрова почти повсеместно прослеживается полоса миогеосинклинальных отложений ордовика, силура, девона и нижнего карбона, т. е. эвгеосинклинальные формации Сакмарского покрова в современном эрозионном срезе лежат внутри миогеосинклинали западного склona Урала. Постелью Сакмарского покрова служат верхнедевонские — нижнекаменноугольные отложения (зилаирская свита), которые обрамляют его с запада, севера и частично с востока. К югу от р. Урал покров на востоке контактирует с миогеосинклинальными образованиями ордовика (Эбетинская антиклиналь), а к северу от реки даже перекрывают структуру Уралтау.

Сакмарский покров построен очень сложно. Он представляет собой систему тектонических пластин, часто смятых, вплоть до появления лежащих складок. Полная расшифровка его внутреннего строения — дело будущих исследований, однако в некоторых местах уже выполнены работы, достаточные для того, чтобы показать положение гипербазитов в структуре Сакмарской зоны.

Наиболее широко здесь распространены гипербазиты первого типа (класс II). Они образуют небольшие (максимум 7×4 км, обычно 1×1 км и менее) изометричные, реже — удлиненные тела самой разнообразной

формы. Серпентиниты буквально «пропитывают» вулканогенно-осадочные толщи ордовика, силура и девона, часто переходя в характерную серпентинитовую брекчию (меланж), причем наблюдаются все переходы в ряду серпентиниты — меланж — палеозойские отложения. Серпентинитовый меланж и серпентиниты настолько связаны, что нередко на местности их трудно разделить. По существу, чисто серпентинитовые поля, совершенно лишенные глыб, встречаются крайне редко. Как правило, можно говорить лишь о степени насыщенности серпентинитов тектоническими блоками и глыбами. В собственно меланже такая насыщенность значительна, в «чистых» серпентинитах она невелика. Глыбы, не несущие на себе признаков термального воздействия, имеют самую разнообразную форму: они угловатые или сглаженные, вплоть до круглых, совершенно не сортированы. В составе глыб преобладают следующие породы: габбро-амфиболиты, серпентинизированные гипербазиты, разнообразные эффузивы, фтаниты, яшмы, габбро-диабазы, альбитофиры и известняки различного возраста (Сп, О, S, D).

В первом приближении удастся выделить меланж двух категорий: мономиктовый и полимиктовый. Мономиктовый меланж характеризуется исключительным или почти исключительным развитием глыб габбро-амфиболитов и собственно гипербазитов. В виде примеси, обычно не слишком обильной, присутствуют основные вулканиты, габбро-диабазы и кремни. Полимиктовый меланж сложен пестрым комплексом глыб. Однако его состав в различных местах не остается постоянным. Так, например, выделяются участки, в пределах которых меланж состоит из обломков габбро-амфиболитов, спилитов, диабазов, габбро-диабазов. В других районах значительна примесь блоков фтанитов или яшм (оба эти типа кремнистых пород вместе встречаются редко). Очень характерен меланж, содержащий глыбы известняков, причем в этом случае выделяются места, где резко преобладают девонские породы или почти исключительно кембрийские известняки. Иными словами, наблюдаются участки с вполне определенным, хотя и пестрым, составом глыб. Обязательным элементом здесь являются только габбро-амфиболиты и амфиболиты, развитые повсеместно. Присутствие обломков других пород определяется в первую очередь составом вмещающих толщ.

Остановимся на характеристике подтипов серпентинитов, мономиктовых и полимиктовых серпентинитовых брекчий. В первом приближении по составу и структурному положению на территории Сакмарской зоны выделяются следующие их подтипы.

1. «Чистые серпентиниты»; в незначительном количестве присутствуют глыбы, представленные почти исключительно габбро-амфиболитами и серпентинизированными гипербазитами. Структурное их положение двояко.

а. Часто серпентиниты внедряются по крутым, сравнительно молодым разломам, секущим уже сформировавшуюся складчатую структуру. Это система узких (десятки, реже первые сотни метров) серпентинитовых полос, разделяющих клинья разнообразных вулканогенных и осадочных пород. Серпентиниты здесь интенсивно раздавлены, рассланцованы, часто нацело брекчированы, но глыбы для них характерны. Лишь иногда можно встретить единичные блоки габбро-амфиболитов. Тем не менее нередко можно наблюдать, как по простиранию такие серпентинитовые полосы сливаются воедино, образуя изометричные в плане тела. Клинья вулканогенно-осадочных отложений как бы рассасываются в них,

вследствие раздробления на отдельные отторженцы. Последние обычно не слишком перемешиваются с серпентинитами. Серпентинитовые тела подобного рода широко распространены в долине р. Колымбай, на водоразделе нижнего течения рек Коктугай и Суграла, а также в бассейне среднего течения р. Жаксы-Каргала.

б. Серпентиниты иногда образуют также ядра куполовидных антиклиналей, идеально вписываясь в их структуру.

2. Мономиктовый меланж — серпентинитовая брекчия, переполненная глыбами габбро-амфиболитов и серпентинизированных гипербазитов. Реже встречаются обломки основных эффузивов и кремней. Выделяются два подтипа брекчий.

а. В первом подтипе мономиктового меланжа глыбы габбро-амфиболитов достаточно равномерно насыщают всю массу меланжа. В тех местах, где позволяет врез, видно, что на глубине строение массива в общем не слишком изменяется. Состав глыб по размеру и особенно по составу однообразен. Переход от меланжа к перекрывающим его вулканогенно-осадочным толщам резкий. В кровле массива, как правило, отсутствует зона, обогащенная глыбами вулканогенно-осадочных пород покровышки. Меланж этого типа залегает только в ядрах куполовидных антиклиналей, причем форма серпентинитового массива почти в точности повторяет форму антиклинали в целом. Лучшим примером структуры подобного рода является Чанчарская антиклиналь, расположенная на водоразделе рек Жаксы-Каргала и Чанчар, непосредственно к северу от автомобильной дороги Актюбинск — Орск. Антиклиналь представляет собой вытянутую (10×7,5 км) в меридиональном направлении брахиформную складку, которая образовалась в результате сжатия системы тектонических пластин (см. статью С. В. Руженцева в настоящем сборнике). Согласно положению серпентинитов в ядре складки и ее куполовидная форма позволяют предположить протрузивное происхождение рассматриваемой структуры. Выжимание амфиболито-серпентинитовой брекчии привело к образованию Чанчарского купола. Особо необходимо подчеркнуть, что выжималось уже сформировавшееся ранее серпентинитовое месиво, т. е. процессы протрузивного внедрения серпентинитов и меланжирования генетически здесь не связаны. Серпентиниты не были выжаты на уровень верхних структурных горизонтов. Они лишь приподняли, а не проткнули перекрывающую их покровышку тектонических пластин. Именно поэтому серпентинитовый меланж сохранил свой первичный мономиктовый состав. Очевидно, рассматриваемый меланж сходен с «чистыми серпентинитами» (подтип 1б). Различие заключается лишь в степени насыщения серпентинитов глыбами габбро-амфиболитов.

б. Второй подтип мономиктового меланжа по размерам блоков габбро-амфиболитов и по степени насыщения ими серпентинитов заметно отличается от первого. Он не столь гомогенен, в структурном отношении обычно связан с крупными полями слабо раздробленных амфиболитов и часто по простиранию замещается полимиктовым меланжем. Амфиболиты и габбро-амфиболиты слагают здесь сплошные изометричные поля размерами в несколько квадратных километров каждое. Обычно они ограничены крутопадающими разломами, представляя собой горстообразные блоки, приподнятые относительно окружающих их вулканогенно-осадочных толщ палеозоя. Серпентиниты образуют небольшие трубообразные, круглые или овальные в плане тела. Местами они сливаются, рассекая габбро-амфиболитовые поля на отдельные блоки. Первона-

чально серпентиниты подстилали относительно слабо нарушенную жесткую пластину габбро-амфиболитов. В дальнейшем, при изгибании, она дробилась, а образовавшиеся трещины заполнялись пластичной серпентинитовой массой.

Серпентиниты и связанные с ними габбро-амфиболиты имеют в разрезе зональное строение. В основании залегают «чистые серпентиниты» или мономиктовый меланж (подтип 2а). Выше расположена зона резкого обогащения серпентинитов глыбами габбро-амфиболитов. Количество и размеры глыб увеличиваются вверх по разрезу. Затем следует пластина габбро-амфиболитов, пронизанная узкими крутыми телами серпентинитов. Мощность ее целиком зависит от степени брекчирования. Местами она совершенно уничтожена; в этом случае серпентиниты, буквально переполненные глыбами габбро-амфиболитов, приходят в соприкосновение с пластинами палеозойских вулканогенно-осадочных отложений.

Рассматриваемая брекчия развивается в связи с протрузивным ростом серпентинитовых куполов. Отжимаясь из краевых частей таких куполов, серпентиниты пробивают в ядрах перекрывающую их габбро-амфиболитовую оболочку и дробят ее, создавая в апикальной части участков, обогащенный глыбами. Мономиктовое (габбро-амфиболитовое) массиво формируется до тех пор, пока серпентиниты полностью не уничтожат габбро-амфиболитовую покрывку. В дальнейшем, по мере проникновения мономиктового меланжа в вулканогенно-осадочную толщу, возникает полимиктовый меланж. Подобного рода образования широко развиты на водоразделе рек Тереклы и Коктугай.

3. Полимиктовый меланж, наиболее широко распространенный в пределах Сакмарской зоны. Сложенный глыбами габбро-амфиболитов, эффузивов, известняков и других пород, сцементированных серпентинитовой брекчией, меланж этого типа имеет самое разнообразное положение в структуре. В значительной мере он отличается и по составу. Выше говорилось, что довольно легко удается на большой площади различать полимиктовые брекчии однородного состава и брекчии, строение которых четко определено составом пород, вмещающих в данном конкретном участке серпентиниты.

а. Меланж, характеризующийся однородным строением, обнажен в окрестностях г. Кувандыка (бассейн среднего течения р. Сакмары). Здесь вдоль дороги Кувандык — Бикташево, вскрыта гигантская серпентинитовая брекчия. Красные, белые, желтые, зеленые глыбы, погруженные в голубовато-серый серпентинитовый цемент, создают удивительно живописную по своей пестроте картину. Состав глыб следующий: кремни сакмарской свиты (S_{1-2}), амфиболиты и габбро-амфиболиты, серпентинизированные гипербазиты, кембрийские известняки, силурийские песчаники, габбро-диабазы, альбитофиры, разнообразные эффузивные породы, малиновые аргиллиты, по-видимому, кураганской свиты (O_{1-3}), слюдяные сланцы, мусковитозные гнейсы и, реже, известняки девона. Очень характерно присутствие глыб розовых и красных карбонатных пород, развивающихся по гипербазитам. Обломки совершенно не сортированы, размерами от нескольких миллиметров до нескольких десятков метров; реже встречаются оторженцы до 200—300 м в поперечнике. Судя по положению глыб слоистых пород (кремней, аргиллитов, песчаников), они ориентированы в самых разных направлениях. Форма обломков разнообразна. Мелкие (миллиметры — десятки сантиметров) обычно имеют угловатые очертания, крупные глыбы образуют линзовидные, иногда

изогнутые в плане веретенообразные тела. По краям обломков, особенно в слоистых кремнях, отчетливо заметен эффект механического воздействия. Порода раздроблена, расщеплена — возникает как бы бахрома из плиточек кремней, между которыми втиснут серпентинитовый материал.

Глыбы цементируются интенсивно раздробленными, раздавленными серпентинитами или карбонатно-серпентинитовой массой. Количество такого цемента сильно варьирует. Местами оно превышает 50%; в этом случае глыбы «плавают» в нем. Иногда цемента меньше — глыбы притерты одна к другой или разделены сравнительно тонкой серпентинитовой оболочкой.

В настоящее время структурное положение, мощность, форма залегания и генезис Кувандыкского меланжа не вполне ясны. Очевидно лишь то, что это крупный, своеобразный структурный элемент, по-видимому, возникший при шарьировании пластин Сакмарской зоны. Возможен, что при перемещении таких толщ вулканогенно-кремнистых отложений по пластичным серпентинитам первые дробились, перемешивались и закатывались во вторые, образуя меланж. Присутствие в обломках, наряду с местным «сакмарским» материалом, экзотических глыб указывает на то, что формирование месива частично происходило вне Сакмарской зоны. В этом смысле аллохтонность Кувандыкского меланжа вполне вероятна. Следует отметить, что полимиктовые тектонические брекчии этого подтипа уже давно известны в Альпийском складчатом поясе и подробно описаны (Пейве, 1969). Обычно их возникновение связывают здесь с явлением надвигания крупных аллохтонных масс по «серпентинитовой подстилке». По западной периферии Хабаровинского массива развит серпентинитовый меланж в основном того же строения. Различие заключается в отсутствии здесь значительного количества глыб экзотического происхождения. Это полимиктовая брекчия, образованная обломками габбро-амфиболитов, метаморфизованных основных эффузивов, серпентинизированных гипербазитов, яшм и диабазов. Такой меланж обладает относительно выдержанным составом. Однако в участках, где меланж приходит в соприкосновение с отложениями косистекской свиты (S?), он обогащается глыбами туффитов и альбитофиров, а где с сакмарской — обломками кремней и кремнистых сланцев. Таким образом, указанный меланж имеет смешанное происхождение. Он образует более или менее мощный пласт, картируемый на местности. Смятый в линейные складки в целом конформно с отложениями сакмарской и косистекской свит, с одной стороны, и габбро-амфиболитами и гипербазитами Хабаровинского массива, с другой, серпентинитовый меланж здесь обнажается в виде относительно узких протяженных полос.

б. Полимиктовый меланж неоднородного по площади состава распространен на территории южной части Сакмарской зоны, образуя тела неправильной формы, положение которых не контролируется складчатой структурой. Местами они размещаются в ядрах куполовидных антиклиналей, но гораздо чаще прорывают их крылья, «съедают» части складок, пересекают две структуры или более. Таким образом, в отличие от массивов подтипов 2б и, тем более, 2а, это в основном четко выраженные секущие тела. Уже говорилось, что мономиктовый неоднородный на площади меланж (подтип 2б) часто переходит по простиранию в полимиктовый меланж, что указывает на близость их происхождения. Во многих случаях можно видеть, что мономиктовая масса, залегающая конформно в одной части ядра купола, резко несогласно рвет оболочку вулканоген-

но-осадочных отложений в другой, обогащаясь глыбами, состав которых соответствует составу прорванных толщ. Местное происхождение глыб в этом случае совершенно очевидно. Примеров таких структур множество. Наиболее широко они развиты на водоразделе рек Жаксы-Каргала и Карабутака.

Широкое распространение серпентинитов и серпентинитового меланжа в значительной мере определило особенности структуры южной части Сакармарской зоны с ее брахивидными складками. Локальное нагнетание избыточных масс приводило к образованию отмеченных выше куполов. Если процесс сильно не развивался, то возникали правильно построенные купола, в которых особенно четко наблюдаются структурные взаимоотношения отдельных, перекрывающих серпентиниты тектонических пластин. Когда нагнетание серпентинитов было интенсивным, они не только приподнимали, но и протыкали оболочку лежащих выше пластин. В этом случае серпентиниты содержат не только глыбы амфиболитов, что в общем обычно, но и блоки разнообразных перекрывающих их пород. Происхождение неоднородного моно- и полимиктового меланжа (подтипы 2б и 3б) легко объяснимо протрузионным внедрением «чистых серпентинитов» и мономиктового серпентинитового меланжа (подтип 2а). Серпентиниты в процессе своего выдавливания захватывали породы покровы. На ранних стадиях формировался мономиктовый меланж, на конечных — полимиктовый. Пятнистое распространение меланжа на площади, разнообразии формы и размеров глыб, их состава и различная степень насыщения серпентинитовой связующей массой — все указывает на местное развитие процесса тектонического перемешивания, а также на его сравнительно малую интенсивность.

Сложнее обстоит дело с однородным моно- и полимиктовым меланжами. В них степень дробления и перемешивания значительно больше. В случае, по крайней мере, мономиктового меланжа ясно, что он образовался до оформления куполовидных структур. Учитывая аллохтонность всей Сакармарской зоны (Камалетдинов, 1968; Кропачев, 1970), а также широкое развитие внутри нее шарьяжных пластин (см. статью С. В. Руженцева в настоящем сборнике), мы предположительно связываем формирование однородного меланжа с покровообразованием. В настоящее время нельзя удовлетворительно объяснить различия в условиях возникновения мономиктового и полимиктового меланжей. Очевидно лишь то, что в одних местах образовалась бедная по составу глыб брекчия, сформировавшаяся почти исключительно за счет цсколя эвгеосинклинали, а в других — брекчия гораздо более пестрая. Здесь наряду с глыбами пород основания океанической коры и перекрывающей его вулканогенно-осадочной толщи существенную роль играют отторженцы совершенно иного происхождения, в том числе и метаморфические образования сиалического состава. Последнее может служить косвенным доводом о достаточной большой горизонтальной амплитуде перемещения покрова.

Примером второго типа структурного положения гипербазитов, слагающих целую аллохтонную пластину, может служить Хабарнинский массив. Один из крупнейших на Южном Урале, он расположен в бассейне широтного течения р. Урал. В плане массив представляет собой вытянутое в меридиональном направлении каплевидное тело длиной до 26 км при максимальной ширине в северной части около 15 км. В южном направлении массив сужается. По геофизическим данным можно

предположить, что под мезозойско-кайнозойскими отложениями он прослеживается на юг и сливается с другим крупным массивом — Кемпирсайским.

Хабарнинский массив расположен в самой восточной части Сакмарского покрова. На западе он граничит с силурийскими отложениями Сакмарской зоны, а на востоке — с ордовикскими и кембрийскими (?) породами Эбетинской антиклинали (рис. 1). Большинство исследователей полагает, что Хабарнинский массив имеет интрузивное происхождение и связан с Главным Уральским глубинным разломом (Кашин, Федоров, 1940; В. С. Шарфман и др.). Выше говорилось о том, что эта точка зрения вряд ли правомерна. К востоку от массива распространены миогеосинклинальные отложения ордовика. Граница эв- и миогеосинклиналей (что и отвечает зоне Главного разлома) проходит к востоку от Эбетинской антиклинали. Соотношение пород Хабарнинского массива с вмещающими образованиями на всем протяжении детально не изучено. Н. П. Херасков, рассматривая восточный контакт массива с породами Эбетинской антиклинали, пришел к выводу о тектонической природе этой границы. Все исследователи сходятся в представлении, что массив имеет общую синклинальную форму. Одни рассматривают его как лакколит (Малютин, 1940), другие — как грибообразное тело (Таврин, 1968). К северу от р. Урал синклинальная форма подошвы массива подтверждена бурением (материалы Б. И. Хворова). Тем не менее все попытки найти подводящий канал массива геологическими или геофизическими методами не дали положительного результата. В. П. Малютин (1940) считает, что массив смят в асимметричные, слабо наклоненные на запад складки. Однако эти построения основаны на анализе линейных тектур в гипербазитах, что само по себе не дает однозначного решения.

Хабарнинский массив сложен в основном серпентинизированными дунитами и гарцбургитами. Породы милонитизированы сравнительно слабо; как правило, хорошо сохраняется их первичная текстура. Гипербазиты нередко обрамлены полосой габбро-амфиболитов и амфиболитов — сложным комплексом амфиболитовых сланцев и гнейсовидных, средне- и крупнозернистых габбро-амфиболитов с такситовой текстурой, часто полосчатых. Наименее метаморфизованные разновидности пород представлены зелеными вулканическими сланцами. Образование этого комплекса произошло в результате метаморфизма вулканогенных пород основного состава. Прослеживая переходы от слабо метаморфизованных разновидностей к амфиболитам и габбро-амфиболитам, можно наблюдать, что сланцеватость и гнейсовидность последних соответствуют первичному напластованию пород.

Наиболее сложен вопрос возраста амфиболитов и габбро-амфиболитов. Большинство исследователей полагало, что это послесилурийские интрузивные породы и метаморфизованные образования силура (В. С. Шарфман и др.). Однако интрузивная природа габбро-амфиболитов маловероятна. Против этого свидетельствуют постепенный переход от габбро-амфиболитов через амфиболиты к зеленым вулканогенным сланцам и типичная метаморфическая текстура пород. Н. П. Херасков относил габбро-амфиболиты и амфиболиты к докембрию. Это предположение кажется нам вполне возможным. Во всяком случае, нигде не удается наблюдать постепенных переходов рассматриваемого комплекса в фаунистически охарактеризованные силурийские толщи. Кроме того, в составе метаморфических образований отсутствует ряд литологических разно-

стей, широко развитых в силуре. Однако прямых данных о времени метаморфизма и возрасте пород субстрата нет.

Амфиболиты и габбро-амфиболиты в виде непрерывной полосы обрамляют гипербазиты Хабаровинского массива с запада, востока и, вероятно, с юга. В северном направлении западная и восточная полосы габбро-амфиболитов сужаются, становятся прерывистыми и полностью выклиниваются. Вдоль северной границы массива гипербазиты непосредственно граничат с вмещающими толщами палеозоя.

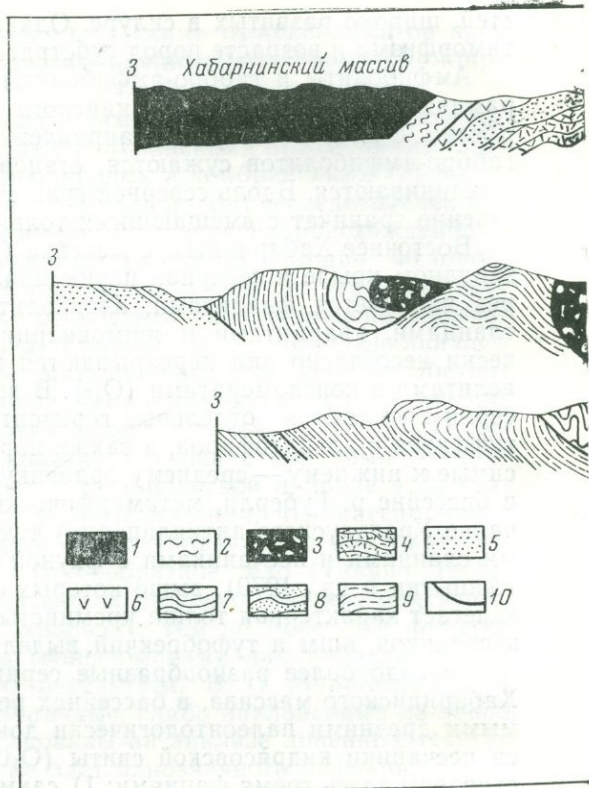
Восточнее Хабаровинского массива (включая габбро-амфиболиты), на западном крыле и северной периклинали Эбетинской антиклинали, разрез начинается филлитами, алевролитами, песчаниками, кремнистыми сланцами, кварцитами и яшмокварцитами (Rf — Cm²). Стратиграфические несогласно они перекрываются песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами (O_{1t}). В верхней части разреза терригенной серии появляются отдельные горизонты туфопесчаников, кремнистых туффитов и альбитофиров, а также порфириды и их туфы, условно относимые к нижнему — среднему ордовику. В среднем обрамлении массива, в бассейне р. Губерли, метаморфические серии Rf — Cm² (южное окончание Уралтауского антиклинория) тектонически перекрыты кремнистыми сланцами и песчаниками с фауной позднего кембрия — тремадока (Анцыгин и др., 1970), выше которых опять с тектоническим контактом залегает характерная толща кремнистых туффитов, альбитофиров, туфопесчаников, яшм и туфобрекчий, выделяемых в губерлинскую свиту (S²).

Гораздо более разнообразные серии развиты вдоль западного края Хабаровинского массива, в бассейнах рек Тереклы, Медес и Косагач. Самыми древними палеонтологически доказанными слоями здесь являются песчаники кидрясовской свиты (O_{1t}). Силурийские отложения представлены здесь тремя фациями: 1) сакмарской (фтаниты, глинисто-кремнистые сланцы, редко яшмы); 2) сугралинской-байтерекской (спилиты, диабазы, их туфы, фтаниты, реже известняки); 3) губерлинской-косистекской (кремнистые туффиты, альбитофиры, туфоаргиллиты, туфопесчаники, конгломераты, яшмы, диабазы). Отложения первых двух фаций имеют стратиграфический диапазон средний лландовери — лудлов. Немая губерлинская (косистекская) свита условно относилась либо к кембрию (Леоненко, 1955), либо к ордовику (Гаврилов, 1967). Однако в последнее время в Косистекском районе В. Г. Кориневский и авторы в прослоях конгломератов собрали обильную гальку кремней, содержащих остатки лландоверийских граптолитов. Таким образом, возраст свиты не может быть древнее силурийского. Девонский разрез представлен в основании толщей туффитов, кремнистых гравелитов, конгломератов, спилитов и полимиктовых песчаников, содержащих линзы и глыбы известняков (шандинская свита, D₁—D_{2e}). Выше залегают базальтовые и андезитово-базальтовые порфириды, конгломераты и песчаники чанчарской свиты (D_{2e}). Отложения образуют систему тектонических пластин. Стратиграфические контакты между ними, как правило, отсутствуют. Эти пластины трансгрессивно перекрыты кремнистыми конгломератами и гравелитами айтлайской (D_{2gv}), кремнями егиндинской (D_{3t}) и песчаниками зилаирской (D_{3fm} — C₁) свит.

На всем протяжении контакт гипербазитов и габбро-амфиболитов Хабаровинского массива с вмещающими толщами тектонический. На востоке габбро-амфиболиты залегают практически согласно, выше кембрийских и ордовикских отложений Эбетинской антиклинали (см. рис. 2, а).

Рис. 2. Геологические профили через восточную (а) и западную (б-д) окраины Хабаровинского массива

1 — гипербазиты; 2 — амфиболиты и габбро-амфиболиты; 3 — серпентинитовый меланж; 4 — песчаники и кварциты катралинской свиты (Ст); 5 — песчаники и алевролиты нижнего ордовика; 6 — песчаники с прослоями эффузивов среднего и верхнего ордовика; 7 — кремни сакмарской свиты (S_{1-2}); 8 — диабазы и кремни сугралинской свиты (S_{1-2}); 9 — туффиты, туфы, аргиллиты, кремни губерлинской свиты ($S?$); 10 — тектонические контакты; цифрой 1 (в кружке) обозначена ось антиклинальной складки

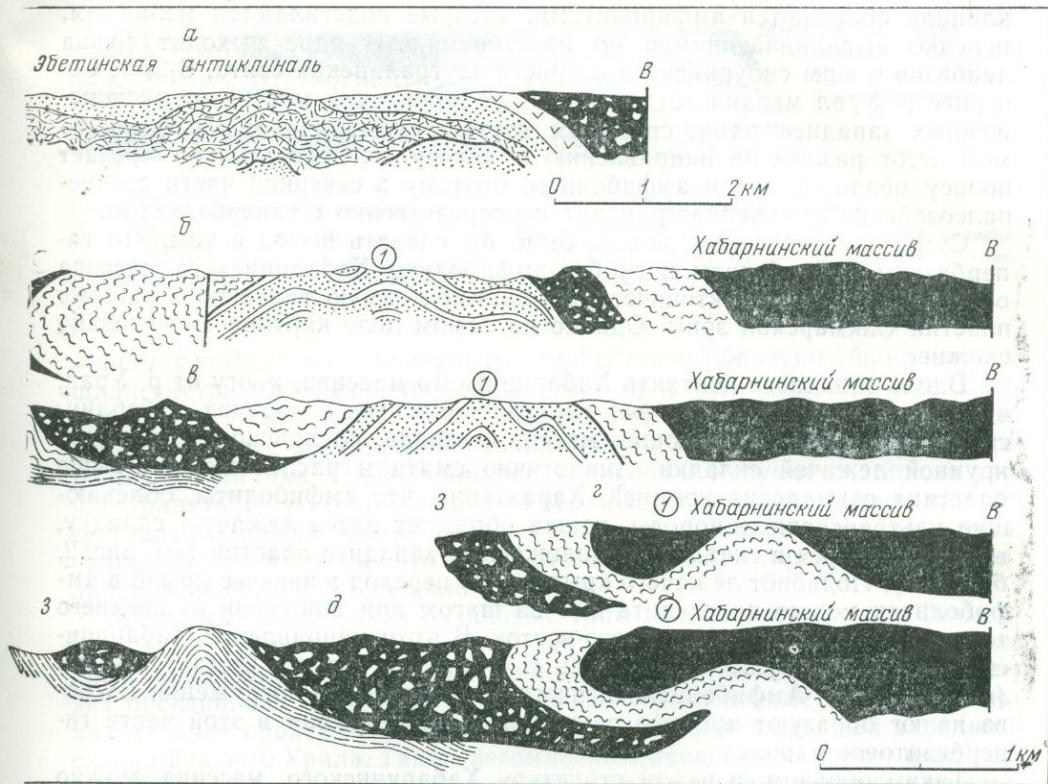


Они разделены отчетливо выраженным разломом, плоскость которого падает на запад, под массив. На юге этот разлом маркируется узкой полосой серпентинитового меланжа, а на севере — представляет собой зону милонитов.

На севере, в связи с погружением Эбетинской антиклинали, амфиболиты и гипербазиты, обрамляя ее периклиналь, поворачивают на восток в виде плавной дуги. Разлом приобретает пологое северное падение. Таким образом, гипербазиты и габбро-амфиболиты Хабаровинского массива по тектоническому контакту налегают здесь также на ордовикские отложения Эбетинской антиклинали. Вдоль восточного крыла этой антиклинали прослеживается полоса серпентинитового меланжа, первоначально, по-видимому, подстилавшего Хабаровинский массив.

Северное окончание Хабаровинского массива построено аналогично. Здесь, в бассейне р. Губерли, отложения верхнего кембрия и ордовика слагают южное периклинальное окончание Центрально-Уральского антиклинария. Структурно выше них лежат гипербазиты Хабаровинского массива, отделяясь от подстилающих пород отчетливым разломом. Линия сместителя в общем согласно со структурой вмещающих толщ погружается на юг, под массив.

Значительно более сложно построена западная часть массива. К югу от р. Урал, западнее Хабаровинского массива, в ядрах нескольких куполовидных антиклиналей вскрыты габбро-амфиболиты, тектонически прорванные серпентинитами. В последнем случае часто возникает серпенти-



нитовый меланж. Местами выше него появляются кидрясовские песчаники (O_1t) и кремни сакмарской свиты (S_{1-2}), образующие сложную систему тектонических клиньев. Ордовикские и силурийские породы тектонически перекрыты мощной пластиной, образованной диабазами и кремнями сугралинской свиты (S_{1-2}). Далее следует пластина, сложенная породами губерлинской свиты ($S?$), выше которых залегают туффиты, конгломераты и известняки шандинской свиты ($D_1 - D_2e$). Венчает разрез пластина кремней сакмарской свиты (S_{1-2}).

Восточнее все эти пластины погружаются под серпентинитовый меланж. Мощность его изменчива. Она или достигает 1—1,5 км, или не превышает нескольких десятков метров. Местами меланж исчезает вообще. Структурно выше расположены габбро-амфиболиты и гипербазиты Хабарнинского массива. Амфиболиты и меланж залегают более или менее согласно с подстилающими пластинами, будучи совместно с ними смяты. Особенно отчетливо это видно восточнее р. Тереклы, где среди поля габбро-амфиболитов и амфиболитов Хабарнинского массива обнажается тектоническое окно, в котором вскрыты подстилающие массив породы. На рис. 2 (профили б, в, г, д) последовательно с севера на юг показан характер соотношения пластин среднего и нижнего палеозоя с породами рассматриваемой части Хабарнинского массива. Отмеченное выше тектоническое окно обозначено цифрой 1. Оно представляет собой пологую антиклинальную складку, вытянутую в меридиональном направлении и пелого погружающуюся на юг. Крылья антиклинали и ее пери-

клиналь облекаются амфиболитами, которые подстилаются меланжем, нередко выклинивающимся по простиранию. В ядре выходит толща диабазов и яшм силурийского возраста (сугралинская свита, $S_{1-2}?$). Севернее р. Урал меланж, отделяющий Хабаровинский массив от расположенных западнее толщ, срезается крутым субмеридиональным разломом. Этот разлом по направлению к северу последовательно срезает полосу меланжа, затем амфиболиты, поэтому в северной части среднепалеозойские отложения граничат непосредственно с гипербазитами.

Суммируя сказанное, можно было бы сделать вывод о том, что гипербазиты, амфиболиты и габбро-амфиболиты Хабаровинского массива образуют крупную тектоническую пластину, самую верхнюю в системе пластин Сакмарской зоны. Однако на самом деле картина значительно сложнее.

Вдоль западного контакта Хабаровинского массива, к югу от р. Урал, в обрывах правого берега рек Терекла и Косагач в породах губерлинской свиты ($S?$), облекающих массив с запада, прекрасно виден замок крупной лежачей складки. Аналогично смята и расположенная выше пластина сакмарских кремней. Характерно, что амфиболиты, облекающие ультраосновные породы, также образуют здесь лежачую складку, вписывающуюся в складку расположенных западнее пластин (см. рис. 2, б, в, г, д). Подворот лежачего крыла и его переход в висячее крыло в амфиболитах можно проследить шаг за шагом при движении от среднего течения р. Косагач на юг и юго-восток. В этом направлении Хабаровинский массив погружается, и здесь сохранилось висячее крыло складки (см. рис. 2, д). Амфиболиты висячего крыла по мере погружения массива на юг образуют простую периклиналь, перекрывая в этой части гипербазитовое ядро.

Таким образом, в целом структуру Хабаровинского массива можно представить себе в виде лежачей складки, в ядре которой находятся гипербазиты, а амфиболиты и габбро-амфиболиты слагают их оболочку (рис. 3). Висячее крыло этой складки видно только в наиболее погруженной южной части массива. Севернее, в более поднятой его части, висячее (нормальное) крыло этой структуры размыто и обнажается лишь ее лежачее перевернутое крыло, где габбро-амфиболиты структурно подстилают ультраосновные породы.

Лежачая складка Хабаровинского массива представляет собой ядро более крупной лежачей складки, сложенной тектоническими пластинами ордовикских, силурийских и девонских пород Сакмарского покрова (см. рис. 2, в, г, д). Вся сложная структура, в свою очередь, смята в более простые пологие складки. Одним из примеров таких складок может служить антиклинальное окно в амфиболитах, рассмотренное выше (см. рис. 2, цифра 1 на профилях б, в, г, д). Кроме того, эта структура осложнена крутыми, возможно более поздними, разломами.

Разумеется, описанная сложная структура не до конца доказана и остается еще в достаточной мере гипотетичной. Однако аллохтонное положение гипербазитов и связанных с ними габбро-амфиболитов, тектонически перемещенных (вместе с другими вулканогенно-осадочными породами) из других структурных зон, представляется нам более чем вероятным. Можно предположить, что они были перемещены из более восточной эвгеосинклинальной зоны Урала.

Хабаровинский массив гипербазитов не единственный на западном склоне Южного Урала. Крупные гипербазитовые массивы Крака (и свя-

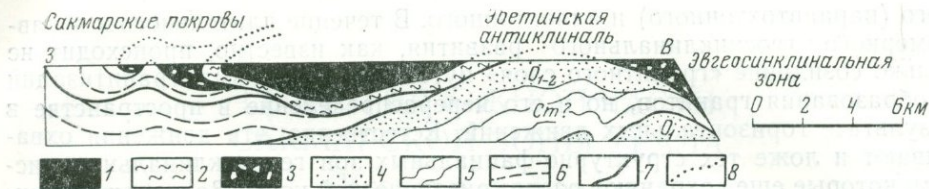


Рис. 3. Схематизированный профиль через южную половину Хабаровинского массива

1 — гипербазиты; 2 — амфиболиты; 3 — серпентинитовый меланж; 4 — нижний — средний ордовик; 5 — кембрийские (?) отложения; 6 — среднепалеозойские отложения сакмарских покровов; 7 — тектонические контакты; 8 — предполагаемые продолжения границ

занные с ними эвгеосинклиналиальные серии) также образуют обширные площади внутри миогеосинклиналиальных формаций. Как показали исследования М. А. Камалетдинова и Т. Т. Казанцевой (1970), гипербазиты массивов Крака тоже представляют собой останец крупного покрова, перемещенного с востока, из эвгеосинклиналиальной зоны. Разумеется, опасно распространять полученные выводы на все более или менее крупные и слабо тектонизированные гипербазитовые массивы западного склона Урала, однако весьма вероятно, что такие массивы, как Кемпирсайский и Катралинский, могут оказаться аллохтонными.

Выше мы рассмотрели различные типы гипербазитовых тел Сакмарской зоны. При этом выяснилось, что как мелкие тела серпентинитов, представляющие собой тектонит или играющие роль цемента тектонических брекчий, так и крупные относительно ненарушенные массивы имеют аллохтонное происхождение и связаны с системой шарьяжей западного склона Южного Урала. Также несомненным представляется тот факт, что эти гипербазиты (вместе с вмещающими толщами) тектонически перемещены из более восточных эвгеосинклиналиальных областей Урала. При этом перемещении гипербазиты претерпели весьма длительную тектоническую жизнь и нередко многократно перераспределялись в процессе движения. По-видимому, аналогичные процессы тектонического перераспределения гипербазитов широко развиты и в эвгеосинклиналиальной зоне, где можно найти реликты «автохтонных» взаимоотношений гипербазитов, габбро-амфиболитов и эвгеосинклиналиальных серий. Разумеется, это не исключает возможностей выявить нормальные, нетектонические, соотношения между отдельными членами этих образований в наиболее крупных и нетектонизированных пластинах.

Современная структура Сакмарской зоны отражает многократность горизонтальных подвижек. Они происходили в раннем и позднем эйфеле. Максимального развития шарьярование достигло в среднем карбоне, когда вся масса эвгеосинклиналиальных вулканогенно-осадочных толщ была надвинута на песчаники зилаирской серии. Возник Сакмарский аллохтон в собственном смысле слова. В его подошве сохранился пласт серпентинизированных гипербазитов и серпентинитового меланжа. В процессе смещения аллохтон мялся; возникла сложная система обращенных к западу лежащих складок, крупнейшей из которых является рассмотренная выше антиклиналь.

Проблема положения гипербазитов в структуре складчатых сооружений и их роли в тектоническом процессе, разумеется, далеко не исчерпывается выделением и описанием двух классов этих пород — автохтон-

ного (параавтохтонного) и аллохтонного. В течение длительного и неравномерного геосинклинального развития, как известно, происходит не только соиздание «гранитного слоя» путем метаморфизма, гранитизации и образования гранитов, но и его перераспределение в пространстве в результате горизонтальных движений. Естественно, эти движения охватывают и ложе тех структурно-фациальных зон геосинклинальных систем, которые еще сохраняют разрез океанической коры. Возникают сложные условия проницаемости, вызывая различные типы структурной локализации гипербазитов. Однако выяснение соотношений такой локализации во времени и пространстве со всем многообразием магматизма и метаморфизма геосинклинальных систем требует глубоких исследований. И вряд ли можно сомневаться в том, что именно изучение Урала позволит решить очень важные вопросы этих соотношений.

ЛИТЕРАТУРА

- Анцигин Н. Я., Барганов В. Г., Наседкина В. А. 1970. О верхнем кембрии и нижнем ордовике Орского Урала.— Доклады АН СССР, геол., 193, № 11.
- Гаврилов А. А. 1967. Марганценовый вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар.— Труды ГИН АН СССР, вып. 169.
- Гафаров Р. А. 1970. О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Халевин Н. И. 1968. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Свердловском пересечении и перспективы дальнейших исследований Урала. В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука».
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. 1967. Кытлымский платиноносный массив. М., «Наука».
- Заварицкий А. Н. 1928. Коренные месторождения платины на Урале.— Материалы по общей и прикл. геол., вып. 108.
- Камалетдинов М. А. 1968. О некоторых основных вопросах тектоники западного склона Урала в связи с поисками нефти и газа.— Геол. нефти и газа, № 3.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. 1970. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 45 (4).
- Кашин С. А., Федоров В. П. 1940. Хромитовые месторождения Хабаровинского ультраосновного массива. В кн. «Хромиты СССР», т. II.
- Кропачев С. М. 1970. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала.— Вести. МГУ, геол., № 1.
- Леоненко Н. И. 1955. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары).— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 3.
- Малютин В. П. 1940. О тектонике изверженных горных пород.— Сов. геол., № 9.
- МолдавANCEV Ю. Е. 1963. Метаморфический пояс севера Урала. В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Труды Первого Уральск. петрограф. совещ., т. 3. Свердловск.
- МолдавANCEV Ю. Е., Перфильев А. С. 1962. Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Морковкина В. А. 1964. Метасоматические преобразования гипербазитов в связи с зонами глубинных разломов. В кн. «Петрографические формации и проблемы петрогенезиса». М.
- Пейве А. В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, № 4.
- Руженцев С. В. 1971. Некоторые особенности тектонической структуры Косистекского района (Северные Мугоджары).— Доклады АН СССР, 196, № 1.
- Соболев И. Д. 1969. Глубинное строение и магматизм Урала. В кн. «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала». Труды Второго Уральск. петрограф. совещ., т. II. Свердловск.
- Таврин И. Ф. 1968. О строении основных и ультраосновных интрузий и глубинных разломов Южного Урала по геофизическим данным. В кн. «Глубинное строение Урала». М., «Наука».
- Штейнберг Д. С. 1961. Интрузивные формации Урала.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 8.
- Штейнберг Д. С., Булыкин Л. Д., Ефимов А. А., Малахов И. А., Фоминых В. Г. 1969. Проблемы петрологии ультрабазитов Урала. В кн. «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала». Труды Второго Уральск. петрограф. совещ., т. II. Свердловск.

ГЕОЛОГИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ УРАЛА

(Косистекский район)

С. В. Руженцев

Рассматриваемый район расположен на северо-востоке Актюбинской области, в бассейне верхнего течения р. Жаксы-Каргала. В геологическом отношении это южный участок так называемого Сакмарского поднятия, которое представляет собой узкую (до 20 км) зону западного склона Южного Урала, характеризующуюся специфическим разрезом.

Существует мало работ, посвященных тектонике южной части этой зоны. Первой и едва ли не единственной является статья А. Л. Яншина «Тектоника Каргалинских гор» (1932). Несмотря на то, что опубликована она почти 40 лет назад, приводимые в ней наблюдения, особенно по морфологии складчатых и разрывных нарушений, не потеряли своего значения и сейчас. Следует сказать, что представления А. Л. Яншина о чешуйчатом строении района, необоснованно забытые в последующие годы, подтверждаются новейшими исследованиями. Это относится не только к участкам сочленения Сакмарской зоны с Центрально-Уральским антиклинорием, Зилаирским синклинорием и Предуральским прогибом, где надвиги, намеченные А. Л. Яншиным, доказаны новейшими работами (Леоненко, 1955; Камалетдинов, 1968; Кропачев, 1970), но касается и внутренней ее части, на территории которой надвиги до последнего времени отрицались.

Предлагаемая работа посвящена описанию геологического строения южной части Сакмарской зоны, на территории которой преимущественно распространены ордовикские, силурийские, ниже- и среднедевонские вулканогенно-осадочные толщи. На западе она ограничена Каргалинским (Шандинским) разломом, по которому эффузивы и кремни (S—D) надвинуты на песчаники зилаирской свиты (D₃fm—C₁). На востоке Сакмарская зона отделена от Центрально-Уральского антиклинория Акайским разломом. По нему метаморфизованные отложения, условно относимые к кембрию (Центрально-Уральский антиклинорий), взброшены на породы силура и девона (Сакмарская зона).

Стратиграфия

Наиболее полные и хорошо обоснованные стратиграфические схемы Косистекского района опубликованы в работах Н. И. Леоненко (1955), Х. С. Розман (1956), А. А. Абдулина, М. А. Касимова и К. А. Львова (1969).

Древнейшими палеонтологически доказанными отложениями являются *ордовикские*. Они образуют серию тектонических клиньев, вследствие чего их полный разрез не установлен. Не ясны также соотношения с перекрывающими силурийскими слоями. Ордовикский разрез представлен пестрым комплексом пород (диабазы, слилиты, туфы, яшмы, известняки). Очень характерно присутствие прослоев полимиктовых песчаников кидрясовского типа. В линзах известняков собраны трилобиты (*Symphysurus* cf. *convexus* Bal., *Ceratopyga* aff. *forficula* Sars., *Euloma* sp.) и брахиоподы (*Althorthis* ex. gr. *kinderlensis* Andr.), указывающие на тремадоковский возраст вмещающих пород.

Силурийские отложения распространены в пределах рассматриваемого района наиболее широко. Согласно схеме, предложенной А. А. Абдулиным и др. (1969), здесь выделяются две свиты: нижняя — косистекская (S_{1n_2}) и верхняя — сакмарская (S_{1n_3} — S_2). Косистекская свита содержит туфогенные аргиллиты, туфоалевролиты и песчаники, конгломераты, кремнистые туффиты, альбитофиры и яшмы. До недавнего времени их возраст считался либо кембрийским (Леоненко, 1955), либо ордовикским (Гаврилов, 1967). Сейчас во многих местах установлено (материалы В. Г. Кориневского и автора), что в конгломератах содержится галька кремней с остатками граптолитов среднего лландовери (*Pristiograptus conncinnus* (Lapv.), *Glyptograptus tamariscus* (Nich.), *Climacograptus* sp., *Pernerograptus* sp., *Rastrites approximatus* Perner, R. cf. *perigrinus* Barr., *Dimorphograptus* sp., *Petalograptus* sp.). Следовательно, возраст косистекской свиты не может быть древнее раннесилурийского. На основании косвенных данных мы условно относим ее к силуру, допуская, однако, возможность более молодого возраста.

В качестве фациального аналога косистекской свиты выделяется толща андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, диабазов, спилитов, туфов, туфопесчаников, аквагенных брекчий, кремней (байтерекский тип разреза). По А. А. Абдулину и др. (1969), возраст этих отложений среднелландоверийский. Действительно, собранные здесь остатки граптолитов в основном являются среднелландоверийскими. Однако в ряде пунктов (Байтерек, Карасай) нами были найдены граптолиты позднего лландовери и венлока. Так, например, в обрывах правого берега следующего к югу от Карасая ручья, впадающего в р. Косистек, среди диабазов, туфов и туфопесчаников встречены два прослоя кремней. Нижний охарактеризован граптолитами (*Glyptograptus* ex. gr. *tamariscus* (Nich.), *Campograptus* sp., *Pernerograptus* sp., *Rastrites* sp.) среднего лландовери, верхний (*Monoclimacis* sp.) — венлока.

Аналогичные результаты были получены и для разреза, расположенного непосредственно к северу от рассматриваемого района (левобережье р. Урал), что хорошо увязывается с данными Т. Н. Корень и А. Д. Петровского (1967), установившими вулканогенно-осадочный разрез силура со стратиграфическим диапазоном от среднего лландовери до нижнего лудлова.

Сакмарская свита представлена черными фтанитами, реже — глини-

сто-кремнистыми сланцами, красными аргиллитами, туффитами, известняками. Последние встречаются в виде небольших линз. В бассейне р. Каргала сакмарские фтаниты обычно залегают выше силурийских отложений косистекского и байтерекского типов. Контакты между ними всюду тектонические. Свита хорошо охарактеризована палеонтологически. Согласно А. А. Абдулину и др. (1969), в ее основании присутствуют отложения верхнего лландовери. В верхней части установлены слои нижнего лудлова (*Monograptus nilssoni* Barr., *M. bohemicus* Barr., *M. kuznetsovi* Tschern.). Во многих местах водораздела рек Шанды и Жаксы-Каргала, а также на водоразделе рек Жаксы-Каргала и Карабутак в кремнях сакмарской свиты автором были собраны граптолиты среднего лландовери (*Petalograptus ovato-elongatus* Kurck., *Campograptus elegans* Koen., *Rhaphydograptus* sp., *Climacograptus* sp.). Следовательно, свита включает отложения не только верхнего лландовери, венлока и нижнего лудлова, но и среднего лландовери.

Силурийский разрез иного типа встречен по правому берегу верховьев р. Шанды (крайний юго-западный участок района). Здесь преимущественно развиты органогенно-обломочные и афанитовые известняки, тонко переслаивающиеся с кремнями.

Таким образом, на территории бассейна р. Жаксы-Каргала выделяются следующие типы силурийских отложений: косистекский — туфовый (S), байтерекский — вулканогенно-кремнистый (S_1In_2 —w, возможно, ранний лудлов), сакмарский — кремнистый (S_1In_2 — S_2), шандинский — кремнисто-карбонатный (S_{1-2}). Перечисленные толщи являются разновозрастными и должны рассматриваться как фациальные типы, а не разновозрастные свиты.

В районе установлен полный разрез девонских отложений, среди которых выделяются следующие свиты.

Шандинская свита (D_{1cb} — D_{2e1}) — пестрая в фациальном отношении толща полимиктовых песчаников и гравелитов, переполненная глыбами известняков, эффузивов и кремней (среднее течение р. Жаксы-Каргала). Местами она имеет более упорядоченное строение. В этом случае кремни, известняки и диабазы образуют пласти и линзы среди песчаников (левобережье р. Чанчар). Возраст свиты здесь обоснован многочисленными сборами брахиопод (Леоненко, 1955). Несколько иной разрез установлен в бассейне среднего течения р. Карабутак, где преимущественно развиты кремнистые туффиты, кремнистые гравелиты, альбитофиры и известняки с *Gypidula totaensis* Khod., *Nymphorhynchia pseudolivonica* (Barr.), *Atrypa* sp., *Karpinskia fedorovi* Tschern. Отмеченная толща несогласно, с базальными конгломератами в основании залегают на вулканогенно-кремнистых породах байтерекской свиты силура.

Другие соотношения мы наблюдали в ядрах нескольких куполовидных складок по правому берегу р. Каргала (к югу от р. Карабутак). Здесь выше андезитовых порфиритов, диабазов и спилитов байтерекской (?) свиты с постепенным переходом залегают пестрая пачка диабазов, яшм, кремнистых туффитов, альбитофиров, полимиктовых и кварцевых песчаников. В ее средней части имеются прослои известняков, содержащих остатки брахиопод эйфеля (*Nymphorhynchia* sp., *Karpinskia fedorovi* Tschern., *Atrypa sergaensis* Khod., *Theodossia superba* (Eichv.), *Uncinulus* cf. *parallepipedes* Bronn.).

Чанчарская свита (D_{2e2}) представлена андезитовыми порфиритами, щелочными базальтами, туфами, туфобрекчиями, песчаниками, несоглас-

но перекрывающими своими базальными конгломератами отложения си-лура и шандинской свиты.

Выше также несогласно залегает толща альбитофиров, кварцевых альбитофиров и их туфов, условно относимых к эйфелю.

Айтпайская свита (D_{2gv}) почти нацело сложена полимиктовыми, часто существенно кремнистыми конгломератами и песчаниками, содержащими линзы и глыбы известняков с остатками кораллов и брахиопод живетского яруса. Свита резко несогласно перекрывает все более древние горизонты.

Егиндинская свита (D_{3fg}) состоит из фтанитов, глинисто-кремнистых сланцев и алевролитов.

Зилаирская свита ($D_{3fm}-C_1$) — это мощная толща однообразных граувакк, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, связанных постепенным переходом с егиндинской свитой.

Структуры

В структурном отношении район представляет собой систему брахиформных, с резкой ундуляцией шарниров, меридионально вытянутых складок, осложненных многочисленными, различно ориентированными разломами. Размеры складок различны. Встречаются нарушения, достигающие в поперечнике 10—20 км. Широко развиты брахиоформные дислокации размером до 1—3 км. Среди последних преобладают изометричные, неправильной формы купола, наклоны слоев на крыльях которых часто и резко изменяются. Реже отмечаются куполовидные структуры идеально овальной или круглой формы, построенные гораздо проще. Они осложняют крупные складки, являясь структурами второй генерации. Распределение их на площади не поддается какой-либо систематизации. Они располагаются как в ядрах, так и на крыльях крупных складок и местами настолько видоизменяют их морфологию, что восстановить ее бывает очень трудно. Часто в ядрах вскрыты серпентиниты и серпентинитовый меланж. Иногда они согласно вписываются в структуру купола, иногда же в виде сложных, дискордантно расположенных тел прорывают перекрывающую вулканогенно-осадочную толщу, появляясь не только в ядрах, но и на крыльях складок.

На территории Косистекского района с востока на запад выделяются следующие основные структуры (рис. 1): Егиндинская антиклиналь, Айтпайская синклиналь, Каргалинская антиклиналь. Последняя на севере распадается на две обособленные антиклинали: Косистекскую (на востоке) и Чанчарскую (на западе), разделенные Тарангульской синклиналью. Западнее Чанчарской антиклинали находится Жангызагачская синклиналь, представляющая собой систему кулисообразно расположенных мульд. На крайнем западе района по контакту с полосой зилаирских песчаников протягивается Дамбарская антиклиналь.

Все перечисленные структуры обладают однотипным строением. Поэтому нет смысла подробно рассматривать каждую из них. Остановимся лишь на характерных примерах.

Айтпайская синклиналь в ядре выполнена отложениями айтпайской (D_{2gv}), егиндинской (D_{3fg}) и зилаирской ($D_{3fm}-C_1$) свит, несогласно перекрывающими сакмарские фтаниты (S_{1-2}). Синклиналь вытянута с юга на север почти на 30 км. По существу, это система мелких, удлинен-

ных брахиоформных нарушений. Шарнир ее поднимается к югу, вследствие чего верхнедевонские породы исчезают, уступая место сплошному полю развития силурийских кремней. Наиболее интересно строение южной центриклинали Айтпайской структуры. Здесь, по левому борту р. Карабутака (в 1,5 км ниже пос. Кызылфлот), из-под кремней (S_{1-2}) появляется пестрый комплекс эффузивно-осадочных пород, относимых Х. С. Розман и Н. И. Леоненко к куагачской свите ордовика. Это толща переслаивающихся альбитофиринов и их туфов, туффитов, кремнистых гравелитов и конгломератов. В гальке последних нами были собраны остатки лландоверийских граптолитов. В нижней и верхней частях толщи, кроме того, появляются линзы и глыбы эйфельских известняков. На этом основании вся она отнесена к шандинской свите ($D_{1cb}-D_{2e1}$).

Девонские слои, образующие нижнюю часть склона долины р. Карабутака, как бы облекают поле силурийских кремней с *Climacograptus* sp., *Monograptus* sp., падая под них под углами 15—40°. Зона контакта маркируется полосой белых брекчированных эйфельских известняков с *Uvdolina uvdolensis* (Khod.), *Atrypa desquamata* Sow., которая весьма четко вписывается в рельеф, подчеркивая пологое налегание силурийских пород на девонские. В сторону от основного поля силурийских отложений расположено несколько мелких останцов тех же кремней, также залегающих на эйфельских известняках. Структурные соотношения — девонские отложения внизу, силурийские вверх — видны здесь очень хорошо (рис. 2). Сакмарские кремни слагают, таким образом, тектоническую пластину (первая сверху).

Каргалинская антиклиналь — наиболее крупная (30×15 км) и сложнопостроенная структура района. В морфологическом отношении это куполовидное нарушение с четко выраженным восточным крылом и идеальной северной периклиналию. Южная и западная части складки разбиты разнообразными, более мелкими нарушениями, вследствие чего структура здесь более сложная. Остатки западного крыла сохранились лишь по левобережью р. Жаксы-Каргала (в 4—5 км к северу от аула Каргала). В остальных же местах оно уничтожено Шандинским надвигом. Южная периклиналь скрыта под мезозойско-кайнозойскими отложениями. Как для Айтпайской синклинали, так и для Каргалинской антиклинали характерно аномальное чередование различных стратиграфических горизонтов. Иными словами, в пределах структурно четко выраженного купола мы наблюдаем обратные соотношения: в ядре обнажаются более молодые, на крыльях — древние отложения. Наиболее хорошо это видно на восточном крыле и северной периклинали Каргалинской складки. Здесь, в долинах рек Карабутака, Байтерек и Косистек, в структурном отношении сверху вниз (с северо-востока на юго-запад) вскрыты следующие стратиграфические горизонты.

1. Туффиты, альбитофиры и гравелиты шандинской свиты ($D_{1cb}-D_{2e1}$), слагающие ложе верхней пластины (кремни силура), стратиграфически несогласно перекрывают спилиты, диабазы и кремни байтерекской свиты (S_{1-2}). Местами на шандинских, местами на байтерекских породах залегают останцы сакмарских кремней (S_{1-2}), представляющие собой остатки верхней пластины. Диабазы байтерекской свиты протягиваются непрерывной полосой от долины р. Карабутака в бассейн р. Косистек. Повсеместно слои падают к востоку или северо-востоку под углами 30—60°. Внутренняя структура полосы их распространения из-за широкого развития массивных эффузивных разностей расшифровывается с



трудом. Здесь удается выделить лишь несколько сдавленных, опрокинутых к юго-западу складок.

Отложения байтерекской свиты и перекрывающие их трансгрессивно породы шандинской свиты слагают вторую сверху тектоническую пластину.

2. Структурно ниже залегает мощная толща косистекской свиты, условно относимой к силуру. Не исключено, однако, что она является девонской. Структурные соотношения косистекской и байтерекской свит хорошо видны на водоразделе рек Карабутах и Косистек, где туффиты, альбитофиры и яшмы первой пластины падают на северо-восток под диабазы второй (углы наклона $30-60^\circ$). Плоскость сместителя отмечена на местности полосой серпентинитов. В пределах правобережья р. Косистек породы косистекской свиты образуют в плане дугообразный изгиб, особенно четко маркирующий периклиналь Каргалинской антиклинали. Слои наклонены сначала к северо-востоку, затем к северу и, наконец, к северо-западу под углами $15-45^\circ$. На востоке они падают под отложения байтерекской (пластина 2), на западе — сакмарской (пластина 1) свит.

Отложения косистекской свиты — третья тектоническая пластина. Ее внутренняя структура своеобразна. До последнего времени считалось, что слои слагают пологую моноклиаль, деформированную в целом с северной периклиалью Каргалинской антиклинали и осложненную лишь мелкими простыми складками и незначительными сбросами (Гаврилов, 1967). Однако при ближайшем рассмотрении оказалось, что здесь развита система вторично дислоцированных, изоклинальных лежащих складок. Именно их изоклинальностью объясняется то, что одни и те же слои в пределах разных крыльев единой структуры рассматривались как разные горизонты, залегающие в нормальной последовательности. Следует учитывать, что размеры складок (а наиболее крупная из них достигает видимой амплитуды 12 км) усугубляли такое впечатление. Только тщательное прослеживание маркирующих пачек, особенно в замках складок, позволило понять истинное строение пластины. Замок основной складки прекрасно обнажен в обрывах левого склона долины р. Косистек. Это лежащая антиклиналь с горизонтально расположенной осевой поверхностью, четко выраженными височиями и лежащим крыльями и хорошо сохранившимся плавным изгибом слоев в замке. Протяженность обнажения (около 1 км) позволяет видеть все детали структуры. Это — подобная складка продольного изгиба. Во внутренней части ядра жесткие прослой-

Рис. 1. Геологическая схема Косистекского района Сакмарской зоны

1 — метаморфизованные отложения ($Cm?$); 2 — ордовик (O_1t); 3 — байтерекская свита ($S_1p_2-S_2$); 4 — сакмарская свита ($S_1ln_2-S_2$); 5 — косистекская свита ($S?$); 6 — шандинская свита ($D_1Cb_2-D_2e_1$); 7 — чанчарская свита (D_{2e_2}); 8 — айтпайская свита (D_2gv); 9 — егиндинская свита (D_3fr); 10 — зилаирская свита (D_3fm-C_1); 11 — мезозойско-кайнозойские отложения; 12 — четвертичные отложения; 13 — серпентиниты и серпентинитовый меланж; 14 — альбитофиры, кварцевые альбитофиры, щелочные габброиды; 15 — габбро-диабазы; 16 — разломы; 17 — стратиграфические контакты; 18 — элементы залегания (а — нормального, б — опрокинутого); 19 — линии профилей и зарисовок. Цифры в кружках: 1 — Егиндинская антиклиналь; 2 — Айтпайская синклиналь; 3 — Каргалинская антиклиналь; 4 — Косистекская антиклиналь; 5 — Тарангульская синклиналь; 6 — Чанчарская антиклиналь.

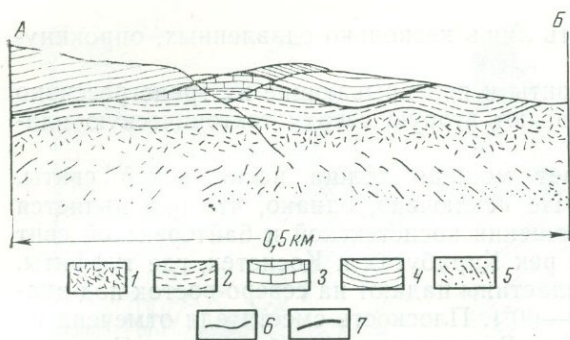


Рис. 2. Зарисовка налегания сакмарской свиты на отложения шандинской свиты. Правобережье р. Карабутак (соответствует линии АБ на рис. 1)

1—3 — шандинская свита ($D_1cb_2-D_2e_1$): 1 — альбитофиры, 2 — туффины, 3 — известняки; 4 — сакмарская свита (S_1np-S_2) — фтаниты; 5 — задерновано; 6 — стратиграфические контакты; 7 — тектонические контакты

кремнистых туффинов часто раздроблены на отдельные блоки, которые, однако, весьма незначительно смещены один относительно другого. Залегающие между туффирами аргиллиты интенсивно кливажированы (возникает очень характерная «костыльчатая» отдельность), часто наблюдается увеличение их мощности в замке.

Внешняя часть ядра построена иначе. Слои в ее пределах сорваны и местами дисгармонично дислоцированы относительно внутренней части. Они образуют килевидный, резко удлиненный замок, причем всячески и лежащее крылья притиснуты одно к другому. Огромная амплитуда антиклинали достигается за счет срыва и независимой деформации внешней ее оболочки. Детали строения этой части складки лучше видны по правому борту р. Косистек.

В принципе аналогичное строение имеют все складки, сложенные косистекской свитой на водоразделе рек Косистек и Каргала. Во внутренних частях структур изгиб слоев в замках хорошо виден на местности, что и позволяет их картировать. Сплюснутые килевидные замки внешних оболочек непосредственно в поле установить труднее. Однако они четко видны на аэрофотоснимках. Таким образом, рассмотренные складки являются «хвостовыми» нарушениями с различно дислоцированными внутренним ядром и сорванной внешней оболочкой. Иногда вдоль осевых плоскостей появляются пологие разрывы, по которым всячески крылья несколько смещаются относительно лежащих. В этом случае могут возникнуть отдельные пластины. Наиболее крупная из них расположена в кровле пакета лежащих складок.

Юго-восточнее (водораздел рек Косистек и Карабутак) структура несколько изменяется. Лежащие складки здесь смяты в серию сжатых, прямых или опрокинутых на юго-восток нарушений.

Формирование структуры пластины, образованной породами косистекской свиты, происходило следующим образом. Сначала возникли лежащие складки. В дальнейшем они сминались в прямые или опрокинутые к юго-западу нарушения (деформация осевых поверхностей лежащих складок). И, наконец, в связи с возникновением Каргалинской антиклинали произошел куполовидный изгиб самой пластины.

3. Ниже пород косистекской свиты залегают фтаниты и глинисто-кремнистые сланцы сакмарской свиты (пластина 4). Мощность их редко превышает 60—70 м. В виде узкой непрерывной полосы они прослеживаются на водоразделе рек Карабутак и Косистек. Кремни окаймляют здесь поле развития косистекских аргиллитов и туффинов, падая под них

под углами 10—25°. Контакт притертый, слои обеих свит залегают настолько параллельно, что создается впечатление непрерывного разреза. Лишь на водоразделе рек Косистек и Каргала тектоническая природа границы пород косистекской и сакмарской свит видна достаточно хорошо. Сакмарские фтаниты залегают здесь ниже косистекских туффитов и яшм в виде изолированных тектонических линз, иногда сильно брекчированных и перемятых. Плоскость разрыва погружается к северу под углами 35—50.

4. Местами ниже сакмарских, местами ниже косистекских отложений залегают диабазы, песчаники, кремни и известняки тремадока. Это — пятая пластина. Ее мощность обычно равна нескольким десяткам метров и лишь по правобережью р. Карабутак достигает 300—400 м. Тремадокские породы прослеживаются в виде непрерывной полосы от долины р. Карабутак к северо-западу до р. Косистек и далее на запад до русла р. Каргала. Повсеместно они падают под вышележащие отложения. Внутренняя структура пластины разнообразна. По правобережью Карабутака слои смяты в систему сжатых прямых или опрокинутых к юго-западу складок. На водоразделе Косистек — Каргала слои дислоцированы слабо, залегая приблизительно параллельно плоскостям, ограничивающим пластину надвигов.

Все перечисленные пластины образуют внешнюю оболочку Каргалинской антиклинали, слагающую ее крылья и периклинали. От ядра они отделены крупным разломом. Последний протягивается от долины р. Акай до русла р. Карабутак приблизительно меридионально. Плоскость сместителя здесь практически вертикальна. На правобережье р. Карабутак она падает к восток-северо-востоку под углом 70°, на левобережье р. Косистек — к северо-востоку под углами 50—70°, а на водоразделе рек Косистек и Каргала — к северу под углами 60—70°. Таким образом, рассматриваемый разлом в плане повторяет очертания восточного крыла и северной периклинали Каргалинской складки, а его плоскость, как правило, падает в сторону от ее ядра. К зоне разлома часто приурочены серпентиниты и серпентинитовый меланж, которые образуют либо узкие линзовидные полосы, совпадающие с линией сместителя, либо изометричные тела неправильной формы, обнажающиеся в ядрах куполов, осложняющих крылья Каргалинской антиклинали. Возможно, что серпентинитовый меланж образует здесь обособленный тектонический элемент (пластина 6), залегающий на контакте ядра и облочка.

Ядро Каргалинской антиклинали (водоразделы Каргала — Карабутак и Каргала — Шанды), сложенное преимущественно породами шандинской и сакмарской свит, имеет иное строение. Оно прорвано многочисленными телами серпентинитов и серпентинитового меланжа, рассечено многочисленными взбросами. Местами, особенно на юге и западе, единая куполовидная структура распадается на серию брахиоформных складок разнообразной формы в плане и различно ориентированных. В их пределах особенно хорошо видны структурные соотношения отдельных пластин. Рассмотрим некоторые примеры.

На правом берегу р. Косистек, там, где река перед впадением в Каргаду образует излучину, расположена простая, вытянутая в юго-западном направлении антиклиналь. Слои вдоль ее юго-восточного крыла падают под углами 50—60°, северо-западного — 15—40° (рис. 3).

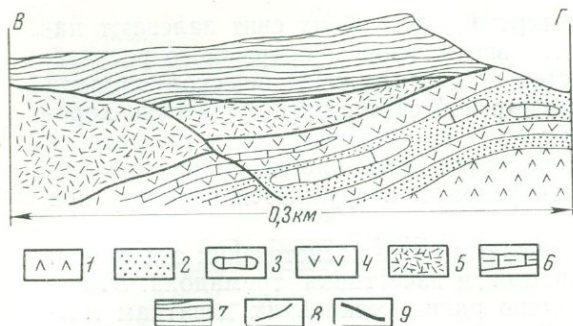


Рис. 3. Геологический профиль через северо-западное крыло антиклинали, расположенной в излучине р. Косистек (соответствует линии ВГ на рис. 1)
 1 — байтерекская свита ($S_{1ln_2}-S_2$): диабазы, спилиты; 2—4 — шандинская свита ($D_1cb_2-D_{2e1}$): 2 — песчаники, 3 — известняки, 4 — диабазы; 5, 6 — байтерекская свита ($S_{1ln_2}-S_2$): 5 — альбитофиры, 6 — известняки; 7 — сакмарская свита ($S_{1ln_2}-S_2$) — фтаниты; 8 — стратиграфические контакты; 9 — тектонические контакты

Мощность, м

1. В ядре вскрыты мандельштейновые диабазы, варнолиты (условно относимые к байтерекской свите) видимая 15
2. Выше согласно залегают пачка серых полимиктовых песчаников, лиловых порфиритов, диабазов с линзами розовых известняков, содержащих остатки брахиопод (*Eospirifer subviator* Khod., *Barrandella* sp., *Nymphorhynchia* sp., *Uncinulus* sp., *Catazyga perpolita* Khod.) эйфеля (шандинская свита) видимая 40—50
3. Выше (контакт тектонический) появляются зеленые альбитофиры с средними прослоями серых кремней (байтерекская свита). В кровле пачки расположен прослой белых тентакулитовых известняков видимая до 150
4. Известняки и альбитофиры перекрыты черными фтанитами и красными аргиллитами. Фтаниты содержат остатки граптолитов раннего силура *Rhaphydograptus* sp. видимая 300

По направлению к востоку фтаниты срезают альбитофиры, ложась на песчаники шандинской свиты.

Сходная картина наблюдается во многих местах. Так, по правому борту долины р. Каргала, в 4—5 км к югу от устья р. Карабутак, в ядре крупной куполовидной антиклинали обнажаются (снизу вверх):

Мощность, м

1. Андезитовые порфириты и диабазы байтерекской свиты (?) видимая 50
2. Диабазы, туффиты, яшмы, песчаники и известняки с остатками эйфельских брахиопод (шандинская свита) видимая 40
3. Альбитофиры и кремни байтерекской свиты видимая 120
4. Фтаниты сакмарской свиты (*Climacograptus schaebergi* Lapv., *Cl. rectangularis* McCoy) видимая 200

Часто пачки 2 или 3 срезаны, и кремни (пачка 4) залегают на диабазгах (пачка 1). Например, на водоразделе рек Каргала и Карабутак в ряде мест снизу вверх обнажаются:

Мощность, м

1. Серпентиниты и габбро-амфиболиты, выше которых появляются диабазы видимая 10
2. Известняки, содержащие остатки эйфельских брахиопод *Gypidula subretnetus* Khod., *Nymphorhynchia pseudolivonica* (Barr.), *Karpinskia fedorovi* Tschern., *Carintina arimaspa* (Eichv.) 2—5
3. Черные фтаниты с остатками граптолитов (*Monograptus* sp., *Diplograptus* sp.) лландовери видимая 20

На водоразделе Каргала — Шанды кремни сакмарской свиты залегают либо на серпентинатах, либо на диабазгах. Лишь иногда к контакту здесь приурочены линзы эйфельских известняков.

Таким образом, в ядре Каргалинской антиклинали выделяются следующие структурные элементы (сверху вниз): кремни сакмарской свиты (пластина 7); порфириды, диабазы, альбитофиры и кремни байтерекской свиты (пластина 8); песчаники, кремни, известняки, туффиты, диабазы шандинской свиты, со стратиграфическим контактом перекрывающие порфириды и диабазы байтерекской свиты (пластина 9). Ниже расположены серпентиниты и серпентинитовый меланж, образующие подстилку всего пакета тектонических пластин.

В Косистекском районе сакмарские кремни (пластина 7) слагают обширные поля, бронируя склоны и хорошо выделяясь на местности на водоразделах рек Карабутак — Косистек и Карабутак — Каргала. Мощность пластины достигает нескольких сотен метров, а внутренняя структура исключительно сложна. Здесь развиты лежащие изоклинальные складки, осложненные пологими, иногда близкими к горизонтальным надвижками, рассекающими пластину на серию более мелких чешуй. Указанные нарушения хорошо видны в обрывах правого борта долины нижнего течения р. Карабутак. Часто встречаются также изоклинальные, опрокинутые к юго-западу крутые складки и связанные с ними взбросы. Оба типа структур имеют на площади зональное расположение. По-видимому, складки второго типа аналогичны складкам в поле развития косистекских отложений и являются наложенными.

Песчаники, кремни, диабазы и известняки шандинской свиты вместе с выступающими из-под них порфиридами, диабазами и кремнями байтерекской свиты представляют собой наиболее глубокую пластину. Она чаще прорвана серпентинитами. Внутренняя ее структура не ясна из-за широкого развития олистостромовых образований, совершенно лишенных слоистости. Очевидно лишь, что вся масса пород интенсивно брекчирована. Глыбы раздроблены на отдельные блоки, обычно они смещены относительно своего первоначального положения. Часто отложения пронизаны небольшими серпентинитовыми телами. В этом случае возникает хаотическая брекчия, напоминающая меланж. Следует сказать, что для пород нижней пластины вообще характерно частое тектоническое перемешивание с серпентинитами подстилки.

Таким образом, в пределах Каргалинской антиклинали и Айтпайской синклинали сверху вниз выделяются следующие пластины: 1) кремни сакмарской свиты (S_{1-2}); 2) порфириды, диабазы, спилиты и кремни байтерекской свиты (S_{1-2}), трансгрессивно перекрытые туффитами, альбитофирами, кремнистыми гравелитами и конгломератами шандинской свиты ($D_{1cb}-D_{2e1}$); 3) туффиты, альбитофиры, конгломераты, аргиллиты, песчаники, яшмы косистекской свиты (S); 4) кремни сакмарской свиты (S_{1-2}); 5) песчаники, кремни, диабазы, известняки (O_{1t}); 6) серпентиниты и серпентинитовый меланж; 7) кремни сакмарской свиты (S_{1-2}); 8) порфириды, диабазы, альбитофиры, кремни, известняки байтерекской свиты (S_{1-2}); 9) порфириды, диабазы байтерекской свиты, стратиграфически перекрытые песчаниками шандинской свиты ($D_{1cb}-D_{2e1}$); 10) серпентиниты и серпентинитовый меланж.

Чанчарская антиклиналь находится непосредственно к северу от Каргалинской, являясь как бы северным, несколько обособленным ее ответвлением. В структурном отношении это наиболее четко выраженный купол, с хорошо сохранившимися западным и восточным крыльями и северной периклиналью. В плане он представляет собой правильную, овальную, вытянутую с юга на север крупную (10×6 км) складку, располо-

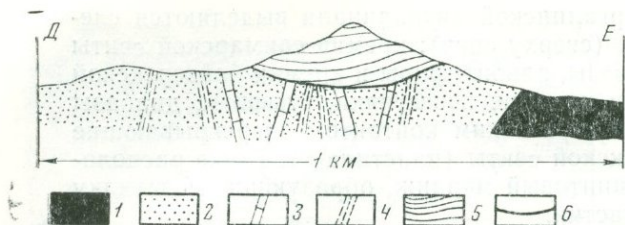


Рис. 4. Зарисовка налегания сакмарской свиты на отложения шандинской свиты. (Левобережье р. Чанчар) (соответствует линии ДЕ на рис. 1)

1 — серпентиниты; 2—4 — шандинская свита ($D_1c_{b_2}-D_2e_1$): 2 — песчаники, 3 — известняки, 4 — туффиты; 5 — сакмарская свита ($S_1p_2-S_2$) — фтаниты; 6 — тектонический контакт

женную на водоразделе рек Чанчар и Каргала. В ее пределах лучше, чем где-либо в другом месте Косистекского района, видны соотношения и последовательность в разрезе различных тектонических пластин. Здесь обнажаются следующие элементы (сверху вниз).

1. Кремни сакмарской свиты с остатками лландоверийских граптолитов *Climacograptus* sp., слагающие восточное крыло Чанчарской антиклинали, бронируя плоскую возвышенность водораздела Каргала — Косистек. Слои здесь падают к востоку под углами $30-60^\circ$, залегая на песчаниках шандинской свиты, что особенно хорошо видно в обрывах правого борта долины р. Каргала на участке между дорогой Актюбинск — Орск и створом Каргалинской плотины.

На западном крыле и частично в ядре антиклинали сакмарские кремни сохранились лишь в виде отдельных тектонических нашлапок, вследствие чего покровные соотношения видны здесь особенно отчетливо. Так, например, вдоль ряда горок левобережья р. Чанчар можно видеть (рис. 4), как интенсивно перемятые песчаники, туффиты, порфириты и известняки шандинской свиты с *Atrypa granulifera* Barr., *A. mala* Khod., *Karpinskia fedorovi* Tschern., *K. conjugula* Tschern., *Camaratoechia* ex gr. *nympha* Barr., *Gypidula* cf. *scutolobata* Sandb. перекрывают светлого-серыми кремнями сакмарской свиты с *Glyptograptus* ex gr. *tamariscus* (Nich.), *Climacograptus scalaris* (His.), *Monograptus* sp. Указанные кремни соответствуют пластине 1 Каргалинской антиклинали.

2. Мощная толща песчаников шандинской свиты, переполненных известняковыми глыбами. Она залегают ниже кремней вдоль восточного крыла Чанчарской антиклинали. В известняках содержатся остатки кобленцких и эйфельских брахиопод. Из-под известняков, по-видимому, со стратиграфически несогласным контактом, обнажаются порфириты, диабазы и кремни байтерекской свиты. В последней собраны остатки граптолитов *Glyptograptus tamariscus* (Nich.), *Pristiograptus* cf. *concinus* (Lapv.), *Campograptus elegans* Koen., указывающие на среднелландоверийский возраст пород. Отмеченные горизонты соответствуют пластине 2 Каргалинской антиклинали.

3. Туффиты и яшмы косистекской свиты, залегающие в виде тонких тектонических линз в подошве байтерекских эффузивов, соответствуют пластине 3.

4. Песчаники, известняки, диабазы и кремни шандинской свиты.

5. Кремни сакмарской свиты, соответствуют пластине 7.

6. Песчаники и известняки шандинской свиты, соответствуют пластине 9.

7. Серпентиниты и серпентинитовый меланж.

Следует учитывать, что не все покровы, установленные на территории Каргалинской антиклинали, развиты в Чанчарской. Здесь, например, отсутствует пластина ордовикских и почти полностью срезана пластина

костекских пород. Однако общая последовательность покровов сохраняется.

Характеризуя геологическое строение Кэсистекского района в целом, отметим, что преобладание брахиформных дислокаций, в пределах которых обнажен пакет тектонических пластин, определяет современную структуру Сакмарской зоны. Однако необходимо помнить, что формирование куполовидных складок лишь завершило сложное и долгое тектоническое развитие Сакмарской зоны. Для того, чтобы правильно понять их истинную структуру, необходимо снять эффект наложенной складчатости. Однотипность строения брахиформных нарушений, присутствие выдержанных на площади «маркирующих» пластин позволяют это сделать. В этом смысле ядра куполов можно рассматривать как своеобразные тектонические окна, а разделяющие их синклинали — как останцы пскровов.

Наличие сложной системы покровных пластин позволяет предполагать, что периоду формирования куполов, связанных с вертикальными движениями, предшествовал период горизонтальных перемещений масс горных пород. Не только специфика внутреннего строения Сакмарской зоны, но и ее положение в структуре Урала в первую очередь обусловлены такими перемещениями. Они отражают процессы тангенциального сжатия, зародившегося в раннем девоне (возможно, в позднем силуре) и постоянно, со все нарастающей силой проявлявшегося в течение всего позднего палеозоя.

Условия возникновения покровов этой зоны вряд ли могут быть поняты вне связи с вопросами формирования региональной структуры Южного Урала. Наиболее дискуссионным из них является положение эвгеосинклинальных толщ Сакмарской зоны к западу от Центрально-Уральского антиклинория, т. е. на территории Уральской миегосинклинали. Этой проблеме посвящено несколько работ.

До недавнего времени считалось, что вулканогенно-осадочные отложения ордовика, силура и девона выведены из-под чехла зилаирских песчаников в виде антиклинального поднятия (Павлинов, 1936; Воинова и др., 1941; Келлер, 1949; Эз и др., 1965). Правда, еще в 30-х годах высказывались сомнения относительно антиклинального строения Сакмарской зоны. Так, например, Д. К. Зеgebарт (1936) рассматривал ее как крупную синклиналь, считая, что силурийско-девонский вулканогенно-кремнистый комплекс залегает на зилаирских песчаниках, которые он считал ордовикскими. Однако представления о синклинальной структуре зоны в дальнейшем не получили развития. Лишь в связи с увеличением детальности исследований, выполнением большого объема горных работ, в том числе буровых, было установлено присутствие на западном склоне Урала крупных надвигов. Покровное налегание отложений зилаирской свиты (D_3fm-C_1) на известняки карбона доказано М. А. Камалетдиновым (1965). Горные выработки показали наличие тектонического контакта между зилаирскими песчаниками и вулканогенно-осадочной толщей ордовика — силура вдоль западного края Сакмарской зоны (Камалетдинов, 1968; Кропачев, 1970). По данным Б. И. Хворова (устное сообщение), этот контакт представляет собой зону брекчий, падающую под углами $45-60^\circ$ к востоку под Сакмарскую зону. Имеются также материалы, показывающие наличие тектонической границы, вдоль восточного края зоны. Плоскость разрыва наклонена здесь к западу, а его надвиговая природа подтверждается появлением зилаирских песчаников в тек-

тонических окнах среди вулканогенно-осадочных пород ордовика и силура. Указанный характер границы подтверждается также структурными соотношениями восточной части Сакмарской зоны и Зилаирского синклинария. Следует сказать, что зилаирские породы образуют здесь узкую полосу, вдающуюся с севера глубоко в поле развития отложений Сакмарской зоны. Б. И. Хворовым было показано, что в морфологическом отношении это антиклиналь с прекрасно выраженной периклиналью. Последняя была разбурена. Ниже песчаников ордовика здесь сначала залегают кремни силура, а затем — песчаники зилаирской свиты (D_3fm-C_1).

Таким образом, наличие ограничивающих Сакмарскую зону надвигов, падающих под нее, можно считать доказанным. Это, а также плавное северное центриклинальное замыкание зоны позволяют рассматривать ее как гигантскую покровную массу (Камалетдинов, 1968; Кропачев, 1970); окаймляющие же разрывы являются частями единого надвига, ограничивающего аллохтон снизу. В свете этих представлений становится понятным появление тектонических покровов в пределах самой зоны.

В морфологическом отношении шарьяжи, развитые в южной части Сакмарской зоны, относятся к типу покровных пластин. Однако их формирование происходило за счет расчленения пакета покровных складок. Наличие последних установлено в ряде районов зоны. По-видимому, вся аллохтонная масса, сорванная со своего основания, распалась на серию чешуй, надвинутых впоследствии одна на другую. Некоторые из них испытали значительное дисгармоничное смятие. Образовались изоклиналильные лежащие складки. В дальнейшем, в процессе продолжавшегося поперечного сжатия, они были деформированы дополнительно. Появились меридиональные зоны крутых нарушений. Одновременно во фронтальной части аллохтона возникла система опрокинутых к западу покровных складок (смятие всего пакета пластин).

Анализируя последовательность покровов в разрезе, необходимо обратить внимание на следующие обстоятельства. Вся система пластин распадается на определенные серии. В основании каждой залегают серпентиниты или, чаще, серпентинитовый меланж, представляющий собой брекчию, переполненную глыбами амфиболитов и габбро-амфиболитов. Лишь в одном месте, к северу от рассматриваемого района, габбро-амфиболиты залегают в виде относительно целой пластины на границе между серпентинитами (внизу) и вулканогенно-осадочной толщей силура — девона (вверху). Видно, как по простиранию эти габбро-амфиболиты замещаются меланжем (см. статью А. В. Пейве и других в настоящем сборнике). Серпентиниты и габбро-амфиболиты, по-видимому, представляют собой остатки основания, с которого происходил срыв палеозойской эвгеосинклиналильной толщи. В процессе шарьирования габбро-амфиболиты дробились, закатывались в серпентинитовую массу, образуя меланж. Последний частично захватывался в подошве аллохтона, вовлекался в совместное движение с ним, образуя весьма пластичную подстилку, способствующую шарьированию.

В Косистекском районе выделяются три серии пластин. Нижняя начинается эффузивами байтерекской свиты (S_{1-2}), выше которой стратиграфически несогласно следуют песчаники шандинской свиты ($D_{1cb}-D_{2e_1}$). Венчается разрез мощной толщей сакмарских кремней (S_{1-2}). Аналогичное строение имеет и верхняя серия (пластины 1, 2). Несколько инородной выглядит средняя серия (пластины 3—6). Появление в

ней отложений туфогенного силура показывает, что она слагала особую систему покровов. Полная аналогия нижней и верхней серий дает основание предположить, что они обособились в результате сдваивания когда-то единого пакета пластин. Тыловые (восточные) его части надвигались на фронтальные (западные), перекрывая также располагавшуюся выше среднюю серию пластин. Последняя была сильно истерта, вследствие чего ее отложения имеют наименее широкое распространение в Косистекском районе.

Современная структура Сакмарской зоны отражает многократность горизонтальных подвижек. Первые начались в позднем кобленце — раннем эйфеле, когда образовалась олистостромовая толща шандинской свиты. Более определенно можно говорить о периоде покровообразования на рубеже раннего и позднего эйфеля. В Косистекском районе покровы нижней серии (особенно в пределах западного крыла и северной периклинали Чанчарской антиклинали) прорваны жильными телами щелочных габброидов, альбитофиров и кварцевых альбитофиров, секущих плоскости сместителей. Отмеченные породы ксамагматичны лавам чанчарской свиты (D_2e_2). Более определенные данные существуют в бассейне рек Медес и Коктугай (левобережье р. Урал), где чанчарские базальные конгломераты несогласно перекрывают омятые пластины пород байтерекской (сугралинской) и сакмарской свит.

Второй период шарьирования имел место на рубеже эйфеля и живета, возможно, в раннем живете, когда в основном сформировалась покровная структура Сакмарской зоны с ее сложнейшим чередованием тектонических пластин, образованных отложениями ордовика, силура, нижнего и среднего девона. Как раз в это время произошло отмеченное ранее сдваивание покровного пакета. Нижний возрастной предел шарьирования здесь доказывается налеганием силурийских отложений на отложения чанчарской свиты, верхний — трансгрессивным налеганием айтпайских конгломератов (D_2gv) на сакмарские кремни (пластина 1) и байтерекские эффузивы (пластина 2) в бассейне рек Айтпайка и Егинда.

Третий период шарьирования связан с движениями, которые происходили, по-видимому, в среднем карбоне. Покровообразование достигло в это время максимального развития. Вся масса эвгеосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ была надвинута на песчаники зилаирской свиты (D_3fm-C_1). Возник Сакмарский аллохтон в собственном смысле слова. Сейчас трудно говорить о его тектонической природе. Не исключено, что все слагающие его образования, в том числе серпентиниты и габбро-амфиболиты, формировались восточнее Центрально-Уральского поднятия в Уральской эвгеосинклинали, откуда были переброшены к западу минимум на 40—50 км, в пределы восточной окраины Русской платформы. В подошве аллохтона сохранился пласт серпентинитов и серпентинитового меланжа, который в настоящее время обычно вскрыт в ядрах куполовидных складок. Серпентиниты, слагающие пластичную подстилку аллохтона, определили современную структуру зоны с ее брахиформными дислокациями. В результате послышного перераспределения серпентинитов возникали участки избыточного их нагнетания. Здесь серпентиниты приподнимали весь пакет пластин, изгибали и, в конечном счете, протыкали их. Если процесс не достигал большого развития, то формировались правильно построенные купола, в пределах которых особенно четко наблюдаются структурные соотношения отдельных покровов. В случае же, когда нагнетание серпентинитов было интенсивным, образовывались морфологически более сложные нарушения.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А. А., Касымов М. А., Львов К. А. 1969. Геологическое строение и структурное районирование Мугоджар. В сб. «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня». Алма-Ата.
- Всинова Е. В., Кириченко Г. И., Константинова Л. И., Наливкин Б. В., Разумовская Е. Э., Разумовский В. М., Сергеевский В. М., Хабаков А. В. 1941. Геологическое строение Орско-Халиловского района. М.
- Гаврилов А. А. 1967. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар.— Труды ГИН АН СССР, вып. 169.
- Зегебарт Д. К. 1936. О геологических исследованиях правобережья р. Сакмары.— Труды Нефт. геол.-разв. ин-та, серия А, вып. 34.
- Камалетдинов М. А. 1965. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных.— Геотектоника, № 1.
- Камалетдинов М. А. 1968. О некоторых основных вопросах тектоники западного склона Урала в связи с поисками нефти и газа.— Геол. нефти и газа, № 3.
- Келлер Б. М. 1949. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и синхронные с ней образования.— Труды ИГН АН СССР, вып. 104, № 34.
- Корень Т. Н., Петровский А. Д. 1967. Силурийские отложения западного склона южной части Южного Урала.— Труды ВСЕГЕИ, 144.
- Кропачев С. М. 1970. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала.— Вестн. МГУ, геол., № 1.
- Леоненко Н. И. 1955. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары).— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 3.
- Павлинов В. Н. 1936. О стратиграфии и тектонике Сакмаро-Кураганского района на Южном Урале.— Труды МГРИ, 1.
- Розман Х. С. 1956. Девон Орь-Илекского междуречья и Мугоджар. В кн. «Совещание по унификации стратиграфических схем Урала». Свердловск.
- Эз В. В., Гафт Д. Е., Кузнецов Б. И. 1965. Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклинория Южного Урала. М., «Наука».
- Яншин А. Л. 1932. Тектоника Каргалинских гор.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. X (2).

САРМАТСКО-ТУРАНСКИЙ ЛИНЕАМЕНТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, А. М. Синичка

Еще в конце прошлого века А. П. Карпинский (1883) установил полосу в различной степени дислоцированных осадочных пород, протягивающуюся от Келецко-Сандомирского кряжа через Донбасс до Мангышлакского Каратау. А. П. Карпинский рассматривал эту полосу как зачаточный кряж, который на большей части своего протяжения не выражен орографически. Линии, которыми А. П. Карпинский ограничивал кряж от недислоцированных образований, Э. Зюсс (Suess, 1909) назвал «линиями Карпинского». Основные предположения, высказанные А. П. Карпинским, блестяще подтвердились дальнейшими исследованиями. От Донбасса и до Каспийского моря под почти не дислоцированными отложениями мезозоя и кайнозоя была обнаружена погребенная складчатая зона — «кряж Карпинского». В целом подтвердилось местоположение всей тектонической зоны, намеченной А. П. Карпинским. Лишь строение отдельных ее звеньев было значительно уточнено, и некоторые из них получили несколько иное структурное толкование.

Структурные элементы, составляющие зону Карпинского, описаны в многочисленных работах. Однако общим проблемам строения и развития этой крупнейшей линейной структуры посвящено сравнительно немного исследований, среди которых необходимо назвать работы А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, П. И. Степанова, М. М. Тетяева, а в последнее время Н. Ю. Успенской (1961), В. С. Попова (1964), В. Е. Хаина (1964), А. А. Борисова (1967), В. К. Гавриша (1969) и др. Тектонике восточных частей указанной зоны (особенно Мангышлака и его восточного продолжения) многие работы посвятил А. Л. Яншин (1945, 1948, 1951).

Рассматриваемая тектоническая зона представляет собой крупнейший пояс разломов, протягивающийся на расстояние около 4000 км от Подляско-Брестского прогиба на западе до юго-западных отрогов Гиссарского хребта на востоке, достигая ширины 100—150 км (рис. 1). Движения по разломам создали сложную «клавиатуру» линейно вытянутых блоковых структур, главным образом грабенов и грабенообразных

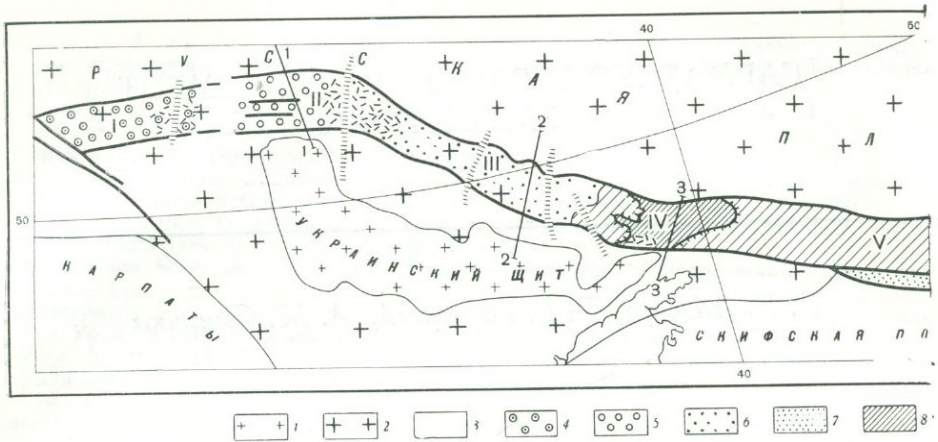


Рис. 1. Тектоническая схема Сарматско-Туранского линеамента

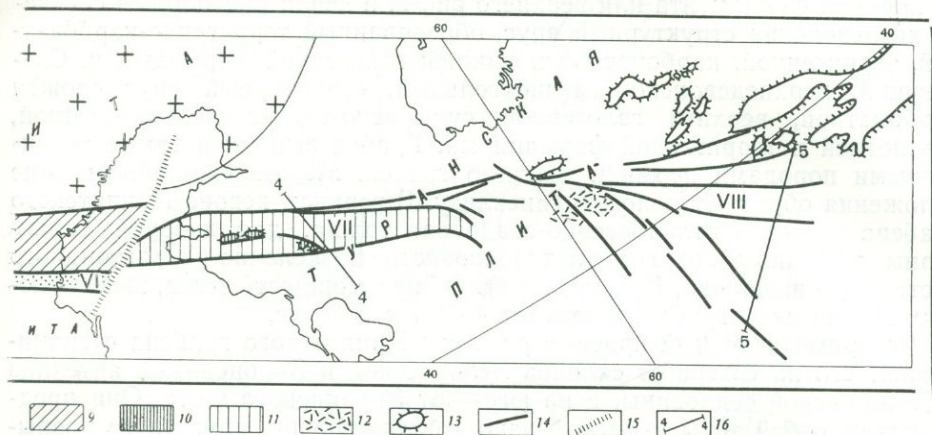
1 — Украинский щит; 2 — Русская плита; 3 — молодые плиты и альпийская складчатая область. Прогибы и грабены, выполненные отложениями: 4 — венда — силура (I — Подляско-Брестский прогиб); 5 — среднего девона — карбона (II — Припятский грабен); 6 — среднего девона — перми (III — Днепровско-Донецкий грабен); 7 — перми (VI — Маньчский грабен); 8, 9 — нижнего карбона — нижней перми (Донбасско-Промысловский многоэпиклиналиный прогиб); 8 — на поверхности

прогибов. Этот пояс разломов представляет собой планетарную зону растяжения земной коры, которая заложилась в теле огромного Сарматского щита Восточно-Европейской древней платформы и, простираясь в субширотном направлении, насквозь сечет Туранскую плиту Центрально-Евразийской молодой платформы. Поэтому правильнее этот линеамент называть Сарматско-Туранским.

Под линеаментами следует понимать не просто «... линии разрывов, по которым происходит смещение земной коры при землетрясениях, выраженные в рельефе в виде тектонических уступов» (Геологический словарь, 1960, стр. 389), а протяженные линейные зоны земной коры, явно менее устойчивые, чем окружающая их территория, зоны, вдоль которых разновременно происходят различные по характеру, но всегда активные тектонические движения. Многие линеаменты земной коры описал Г. Штилле (1964). Исследованию линеаментов Центральной и Южной Европы посвящены статьи Е. С. Бончева (Bončev, 1966).

В составе Сарматско-Туранского линеамента можно выделить следующие звенья (с запада на восток): Подляско-Брестский грабенообразный прогиб, Припятский грабен, Днепровско-Донецкий грабен, Донбасско-Промысловскую многоэпиклиналиную складчатую зону (включающую обнаженный Донбасс и погребенный кряж Карпинского), Маньчский грабен, Мангышлакскую многоэпиклиналиную складчатую зону и Бухаро-Хивинскую зону ступеней (см. рис. 1).

Подляско-Брестский грабенообразный прогиб выполнен следующими формациями: красноцветной терригенной (верхний рифей), мощностью до 250 м; пестроцветной терригенной «тиллитовой», эффузивной, пестроцветной терригенной (венд) общей мощностью 200—400 м; терригенно-глауконитовой (кембрий) и карбонатной (ордовик и силур) общей мощностью до 900 м и более (в пределах Польши). Эффузивная формация мощностью до 100—300 м сложена эффузивами основного (базальты,



(IV — Донбасс); 9 — под чехлом мезозоя и кайнозоя (V — краев Карпинского); 10, 11 — позднего палеозоя (?) — пермо-триаса (VII — Мангышлакский многогеосинклинальный прогиб); 10 — на поверхности, 11 — под чехлом мезозоя и кайнозоя; 12 — эффузивы; 13 — контуры выходов фундамента молодой платформы на поверхность; 14 — основные разломы; 15 — некоторые поперечные разломы; 16 — линии геологических разрезов (см. рис. 2)

базальтовые порфириты, долериты, миндалекаменные породы) и отчасти среднего и кислого (андезиты, дацито-андезиты, дациты) состава и их туфами (Махнач, Веретенников, 1970). Глубина залегания фундамента прогиба достигает 1,6 км, увеличиваясь на западе (в пределах Польши) до 5 км и более.

Подляско-Брестский прогиб с севера и юга ограничен разломами. Северный разлом по поверхности фундамента имеет амплитуду до 300 м, а южный — до 500 м. В сторону Полесской седловины величина смещения по разломам уменьшается. Первый из разломов в магнитном поле намечается по некоторому смещению в широтном направлении магнитных аномалий, имеющих север-северо-восточное простирание, а второй — отражается полосой повышенных градиентов силы тяжести гравитационного поля. Ряд разломов относительно небольшой амплитуды (до 100—200 м), развитых в прогибе, создал его блоковое строение.

Современную структуру Подляско-Брестского прогиба определяет кембро-силурийский структурный ярус, который с угловым несогласием залегает на образованиях венда и с угловым и азимутальным несогласием — на образованиях верхнего рифея. Отложения перми, мезозоя и кайнозоя, перекрывающие породы венда — силура в прогибе, образуют плащеобразный покров, далеко выходящий за пределы этого прогиба.

По отношению к складчатым структурам кристаллического фундамента, имеющим север-северо-восточное простирание, субширотный Подляско-Брестский прогиб и ограничивающие его разломы являются резко наложенными.

Восточнее Подляско-Брестского прогиба, отделяясь от него Полесской седловиной, расположен субширотный Припятский грабен, который в центре и на востоке сечет субмеридиональные структуры кристаллического фундамента, а в западной части наложен на позднерифейский субмеридиональный Воляно-Оршанский авлакоген. В Припятском грабене

на породах фундамента или верхнего рифея и венда расположен средне-верхнедевонский структурный ярус, образованный терригенно-карбонатной, терригенной, карбонатной и нижней галогенной формациями. Следующий, верхнедевонско-каменноугольный, структурный ярус сложен карбонатной, верхней галогенной, сульфатно-терригенно-карбонатной, угленосной и терригенной формациями. Грабен выполнен также терригенными породами перми и нижнего триаса. Мезозойско-кайнозойские отложения образуют пологую синеклизу. В верхнем девоне Припятского грабена известна вулканогенно-осадочная толща, для которой характерны эффузивы щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтоидного состава (Гоньшакова, Корзун, 1968). Общая мощность толщ, выполняющих Припятский грабен, достигает 4—6 км и более.

Северный и южный краевые разломы Припятского грабена отграничивают его на севере от склонов Белорусской и Воронежской антеклиз и Жлобинской седловины, а на юге — от Украинского щита. Они представляют собой зоны кулисообразно подставляющих друг друга разрывов типа сбросов, амплитуды которых по поверхности фундамента колеблются от 0,5—1 до 3,5 км для северного разлома, от 0,1—0,2 до 2—4,5 км для южного и возрастают с северо-запада на юго-восток. Большое количество продольных и поперечных разломов разбивает весь грабен на ряд блоков. Среди последних наиболее отчетливо выделяются вытянутые параллельно общему простиранию грабена опущенные Северный и Южный прибортовые и приподнятый Центральный блоки. В пределах этих блоков может быть выделен ряд более мелких блоков в виде линейно вытянутых тектонических ступеней, горстов и грабенов (Горелик и др., 1968). С запада в Припятский грабен вдается Микашевичский выступ фундамента. В этом сечении вырисовывается горст, с обеих сторон ограниченный асимметричными грабенами (рис. 2).

Все отмеченные выше блоковые структуры (грабены, горсты, ступени, горстообразные поднятия и др.) хорошо прослеживаются по поверхности фундамента и типичны для средне-верхнедевонского структурного яруса. В вышележащих образованиях они практически исчезают; наиболее характерная особенность их строения — соляные дислокации.

Начало заложения Припятского грабена относится к концу среднего — началу позднего девона. На первом этапе его развитие шло замедленно и лишь с воронежского и, особенно, ливенского времени резко усилилось. К раннему триасу амплитуда прогибания превысила 4—5 км. Основным этапом формирования грабена падает на фаменское и ранне-каменноугольное время.

Глубина залегания поверхности Мохоровичича в Подляско-Брестском прогибе оценивается в 36—38 км, а в Припятском грабене — в 36—40 км. Поверхность Конрада залегает на глубинах, соответственно, 19 и 20 км (Хотько, 1966).

На прямом продолжении Припятского грабена, отделяясь от него Брагинско-Лоевской перемычкой, расположен крупный Днепровско-Донецкий грабенообразный прогиб. Он выполнен следующими формациями: терригенно-карбонатной, соленосной, карбонатной и вулканогенно-осадочной среднего — верхнего девона, терригенной пестроцветной, терригенно-угленосной и терригенно-карбонатной карбона, пестроцветной терригенной, соленосной и красноцветной терригенной перми. Вышележащие породы мезозоя и кайнозоя образуют пологую синеклизу. Вулканогенно-осадочная формация сложена эффузивами от ультраосновных

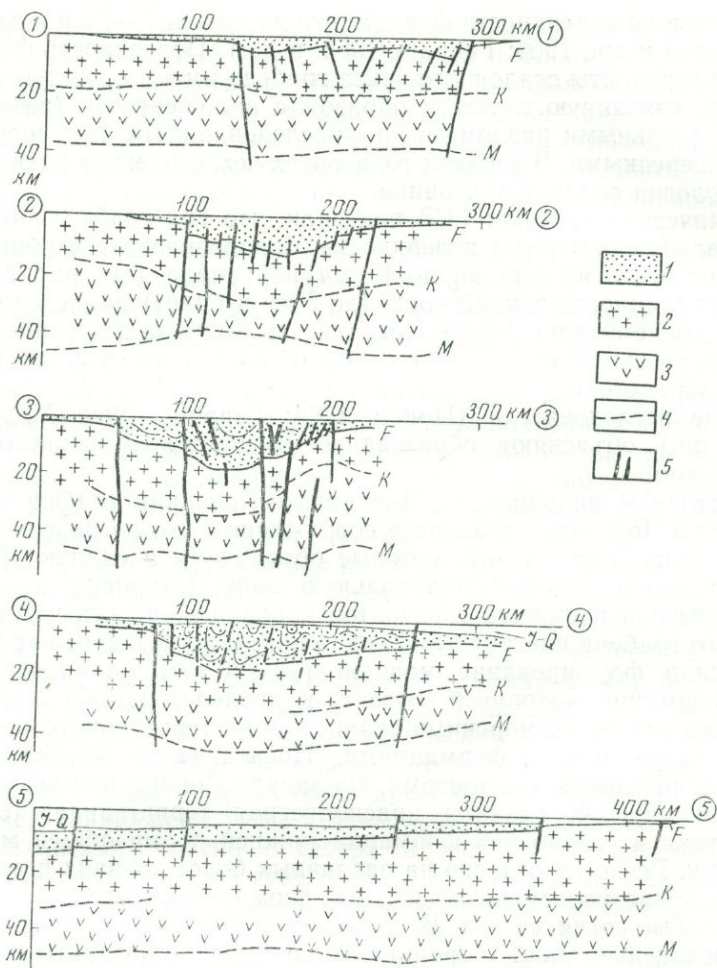


Рис. 2. Геологические разрезы Сарматско-Туранского линеймента

1—Припятского грабена (по Ж. П. Хотько); 2—Днепроовско-Донецкого грабена (по М. Г. Манюта, Л. М. Мельник и др.); 3—Донбасса (по И. А. Гаркаленко и др.); 4—Мангышлакской складчатой зоны; 5—Бухаро-Хивинской зоны ступеней.

1 — Осадочные отложения, выполняющие прогибы и грабены линеймента; 2 — «гранитный» слой; 3 — «базальтовый» слой; 4 — сейсмические границы поверхностей: F — фундамента, K — Конрада, M — Мохоровичича; 5 — разломы

до средних (с преобладанием базальтов) и сопровождающими их туфами, ее общая мощность более 1000 м. Глубина погружения фундамента в грабене достигает 10—12 км.

Днепроовско-Донецкий грабен с севера и юга ограничен зонами краевых разломов, которые представляют собой серию кулисообразно подставляющих друг друга разрывов разной глубины заложения; смещения по разрывам образуют систему погруженных к центру грабена ступенчатых блоков. Как показали данные сейсморазведки и глубокого бурения, падение плоскостей сбрасывателей краевых разломов направлено в сторону осевой части грабена под углами 65—85°. Суммарная ампли-

туда сбросов по поверхности фундамента достигает 5—7 км и даже более (Чирвинская и др., 1966; Гавриш, 1969; и др.). Поверхность фундамента и нижние горизонты осадочного чехла грабена имеют сложную блоковую структуру, связанную главным образом с наложенными (северо-западными) продольными разломами и унаследованными (субмеридиональными) поперечными. В верхних горизонтах чехла развита разнообразная по морфологии соляная тектоника.

Сейсмические профили ГСЗ показали, что под грабеном отмечается положительная структура поверхности Мохоровичича с глубиной ее залегания от 41 км на востоке до 45 км на западе (см. рис. 2). Резкие изменения мощности земной коры (до 5 км и более) происходят в зонах краевых глубинных разломов. Поверхность Конрада под грабеном образует отрицательную структуру с глубиной залегания от 22 км на западе до 28 км на востоке.

Многие исследователи (Попов, 1964; Гавриш, 1969; Милановский, 1969; и др.) объясняют образование Днепровско-Донецкого грабена рифтогенезом.

В восточном направлении Днепровско-Донецкий грабен постепенно переходит в Донецкое складчатое сооружение и его погребенное продолжение — кряж Карпинского, которые объединены в единую Донбасско-Промысловскую миогеосинклинальную зону (Мирчинк и др., 1963). Разрезы девона и нижних горизонтов карбона Донбасса и Днепровско-Донецкого грабена идентичны. С конца визе и до позднего карбона здесь происходило формирование мощной (18—20 км) паралической угленосной формации, которая к востоку, в пределах кряжа Карпинского, постепенно сменяется морскими сланцевыми и терригенно-карбонатными миогеосинклинальными формациями. Последние по возрасту охватывают и значительную часть перми. На западе Донбасса выше угленосной формации карбона развиты красноцветная терригенная, терригенно-карбонатная и соленосная формации нижней перми общей мощностью более 2 км. Резко несогласно на различных более древних породах залегает красноцветная моласса верхней перми — нижнего триаса мощностью в первые сотни метров. В Донбассе выделяют три магматических цикла: позднедевонский (базальтовые порфириты, базальты и их туфы), позднепермский — раннетриасовый (изверженные породы основного состава) и юрский (андезиты, андезито-базальты, трахиандезиты и др.) (Бутурлинов и др., 1968).

Описанные формации с юга и севера ограничены зонами глубинных разломов. Наиболее детально изучены и описаны в литературе разломы южного и, особенно, северного ограничений Донбасса. Они представляют собой сложную систему разрывов типа сбросов, взбросов и надвигов суммарной амплитудой в первые километры.

Вся толща карбона и нижней перми, выполняющая Донбасско-Промысловский прогиб, подверглась интенсивной складчатости в конце ранней перми.

Сейсморазведкой ГСЗ под складчатыми образованиями Донбасса прослежена поверхность докембрийского фундамента, которая в наиболее глубокой его части залегает на глубине около 20 км (см. рис. 2). Поверхности М и К в районе Донбасса также образуют прогиб, где общая мощность земной коры 45—47 км.

Историю развития Донбасса можно представить себе следующим образом. В конце визе на южной окраине Русской плиты по разломам

заложился узкий, но очень глубокий миогеосинклинальный трог, который между Азовским выступом Украинского щита и Воронежским массивом вдавался в восточную часть платформенного Днепровско-Донецкого грабена. Этот трог развивался в течение всего позднего палеозоя и лишь в конце ранней перми замкнулся, а выполняющие его отложения в результате напряжений сжатия и, возможно, сдвиговых и надвиговых подвижек по краевым разломам подверглись интенсивному складкообразованию.

Вся прослеженная выше линейная структура от Припятского прогиба до Донбасско-Промысловской зоны отвечает сложному авлакогену Большого Донбасса Н. С. Шатского (1964). Нередко она выделяется под названием Доно-Днепровского прогиба (Попов, 1964; Гавриш, 1969; и др.).

Вдоль южной окраины кряжа Карпинского в поздней перми заложился узкий вытянутый Манычский грабен, выполненный красноцветной молассой верхней перми — нижнего триаса, мощностью до 2 км. Эти породы здесь слабо дислоцированы и образуют пологие коробчатые структуры. Грабен ограничен разрывами типа сбросов. Он выклинивается на западе и расширяется на востоке, где под водами Каспийского моря кулисообразно подставляется крупной Мангышлакской складчатой зоной. Последняя протягивается в субширотном направлении от Каспийского моря до низовьев Амударьи. Она сложена каратауским комплексом: сероцветной и красноцветной молассой перми, зеленоцветной алевроито-сланцевой и антропоконитовой миогеосинклинальными формациями и красноцветной молассой триаса. Общая мощность комплекса более 8 км (Шлезингер, 1965), а по геофизическим подсчетам — до 14 км (Вольвовский и др., 1966). Возможно, что нижние горизонты каратауского комплекса имеют возраст более древний, чем пермский. В породах пермо-триаса обнаружены туфы и лавы основного состава.

Мангышлакский прогиб с севера и юга ограничен разломами. В связи с предполагаемыми сдвиговыми подвижками по Северо-Мангышлакскому разлому каратауский комплекс в позднем триасе (в норийском веке) был смят в серию альпинотипных складок. Мангышлак представляет собой раннемезозойское (киммерийское) складчатое сооружение. На глубине по поверхности М оно предположительно очерчивается стратоизогипсой — 45 км.

Судя по простираниям магнитных аномалий, позднепалеозойско-триасовый Мангышлакский прогиб сечет структуры фундамента в восточной части и имеет согласное с ними направление на западе.

Мангышлакской зоне позднетриасовой складчатости в платформенном мезозойско-кайнозойском чехле соответствует одноименная система унаследованных мегантиклиналей и мегасинклиналей (Шлезингер, 1965; Вольвовский и др., 1966).

К востоку от Мангышлакского прогиба разломы описываемой зоны расходятся в виде пучка. Они четко трассируются по поверхности фундамента, образуя Бухаро-Хивинскую зону ступенчатого строения. Это участок затухания Сарматско-Туранского линеамента. Разломы состоят из серии кулисообразно подставляющих друг друга разрывов, имеющих большей частью характер крутопадающих сбросов. Их амплитуда по поверхности фундамента колеблется от первых сотен метров до 1—2 км. Разломы четко отражаются в структуре по поверхности пермо-триасовых и юрских отложений, причем некоторые из них определяют границы рас-

пространения этих пород. В структуре по поверхности меловых и палеогеновых отложений лишь отдельные отрезки разломов выделяются в виде флексур и еще реже — в виде разрывов. Это объясняется тем, что разломы особенно интенсивно развивались в пермо-триасовые и ранне-среднеюрское время, слабее — в позднеюрское и раннемеловое и были совсем малоактивны в позднем мелу и палеогене.

С рассмотренными выше разломами связаны обнаруженные недавно в пермо-триасе на западе Узбекистана и на севере Туркменистана эффузивы основного, среднего и кислого состава и их туфы (Князев и др., 1969), а также туфы в юрских отложениях.

Таким образом, Сарматско-Туранская зона состоит из ряда структурных элементов, имеющих разное строение и различную историю развития. В ее состав входят: а) грабенообразный прогиб, заложившийся еще в венде и прекративший свое развитие уже в девоне (Подляско-Брестский прогиб); б) сложно построенные грабены, заложившиеся в девоне и наиболее интенсивно развивавшиеся в среднем и позднем палеозое (Припятский и Днепровско-Донецкий грабены); в) простой грабен, выполненный отложениями пермо-триаса (Манычский грабен); г) позднепалеозойский миогеосинклинальный прогиб, в конце ранней перми превратившийся в складчатое сооружение (Донбасско-Промысловский прогиб); д) позднепалеозойско-триасовый миогеосинклинальный прогиб, в конце триаса ставший складчатым киммерийским сооружением (Мангышлакский прогиб), и, наконец, е) зоны ступенчатого погружения фундамента, наиболее активно развивавшиеся в пермо-триасе, ранней и средней юре (Бухаро-Хивинская зона ступеней). Однако все эти различные структурные элементы связаны между собой размещением в единой тектонической зоне, а также общим механизмом заложения в результате процессов растяжения в земной коре. Генезис большинства структур Сарматско-Туранского линеамента вполне может быть объяснен с позиций современных представлений о рифтогенезе (Артемьев, Артюшков, 1968).

В последнее время установлена мировая система рифтовых поясов, приуроченная к областям как с материковой, так и с океанической земной корой. Рифтовые пояса — важнейшая особенность строения земной коры, расшифровке которой посвящены многие работы (Белоусов, Шейнманн, 1968; Удинцев, 1968; Милановский, 1969; и др.).

Среди материковых рифтовых поясов известны следующие: Аравийско-Восточно-Африканский, Кордильерский, Рейнский и Байкальский. Все названные рифтовые пояса сформировались в основном во второй половине кайнозоя, причем наибольшая интенсивность рифтообразования приходится на миоцен, конец плиоцена и плейстоцен. Лишь заложение отдельных участков Восточно-Африканских рифтов произошло значительно раньше и одновременно в мелу и даже в юре, а по некоторым данным — еще в начале палеозоя (участок залива Акаба).

В связи с относительно недавним возникновением мировой рифтовой системы многие исследователи считают, что рифтообразование представляет собой специфический процесс, происходивший лишь на поздних стадиях развития земной коры и не характерный для более ранних эпох. Возникает принципиально важный вопрос: имелись ли аналоги современных рифтовых поясов в геологическом прошлом? Рассмотрение фактического материала по строению крупных грабенов и грабенообразных

прогибов континентов показывает, что многие их пояса можно считать рифтообразными, возникшими в различное время, начиная по крайней мере с рифея. По существу, протяженные зоны авлакогенов древних платформ, разновременно развившиеся в рифее, венде и палеозое, близки к структурам типа материковых рифтов. К ним же могут быть отнесены крупнейшая Колтогорско-Урунгойская зона грабенообразных прогибов Западно-Сибирской плиты, выполненная пермо-триасовыми отложениями, и системы триас-юрских грабенов Зауралья и Аппалач. Сарматско-Туранский линеамент, по-видимому, может также рассматриваться как аналог современных рифтовых поясов, хотя и имеет ряд существенных отличий.

Как и в современных рифтовых поясах, в древнем Сарматско-Туранском поясе по простиранию отмечается изменение времени заложения отдельных его звеньев. Развитие Сарматско-Туранского линеамента, по-видимому, началось с заложения в венде и кембрии Подляско-Брестского прогиба. Далее на восток намечается омоложение структур пояса: Припятский и Днепровско-Донецкий грабены заложились в среднем — позднем девоне, Донбасс — в конце визе, Манычский грабен и Мангышлакский прогиб — в позднем палеозое и пермо-триасе, Бухаро-Хивинская зона ступеней — в пермо-триасе и юре.

Соответственно с изменением времени заложения структур линеамента по простиранию изменялось и время главного проявления вулканизма: в Подляско-Брестском прогибе оно отвечает венду, а Припятском и Днепровско-Донецком грабенах и в Донбассе — девону, в Манычском грабене и на Мангышлаке — пермо-триасу, в Бухаро-Хивинской зоне ступеней — пермо-триасу и юре. На всем протяжении Сарматско-Туранского пояса преобладает эффузивный магматизм: главным образом развиты эффузивы основного состава, реже присутствуют эффузивы ультраосновного, среднего и кислого состава. В Припятском грабене отмечается увеличение щелочности основных и ультраосновных эффузивов. Излияние лав связано как с продольными, так и, особенно, с поперечными разломами и с участками пересечения тех и других.

Установлено, что с разломами европейской части Сарматско-Туранского линеамента связан несколько повышенный тепловой поток (Гавриш, 1969).

Наиболее мощное прогибание (до 15—20 км) фиксируется в средней части Сарматско-Туранского линеамента, т. е. на его отрезке от Донбасса до Мангышлака. Для этих же прогибов характерно последующее складкообразование выполняющих их отложений. К западу и востоку от них происходит постепенное уменьшение амплитуды тектонических движений, затухание процессов рифтообразования и последующей складчатости. По-видимому, это связано с тем, что своей средней частью Сарматско-Туранский пояс пересекает мощную, длительно развивавшуюся поперечную тектоническую зону, приуроченную к современному Каспийскому морю.

Вся европейская часть Сарматско-Туранского линеамента от Подляско-Брестского прогиба до Каспийского моря является наложенной по отношению к простиранию структур фундамента. Лишь Манычский грабен развивался согласно с более древними палеозойскими структурами. В Закаспии только западная часть Мангышлакского прогиба является унаследованной по отношению к более древним структурам пале-

руфтообразные

озоя. Разломы Бухаро-Хивинской зоны также согласуются с более древними простирациями структур фундамента.

Как и для ряда современных рифтов (например, Байкальского), для Днепровско-Донецкого грабена методом ГСЗ также доказано некоторое уточнение континентальной земной коры и разуплотнение верхов мантии. Небольшое утолщение земной коры, которое наблюдается под Донбасом и Мангышлаком, по-видимому, обусловлено не первоначальными процессами рифтообразования, а последующим формированием здесь складчатых сооружений.

Местоположение Сарматско-Туранского линеамента предопределялось возникновением ослабленной зоны и глубоких продольных трещин в осевой части растущего свода Сарматского щита, а его дальнейший рост — пластичным растяжением нижних слоев земной коры и верхов мантии.

Важно отметить, что с Сарматско-Туранским линеamentом на всем протяжении связаны многочисленные месторождения нефти и газа, среди которых известны уникальные и крупные (Шебелинское, Узеньское, Газлинское и др.).

ЛИТЕРАТУРА

- Артемов М. Е., Артюшков Е. В. 1968. О происхождении рифтовых впадин.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Белоусов В. В., Шейнманн Ю. М. 1968. Мировая система больших грабенов. В кн. «Байкальский рифт». М., «Наука».
- Бондаренко Б. В. 1968. Тектоническое расчленение складчатых комплексов глубокого докембрия центральных районов Русской плиты.— Сов. геол., № 9.
- Борисов А. А. 1967. Глубинная структура территории СССР. М., «Недра».
- Бутурлинов Н. В., Попов В. С., Кобелев М. В., Карпов Г. Ф. 1968. Девонские вулканогенные образования юго-западной окраины Донецкого бассейна.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, № 8.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. 1966. Тектоника Туранской плиты.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 165.
- Гавриш В. К., 1969. Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения (на примере Доно-Днепровского прогиба). Киев. Геологический словарь, т. 1. М., Гостехиздат, 1960.
- Гоньшакова В. М., Корзун В. Н. 1968. Особенности проявления щелочно-ультраосновного, щелочно-базальтоидного вулканизма на древних платформах в связи с проблемой верхней мантии. Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11. М., «Наука».
- Горелик З. А., Айзберг Р. Е., Синичка А. М., Анцупов П. В., Макаревич В. Н. 1968. Современная структура и история развития Припятской впадины. Минск.
- Карпинский А. П. 1833. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России.— Горн. ж., т. III.
- Князев В. С., Флоренский П. В., Чарыгин А. М., Шнип О. А. 1969. Фундамент Туранской плиты, его состав, структура и история развития.— Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти, вып. 91.
- Махнач А. С., Веретенников Н. В. 1970. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Минск.
- Милановский Е. Е. 1969. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии.— Вестн. МГУ, № 1.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летагин А. И., Маловицкий Я. П. 1963. Тектоника Предкавказья. М., Гостехиздат.
- Попов В. С. 1964. Геологическое строение и промышленная угленосность Донецкого бассейна (в границах Большого Донбасса). Киев.
- Удинцев Г. Б. 1968. Геоморфология и тектоника дна океана.— В сб. «Основные проблемы океанологии». М., «Наука».
- Успенская Н. Ю. 1961. Пояс крупных разломов в пределах платформы юга Европейской части СССР и Средней Азии.— Сов. геол., № 3.

- Хаин В. Е. 1964. Общая геотектоника. М., «Недра».
- Хотько Ж. П. 1966. Глубинная структура земной коры территории БССР по геофизическим данным.— Докл. АН БССР, 10, № 3.
- Чирвинская М. В., Ротай А. П., Клиточенко И. Ф. 1966. Структурно-тектоническая карта Днепровско-Донецкой впадины. М., ГУГК.
- Шатский Н. С. 1964. О прогибах донецкого типа. Избр. труды, т. I. М., «Наука».
- Шлезингер А. Е. 1965. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 132.
- Штилле Г. 1964. Избранные труды. М., «Мир».
- Яншин А. Л. 1945. О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 20, вып. 5—6.
- Яншин А. Л. 1948. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Яншин А. Л. 1951. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. В кн. «Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР.
- Вонцев Е. 1966. Revue générale de la structure géologique de la Bulgarie.— Изв. Геол. ин-та «Стр. Димитров», кн. 15.
- Suess E. 1909. Das Antlitz der Erde. Wien.

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

А. И. Суворов

Полученные за последнее десятилетие данные о строении океанического дна, а также периферии акваторий океанов и островных дуг значительно поколебали господствующие ранее представления о резкой геологической обособленности материков и океанов, о их различных природе, строении и истории развития. В геотектонике возникло новое направление, трактующее зарождение и формирование материков на пространствах океанического дна и рассматривающее геосинклинальный процесс как естественный путь переработки океанической коры в кору континентальную.

Появились попытки сравнения океанических и материковых структур и, что особенно важно, нахождения океанических структур в геологическом прошлом материков. Отмечается, в частности, дугообразное в плане расположение горно-складчатых поясов разного возраста и разделяющих их прогибов и впадин, сходных по очертаниям и геологическому строению с современными океаническими островными дугами, желобами и окраинными морями (Хаин, 1961; Васильковский, 1963; Кузнецов, 1963; Беспалов, 1964; Богданов, 1966; Суворов, 1968; и др.). При этом в некоторых работах подчеркивается стадийность превращения океанической коры в континентальную, выраженная в прогрессирующей гранитизации дугообразных поднятий океанического дна и в качественном изменении этих поднятий (как и сопряженных с ними впадин) по мере утолщения земной коры.

В специальной статье об океанической коре геологического прошлого А. В. Пейве (1969) обосновал двухслойную модель мезозойских геосинклиналей Альпийско-Гималайского пояса, состоящую, как и в современных океанах, из базито-гипербазитового фундамента и осадочно-вулканогенного чехла; сложность и многообразие структур этого пояса А. В. Пейве объяснил последующей тектонической активностью нижнего слоя.

Р. Г. Гарецкий и А. Л. Яншин (1970) подробно рассмотрели вопрос о распространении глубоководных осадков в разрезах складчатых

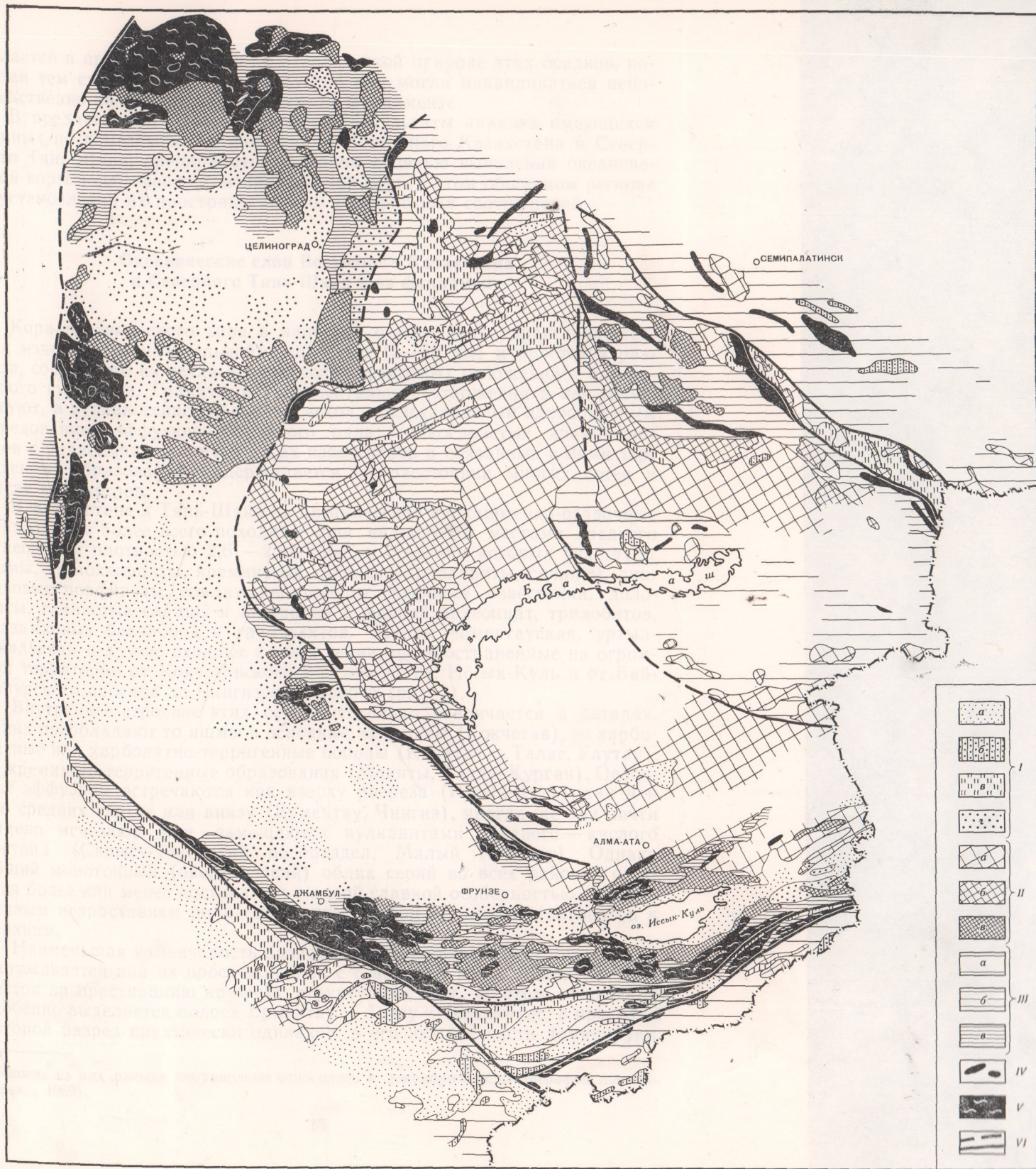


Рис. 1. Схема расположения слоев земной коры в Восточном Казахстане и Северном Тянь-Шане

I — надгранитные слои: *a* — верхнего триаса — неогена, *б* — среднего карбона — перми, *в* — среднего девона — нижнего карбона, *г* — силура — перми; *II* — гранит-диоритовые слои: *a* — нижнего карбона — перми, *б* — девона — нижнего карбона, *в* — верхнего ордовика — девона; *III* — океанические (надбазальтовые) слои: *a* — кембрия — нижнего карбона, *б* — кембрия — нижнего девона, *в* — кембрия — ордовика; *IV* — диабазо-гипербазитовые слои рифея — ордовика; *V* — метаморфиды докембрия; *VI* — крупнейшие разломы

областей и пришли к выводу об океанической природе этих осадков, показав тем самым, что в ряде структур они могли накапливаться непосредственно на базито-гипербазитовом фундаменте.

В предлагаемой статье излагаются результаты анализа имеющихся данных по докембрийским формациям Восточного Казахстана и Северного Тянь-Шаня, предпринятого автором с целью выявления океанической коры и собственно континентальной коры в этом обширном регионе и установления их пространственных и возрастных соотношений.

Океанические слои Восточного Казахстана и Северного Тянь-Шаня и их фундамент

Кора океанического типа в наиболее общем виде характеризуется, как известно, незначительной мощностью (5—20 км) и простотой разреза, состоящего из чехла вулканогенно-осадочных отложений и базальтового субстрата. Граниты и континентальные отложения в ней отсутствуют, а вулканогенно-осадочный чехол, представленный однообразным чередованием эффузивов основного ряда, тонкослоистых кремнистых илов с радиоляриями, рифогенных известняков и связанных с ними терригенных образований, выдерживается на расстоянии многих сотен и тысяч километров.

В Казахстане и Тянь-Шане на океанические вулканогенно-осадочные образования более всего подходят толщи нижнего¹ и местами среднего палеозоя, с плотностью 2,61—2,92 г/см³, в строении которых участвуют яшмы, яшмокварциты, кремнистые сланцы, радиоляриты, спилиты, диабазовые порфиры, спилито-кератофиры, рифовые известняки, доломиты, глинистые сланцы и песчаники с фауной археоциат, трилобитов, беззамковых брахиопод и граптолитов. Таковы ерментауская, уртынджальская и другие сходные с ними серии, распространенные на огромной территории от Кокчетавского массива до оз. Иссык-Куль и от Байконурского прогиба до Чингизского хребта (рис. 1).

Внутреннее строение этих серий несколько различается в деталях. В них преобладают то яшмы и основные эффузивы (Кокчетав), то карбонатные или карбонатно-терригенные породы (Каратау — Талас, Улутау), то кремнисто-терригенные образования (Моинты, Талды-Курган). Основные эффузивы встречаются как сверху разреза (Иссык-Куль), так и в его средних частях или внизу (Ерментау, Чингиз), иногда же они почти нацело исчезают или замещаются вулканитами среднего — кислого состава (Сарысу-Тенизский водораздел, Малый Каратау). Однако общий монотонный (океанический) облик серий во всех районах остается более или менее постоянным с одной главной особенностью — постепенным возрастанием роли терригенных пород от нижних горизонтов к верхним.

Наименьшая изменчивость разрезов рассматриваемых отложений обнаруживается при их прослеживании с севера на юг и далее на юго-восток по простиранию крупных структурных зон. В этом отношении особенно выделяется полоса Ерментау — Атасу — Кендыктас, в пределах которой разрез практически одинаков: в его нижней части доминируют

¹ Многие из них раньше неправильно относились к докембрию (Стратиграфия докембрия..., 1969).

яшмы и кремнистые сланцы, в середине — основные эффузивы и их туфы, вверху — кремнистые сланцы и песчаники. Сохраняется и мощность разреза (в среднем 5—6 км), а возраст отложений, по последним данным, не выходит за пределы кембрия — среднего ордовика. Отмечаемое многими дугообразное расположение фациальных зон нижнего палеозоя подчеркивает их сходство с океаническими фациальными зонами, также следующими вдоль крупных дугообразных структур.

В направлении с запада на восток (таблица) верхняя возрастная граница яшмо-диабазовых и кремнисто-карбонатно-терригенных слоев испытывает колебания и неуклонно повышается. В горах Кентерлау, например, она переходит в отложения верхнего ордовика, а в Джунгарском Алатау и в районе оз. Зайсан — силура, девона и даже нижнего карбона. При этом нижний возрастной предел остается неизменным на уровне кембрия или ордовика. Нижнепалеозойская часть разреза здесь представлена казыкской и тюретайской свитами, в которых преобладают яшмы и диабазы, среднепалеозойская — актаской, саркандской, арасанской, чарской, тастауской и кояндинской свитами, по составу существенно кремнисто-терригенными, с подчиненной ролью яшм, диабазов и известняков. Суммарная мощность слоев возрастает до 10—12 км.

Стратиграфически выше яшмо-диабазовых и кремнисто-карбонатно-терригенных слоев с постепенными переходами залегают флишсоиды, также имеющие ясные признаки океанического или морского происхождения и сохраняющие однообразие разреза на больших пространствах. В их строении участвуют ритмично чередующиеся песчаники, аргиллиты, алевролиты, туфы, туффиты и, в виде отдельных линз и прослоев, рифовые известняки, кремнистые сланцы, яшмы с радиоляриями, диабазы и порфириты; местами встречаются гравелиты и конгломераты. Мощность колеблется от 2—3 до 5—6 км. Среди фаунистических остатков известны гастроподы, брахиоподы, табулята, криноидеи, мшанки и другие группы.

Возраст флишсоидных слоев в западной половине описываемого региона ордовикский. В полосе Майкаин — Шидерты он понижается до среднего кембрия. К востоку же возраст неравномерно повышается до силура, девона и раннего карбона. При этом устанавливается следующая интересная закономерность: чем дальше к востоку, тем большее значение в разрезе приобретают яшмы, кремнистые породы и основные эффузивы. Несколько особняком стоит лишь чингизский разрез, имеющий мощность до 10—15 км и насыщенный эффузивами среднего — кислого состава (агырская, торткудукская и другие свиты).

Разрез океанических и морских слоев Казахстана и Тянь-Шаня завершают пестроцветные отложения смешанного состава. В полосе Кокчетав — Улутау — Талас — Иссык-Куль и на Чингизе они представлены карбонатно-терригенными фациями с морской фауной, а также порфиритами и туфами. В других районах большее значение имеют горизонты песчаников, конгломератов и алевролитов серо-зеленой и (вверху) пестрой окраски. В различных частях разреза содержатся линзы известняков с кораллами и брахиоподами. В то же время некоторые горизонты заключают углисто-глинистые и углистые прослои (Кокпекты), свидетельствующие о смене в отдельных местах морских условий континентальными.

Возрастные границы пестроцветных слоев в западных разрезах не выходят за пределы позднего ордовика — силура, на востоке же они

Сопоставление осадочных, метаморфических и магматических комплексов Казахстана и Северного Тянь-Шаня по главным слоям субокеанической и континентальной коры

		1-я зона				2-я зона			
		Кокчетав — Ишим	Улугтау — Байконур	Каратау — Талас	Сусамыр — Иссык-Куль	Ерментау — Темиртау	Атасу — Каражал	Бетпак — Дала	Мыс-Арал — Кендыктас
Континентальная кора	Верхние молассовые	Шоптыкульская, кийминская, кайрактинская, владимировская свиты; 2,5—5 км; C ₂ —P	Кингирская, ушбулакская, жиделийская, джезказганская, таокудукская свиты; до 5 км; C ₂ —P	—	Ортокская свита; 1 км; C ₂	Толща Тениз — Коржунколя; 1,3 км; Pz ₃	—	Верхняя красноцветная толща; 1,5 км; C ₂ —3	—
	Надгранитные слои	Морские отложения турне-нампора; 1—3 км; C ₁	Морские отложения турне-нампора; сульфидеровые, мастерские и другие слои; уйтасская свита; 4—5 км; D ₃ —C ₁	Морские отложения турне-визе; шушаковская, курусайская, акжарокая, корпешская и другие свиты; 4,5—5 км; D ₃ —C ₁	Чааркудукская, учкошкынкская, тюпская, тиеканичкинская, кегатинская свиты; 1—1,5 км; C ₁ —2	Морские отложения верхнего Ишима; 0,5—1 км; D ₃ —C ₁	Ацилинская свита; рузакские, кассинские, псевд-ливые, сульфидеровые, климен-евые, калькартусовые слои; 1—2 км; D ₃ —C ₁	Морские отложения Чуйского поднятия; до 3 км; C ₁	—
	Нижние молассовые	Континентальный нижний карбон; жаксыконская серия; 1—1,5 км; D ₂ —3—C ₁	Жаксыконская серия; пестроцветная толща Каракингира; 2—3 км; D ₂ —3	Тюлюкбашская коштогайская свиты; 2—3 км; D ₁ —2 — D ₂ —3	Атужайлюсская, кольторская, дунурминская, торсейская и другие свиты; 3—4 км; D ₃ —C ₁	Красноцветная толща Селеты, конгломераты Берсуат; 4—5 км; S—D ₂ —3	Жаксыконская свита; верхняя часть жаманконской свиты; до 4 км; S—D ₂ —3	Нижняя красноцветная толща; часть сугандинской свиты; койчинская свита; 3 км; S—D ₃	Нижний карбон Алакольской мульды; красноцветные отложения Кызылоского прогиба, сугандинская свита; 3—3,5 км; D ₁ —2 — C ₁
	Верхние	—	—	—	Кетменский, ортокойский комплексы; шаменинская свита, бельбулакский комплекс; C ₂ —P ₂	Тениз-коржункольский комплекс; гранитоиды верхнего палеозоя; C ₂ —3 — T ₁	—	Куу-майкульский комплекс; C ₂ —3	Ортокойский, майкульский комплексы; эффузивы визе-нампора; C ₁ — P

Т а б л и ц а (продолжение)

		1-я зона				2-я зона			
		Кокчетав—Ишим	Улугтау—Байконур	Каратау—Талас	Сусамыр—Иссык-Куль	Ерментау—Темиртау	Атасу—Каражал	Бетпак—Дала	Мын-Арал—Кендыктау
Континентальная кора	Гранито-Диоритовые слои	Граниты Селеты; орлиногорский комплекс; якши-янгизтауская свита; $D_{1-2} - C_1$	Сарысу-теңизские гранитоиды; порфиритовая, альбитофировая и другие свиты; $D_{1-2} - C_1$	Граниты Коктала; эффузивно-обломочная толща; $D_{1-2} - C_1$	Эффузивы и граниты визе-намоира; катакская, сугайдинская свиты; $D_{1-2} - C_1$	Гранитоиды верхнего Ишима и средней Нуры; альбитофировая и кайдаульская свита; $D_{1-2} - C_1$	Устынджалский комплекс; порфиритовая, альбитофировая и другие свиты; D	Бурунтавский комплекс; сугандинская свита; $D_{1-2} - C_1$	Чу-илийский комплекс; карасайская, коктакская свиты; $D - C_1$
	Нижние	Ишимский, боровской, аралаульский комплексы; богдановская свита; степняковский, зерендинский, кыркудукский комплексы; $O_3 - D_1$	Каптадырский, сабаалдытургайский комплексы; $S - D$	Гранитоиды Малого Каратау; O и $S - D$	Талгарский, чичкано-колбинский, сусамырский, терскейский, кугей-зайлийский комплексы; $O_3 - S$	Степняковский, кыркудукский комплексы; O_3	—	Гранитоиды Каменной Копы, Каракоза, Северные, Котнака и др.; O_3	Курдайско-чатыркульский комплекс; $O_3 - S_1$
Субконтинентальная кора	Пестроцветные смешанного состава	Ставропольская, майльсорская свиты; 2—2,5 км; O_3	Каргалинская свита; 2,3 км; O_3	Бешарыкская свита; до 1,2 км; O_3	Арамсинская баркольская джарташская свиты; 0,6—3 км; O_3	Толща Селеты; около 3 км; S	Исеньская свита; 2,5 км; S	Саламатская свита; 0,5—1,5 км; S	Акканская, кескентасская свиты; до 2,5 км; $O_{2-3} - S$
	Флишоподобные	Жамбайорская, карагайлинская, бурлукская, есылская, андрюшинокая свиты; 6 км; O_{2-3}	Дульгалинская свита; до 5 км; O_{2-3}	Карадокская толща Большого Каратау, суындыксайская свита; 2,5—3 км; O_{2-3}	Долонская, джайсанская, карасайская, алмалинская, толукская свиты; 2,5—5 км; O_{1-3}	Ангренсорская свита; 1,5—3 км; O_3	Ермекская, караобинская, белкараганская свиты; 4,5 км; $O_3 - S$	Дуланкаринская, андеркенская, каратальская свиты; до 5 км; O_{2-3}	Чокпарская, дуланкаринская, андеркенская, щербактинская, кендыктакская и другие свиты; 2,5 км; O_1

Таблица (продолжение)

		1-я зона				2-я зона			
		Кокчетав—Ишим	Улугтау—Байконур	Каратау—Талас	Сусамыр—Иссык-Куль	Ерментау—Темиртау	Атасу—Каражал	Бетпак—Дала	Мын-Арал—Кендыктас
Субокеаническая кора	Надбазальтовые слои	Сагинская и яшмокарцитовая свиты; братолюбовская серия; 3—4 км; $Sp-O_2$	Карасуирская, ащимирская свиты; саускандыкская улугтауская, акбулаковская серии; 5—6 км; $Sp-O_2$	Камальская, коскульская, бешташская свиты; тамдинская, саускандыкская оерии; курганская, кызылбельская, каройская свиты; карагонская серия; до 6 км; $Sp-O_1$	Капкатаская, учкошойская свиты; верхненарынская серия; 2,5—6 км; $Rf-Cm$	Акдымская, ниязская, байменская, ордабайская, жельтауская свиты; 7—10 км; $Sp-O_1$	Кулануттеская, сарытауская, каратауская свиты; 3—4,5 км; Sp_2-O_2	Бурубайтальская, сарытумская, джамбульская, алмалинская, булагтауская свиты; 6—8 км; $Sp-O_1$	Сулусайская, жайсанская, капкатаская, кульджабзынская свиты; 5—6 км; Sp
	Диабазо-гипербазитовые	Эффузивная свита; нивольско-бурлукская серия; 2,5—3,5 км; Rf	Белеутинская серия; 3 км; Rf	Кайнарская свита; 1—2 км; Rf	Карзарчинская свита; 2—2,5 км; Rf	Тлесская свита; 1—2 км; $Rf-Cm_1$	—	Ащисийская свита; 2—2,5 км; $Rf-Cm$	Ащисайская свита; 4 км; $Rf-Cm_1$
	Кварцито-порфиритовые	Кокчетавская, шарыкская, кууспекская, ефимовская свиты; до 9 км; Pt_1-Rf	Коксуйская, кокчетавская, боздакская, майтюбинская, жийдинская, карсакпайская аралбайская серии; до 12 км; Pt_1-2	Кокджотекская, узунахматская свиты; 3—5 км; Pt_2-Rf	Большенарынская, шаргыйская, терсейская свиты; кенкольская, сарыбулакская серии; до 7 км; Pt_2-Rf	Кокчетавская свита; 1,5 км; Rf	Кудаймендинская, киндыктинская свиты; 2,5 км; $Cm_1(?)$	Ергенектинская, егендыбулакская, орумбайская свиты; 3,5—4,5 км; Rf	—
Амфиболито-гнейсовые, кристаллических сланцев	Зерендинская серия; 5—9 км; $A-Pt_1$	Бектурганская серия; 5 км; $A-Pt_1$	Каракульджинская свита; 2—3 км; $A-Pt_2$	Макбальская, кеминская, актозская серии; 6 км; $A-Pt_1$	Ошагандинская, осакаровская свиты; шингаревская серия; 2 км; $A-Pt_2$	—	Тасжарганская, каракамысская свиты; 4—5 км; $A-Pt_2$	Каракамысская свита; 4—6 км; $A-Pt_1$	

Океанический базальтовый субстрат

Т а б л и ц а (продолжение)

		3-я зона				4-я зона	5-я зона		
		Майкани—Шидерты	Караганда—Тектурмас	Агадырь—Моинты	Талды-Курган	Чингиз	Кенгерлау—Саяк	Джунгарский Алатау	Семипалатинок—Зайсан
Континентальная кора	Верхние молассовые	Угленосные отложения визе; 170 м; C ₁	Шаханская, наддолинская, долинская, алабаская, надкарагандинская, карагандинская, ашлярикская, аккудукская свиты; 4—4,5 км; C _{1—2}	Конгломераты среднего карбона и угленосные отложения визе; 700 м; C _{1—2}	—	Кемельбекская свита; 100 м; C ₁	Терригенный аналог колдарской свиты; 0,5—1,5 км; C ₃ →P ₁	Карадобинская, сарыгурскзя свиты; 0,5—1 км; C ₂ →P ₁	Кендерлыкская угленосная толща; даубайская, майтубинская, Буюнская свиты; 2—3 км; C ₂ →P
	Надгратитные слои Карбонатно-терригенные	Морские отложения турна; сульфидовые и калькаратусовые слои; 0,5—1 км; D ₃ —C ₁	Русаковские, теректинские, касинские, повидониевые, сульфидовые, калькаратусовые слои; 0,5—1 км; D ₃ —C ₂	Морские отложения фамена—турне; около 1 км; D ₃ —C ₁	—	Морские отложения фамена—турне; до 1,5 км; D ₃ —C ₁	Саякская свита; 2,5—3 км; C ₁ —C ₂ —3	—	—
	Нижние молассовые	Конгломерато-песчаниковая свита; до 3 км; D _{2—3}	Акбастауская свита и ее красноватые аналоги; 2—3 км; D _{2—3}	Майские слои; 1,5 км; D _{2—3}	—	Красноцветная часть франских отложений; 0,5 км; D ₃	Кемельбекская свита; 0,4 км; C ₁	—	—
Гранито-диоритовые слои	Верхние	Баян-аульский комплекс; C _{2—3} — P	Акчатауский и калдырминский комплексы; керегетасская свита; топтарский комплекс; калмакэмельская свита; мамантасский комплекс; каркаралинская свита; C ₁ —P	Акчатауский, топтарский комплексы; калмакэмельская и керегетасская свиты; C _{2—3} — P	Гранитоиды верхнего палеозоя; красногорская, конурлейская свиты; балхашский комплекс; жаманбулакская, катменская свиты; C ₁ —P ₂	Гранитоиды верхнего палеозоя; C _{2—3} — P	Ушобинокский, кокдалинский комплексы; кызылкинская, керегетасская, калмакэмельская свиты; C _{2—3} —P	Чулакский, лепсинский комплексы; красногорская, конурленская, чулакская свиты; центрально-джунгарский комплекс; C ₂ —P	Семейтауская свита; калбинский комплекс; акансайская свита; монтракский, зменногорский комплексы; C ₂ —T ₁

		3-я зона				4-я зона	5-я зона			
		Майкаин—Шидерты	Караганда—Тектурмас	Агадырь—Моинты	Талды-Курган	Чингиз	Кентерлау—Саяк	Джунгарский Алатау	Семиралатинск—Зайсан	
Континентальная кора	Гранито-диоритовые слои	Средние	Кайдаульская, майкаинская свиты; D _{1—2}	Бурминский комплекс; альбитофирровая и порфиритовая свиты; D	Ортотауский комплекс; вулканогенная толща; D ₃ —C ₁	—	Чингизский, сарыкольский комплексы; кайдаульская свита; D	Чингильдинская свита; D ₃	—	Часть буконьской свиты; альбитофирровая толща; C ₁ —C ₂
	Нижние	—	—	—	—	Четский комплекс; S ₂	—	—	—	
Субокеанская кора	Надбазальтовые слои	Пестроцветные смешанного состава	Сульсорская, карайгырская свиты; 3,5 км; S ₁	Биотарская, исенская свиты; 5 км; S ₂ —D ₁	Нижний—средний девон Агджал-Аксорана; 1,5—2 км; D _{1—2}	—	Донезжальская жумискская, альпейская свиты; 4,5 км; S	Вулканогенно-карбонитно-терригенный фамен; до 1 км; D ₃	Намор—средний карбон гор Арасантау; 1 км; C _{1—2}	Кокпектинская свита; 1—2 км; C ₁
	Флишоподные	Ангренсорская, еркебидайская, сарыбидайская, найманская, сарышокинская, торткудукская, сасыксорская свиты; 5,5—9,5 км; Sp—O ₃	Ермекская свита; 5 км; S ₁	Кайрактинская и сарысуйская свиты; 1,5—4 км; S _{1—2}	—	Ангренсорская, еркебидайская, сарыбидайская, найманская, сарышокинская, торткудукская, сасыксорская, майданская, агырокская свиты; ащикольская подсвита; 10—15 км; Sp _{1—2} —O ₃	«Переходная» свите; 3,5 км; S—D ₂	Свиты турне, виле и намюра; 3 км; C ₁	Аркалыкская, коконьская свиты; 4 км; C ₁	

Таблица (окончание)

		3-я зона				4-я зона	5-я зона		
		Майкаин—Шидерты	Караганда—Тектурмас	Агадырь—Мониты	Талды-Курган	Чингиз	Кенгерлау—Саяк	Джунгарский Алатау	Семипалатинск—Зайсан
Субокеаническая кора	Надбазальтовые слои	Майданская, бощекульская, телескольская, жельтауская свиты; 2,5—5,5 км; Sp _{1—2}	Куланутпесская, байдаулетовская айрская, тектурмасская свиты; 3—5 км; O	Кызылтавская, шундинская, аксуранская, басагинская, капалинская свиты; до 4 км; Sp—S ₁	Тастауская, саркандская, желандицкая, текелийская, сууктюбинская свиты; 10—12 км; O—C ₁	Телескольская, жельтауская свиты; 3 км; Sp ₁	Тюретайская, казынская свиты; 3 км; O _{2—3}	Тастауская, саркандская, актаская свиты; до 8 км; S ₁ —C ₁	Кояндинская, чарская, иранская и другие свиты; 4—4,5 км; S—D—C ₁
	Диабазо-гипербазитовые	Тиесская свита; 2—2,5 км; Rf—Sp ₁	Карамурунская свита; 1,5 км; Sp ₁ —O	—	—	Джангабульская подсвита; тиесская свита; 1,5—2 км; Sp	Итмурундинская свита; 2,5 км; Sp ₁ —O	—	—
	Кварцито-порфироидные	Акдымская серия; 2—3 км; Pt ₂	—	Алтынсынганская, таскоралинская, сулуманакская свиты; 4,5—5 км; Pt ₂	—	Муржикская серия; 2—3 км; pSp	—	—	—
	Амфиболито-гнейсовые, кристаллических сланцев	Ефимовская свита; 3 км; Pt ₁	—	—	Сарычабынская свита; 2,5 км; Rf—Pz ₁	—	—	Сарычабынская свита; 2,5 км; Rf—Pz ₁	—

Океанический базальтовый суботрат

поднимаются до середины раннего карбона. Мощность колеблется от 1 до 5 км.

Охарактеризованные океанические и морские слои нижнего — среднего палеозоя подстилаются сравнительно мощной (до 2—3 км и более) толщей рифейско-раннепалеозойского возраста, в строении которой участвуют главным образом эффузивы основного состава и их дериваты. Сюда относятся николюско-бурлукская и белеутинская серии, а также ряд свит (тиесская, карамурунская, ащисайская, итмурундинская, караарчинская и другие) с плотностью пород 2,78—3,00 г/см³. В их разрезах, особенно вверху, встречаются также прослои карбонатных, терригенных и кремнистых пород, намечающих постепенные переходы к вышележащим слоям. Однако почти повсеместное присутствие многочисленных мелких тел гипербазитов и габброидов и сплошное развитие в перечисленных сериях и свитах зеленосланцевых изменений придают им в целом очень специфичный облик, позволяя выделять их как особые диабазо-гипербазитовые слои. Региональная распространенность диабазо-гипербазитовых слоев в основании осадочного ниже-среднепалеозойского комплекса придает последнему, особенно его нижней половине, еще большее сходство с океаническими отложениями.

С переходом в более глубокие горизонты докембрия картина усложняется, поскольку фундамент океанических слоев становится разнородным.

В широкой полосе от Кокчетавского массива на севере до оз. Иссык-Куль на юге стратиграфически ниже диабазо-гипербазитовых слоев залегают метаморфические образования огромной мощности (до 15—20 км, если эти цифры не преувеличены), возраст которых считается архейско-протерозойским. Исследователями докембрийских отложений они расчленены на большое число серий и свит, но в сопоставлениях последних до сих пор еще нет единства мнений. Наличие в метаморфитах двух совершенно различных парагенетических ассоциаций горных пород (с одной стороны, кварцитов и порфиридов, а с другой — амфиболитов, перидотитов, эклогитов, гнейсов и кристаллических сланцев) позволяет грубо подразделить их соответственно на две группы слоев: кварцито-порфиридные, занимающие более высокое стратиграфическое положение, и амфиболито-гнейсовые, залегающие под ними (см. таблицу).

На востоке рассматриваемой территории, начиная от Тектурмасского антиклинория и далее до оз. Зайсан (исключая, может быть, Чингизский мегантиклинорий), докембрийские образования не известны, и есть основания предполагать, что они отсутствуют вовсе. В связи с региональным погружением поверхности Мохоровичича в Казахстане с запада на восток и юго-восток и воздыманием поверхности Конрада в тех же направлениях (Геотектоническое районирование..., 1969), мощность геофизического базальтового слоя на востоке возрастает на 10 км по сравнению с западными районами. В Иртыш-Зайсанском синклинии глубина залегания кровли базальта не превышает 10—13 км от дневной поверхности. Поскольку мощность всех вышележащих вулканогенно-осадочных отложений палеозоя здесь, судя по геологическим данным, приблизительно равна значению глубины до кровли геофизического базальтового слоя, можно думать, что эти отложения налегают именно на базальтовый слой, который, очевидно, и следует рассматривать в качестве океанического базальтового субстрата. Незначительное распространение и малые размеры гранитных интрузивных тел на востоке Казахстана, а также повышен-

ная насыщенность палеозойского разреза породами основного и ультраосновного состава вполне объясняются неглубоким залеганием кровли океанического базальтового субстрата.

Гетерогенность фундамента океанических слоев Казахстана и Тянь-Шаня, изменяющегося по плотности в интервале 2,63—3,38 г/см³ и заключающего, наряду с тяжелыми, легкие метаморфические породы, может быть связана с избирательной гранитизацией отдельных тектонических зон, которая произошла частично уже в докембрии. Таким образом, уже в докембрии земная кора Казахстана и Тянь-Шаня состояла из участков как океанического, так и континентального или близкого к нему строения и в целом имела субокеанический характер. Это, по-видимому, сказалось и на составе вышележащих океанических и морских слоев (яшмо-диабазовых и флишеидных, см. выше), которые именно в участках с гранитизированным фундаментом были частично замещены магматическими породами среднего и кислого состава.

Континентальная кора Восточного Казахстана и Северного Тянь-Шаня

Собственно континентальная кора Казахстана и Тянь-Шаня начинается с широко распространенных гранито-диоритовых пород средне-позднепалеозойского возраста, имеющих плотность 2,52—2,80 г/см³. Они повсеместно прорывают кору субокеанического типа и залегают в ее различных, по-разному дислоцированных и приподнятых слоях. Вместе с тем по отношению к земной поверхности они располагаются приблизительно на одном уровне и также образуют своеобразные наслоения (см. таблицу).

Самые нижние гранито-диоритовые слои распространены преимущественно в полосе Кокчетав — Иссык-Куль и имеют возраст в пределах позднего ордовика — раннего девона (400—460 млн. лет). По различным данным (Магматизм..., 1968; и др.), основание слесов составляют диориты, гранодиориты, плагиограниты, биотито-роговообманковые граниты, изредка габбро-диориты, сениито-диориты и граносенииты; они входят в состав зерендиновского, крыккудукского, кунгей-зайильского и других близких по возрасту интрузивных комплексов. Затем следуют эффузивы андезито-липаритового состава (Степняк) и еще более молодые интрузивные комплексы (ишимский, боровской, талгарский и др.), в которых наряду с биотито-роговообманковыми гранитами встречаются лейкократовые граниты, сенииты, монзониты и эссекситы.

В Кокчетавском районе и в Северном Тянь-Шане нижние гранито-диоритовые слои слагают огромные по площади зоны, в Улутау, Бетпак-Дале и Чингизе — сравнительно небольшие тела, в Токрауской, Северо-Балхашской и Иртыш-Зайсанской впадинах они неизвестны.

Наиболее крупные массивы, по геолого-геофизическим данным, имеют форму полого залегающих пластин. Например, Яблоново-Итейменский и Крыккудукский интрузивы, соединяясь на глубине, образуют межформационный гарполит мощностью от 1—2 до 5—6 км. Форма интрузивов меньших размеров более простая, в основном уплощенно-цилиндрическая, с днищем на глубинах в несколько километров.

Средние гранито-диоритовые слои, имеющие возраст ранний-средний девон — ранний карбон (340—400 млн. лет), покрывают в основном

склоны Джунгаро-Балхашской геосинклинали и представлены главным образом толщей вулканогенных (континентальных и прибрежно-морских) пород. В Атасуйском районе эта толща имеет ранне-среднедевонский возраст и сложена кварцевыми порфирами, альбитофирами, порфиритами и их туфами общей мощностью до 4—5 км. Восточнее, в полосе Караганда — Северо-Западное Прибалхашье, в разрезе вулканогенной толщи заметно увеличивается количество порфиритов, а возраст местами поднимается до среднего — позднего девона; мощность колеблется от 1—1,5 км (Прибалхашье) до 4 км (Карагандинский прогиб). Еще далее к востоку, в предгорьях Чингиза, объем средне-верхнедевонских эффузивов еще более возрастает, среди андезито-липаритовых пород (Карабулак) появляются трахилипариты, трахидациты и трахибазальты; мощность убывает от 3 до 1 км, и, наконец, эффузивы исчезают.

С эффузивами во многих районах пространственно и, по-видимому, генетически тесно связаны гранитоидные интрузивы позднедевонско-раннекаменноугольного возраста: орлиногорский, бурминский, чингизский и другие комплексы. Состав интрузивов варьирует от гранодиоритов и кварцевых диоритов до лейкократовых гранитов, аляскитов и граносненитов. Как и в нижних слоях, гранитоидные тела по форме и размерам разнообразны, но в большинстве своем представляют собой горизонтально залегающие плутоны мощностью до 4—5 км.

Верхние гранито-диоритовые слои относятся по возрасту к позднему палеозою (240—340 млн. лет) и распространены преимущественно в Джунгаро-Балхашской геосинклинали и в некоторых районах к востоку и югу от нее. Участвующие в их строении вулканогенные и интрузивные породы среднего — кислого состава теснейшим образом переплетаются между собой и составляют комплексы нескольких генераций.

Наиболее полно верхние слои развиты в Токрауской депрессии, в северной части которой в хронологической последовательности выделяются: липарито-дациты каркаралинской свиты, гранодиориты и диориты мамантасского комплекса, андезитовые порфириты калмакэмельской свиты, липариты кергетасской свиты, гранодиориты и биотитовые граниты топарского комплекса, биотитовые и лейкократовые граниты калдырминского комплекса, аляскиты и лейкограниты акчатауского комплекса.

Однако эта последовательность не универсальна. В одних местах, как и на севере Токрауской депрессии, разрез начинается эффузивами и заканчивается гранитами (Агадырь — Моинты, Мын-Арал — Кендыктас), в других эффузивы оказываются в его средних частях (Джунгарский Алатау) или наверху (Семейтау) или же отсутствуют (Майкаин — Шидерты, Бетпак-Дала, Чингиз). Известны случаи, когда преобладающие в начале разреза кислые породы сменяются выше средними и даже основными породами (Кентерлау, Саяк, Баканас), а в направлении с запада на восток в эффузивах возрастает роль трахибазальтов, трахилипаритов и трахидацитов, которые затем становятся преобладающими (Баканас). Так же непостоянна и мощность эффузивов, изменяющаяся от нескольких сотен метров до 3—4 км и более.

Гранитоиды верхних слоев почти во всех случаях являются межформационными образованиями и залегают полого. Мамантасский массив, по геофизическим данным, имеет вертикальную мощность от 1,5—2 до 3—4 км; его нижняя поверхность почти горизонтальна, а верхняя слабо нарушена небольшими повышениями и понижениями. Интрузивы топарского комплекса определены как асимметричные гарполиты и лакколи-

ты мощностью от 2 до 3 км, интрузивы калдырминского комплекса — как межпластовые линзовидные тела ступенчато-блокового строения, мощностью от 2—3 до 6 км.

Наибольшая вертикальная мощность гранитов предполагается в Ортау (9 км) и в Чингиз-Тарбагатайской зоне (10 км). Корни же гранитных тел в некоторых кольцевых структурах установлены на глубине 8—10 км.

Охарактеризованные гранито-диоритовые слои верхнего ордовика — перми, раскинувшиеся почти по всему Восточному Казахстану и Северному Тянь-Шаню, в совокупности составляют единое тело в основании континентальной коры, неравномерно воздымающееся по стратиграфическому разрезу в направлении с запада на восток и юго-восток. Максимальная его мощность по сумме всех слоев не превышает 12—15 км.

Чехол континентальной коры Казахстана и Тянь-Шаня слагают средне- и верхнепалеозойские терригенные и карбонатно-терригенные отложения с плотностью 2,17—2,69 г/см³, перекрывающие различные части гранито-диоритовых слоев и синхронные некоторым из последних. Отложения чехла накапливались в устойчивых континентальных условиях или в условиях эпиконтинентального мелководного моря и характеризуют собой завершающий этап в геосинклинальном развитии страны.

Нижние слои надгранитной серии представлены красноцветными, серыми и бурыми алевролитами, песчаниками, аргиллитами и конгломератами, общая мощность которых колеблется от 1—1,5 до 4—5 км. Сюда входят жаксыконская, тюлькубашская, акбастауская и другие связанные с ними свиты. Местами они содержат прослой эффузивов (торсуйская свита Северного Тянь-Шаня, сугандинская свита Бетпак-Далы) или известняков (майские слои, акбастауская свита).

Отражая разновозрастную, неровную поверхность гранито-диоритового фундамента, нижние слои залегают на разных стратиграфических уровнях и невыдержаны по площади. На крайнем западе и юго-западе (Улутау, Каратау) их возраст в основном девонский, восточнее (р. Селеты, Бетпак-Дала) он то снижается до силура, то повышается до раннего карбона, а еще далее к востоку (полоса Тектурмас — Талды-Курган) — не выходит за рамки среднего — позднего девона и, наконец, окончательно устанавливается в интервале поздний девон — ранний карбон (Чингиз, Саяк).

Следующие по разрезу средние слои надгранитной серии построены совершенно иначе. В их составе устанавливается абсолютное преобладание морских отложений — известняков, мергелей и доломитов с подчиненными прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаников (так называемые посидониевые, сульфидеровые, климениевые, калькаратусовые и другие слои; см. таблицу), имеющих почти повсеместно позднедевонско-раннекаменноугольный возраст. Иногда среди них существенную роль приобретают кремнисто-карбонатные породы, отложенные недалеко от активных магматических очагов (Атасу, Успенская зона). Мощность средних слоев чаще всего находится в пределах 0,5—2,5 км и лишь в отдельных депрессиях увеличивается до 4,5—5 км. Участками же средние слои из разреза выпадают.

Верхние слои надгранитной серии снова представлены континентальными молассами — преимущественно красноцветными песчано-конгломератовыми и угленосными отложениями, в которых изредка встречаются небольшие линзы известняков и мергелей. Наиболее широко они разви-

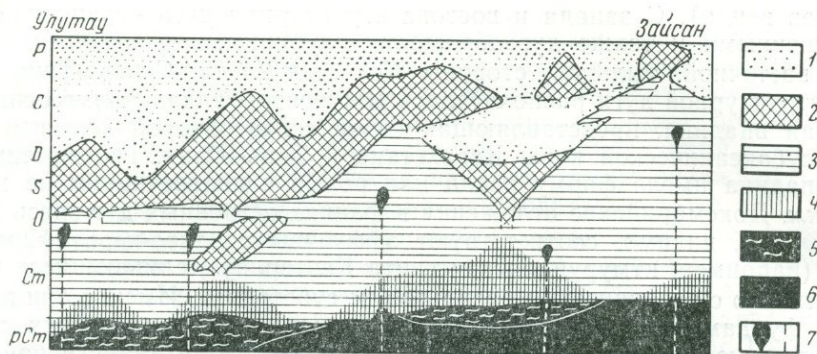


Рис. 2. Схема возрастных и глубинных соотношений слоев земной коры по профилю Улутау — Зайсан
 1 — надгранитные слои; 2 — гранито-диоритовые слои; 3 — океанические (надбазальтовые) слои; 4 — зона генерации кислых магматических очагов; 5 — гранито-базальтовые слои; 6 — океанический базальтовый субстрат; 7 — гипербазиты

ты в западных районах Казахстана, где их мощность достигает 4—5 км. На остальной территории они встречаются спорадически или отсутствуют. Возраст верхних моласс в основном среднекаменноугольный — раннепермский с отдельными небольшими понижениями (Карагандинский бассейн) и повышениями (Тенизская впадина). Они заканчивается палеозойский разрез Казахстана и Тянь-Шаня, общий характер которого, без учета складчатости и послонно-глыбовых перемещений, отражен на рис. 2.

Структурное выражение субокеанической и континентальной коры

Многослойный разрез земной коры Восточного Казахстана и Северного Тянь-Шаня, в современном виде имеющий мощность порядка 45—60 км, характеризуется чрезвычайно сложным тектоническим строением, что нашло отражение в различной распространенности тех или иных слоев по площади, в неравномерном их поднятии, разной степени вскрытия, наконец, в их прихотливых очертаниях на дневной поверхности (см. рис. 1). Вместе с тем, как выясняется, слои субокеанической и континентальной коры построены по-разному и намечают, соответственно, два ряда региональных тектонических структур, резко отличающихся один от другого.

Наиболее крупной структурой субокеанической коры является Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньская структурная дуга, простирающаяся на расстояние около 2000 км при ширине 300—400 км. Она возникла еще в докембрии и временами представляла собой огромное поднятие, сходное по форме и строению с современными зрелыми островными дугами (Суворов, 1968). Фундамент поднятия составляли гнейсо-амфиболитовые, кварцито-порфиroidные и диабазовые слои, сильно метаморфизованные и гранитизированные в нижней трети уже в докембрии. Чехол был образован рифейско-нижнепалеозойскими яшмо-диабазовыми и флишoidalными слоями. Отдельные гребни поднятия в разное время возвышались над уровнем океана и, разрушаясь, поставляли материал для накопления грубообломочных толщ (например, тиллитоподобных конгло-

мератов венда). С запада и востока структурная дуга ограничивалась протяженными и также дугообразными глубинными разломами.

С восточной, тыльной, стороны Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньской структурной дуги располагалась Джунгаро-Балхашская геосинклинальная впадина, представляющая собой сейчас второй крупный элемент субокеанической коры Казахстана и Тянь-Шаня. Геосинклинальная впадина имела форму овала или ромба с поперечником не менее 1000 км. Докембрийские отложения в фациях островных дуг здесь неизвестны; им, видимо, соответствуют эффузивы спилито-кератофирового ряда (например, итмурундинская свита Кентерлау), сливающиеся непосредственно с океаническим базальтовым субстратом. Именно они послужили фундаментом накопившихся затем мощных океанических слоев. По строению геосинклинальная впадина оказывается аналогичной впадинам современных окраинных морей (Суворов, 1968).

Возникшие в докембрии субокеанические структурные формы (Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньское поднятие и Джунгаро-Балхашская впадина) сказали большое влияние на процесс накопления океанических слоев. Поднятие отличается наибольшей фациальной изменчивостью океанических слоев (см. выше), их минимальными мощностями (в сумме около 10 км) и сокращенным периодом накопления (кембрий—ордовик), тогда как во впадине фациальные изменения менее значительны, мощности слоев местами возрастают до 15 км, а время их формирования растягивается до карбона.

В процессе накопления океанических слоев главные структурные элементы страны были расчленены на геантиклинали и геосинклинали меньших размеров. Возникли, например, поднятия Атасу и Кентерлау, где средняя суммарная мощность океанических слоев, по сравнению с соседними впадинами, уменьшена на 3—5 км. Как видно на таблице, пространственные изменения океанических слоев (главным образом их возрастных границ и мощностей) в связи с развитием структур второго порядка приобрели крайне неравномерный характер.

По мере вздымания и разрастания частных геантиклиналей фациальный состав океанических слоев вверх по разрезу постепенно изменялся. Первоначально господствовавшие глубоководные яшмо-диабазовые и кремнисто-карбонатно-терригенные фации сменились флишондными, а последние — прибрежными пестроцветными отложениями смешанного состава.

Тектонические структуры субокеанической коры прошли, по всей вероятности, две главные стадии формирования: начальную—эвгеосинклинальную и последующую—миогеосинклинальную, по времени менее продолжительную. В заключительную фазу субокеанического развития конседиментационные структуры субокеанической коры были преобразованы в сложную систему синклинориев и антиклинориев с крутым залеганием слоев.

В отличие от субокеанической коры общая структура коры континентальной несравненно более простая. Залегające в ее основании гранито-диоритовые интрузивные и эффузивные комплексы слагают огромную, полого залегającую линзу, или пластину, с неровными краями, не терпевшую сколько-нибудь значительных деформаций. Гранито-диоритовые слои пронизывают самые различные части субокеанической коры или перекрывают их на больших пространствах и почти повсеместно накладываются с ними в резко несогласных структурных соотношениях.

Разновозрастная нижняя поверхность гранито-диоритовых слоев несет на себе самые различные неровности — карманы, заливы и т. д. Глубинными разломами она разбита на ступени и имеет ряд ответвлений, круто, в виде каналов уходящих в глубь океанических слоев. Верхняя поверхность пологоволнистая, с многочисленными симметричными и асимметричными вздутиями и понижениями, напоминающими купола, мульды и моноклинали; все эти очень простые формы отражают столь же простое внутреннее строение гранито-диоритовых слоев.

Формирование гранито-диоритовых слоев связывается с орогенной стадией развития Казахстана и Тянь-Шаня, сменившей многоэпизодную стадию предшествовавшего субокеанического этапа. Первые фазы гранитоидного магматизма еще как-то контролировались крупными поднятиями — главным образом Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньской структурной дугой и Чингиз-Тарбагатайским мегантиклинорием, где сосредоточена основная масса нижних гранито-диоритовых слоев. Затем гранитообразование распространилось на склоны поднятий и в заключительные фазы охватило почти всю оставшуюся площадь (и впадины, и многие поднятия), не считаясь со структурами субокеанической коры.

Пульсирующее разрастание гранито-диоритовых слоев и связанное с ним неравномерное воздымание и размыв территории обусловили столь же неравномерное отложение в понижениях рельефа надгранитных молассовых и карбонатно-терригенных слоев, образовавших ряд изолированных впадин типа брахиэпизональных.

Впадины трансгрессивно и несогласно перекрыли субокеанические структуры и отдельные части гранито-диоритовых слоев. Во впадинах на месте древнего Кокчетав-Улутау-Северо-Тяньшаньского поднятия мощность надгранитного чехла достигла наибольших значений — местами до 10 км. Седиментация здесь продолжалась в течение всего среднего и позднего палеозоя, и размеры впадин оказались максимальными — до 300 км в поперечнике.

На востоке страны континентальная седиментация охватила более короткие промежутки времени: в одних районах средний девон — ранний карбон, в других — поздний палеозой. Впадины этого возраста имеют характер либо удлиненных узких прогибов, либо небольших, по-разному ориентированных наложенных мульд глубиной от нескольких сотен метров до первых километров. Минимальные значения мощности надгранитного чехла пришлось на участки с самой большой мощностью нижележащих океанических слоев.

Общая дислоцированность надгранитных слоев слабая, что также отличает их от более дислоцированных океанических слоев. Вместе с тем некоторые приразломные прогибы (Карагандинский, Успенский и др.) в связи с синхронным орогенезом, гранитоидным магматизмом поздних фаз и крупноамплитудными горизонтальными перемещениями приобрели к концу палеозоя достаточно сложное складчато-чешуйчатое строение.

В целом структура надгранитного чехла может быть определена как отдаленно-геосинклиальная, соответствующая по всему комплексу структурных и фациальных признаков остаточной геосинклиальной стадии развития земной коры.

Заключение

Приведенные данные о строении земной коры Казахстана и Тянь-Шаня, обычно относимой к континентальному типу, показывают, что в действительности она состоит из двух частей: нижней — субокеанической, более уплотненной и консолидированной, и верхней — менее уплотненной, собственно континентальной, залегающих на океаническом базальтовом субстрате.

В составе субокеанической коры отчетливо различаются океанический вулканогенно-осадочный чехол и гетерогенный, базальтовый или гранито-базальтовый (в гранитизированных погребенных островных дугах) фундамент; в составе континентальной коры — гранито-диоритовый фундамент и надгранитный осадочный чехол. Общая структура земной коры представляется, таким образом, многослойной, с весьма сложными просторственными и возрастными соотношениями слоев океанического, морского и континентального происхождения.

Наиболее типичным структурным сочетанием в субокеанической коре являются поднятия типа островных дуг и геосинклинальные впадины типа окраинных морей, тогда как в континентальной коре устанавливается преобладание разнообразных впадин, наложенных на приподнятую субокеаническую кору вне связи с ее внутренним строением. Тектоническая структура континентальной коры, в отличие от субокеанической, несравненно более простая.

При существенных структурных и фациальных различиях субокеанической коры и континентальной коры фациальные переходы между ними, тем не менее не всегда резкие. Это отражено в некотором фациальном сходстве верхних океанических и нижних континентальных осадочных слоев и, таким образом, в преемственности орогенными поднятиями континентальной коры некоторых наиболее устойчивых поздних поднятий коры субокеанической. Переходная зона между субокеанической корой и континентальной корой неравномерно воздымается в направлении от погребенных древних островных дуг к окраинным геосинклинальным впадинам.

Начальные фазы формирования субокеанической коры, в силу недостаточной изученности докембрия, не могут быть восстановлены с необходимой полнотой. Однако вся известная и хорошо документированная геологическая история палеозойд Казахстана и Тянь-Шаня указывает на то, что процесс превращения океанической коры в континентальную проходил, начиная с позднего докембрия, через субокеанический этап. Этот процесс охватывает чрезвычайно продолжительное время (около 1 млрд лет) и в основном, по-видимому, необратим. В целом история формирования земной коры палеозойд укладывается в два главных этапа: субокеанический — с эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной стадиями и собственно континентальный — с орогенной и остаточной-геосинклинальной стадиями.

Основные структурные элементы субокеанической коры и составляющие ее слои океанического и морского происхождения представляются исключительно характерным сочетанием, повторяющимся в самых различных сегментах Земли. Они являются как бы иллюстрацией геосинклинального процесса в наиболее типичном его выражении и в наиболее конкретных геологических границах.

Закономерности развития земной коры Казахстана и Тянь-Шаня могут быть, по-видимому, распространены на многие другие области.

ЛИТЕРАТУРА

- Беспалов В. Ф.* 1964. Тектоника рифейской складчатой дуги Восточного Казахстана. В кн. «Складчатые области Евразии». М., «Наука».
- Богданов Н. А.* 1966. Строение палеозойд Тихоокеанского кольца.— *Геотектоника*, № 2.
- Васильковский Н. П.* 1963. К проблеме островных дуг. В кн. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л.* 1970. О распространении глубоководных осадков в разрезах складчатых областей.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, № 4.
- Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. М., «Недра», 1969.
- Кузнецов В. А.* 1963. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— *Труды ИГиГ СО АН СССР*, вып. 13.
- Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. В кн. «Труды I Казахстанского петрографического совещания», т. I. Алма-Ата, 1968.
- Лейве А. В.* 1969. Океаническая кора геологического прошлого.— *Геотектоника*, № 4.
- Стратиграфия докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Тезисы докладов на совещании 8—11 сентября 1969 г. в г. Караганде. Изд-во МГУ, 1969.
- Суворов А. И.* 1968. Закономерности строения и формирования глубинных разломов.— *Труды Геол. ин-та АН СССР*, вып. 179.
- Хашин В. Е.* 1961. Происхождение материков и океанов. М., «Знание», геол. и геогр., серия XII, № 3.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ НА ПРИМЕРЕ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИХ ГОР

Г. И. Макарычев, М. Д. Гесь

Чаткало-Кураминские горы в тектоническом отношении входят в состав Срединного Тянь-Шаня. Геологическому строению этой территории посвящено много статей и монографий. Однако, несмотря на обилие публикаций, среди исследователей нет единого мнения по ряду важнейших вопросов. До сих пор по-разному понимается заложение геосинклиналей как в отношении определения времени, так и в отношении того субстрата, на котором они возникли. Так же спорно время окончания геосинклинального режима, устанавливаемое по «возрасту складчатости». Развитие Кураминской зоны в докембрии и раннем палеозое нередко противопоставляется развитию Чаткальской зоны.

Различия во мнениях порождаются разным пониманием таких критериев, как «возраст складчатости», и недооценкой роли процессов магматизма. Достиженные успехи в изучении дна океанов и обнаружение в складчатых областях континентов океанической коры геологического прошлого (Пейве, 1969) позволяют подметить общую направленность в развитии оболочек земной коры, в частности «гранитно-метаморфического слоя».

В последние годы получено много новых данных по стратиграфии, тектонике и магматизму Чаткало-Кураминских гор. В данной статье на основе анализа процессов магматизма делается попытка подойти к решению вопроса о том субстрате, на котором закладывались геосинклинали Срединного Тянь-Шаня. Решение данного вопроса имеет прямое отношение к теории геосинклиналей.

Многолетние исследования авторов в Чаткало-Кураминских горах, а также данные других исследователей позволили выделить 21 морфогенетический комплекс магматических образований, составляющих эволюционный ряд этой складчатой системы от докембрия до триаса. Из них 14 комплексов представлены интрузивными образованиями (таблица). В основу выделения этапов эволюции геосинклиналей положена схема М. В. Муратова (1963), хотя наше понимание начального этапа отличается от понимания его автором схемы.

Этапы геосинклинально-тектонического режима	Морфология структур	Тип разреза и время его формирования	Интрузивные комплексы и их возраст	Стадии формирования интрузивных комплексов и представляющие их породы	Форма магматических тел и типичные их представители	Основные петрохимические особенности интрузивных комплексов
Заключительный (орогенный)	Образование наложенных впадин Структуры типа грабен-саклингадей	Вулканогенно-молассовый $S_2-P(T,?)$	«Послеэришанские дайки»	3. Гранит-порфиры 2. Диабазовые порфириты 1. Лампрофиры	Единичные дайки	3. Ультракислые со щелочным уклоном 2. Более щелочные, чем щитовой базальт 1. Состав типового монциодорита и биотит-роговообманкового диорита
			Арашанский нижнетриасовый интрузивный комплекс	2. Гранит-порфиры, аплиты, мелкозернистые графиты, пегматиты 1. Граниты, аляскиты, щелочные граниты	Жилы, мелкие штоки Крупные удлиненные штоки (Арашанский, Туякский)	Ультракислые, богатые или пересыщенные щелочью породы $K/Na = 1,4-1,8$; $SiO_2 = 72-77\%$
			Акшамский верхнепермско-нижнетриасовый комплекс малых интрузивов	5. «Порфиroidные» диабазовые порфириты 4. Гранит-, фельзит- и кварцевые порфиры 3. Диабазы и диабазовые порфириты 2. Габбро-порфириты 1. Граносениты, сениты и монционит-порфиры	Дайки и мелкие штоки, сконцентрированные в дайковые поля и зоны	5. Высокосиловые со слабощелочным уклоном 4. Ультракислые, богатые или пересыщенные щелочью породы 3-2. Основные с отклонениями к средним, иногда богатые щелочью 1. Умеренно кислые, щелочные $K/Na = 1,1-1,4$; $SiO_2 = 61-63\%$
			Чалмансайский пермский комплекс малых интрузивов	6. Лампрофиры 5. Фельзит- и кварцевые порфиры 4. Гранит-порфиры 3. Адамеллит-порфиры 2. Гранодиорит-порфиры 1. Диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты, лампрофиры	Дайки и мелкие штоки, сконцентрированные в дайковые поля и зоны	6. Средние со щелочным уклоном 5. Ультракислые, субщелочные $K/Na = 1,2-1,5$; $SiO_2 = 73\%$ 4. Ультракислые, нормального ряда $K/Na = 1,1-1,2$; $SiO_2 = 73\%$ 3-2. Умеренно кислые, нормального ряда $K/Na = 0,9-1,1$; $SiO_2 = 63-70\%$ 1. Средние $K/Na = 0,7-1,0$; $SiO_2 = 68-63\%$
			Кызылторский верхнекарбонный интрузивный комплекс	2. Аплиты, пегматиты 1. Граниты, адамеллиты	Жилы Монотенные удлиненные штоки и габболиты (Кызылторский, Алмсайский)	Ультракислые, кислые, умеренно богатые щелочами $K/Na = 1,1-1,6$; $SiO_2 = 70-76\%$

Таблица (продолжение)

Этапы геосинклинального режима	Морфология структур	Тип разреза и время его формирования	Интрузивные комплексы и их возраст	Стадии формирования интрузивных комплексов и представляющие их породы	Форма магматических тел и типичные их представители	Основные петрохимические особенности интрузивных комплексов	
геосинклинальный	Герцинская эпоха	Образование наложенных впадин Структуры типа грабен-синклиналей	Вулканогенно-молаассовый $S_2 - P(T_1^2)$	Кумбельский верхнекарбон-овый интрузивный комплекс	3. Мелкозернистые граниты, аплиты, пегматиты 2. Граниты, гранодиориты 1. Гранодиориты, граниты	Мелкие штоки, жилы, дайкообразные тела Полигенный дискордантный Акбулакский интрузив вытянутой формы (до 550 км ²)	3. Ультракислые, иногда щелочные $K/Na = 1,3 - 1,6$; $SiO_2 = 72 - 74\%$ 2. Кислые, иногда субщелочные $K/Na = 1,2 - 1,4$; $SiO_2 = 68 - 72\%$ 1. Умеренно кислые, кислые $K/Na = 1,1 - 1,3$; $SiO_2 = 65 - 70\%$
				Сандалаш-чаткальский среднекарбон-овый интрузивный комплекс	5. Микрограниты, аплиты, пегматиты 4. Гранодиориты, адамеллиты 3. Адамеллиты, гранодиориты, кварцевые диориты 2. Сиенито-диориты, монцониты и кварцевые монцониты 1. Диориты, кварцевые диориты и габбро	Мелкие штоки, жилы Полигенные (Чаткальский, Среднесандалашский, Ихнач-Каракурумский и др.) и моногенные (Раватсайский, Чукурсуйский, Андагульский, Чакирторский), вытянутой формы	5. Кислые, ультракислые 4. Умеренно кислые, нормального ряда $K/Na = 1,2 - 1,4$; $SiO_2 = 64 - 66\%$ 3. Умеренно кислые, нормального ряда $K/Na = 1,1 - 1,3$; $SiO_2 = 60 - 62\%$ 2. Средние и умеренно кислые со щелочным уклоном $K/Na = 0,9 - 1,1$; $SiO_2 = 56 - 59\%$ 1. Средние, реже основные $K/Na = 0,5 - 0,7$; $SiO_2 = 42 - 57\%$
				Нижнечаткальский нижнекарбон-овый интрузивный комплекс	Монцониты, монцодиориты, габбро и сиениты	Небольшие тела удлиненной формы в междуречье Чаткал-Кокееу	Отличаются повышенной основностью и щелочностью
		Многоосинклинальный $D_2 + U - C_1$	Усилование развития поднятий и прогибов	Кытайульдинский среднедевонский интрузивный комплекс	Плагииграниты	Удлиненные штоки (Кытайульдинская группа интрузивов)	Интенсивно измененные плагииграниты
				Алабукинский верхнесилурийский интрузивный комплекс	2. Граниты, аплитовидные граниты, аплиты 1. Гранодиориты	Жилы, мелкие штоки Удлиненные штоки (Алабукинский)	2. Кислые, нормального ряда или со щелочным уклоном 1. Умеренно кислые, нормального ряда $K/Na = 0,0 - 1,0$; $SiO_2 = 61 - 63\%$

Т а б л и ц а (окончание)

Этапы геосинклинального режима	Морфология структур	Тип разреза и время его формирования	Интрузивные комплексы и их возраст	Стадии формирования интрузивных комплексов и представляющие их породы	Форма магматических тел и типичные их представители	Основные петрохимические особенности интрузивных комплексов	
Главный	Каледонская эпоха	Дифференциация прогиба на поднятия и частные прогибы	Литогеосинклинальный $S_{12}-D_2E_1$	Зексайский нижнепалеозойский интрузивный комплекс	3. Аплиты, аплитовидные граниты, пегматиты 2. Лейкократовые граниты 1. Гранодиориты и тонлиты	Безкорневые жилы и гнезда Полигенные, главным образом конкордантные массивы батолитового типа (Зексайский, Саздыкский)	3. Кислые и ультракислые, субщелочные $K/Na=1.3$; $SiO_2=70-72\%$ 2. Ультракислые, нормального ряда $K/Na=1.2-1.3$; $SiO_2=70-71\%$ 1. Умеренно кислые, плюмазитового или нормального ряда $K/Na=0.6-0.7$; $SiO_2=63-64\%$
				Среднетерекский нижнепалеозойский интрузивный комплекс	Габбро, габбро-диабазы, диориты	Силлоподобные тела (Среднетерекский)	Основные, с переходом к средним
Начальный геосинклинальный (заложен геосинклиналь)	Единый широкий прогиб Зарождение первых геосинклинальных поднятий	Эвгеосинклинальный Rf	Тундукский позднерифейский вулканоплутонический комплекс	Несколько генераций диабазовых даек и даек ультракислых порфиров	Дайки, маломощные покровы	Основные, нормального ряда или с субщелочным уклоном $K/Na=0.5-0.6$; $SiO_2=55\%$ Ультракислые	
			Бешторский верхнерифейский интрузивный комплекс	3. Аплиты, пегматиты 2. Граниты 1. Гранодиориты	Жилы и пологие гнезда Полигенные массивы удлиненной формы (Бештор-Тундукский, Алмалыбулакский)	3. Ультракислые 2. Ультракислые, плюмазитового ряда $K/Na=0.6-0.8$; $SiO_2=70-75\%$ 1. Кислые, плюмазитового ряда $K/Na=0.5-0.7$; $SiO_2=64-67\%$	
			Сууктапский рифейский вулканоплутонический комплекс	Габбро, габбро-диориты, диабазы, метаморфизованные до амфиболитов, амфиболовых сланцев, диорито-гнейсов	Силлы, штокообразные тела	Основные с отклонением к средним	

Докембрийский (рифейский) магматизм

Сууктепинский вулcano-плутонический комплекс установлен среди рифейских отложений Чаткальской зоны (р. Кассансай, Пскемский хребет) по большому количеству прослоев и линзовидных тел амфиболитов и амфиболовых сланцев, в отдельных разностях которых сохранились реликтовые структуры эффузивов. Аналогичные образования обнаружены также в Кураминской зоне (горы Моголтау и Калкан-Ата). В этих же районах выявлены небольшие массивы диорито-гнейсов. Форма массивов удлинена согласно с простираниями вмещающих пород. На отдельных участках прослежены контакты, свидетельствующие о первично-интрузивной природе диоритов, что подтверждается также реликтовыми интрузивными микроструктурами. По химическому составу они близки к среднему типу габбро¹, реже — диорита. Амфиболиты характеризуются составом, близким к толентовому базальту. Особенности формы тел диорито-гнейсов (силлы) и состав амфиболитов (метаморфизованные базальты), а также пространственная близость позволяют объединить их в единый вулcano-плутонический комплекс. Аналогичные образования, как отмечает Ю. А. Кузнецов (1970), характерны для впадин океанов. Следовательно, имеются основания формирования этого комплекса относить к стадии заложения первичного геосинклинального прогиба. Это тем более вероятно, что подобный комплекс больше не повторяется в разрезе Чаткало-Кураминских гор. Метаморфический облик пород комплекса связан с более поздними процессами гранитизации.

Бешторский верхнерифейский гранитоидный комплекс сформировался последовательным внедрением гранодиоритов, гранитов и жил пегматитов и аплитов в зародившиеся в конце рифея поднятия. Возрастное положение комплекса выяснено по налеганию на него нижнего палеозоя (Зубцов, Зубцова, 1963; Макарычев, 1964) и абсолютному возрасту (по биотиту) 830 ± 18 млн. лет (Гесь, 1967).

Наиболее полно бешторский комплекс представлен в Бештор-Тундукском массиве, расположенном в ядре Пскемского антиклинория. Большая часть массива сложена двуслюдяными гранитами, содержащими блок-ксенолиты гранодиоритов. Для последних характерны директивные текстуры, образованные ориентированным биотитом.

К бешторскому комплексу относятся Музбельский и Алмалыбулакский массивы. Первый из них расположен в ядре Таласской геоантиклинали, второй в осевой зоне Кассансайского антиклинория.

В петрохимическом отношении гранитоиды бешторского комплекса относятся к плюмазитовому, реже — к нормальному ряду изверженных горных пород. Составы гранитоидов второй стадии близки к средним составам плагиориолитов. Общей особенностью рассматриваемых гранитоидов является повышенное содержание натрия, глинозема и извести по сравнению с эталонными составами.

Тундукский верхнерифейский вулcano-плутонический комплекс объединяет несколько генераций даек и покровы диабазовых пород. Дайки секут гранитоиды Бештор-Тундукского интрузива; покровы залегают

¹ Анализы пород здесь и далее сравниваются со средними составами пород по Ноколдсу (Nockolds, 1954).

на коре выветривания последних. Дайки и покровы перекрыты базальными конгломератами нижнего палеозоя.

Диабазовые породы тундукского комплекса некомплектарны бешторским гранитоидам. Это свидетельствует о том, что в конце рифея продолжал существовать магматический очаг с базальтовым расплавом. Появление его продуктов в верхней части коры связано с глубокими расколами возникших в рифее поднятий, которые еще не имели достаточно мощного «гранитного» слоя.

Таким образом, магматизм начально-геосинклинального этапа представлен толеитовыми базальтами и габбро-диорит-диабазовой плутонической формацией. Появление гранодиорит-гранитной формации в конце рифея связано с зарождением геoaнтиклинальных поднятий. Особенности магматизма в целом указывают на эвгеосинклинальный тип первичного прогиба.

Нижне-среднепалеозойский магматизм

Начало каледонской эпохи ознаменовалось проявлением дифференцированных движений, проходивших на фоне общего опускания Чаткало-Кураминских гор. В эвгеосинклинальном прогибе рифейского времени возникли геосинклинальные поднятия, разделившие его на частные прогибы. На протяжении раннего и среднего палеозоя происходило разрастание поднятий за счет поглощения прогибов. Этот процесс нарушался фазами складчатости, однако ни одна из них вплоть до среднего карбона не привела к замыканию геосинклинальных прогибов.

В нижнем палеозое в Чаткальской зоне существовали Таласское, Пскемское и Кассансайское геoaнтиклинальные поднятия, разделявшие Угамский, Сандалашский и Сумсарский прогибы. В Кураминской зоне подобными структурами, очевидно, были Моголтауское и Калкан-Атинское поднятия. История осадконакопления в этих конседиментационных структурах была недавно рассмотрена (Штрейс, Макарычев, 1968; Макарычев, 1970), поэтому ниже мы остановимся на проявлениях магматизма.

Магматизм главного геосинклинального этапа наиболее полно выражен в северо-восточной части Чаткальского и юго-западной части Кураминского хребтов. Вулканизм каледонской эпохи (средний кембрий, ордовик) представлен андезитовыми, реже — диабазовыми порфиритами. Эффузивы резко подчинены осадочным породам. Разрез в целом носит переходный характер между эв- и миогеосинклинальными типами. Если эффузивный магматизм проявлен в ослабленном виде, то интрузивная форма представлена широко и разнообразно. В Кураминском хребте каледонские гранитоиды были установлены еще в 1938 г. К. Н. Вендландом. В Чаткальских горах авторам удалось выделить два нижнепалеозойских, верхнесилурийский и среднедевонский интрузивные комплексы¹. Общим для них является связь с конседиментационными геoaнтиклинальными поднятиями.

Среднетерекский нижнепалеозойский габбро-диабазовый комплекс объединяет несколько дискордантных массивов (Среднетерекский, Верхнесокурбельский, Кумбельташский). Все они сосредоточены в осевой

¹ Эти четыре комплекса ранее объединялись под названием терексайского докарбонного комплекса (Макарычев, Гесь, 1970).

зоне Кассансайского антиклинория. Комплекс внедрился в одну стадию и представлен средне-и мелкозернистыми породами диоритового облика, химический состав которых соответствует средним составам габбро и амфибол-биотитового диорита.

Зексайский нижнепалеозойский гранитоидный комплекс представлен крупными полигенными массивами и зонами фельдшпатизированных и мигматизированных сланцев рифея и нижнего палеозоя. Для него характерны признаки становления как путем гранитизации субстрата, так и внедрения расплавов. Образования комплекса прорывают отложения нижнего палеозоя, а продукты размыва находятся в конгломератах нижнего силура. По составу и особенностям строения зексайский комплекс относится к формации гранодиорит-тоналитовых батолитов зрелой стадии развития геосинклиналей.

К зексайскому комплексу в Чаткальском хребте принадлежат Зексайский, Саардыкский массивы, локализованные в центральной части Кассансайского антиклинория, а также Аксайский массив гранодиоритов (абсолютный возраст по биотиту 475 млн. лет), расположенный в ядре Таласской геосинклинали. По-видимому, к этому же комплексу относятся массивы разгнейсованных гранодиоритов Моголтау. Все массивы этого комплекса сформировались в две стадии: первая представлена гранодиоритами и тоналитами, вторая — лейкократовыми гранитами. В петрохимическом отношении породы зексайского комплекса относятся как к плюмазитовому, так и к нормальному ряду.

Нижнесилурийский вулканический комплекс установлен в сланцево-терригенных отложениях лландовери Чаткало-Кураминских гор. В них присутствуют покровы диабазов, диабазовых порфиритов, сопровождающиеся прослоями туфов. На поднятиях отмечено преобладание средних и кислых эффузивов, где они пересланяются с песчаниками и конгломератами. В прогибах (Сумсарский) развиты диабазы, диабазовые порфириты и спилиты. Андезитовые порфириты и дацитовые порфиры находятся здесь в подчиненном количестве.

Алабукинский верхнесилурийский гранодиоритовый комплекс отделен от предыдущего зексайского. Формирование его связано с периодом позднесилурийского воздымания, охватившего всю территорию Чаткало-Кураминских гор. Проявления гранитоидного магмагизма распространились за пределы Кассансайского поднятия, хотя наиболее крупный (Алабукинский) верхнесилурийский массив приурочен к осевой зоне антиклинория. Более мелкие штоки (Караагачский и Сумсарский) расположены уже в пределах Сумсарского прогиба, к тому времени вовлеченного в поднятие.

Позднесилурийский возраст комплекса доказывается прорыванием его интрузивами отложений нижнего силура и налеганием на эти интрузивы базальных конгломератов нижнего девона (Алабукинский и Сумсарский массивы). Абсолютный возраст Сумсарского массива по биотиту 422 ± 7 млн. лет. Главная фация комплекса представлена среднезернистыми гранодиоритами; его формирование завершилось внедрением лейкократовых гранитов и аплитов. В петрохимическом отношении породы Алабукинского комплекса относятся к нормальному и, реже, плюмазитовому рядум изверженных пород.

Нижнедевонско-эйфельский вулканический комплекс сформировался после верхнесилурийского перерыва. Наиболее широко он развит в южной части Чаткальской зоны и в юго-западной части Кураминской. В его

составе установлены покровы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, дацитовых и риолитовых порфиров и их туфов, перемежающихся с песчаниками, конгломератами и гравелитами. В ряде мест установлены дайки и некки, бывшие подводными каналами для излияния лав и выбросов пирокластического материала. Состав эффузивов всюду достаточно однообразен. Андезитовые порфириты приближаются к типовому андезиту, отличаясь от него значительным преобладанием калия над натрием. Дацитовые порфиры близки к типовому дациту, а риолитовые порфириты попадают в поле известково-щелочного риолита. Особенности состава эффузивов, наземные условия извержений сближают эту толщу с жаксыконской серией Центрального Казахстана, что позволило А. А. Богданову (1965) включить Срединный Тянь-Шань в систему каледонских складчатых областей. Однако, наряду с чертами сходства состава, между этими толщами имеются и существенные различия в условиях их формирования. В Чаткало-Кураминских горах эта толща нарастывает разрез геосинклинальных прогибов, развитие которых началось еще в раннем палеозое, и нигде не выходит на своды геантиклинальных поднятий. Эту категорию прогибов А. В. Пейве и В. М. Силицын (1950) относили к разряду вторичных геосинклиналей. В Центральном Казахстане с жаксыконской серии начинается формирование наложенных впадин.

В Срединном Тянь-Шане такие структуры возникали только в среднем карбоне. Наземный вулканизм, по-видимому, не может рассматриваться как однозначное доказательство перехода геосинклинальной системы в орогенную стадию развития. Наземные андезито-базальтовые и даже андезито-дацитовые формации нередко завершают собой развитие магматизма зрелой стадии геосинклиналей (Кузнецов, 1970).

Кытайльдинский среднедевонский плагиогранитовый комплекс объединяет группу плагиогранитных массивов, возраст которых впервые установил А. С. Аделунг (1950). В Чаткальском хребте (р. Терс) выявлено несколько таких массивов линзовидной формы. В юго-западной части Кураминского хребта (р. Каракия) расположен массив плагиогранитов, гранитов и адамеллитов (Петрография Узбекистана, т. I, 1964). Центральные части массивов сложены среднезернистыми лейкократовыми плагиогранитами, часто интенсивно катаклазированными. Сильное гидротермальное изменение плагиогранитов не позволяет изучить их петрохимические особенности. Становление плагиогранитов кытайкульдинского комплекса приурочено к предживетскому воздыманию Чаткало-Кураминских гор. Этот комплекс, если не считать маломощных прослоев андезитовых порфиритов в живетских отложениях, практически завершает магматизм главного геосинклинального этапа.

Позднепалеозойский магматизм

В конце раннего карбона рассматриваемый район после главной фазы складчатости перешел в орогенный этап развития. На протяжении позднего палеозоя (и в раннем триасе?) тектоническая активность проявлялась в интенсивных блоковых движениях, с которыми на фоне общего воздымания связано заложение и развитие наложенных впадин и мульды проседания, заполнявшихся вулканогенным материалом. К этому этапу приурочено также внедрение многостадийных интрузивных комплексов

главным образом гранитоидного состава. При этом в юго-западной части Чаткало-Кураминских гор (Кураминский хребет, юго-западные отроги Чаткальского хребта, хр. Каржантау) магматическая деятельность одинаково интенсивно проявилась в эффузивной и интрузивной формах, в то время как в северо-восточной части (Пскемский, Сандалашский хребты и центральная часть Чаткальского) резко преобладали интрузии.

Аркутсайский верхневизейский вулканический комплекс объединяет продукты проявлений позднепалеозойской вулканической деятельности в Чаткало-Кураминских горах. Наиболее полно она выражена в хр. Каржантау. Здесь Н. П. Васильковский (1941) впервые выделил аркутсайскую свиту андезитовых порфиритов и их туфов. К аркутсайскому вулканическому комплексу относятся и маломощные покровы андезитовых и диабазовых порфиритов среди фаунистически охарактеризованных известняков верхнего визе в Чаткальском хребте (Мазарсай). Такими же порфиритами сложен субвулканический массив площадью около 2 км² в районе горы Большой Чимган (Иссамухамедов, 1947).

По химическому составу породы аркутсайского комплекса располагаются в промежутке андезит — базальт с частыми отклонениями в щелочную сторону при значительной роли калия.

Нижнечаткальский нижнекарбонатовый габбро-монцонитовый комплекс включает группу интрузий повышенной основности и щелочности, распространенных в междуречье Чаткала и Коксу. Они представлены главным образом силловыми телами монцонитов, монцодиоритов, габбро и сиенитов, прорывающими карбонатную толщу верхнего девона — визе. Обломки аналогичных пород, по данным Н. П. Васильковского (1941, 1952), содержатся в основании намюрской свиты Уя, что указывает на преднамюрский или визе-намюрский возраст этих образований.

По химическому составу (промежуточное положение между габбро и сиенитами) эти породы приближаются к вулканитам аркутсайского комплекса и вместе с ними образуют трахиандезитовую и габбро-монцонит-сиенитовую формации (по Кузнецову, 1964), характерные для орогенного этапа развития геосинклинальных областей.

Минбулакский среднекарбонатовый вулканический комплекс представлен покровами лав, туфолов и туфов андезитовых порфиритов, дацитовых и фельзитовых порфиритов. Эти образования впервые выделены Н. П. Васильковским (1952) под названием минбулакской свиты в хр. Каржантау, где она с конгломератами в основании залегает на терригенно-карбонатной намюрской свите Уя.

От хр. Каржантау вулканиты рассматриваемого комплекса прослеживаются в юго-восточном направлении, заполняя крупную наложенную впадину, названную А. С. Аделунгом Каржантау-Восточно-Кураминским грабен-синклиниорием. В Чаткальском хребте андезитовые порфириты и туфы минбулакской свиты заполняют Нижнесандалашский грабен, где они залегают на визейских известняках, а перекрываются мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Средний химический состав пород минбулакского комплекса соответствует типовому андезиту с отклонениями в щелочную сторону. Ю. А. Кузнецов (1964) на основании данных Н. П. Васильковского (1952) считает минбулакскую свиту типичным представителем андезитовой формации.

Сандалаш-чаткальский среднекарбонатовый габбро-гранодиоритовый комплекс наиболее широко распространен в Чаткало-Кураминских го-

рах. Вместе с породами более молодых интрузивных комплексов он сла- гает такие крупные полигенные массивы, как Кураминский, Гава-Чадак- ский, Чаткальский, Монасский и, кроме того, образует многочисленные самостоятельные интрузивы (Кармазарский, Среднесандалашский, Ре- ватсайский, Ихнач-Каракорумский, Андагульский, Чақырторский и др.). Последние, в свою очередь, или моногенны, или образованы в несколько стадий внедрения. Образование комплекса произошло в интервале 326— 303 млн. лет.

Формирование среднекарбонowego интрузивного комплекса происхо- дило в четыре стадии и завершилось образованием пород жильного соп- ровождения. В первую стадию внедрялись диориты, кварцевые диориты и габбро. Во вторую стадию образовались монцодиориты, монцониты и сиениты, интродуцирующие породы первой стадии. Среднезернистые гра- нодиориты (кармазарский тип), кварцевые монцониты и кварцевые дио- риты третьей стадии распространены наиболее широко. Они имеют ак- тивные контакты с породами первой и второй стадий внедрения. В чет- вертую стадию внедрялись небольшие штоки резкопорфировидных гра- нодиоритов, адамеллитов, кварцевых монцонитов. Образования стадии жильных пород представлены жилами и мелкими штоками мелкозерни- стых гранитов, аплитов, пегматитов.

В петрохимическом отношении породы среднекарбонowego интрузив- ного комплекса принадлежат к нормальному, реже — к плюмазитовому рядам.

Сходство петрохимического состава пород интрузивного комплекса с минбулакскими эффузивами и сближенное время их формирования по- зволили Ю. А. Кузнецову (1964) отнести их к габбро-диорит-гранодиори- товой формации ряда вулканогенных интрузивных формаций орогенного этапа. Этот вывод подтверждается также тектоническим положением ин- трузивов среднекарбонowego комплекса. Наряду с преобладающей при- уроченностью их к поднятиям, они имеют дискордантную, чаще всего вы- тянутую форму. Типичными примерами таких интрузивов могут служить Чаткальский, Ихнач-Каракорумский, Гава-Чадакский, Кураминский мас- сивы.

Акташский средне-верхнекарбоновой вулканический комплекс, по данным Н. П. Васильковского (1952), объединяет эффузивные и субвул- канические образования акчинской, сарысиюнской и оясайской свит, раз- витых в Кураминском и Каржантауском хребтах и в юго-западной части Чаткальского хребта. Эти свиты разделены перерывами и незначи- тельными угловыми несогласиями, обусловленными спецификой накоп- ления толщ. Время образования Акташского комплекса определяется на- леганием базальных слоев акчинской свиты на среднепалеозойские и минбулакские отложения и массивы среднекарбонowego комплекса. Аб- солютный возраст порфиритов акчинской свиты определяется в 303 млн. лет.

Рассматриваемый вулканический комплекс по составу разделяется на две части. Нижняя часть (акчинская и оясайская свиты) представлена лавами, туфолавами и туфами андезитовых и андезито-дацитовых пор- фиритов. В верхней части комплекса (сарысиюнская и оясайская свиты) резко преобладают лавы и туфы липаритовых порфиритов с незначи- тельным количеством дацитовых порфиритов. Субвулканические образования акташского комплекса по составу соответствуют породам эффузивной фации. Они располагаются в периферических частях вулкано-тектониче- ских мульд проседания (Лаверов и др., 1962; Арапов, 1966).

*Кумбельский (кызылсайский)*¹ *верхнекарбонный гранодиорит-гранитовый комплекс* в Чаткальской зоне сформирован последовательным внедрением гранодиоритов и гранитов (две фазы), аплитов и пегматитов. Породы этого комплекса рвут образования предшествующего комплекса и имеют абсолютный возраст (по биотиту) 310—280 млн. лет. Эти образования участвуют в строении многих массивов — Кызылсайского, Акча-Шавасского, Карамазарского, Кураминского, Гава-Чадакского, Акбулакского, Кумбельского, Майдантальского и др. В большинстве массивов установлена такая последовательность внедрения: крупнозернистые гранодиориты и адамеллиты, мелкозернистые адамеллиты, резкопорфировидные адамеллиты, аплиты. В петрохимическом отношении породы всех стадий принадлежат к нормальному, реже — к щелочному или плюмазитовому ряду изверженных пород.

Кызылторский (алмасайский) верхнекарбонный гранитовый комплекс является естественным продолжением средне-верхнекаменноугольных гранитоидов. Комплекс сформирован в одну интрузивную стадию и стадию жильных пород. Среднезернистые граниты прорывают образования предыдущего комплекса в таких полигенных интрузивах, как Гава-Чадакский, Карамазарский, Кураминский и образуют самостоятельные массивы (Алмасайский, Кызылторский, Сокурбельский) в Чаткальском хребте.

Верхняя возрастная граница гранитов определяется по нахождению их гальки в основании нижней перми; их абсолютный возраст (по биотиту) — 285 млн. лет.

По химическому составу породы комплекса попадают в поле известково-щелочного гранита, известково-щелочного риолита.

Шурабсайский нижнепермский вулканический комплекс распространен как в Кураминских, так и в Чаткальских горах. К нему относятся покровы андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов, дацитовых, риолитовых и фельзитовых порфиров и их туфов в нижнепермской шурабсайской свите. Большая часть эффузивных покровов и субвулканических тел комплекса Кураминской зоны сосредоточена в мульдах проседания (Арапов, 1966). В центральной части Чаткальского хребта к рассматриваемому комплексу принадлежат покровы и нежки андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов манакамской свиты. Совместно с грубообломочными породами эта толща представляет собой классическую молассу. Она заполняет Кассансайские грабены.

В петрохимическом отношении породы шурабсайского комплекса относятся к нормальному, реже — к плюмазитовому ряду изверженных пород.

Чалмансайский (акбулакский) пермский диорит-гранодиорит-гранит-порфировый комплекс включает небольшие интрузивные тела преимущественно дайковой формы, широко распространенные по всей территории Чаткало-Кураминских гор. Они образуют многочисленные поля и зоны, протягивающиеся на десятки километров и не обнаруживающие определенной зависимости от пространственного размещения интрузивных массивов средне-верхнекарбонных комплексов. По данным З. А. Юдалевича (1966), в строении комплекса участвуют дайки и штоки следующих пород (в возрастной последовательности): а) диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов; б) гранодиорит-порфиритов; в) адамеллит-

¹ Здесь и далее в скобках даны названия одновозрастных комплексов Кураминской зоны.

порфи́ров; г) гранит-порфи́ров; д) фельзит-порфи́ров и кварцевых порфи́ров.

В петрохимическом отношении бо́льшая часть образований чалмансайского комплекса принадлежит к нормальному, плюмазитовому и, реже, щелочному рядам изверженных пород.

Сравнивая петрохимические особенности образований чалмансайского и шурабсайского комплексов, нетрудно заметить сходство химического состава, что позволяет предполагать их принадлежность к единой вулканоплутонической ассоциации.

Равашский верхнепермский вулканический комплекс представлен покровами базальтовых, андезитовых, андезито-базальтовых, андезито-дацитовых порфиритов, риолитовых порфи́ров и их туфов, слагающих бо́льшую часть равашской свиты. Эта свита участвует в строении кольцевых мульд проседания, а также образует верхнюю часть разреза в Кассансайских грэбенах.

В петрохимическом отношении породы равашского комплекса относятся к нормальному ряду.

Кызылну́ринский нижнетриасовый вулканический комплекс объединяет эффузивные покровы (кызылну́ринская свита) и субинтрузивные тела ультракислых пород липаритовой формации, сконцентрированные главным образом в центральных частях кольцевых мульд проседания. При этом субинтрузивная форма проявления преобладает над покровной.

В петрохимическом отношении кызылну́ринские порфи́ры относятся к нормальному и, реже, к плюмазитовому или щелочному рядам изверженных пород.

Акшамский верхнепермско-нижнетриасовый порфирит-порфи́ровый интрузивный комплекс объединяет группу послекызылну́ринских даек и мелких штоков, сгруппированных в протяженные зоны главным образом в юго-западной части Чаткальского и в Кураминском хребтах. Для этого комплекса установлена (Козлова, Рыбалов, 1965; Юдалевич, 1966) такая последовательность внедрения: а) спессартиты и керсантиты; б) сиенит-, монзонит- и граносиенит-порфириты; в) габбро-порфириты; г) диабазы и диабазовые порфириты; д) гранит-порфи́ры, фельзит-порфи́ры и кварцевые порфи́ры; е) «порфи́ровидные» диабазовые порфириты. Среди них резко преобладает кислосредная ассоциация, что, наряду с характерным структурным обликом дайковых зон, позволяет относить эти образования к самостоятельным малым интрузивам формации порфирит-порфи́ров (Шипулин, 1965).

Арашанский нижнетриасовый гранитовый комплекс слагает такие крупные массивы, как Арашанский (220 км²), Туюкский (120 км²), Чаркасарский (55 км²) и бо́льшую часть полигенных Майдантальского и Манасского интрузивов. Породы данного комплекса прорывают образования всех предыдущих интрузивных комплексов, включая и дайки акшамского комплекса, и, в свою очередь, пересекаются редкими «послеарашанскими» дайками диабазов, гранит-порфи́ров и лампрофи́ров.

Арашанский комплекс сформировался при последовательном внедрении: а) лейкократовых гранитов, биотитовых гранитов, аляскитов, щелочных гранитов; б) гранит-порфи́ров, аплитов, мелкозернистых гранитов и пегматитов, образующих жилы и мелкие штоки. Породы арашанского комплекса относятся к гранитоидам нормального ряда, реже — к щелочным или плюмазитовым. От ультракислых порфи́ров акшамско-

го и кызылнуринского комплексов они отличаются более высоким содержанием щелочей. Магматическая деятельность в Чаткало-Кураминских горах завершилась внедрением «послеарашанских» даек.

Эволюция магматизма Чаткало-Кураминских гор

Докембрийские образования Чаткало-Кураминских гор на современном срезе обнажаются в ядрах геантиклиналей и обрамлены складчатым комплексом палеозоя. Доступные наблюдению низы разреза сложены амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, возникшими при метаморфизме песчано-глинистых отложений. Верхние горизонты представлены кварцитовыми сланцами и мраморами (в прошлом кремнистые и карбонатные илы). Среди осадочных отложений заключены тела амфиболитов, диорито-гнейсов, покровы диабазов и спилитов, представляющие собой метаморфизованные габбро-диабазы и базальты. Последние по составу отвечают толеитовым базальтам океанов. Глубоководный характер осадочных пород, состав магматических образований (отсутствие дифференциации) в сочетании с выдержанностью разреза этого типа на всей площади от Моголтау на юге до Жабаглинских гор на севере (и далее в Северном Тянь-Шане) сближают условия развития Чаткало-Кураминского региона в докембрии с условиями современных океанов. Р. Г. Гарецкий и А. Л. Яншин (1970) в результате анализа глубоководных осадков в палеозойских и более молодых складчатых областях Евразии пришли к выводу о возможности их образования на коре океанического типа. Более определенно в этом же направлении высказался А. В. Пейве (1969). Если проводимое сравнение правомерно, то из него вытекает, что на территории Среднего Тянь-Шаня в рифее существовали океанические условия осадконакопления. Следовательно, разрез рифея является вещественным выражением начального этапа развития геосинклинали, заложившейся на коре океанического типа. М. В. Муратов (1970) пришел к выводу, что основанием рифейских геосинклиналей служит океаническое дно, лишенное гранито-гнейсового слоя.

Продукты гранитоидного магматизма (бешторский комплекс) появились только в конце рифея в связи с возникновением первичных геантиклинальных поднятий. По-видимому, это первые зародыши континентальной коры в геосинклинальной области Среднего Тянь-Шаня. Состав даек тундукского комплекса указывает на отсутствие «гранитного» слоя под этими первичными поднятиями. Породы рифейских комплексов имеют резко выраженную натриевую характеристику. Здесь необходимо отметить, что рифейский тип магматизма в дальнейшем не проявлялся.

Нижне-среднепалеозойский этап характеризуется интенсивным ростом геантиклинальных поднятий. В ходе этого процесса краевые части прогибов вовлекались в поднятия, что приводило к срастанию смежных поднятий и поглощению разделяющих их прогибов. Этот процесс неоднократно прерывался проявлением фаз складчатости до тех пор, пока в конце раннего карбона вся территория не была вовлечена в общее поднятие.

В геосинклинальных прогибах нижнего палеозоя накапливались преимущественно терригенные, кремнистые и карбонатные отложения; редкие прослои лав известны только в среднем кембрии и ордовике. Состав эффузивов этого времени отличается от эффузивов предшествующего

этапа. Преобладают породы андезито-базальтовой и андезитовой формаций. В нижнем силуре характер осадконакопления не претерпел изменений. Появление спилитов в глубоко прогнутой части Сумсарского прогиба, по-видимому, указывает на начальную стадию геосинклинального этапа. Наблюдается как бы запаздывание в развитии этого прогиба по отношению к другим прогибам Срединного Тянь-Шаня.

В нижнем девоне — эйфеле всюду в прогибах, наряду с осадочными породами, шло накопление андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, дацитовых и риолитовых порфиров. Излияния часто происходили в наземных условиях. Вулканическая деятельность этого времени характеризуется появлением продуктов дифференциации. Наибольшее развитие получили породы андезитовой формации. В конце среднего палеозоя, после накопления мощной слоистой серии преимущественно карбонатных пород живета — нижнего карбона, наступило общее поднятие и произошло замыкание геосинклинальных прогибов.

Таким образом, в нижнем — среднем палеозое в геосинклинальных прогибах Чаткало-Кураминских гор был сформирован следующий ряд вулканических формаций: андезито-базальтовая (средний кембрий, ордовик) — андезитовая и андезито-дацитовая (силур, нижний девон — эйфель). Этот ряд формаций отражает определенную направленность эволюции состава продуктов вулканизма в сторону повышения кислотности. От одной формации к другой в породах увеличивается содержание калия и убывает содержание натрия. В результате этого образуются породы среднего состава. Аналогичные изменения наблюдаются в интрузивных комплексах (см. таблицу). В нижнем палеозое, как бы продолжая магматизм начального этапа, образовалась таббро-диорит-диабазовая формация (среднетерекский комплекс), которая сменилась формацией гранодиоритов и тоналитов (зексайский комплекс), далее — гранодиорит-гранитная формация (алабукинский комплекс) и формация плагиигранитов (кытайульдинский комплекс).

Заключительная стадия геосинклинального процесса в Чаткало-Кураминских горах выражена отчетливо. В среднем карбоне, перми и нижнем триасе (?) на фоне общего воздымания всюду формируются наложенные впадины (мульды проседания) и структуры типа грабен-синклиналей. Они заполняются грубообломочными молассами, чередующимися с продуктами наземной вулканической деятельности. Наиболее интенсивно вулканизм проявился в Кураминской зоне; в этом — ее главное отличие от Чаткальской.

Магматизм заключительного этапа отличается от магматизма предшествующих этапов как набором формаций, так и петрохимическими их особенностями. Вертикальный ряд вулканогенных формаций представлен андезито-дацитовой, дацито-липаритовой, базальто-липаритовой и трахибазальтовой формациями. Столь же пестрый состав имеют интрузивные комплексы. Намечается эволюционный ряд формаций от диоритогранодиоритовой (сандалаш-чаткальский комплекс) к гранодиоритогранитной (кумбельский комплекс) и далее — к гранитной (кызылторский комплекс) и аляскитовой (арашанский комплекс). В этом ряду можно выделить формации контрастного состава.

Интрузивные массивы заключительного этапа характеризуются огромными размерами и сложным строением. В них установлено до пяти фаз внедрения, что подчеркивает длительность их формирования. Однако общим для них является нарастание во времени кислотности и щелоч-

ности от нормальных и умеренно кислых гранитоидов сандалаш-чаткальского комплекса среднего карбона до ультракислых и пересыщенных щелочами гранитов арашанского комплекса нижнего триаса. Таким образом, эволюция магматизма Чаткало-Кураминских гор в целом от рифея до триаса показывает нарастание продуктов гранитоидного магматизма.

Анализ осадконакопления и магматической деятельности заставляет нас отказаться от представлений о цикличности в развитии геосинклиналей. Вряд ли может вызвать возражение принадлежность разреза рифея к эвгеосинклинальному типу, равно как и к миогеосинклинальному типу — разреза среднего девона — нижнего карбона. Разрез нижнего палеозоя, силура и нижнего девона по особенностям вулканизма занимает промежуточное положение. Следовательно, применительно к геосинклинальной области Среднего Тянь-Шаня можно утверждать, что она прошла три типа развития: эвгеосинклинальный — в рифее, лептогеосинклинальный — в раннем и начале среднего палеозоя и миогеосинклинальный — в конце среднего палеозоя. На протяжении этих этапов происходило последовательное нарастание гранитоидного магматизма, что привело к созданию «гранитно-метаморфического» слоя земной коры. Этот процесс завершился в орогенную стадию массовым внедрением гранитоидов. Отсюда напрашивается вывод о том, что миогеосинклинали всегда развиваются на коре с достаточно мощным «гранитным» слоем. Краевое положение миогеосинклиналей по отношению к одновозрастным эвгеосинклиналям свидетельствует о неоднородности коры в латеральном направлении.

В заключение коротко остановимся на связи интрузивного гранитоидного магматизма с геоантиклинальными поднятиями. В складчатых системах фанерозоя многочисленные массивы гранитоидов размещены в геоантиклинальных зонах. К такому выводу в разное время пришли Е. В. Павловский (1953), М. В. Муратов (1957), Н. П. Васильковский (1960), В. В. Белоусов (1966), Ю. А. Кузнецов, А. Л. Яншин (1969). Этот вывод о парагенетической связи гранитоидного магматизма с длительно унаследованно развивавшимися геоантиклинальными зонами вошел в учебники (Хаин, 1964). Рост геоантиклинальных поднятий М. В. Муратов (1969) связывает с возникновением магматических камер, в которые непрерывно поступает вещество мантии, приводящее к увеличению объема и в конечном итоге к «всплыванию» этих участков геосинклиналей.

Наиболее полно сущность этих связей раскрыл Н. А. Штрейс (1967, 1968). Согласно его представлениям, гранитоидный магматизм, так же как и ультраметаморфизм, начинается в зонах геоантиклинальных поднятий и последовательно охватывает геосинклинальные прогибы по мере вовлечения последних в поднятия. Этот процесс, протекающий неравномерно во времени и пространстве, приводит к созданию «гранитно-метаморфического» слоя земной коры. Развитие структур и эволюция магматизма, а также строение земной коры в Чаткало-Кураминских горах подтверждают справедливость выводов Н. А. Штрейса.

Первое появление гранитоидов в этом регионе связано с зарождением геоантиклинальных поднятий рифея. Фельдшпатизация, начавшаяся в рифее и продолжавшаяся в нижнем палеозое, привела к образованию метасоматических диорито-гнейсов и к анатектическим гранитоидам зексайского комплекса, локализованным в Кассансайском поднятии. Силурийский (алабукинский) и среднедевонский (кытайульдинский) комп-

лексы смещаются на края поднятия и в смежные прогибы. Происходит миграция магматизма в латеральном направлении. Средне-верхнекарбонные и пермо-триасовые комплексы уже имеют площадное распространение.

В последние годы получены интересные данные о глубинном строении Чаткало-Кураминских гор (Горьковой, Уломов, 1967). Общая мощность коры здесь изменяется от 40 до 65 км. Наибольшая мощность коры (60—65 км) установлена под Кассансайским поднятием и несколько утончается (50—55 км) под смежными Сумсарским и Сандалашским прогибами. Мощность «гранитного» слоя под Кассансайским поднятием равна 25—30 км; в Кураминской зоне она уменьшается местами до 5—15 км. В Кассансайском поднятии геологическими методами выявлено множество «поколений» гранитоидов. Пространственное совпадение участков интенсивного гранитообразования с наибольшими мощностями «гранитного» слоя не случайно. Поскольку гранитоидный магматизм в пространстве проявляется неравномерно — более активно под поднятиями, очевидно, и большие мощности здесь «гранитного» слоя являются закономерными. Видимо, характер магматизма определил развитие земной коры под Чаткало-Кураминскими горами. Геоантиклинальные поднятия здесь выступают как аккумуляторы гранитоидного магматизма. Именно им, а не прогибам принадлежит ведущая роль в наращивании «гранитно-метаморфического» слоя земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Аделунг А. С. 1950. К вопросу о возрасте каракасмаской свиты и каледонской интрузивной деятельности в бассейне р. Чаткал.— Докл. АН УзбССР, № 2.
- Арапов В. А. 1966. Кольцевые вулканоплутонические структуры Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань). В кн. «Труды Второго Всесоюзного вулканологического совещания». М., «Наука».
- Белоусов В. В. 1966. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука».
- Богданов А. А. 1965. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, вып. 5, 6.
- Васильковский Н. П. 1941. Материалы к стратиграфии верхней части палеозойской толщи хр. Каржантау.— Труды Узбекск. фил. АН СССР, серия геол., вып. 4.
- Васильковский Н. П. 1952. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент.
- Васильковский Н. П. 1960. Учение о геосинклиналиях в свете современной геологии.— Труды СНИИГГиМС, вып. 13.
- Вендланд К. Н. 1938. Геология и петрография Алмалыкского рудного района.— Труды Сред.-Аз. индуст. ин-та, вып. 2.
- Гарецкий Р. Г., Янишин А. Л. 1970. О распространении глубоководных осадков в разрезах складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Гесь М. Д. 1967. О декабрьских дайках основного состава Пскемского хребта (Срединный Тянь-Шань).— Докл. АН СССР, 174, № 5.
- Горьковой О. П., Уломов В. И. 1967. Некоторые выводы о взаимосвязи магматических проявлений и глубинного строения земной коры.— Узб. геол. ж., № 3.
- Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. 1963. Докембрийские граниты и нижний палеозой Срединного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 152, № 4.
- Иссамухамедов И. М., 1947. Петрография Чимганского массива. Ташкент.
- Козлова П. С., Рыбалов Э. К. 1965. Геологическое положение и особенности петрографического и химического составов верхнепалеозойских интрузивных комплексов среднего течения р. Ангрэн (Средняя Азия). В кн. «Геология и геохимия гранитоидных пород». М., «Наука».
- Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., «Недра».
- Кузнецов Ю. А. 1970. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— Геол. и геофиз., № 9.

- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. 1969. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука».
- Лаверов Н. П., Рыбалов Б. Л., Хорошилов Л. В. 1962. Влияние разломов на размещение эффузивных и интрузивных пород.— Труды ИГЕМ, вып. 84.
- Макарычев Г. И. 1964. Докембрийские и каледонские гранитоиды Срединного Тянь-Шаня и их положение в структуре.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 39, вып. 6.
- Макарычев Г. И. 1970. Тектоническое районирование Тянь-Шаня и разломы.— Геотектоника, № 4.
- Макарычев Г. И., Гесь М. Д. 1970. Интрузивные комплексы Пскемского антиклинория Срединного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Муратов М. В. 1957. Проблема происхождения океанических впадин.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 32, вып. 2.
- Муратов М. В. 1963. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Муратов М. В. 1969. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука».
- Муратов М. В. 1970. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— Геотектоника, № 2.
- Павловский Е. В. 1953. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Пейве А. В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, № 4.
- Пейве А. В., Симицын В. М. 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Петрография Узбекистана, т. 1. Ташкент, 1964.
- Хаин В. Е. 1964. Общая геотектоника. М., «Недра».
- Шипулин Ф. К. 1965. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. В кн. «Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов». М., «Наука».
- Штрейс Н. А. 1967. Проблема связи магматизма и складчатости. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука».
- Штрейс Н. А. 1968. Тектоника и магматизм геосинклинальных систем. Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2. М., «Наука».
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И. 1969. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука».
- Юдалевич З. А. 1966. Взаимоотношения жильных пород второго и третьего этапов верхнекарбонového интрузивного комплекса и оруденения в бассейне р. Акбулак (центральная часть Чаткальского хребта). В кн. «Петрография и геохимия рудных районов Узбекистана». Ташкент.
- Nockolds S. R. 1954. Average chemical Compositions of some igneous rocks.— Bull. Geol. Soc. Amer., 65, N 10.

ГЕРЦИНИДЫ МОНГОЛИИ И ПРОБЛЕМА ПАЛЕОТЕТИСА

*А. Б. Дергунов, Н. С. Зайцев, А. А. Моссаковский,
А. С. Перфильев*

Введение

Через весь Евразийский континент в субширотном направлении протягиваются герцинские складчатые системы гигантского тектонического пояса Палеотетиса. Впервые на самостоятельность субширотных герцинских систем Палеотетиса обратил внимание Н. П. Херасков (1963).

Во многих его частях (Кавказ, Северный Иран, Афганистан) складчатые образования этих систем позднее вошли в состав Альпийского геосинклинального пояса или скрыты под мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом (Скифская и Туранская плиты). Сравнительно хорошо в поперечном сечении герциниды Палеотетиса доступны для изучения в Южном Тянь-Шане, однако здесь они сильно сужены, вероятно вследствие тектонического «скупивания», происшедшего по многочисленным шарьяжам в области Памиро-Гималайского синтаксиса (Арган, 1935; Буртман и др., 1963).

Более полно строение герцинид можно видеть в восточном конце Палеотетиса — на территории Монголии, где они располагаются между байкальскими и каледонскими складчатыми сооружениями Саяно-Алтайской области и Забайкалья, ограничивающими их на севере, и позднепалеозойско-раннемезозойской складчатой системой Внутренней Монголии — на юге. В этом профиле вскрывается все многообразие герцинских структур, сложность их формирования и развития.

* * *

Тектонические работы, карты и схемы по Монголии, герцинские структуры которой в основном описываются в настоящей статье, стали появляться совсем недавно, так как геологическая изученность ее огромной территории до этого времени была совершенно недостаточной. Общие вопросы тектоники затронуты в немногих работах.

Ф. К. Шипулин (1947) в статье, посвященной основным чертам геологического строения Монголии, касается и главных элементов ее текто-

ники; в ней он справедливо указал на преобладание докембрийской и кембрийской складчатостей, после которых в Северной и Западной Монголии наступил длительный перерыв — до силура. Позднее докембрийская и раннекаледонская структуры были в какой-то мере переработаны, по его мнению, герцидскими и мезозойскими движениями.

Однако первые тектонические карты и схемы для всей страны в целом были составлены В. М. Сеницыным (1959) и А. Х. Ивановым (Васильев и др., 1959) только в конце 50-х годов. Несмотря на существенные различия тектонических карт обоих авторов — А. Х. Иванов почти всю территорию, за исключением небольшой крайней северной каледонской части, отнес к герцинидам, тогда как В. М. Сеницын, наоборот, более правильно, большую часть страны отнес к каледонидам, — оба исследователя признают ведущую роль глубинных разломов в формировании структур Монголии и относят последние к структурам глыбового или блокового, мозаичного или решетчато-сотового строения. Роль и значение глубинных разломов в формировании и развитии структур земной коры в пределах Евразии прекрасно показана также в монографии «Тектоника Евразии», вышедшей под редакцией А. Л. Яншина в 1966 г. На Тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000 для районов Центральной Азии достаточно отчетливо вырисовывается ее блоковое строение.

В 1961 г. В. А. Амантов и П. С. Матрозов предложили новую схему тектонического районирования. На этой схеме область каледонид, протягивающаяся с территории СССР, противопоставлена Южно-Монгольской и Тянь-Шаньской разновозрастным складчатым областям. Впервые был выделен Монгольский срединный массив протеро-синийского возраста, который рассматривался как фундамент для большей части структур Монголии, в том числе и для средне-позднепалеозойского Хангай-Хэн-тэйского прогиба.

В 1966—1970 гг. появилась серия обобщающих работ по тектонике Монголии, написанных В. А. Амантовым, В. А. Благонравовым, Ю. А. Борзаковским, И. И. Волчком, М. В. Дуранте, Л. П. Зоненшайном, Б. Лувсанданзаном, Э. В. Михайловым, П. С. Матросовым, Н. А. Мариновым, О. Д. Суетенко, И. Б. Филипповой и Р. А. Хасиным (Хасин, 1966; Амантов и др., 1967, 1968, 1970; Борзаковский и др., 1967; Зоненшайн и др., 1970). В них дано детальное расчленение всей территории страны на тектонические зоны, различающиеся по возрасту складчатости, формационному выполнению и соотношению с фундаментом. В качестве главных элементов выделялись структуры байкальского фундамента, ранне- и позднекаледонские, раннегерцидские, позднепалеозойско-раннемезозойские геосинклинальные зоны, которые, в свою очередь, подразделялись на геосинклинали и геантиклинали разных типов.

Особый интерес для решения поставленной проблемы представляют работы Л. П. Зоненшайна (1967, 1968, 1970), в которых он рассмотрел строение Центрально-Азиатского палеозойского складчатого пояса и противопоставил герцидские эвгеосинклинали Южной Монголии герцидским терригенным геосинклиналям, формировавшимся внутри каледонских структур, а также предположил, что Южно-Монгольская эвгеосинклиналь заложилась на коре океанического типа.

Наконец, важную роль в изучении тектоники Монголии сыграли работы совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции Академий наук СССР и МНР, проводившиеся

под общим руководством академика А. Л. Яншина. В результате тектонических исследований сотрудников экспедиции Л. П. Зоненшайна, А. В. Ильина, Б. Лувсанданзана, Б. Лхасурэна, Н. Г. Марковой, М. С. Нагибиной, И. П. Палея, О. Д. Суетенко, В. И. Тихонова, О. Томуртога и авторов настоящей статьи была составлена новая тектоническая карта Монголии, основанная на принципе выделения структурно-формационных комплексов, формировавшихся, по-видимому, на участках земной коры с различным строением.

Наиболее общий вывод, который может быть сделан при анализе результатов тектонических исследований, особенно работ Советско-Монгольской геологической экспедиции, заключается в том, что территория Монголии четко распадается на две части (Амантов и др., 1968). Северная, большая, часть образована раннекаледонскими структурами, сложно деформированными и гранитизированными. Для этой части Монголии характерен общий мозаично-блоковый структурный рисунок, отражающий сложное сочетание разновеликих изометричных тектонических блоков и линейных относительно узких зон, сложенных интенсивно дислоцированными зеленокаменными вулканитами с телами серпентинитов. В строении блоков заметную роль играют выступы докембрийских метаморфических гранитизированных толщ и более молодые геосинклинальные комплексы венд-кембрийского возраста. Последние сложены карбонатно-кремнистой фосфоритоносной, туфогенно-граувакковой, субаэральной андезит-дацит-липаритовой и некоторыми другими формациями, а также ограниченно развитой нижнемолассовой формацией ордовикского возраста.

Уже в нижнем палеозое все структуры северной части Монголии были консолидированы, в значительной степени гранитизированы, и с девона (а местами с силура) на них в наложенных структурах формировался среднепалеозойский орогенный комплекс. В ряде мест в это же время на них закладывались своеобразные герцинские геосинклинальные прогибы, на характеристике которых мы остановимся ниже.

Всю северную часть Монголии в целом можно рассматривать как раннекаледонский блок, в котором еще до силура сформировалась кора континентального типа.

Раннекаледонскому континентальному блоку Северной и Центральной Монголии противостоит южная часть Монголии, в пределах которой развиты ниже-среднепалеозойские геосинклинальные зеленокаменные вулканические, кремнисто-яшмовые и граувакковые серии с серпентинитами. Они образуют пояс линейных субширотных структур собственно герцинской эвгеосинклинальной зоны.

Выяснению взаимоотношений этих двух крупных, столь разнородных тектонических блоков Монголии на протяжении их герцинской (силурийско-каменноугольной) истории развития посвящено в основном дальнейшее изложение.

Герцинская геосинклинальная система

Герцинская геосинклинальная система состоит из структур эвгеосинклинальной зоны Южной Монголии, которая непрерывно протягивается в субширотном направлении, уходя на западе и востоке на территорию Китая, и отдельных геосинклинальных прогибов, расположенных на ран-

некаледонском складчатом основании в центральной и северной частях Монголии (рисунок).

Эвгеосинклинальная складчатая зона Южной Монголии

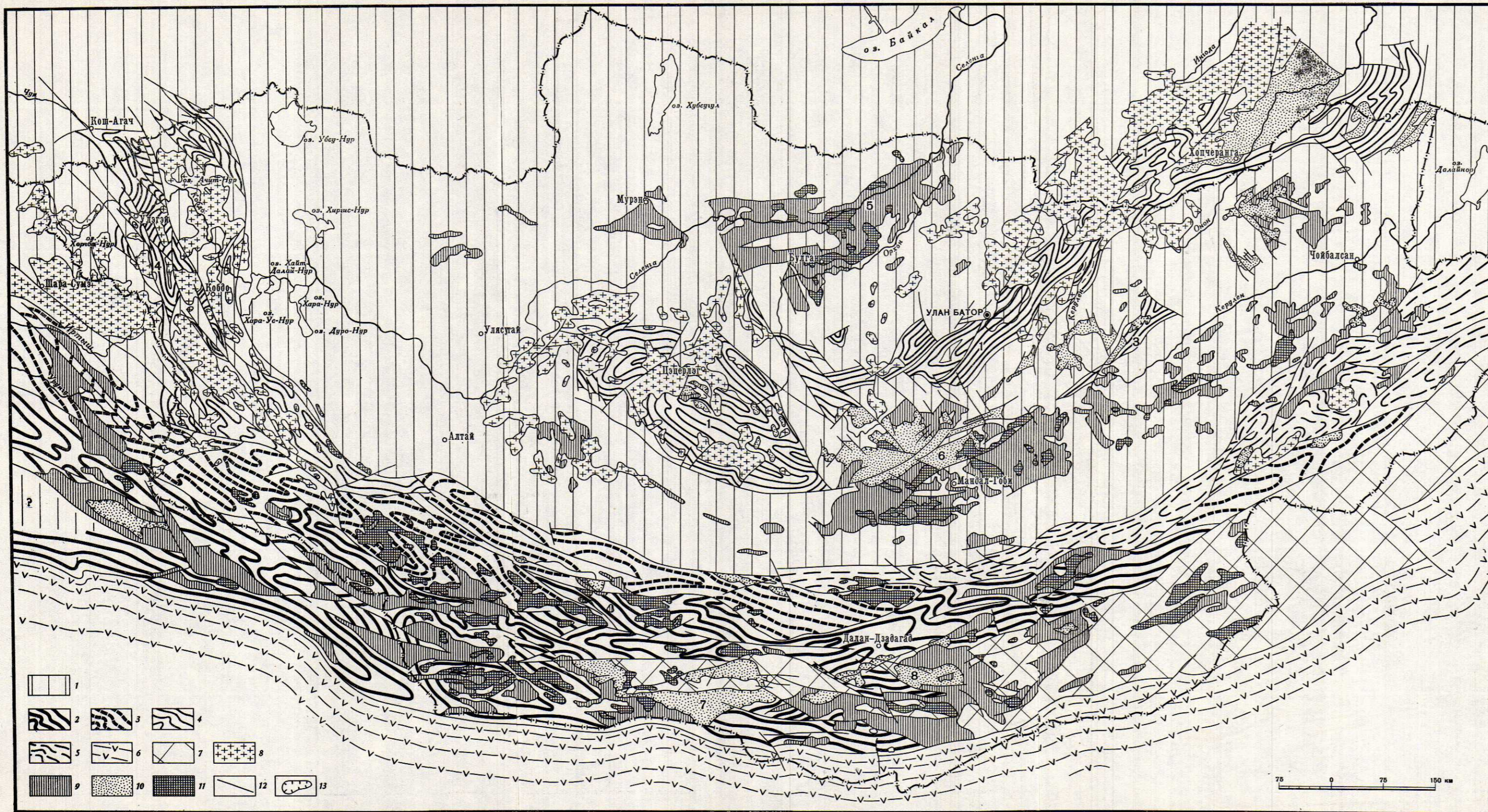
В строении зоны участвуют ордовикские, силурийские, девонские и нижнекаменно-угольные геосинклинальные отложения, характеризующиеся сложной фациальной изменчивостью вкрест и по простиранию зоны. Они интенсивно дислоцированы и разбиты разломами на множество тектонических блоков и пластин, в результате чего полные разрезы этих отложений практически не встречаются. Более молодые отложения, обычно начиная с верхнего визе — намюра и кончая верхней пермью — нижним триасом, представлены молассовыми и вулканогенно-молассовыми образованиями, выполняющими наложенные орогенные впадины и мульды.

Стратиграфия палеозоя этой зоны описана в работах В. М. Синицына (1956), П. С. Матросова (1960), Ю. А. Борзаковского и др. (1967), Б. Лувсанданзана (1970а), Л. П. Зоненшайна и др. (1970), О. Д. Суетенко (1967, 1970) и др.

К ордовику условно отнесены толщи вулканогенных и осадочных пород, метаморфизованных до стадии зеленых сланцев, слагающие небольшие блоки. Силурийские и непрерывно связанные с ними ниже-среднедевонские отложения представлены зеленокаменно-измененными спилитами и диабазами, ассоциирующимися с кремнистыми сланцами и яшмами. Соотношения между теми и другими породами в разных местах различные. В северных, краевых, частях зоны среди вулканогенных образований появляются, кроме того, мощные линзы рифогенных известняков и терригенных пород; на юго-западе, в Гобийском Алтае, нижний и средний девон местами целиком сложен карбонатными и карбонатно-терригенными толщами.

В верхнедевонско-нижнекаменноугольной (доверхневизейской) серии главное место занимают граувакки, глинисто-кремнистые сланцы, кремнистые алевролиты, линзы и пачки известняков, яшм, туфопесчаники, туфы, реже встречаются андезитовые лавы с пачками спилитов. Облик этой серии в целом определяют эксплозивные породы андезитового состава. Однако в северной части рассматриваемой зоны, в Гобийском Алтае и Барун-Хурайской котловине, преобладают терригенные породы: алевролиты, аргиллиты, песчаники с прослоями известняков и покровами эффузивов среднего, реже кислого состава.

Вышележащие визейско-намюрские отложения на востоке эвгеосинклинальной зоны (восточнее г. Сайн-Шанд) представлены континентальными песчаниками и конгломератами с редкими прослоями алевролитов и отдельными покровами андезитов (Суетенко, 1970). Здесь они залегают, по-видимому, согласно с нижнекаменноугольными морскими сериями. Западнее, к югу от Гобийского Алтая, на нижней части нижнекаменноугольных морских терригенных отложений согласно лежит мощная серия субаэральных вулканитов андезитового, андезито-базальтового и липарито-дацитового состава с флорой визе-намюрского возраста (Зоненшайн и др., 1970). Они локализованы в узкой полосе северо-западного простирания, вытянутой вдоль хр. Эдэрэнгин-Нуру. На крайнем западе Барун-Хурайской котловины верхневизейско-намюрские отложения, по данным Б. Лувсанданзана (1970а), несогласно перекрывают нижнекаменноугольные и представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками с углистыми сланцами и углями.



Тектоническая схема герцинских структур Монголии и сопредельных территорий

1 — раннекаледонский континентальный блок и южная часть Сибирской платформы; 2—5 — герцинская складчатая геосинклинальная система: 2, 3 — эвгеосинклинальные зоны, развивавшиеся на коре океанического типа (2 — внутренняя, 3 — внешняя), 4, 5 — геосинклинали, развивавшиеся на раннекаледонском складчатом фундаменте (4 — моногеосинклинали, 5 — миеогеосинклинальная зона); 6 — позднепалеозойская — раннемезозойская складчатая геосинклинальная система; 7 — Уланульская зона (предположительно аллохтонный блок ранних каледонид); 8 — герцинские гранитонды (гранит-гранодиоритовая формация), связанные с развитием моногеосинклиналей; 9, 10 — позднепалеозойско-раннемезозойские орогенные структуры: 9 — выполненные вулканическими и вулканогенно-молаассовыми формациями (средний карбон — нижняя пермь), 10 — выполненные верхней молассой (верхняя пермь — триас); 11 — позднепалеозойские орогенные интрузии (габбро-сиенит-моцонит-гранитовая «банатитовая» формация); 12 — разломы; 13 — границы наложенных впадин, выполненных верхней молассой.

Цифры на карте: 1—4 — моногеосинклинали: 1 — Хангай-Хэнтэйская, 2 — Борзинская, 3 — Прикеруленская, 4 — Делюно-Юстыдская; 5, 6 — Позднепалеозойско-раннемезозойские орогенные прогибы: 5 — Орхон-Селенгинский, 6 — Предхэнтэйский; 7, 8 — впадины: 7 — Найансомонская, 8 — Баянобийская

Таким образом, в целом в разрезе силура — карбона Южно-Монгольской зоны выделяется полный набор формаций, характерных для эвгеосинклиналей: спилито-диабазовая ($S-D_{1-2}$), кремнисто-сланцевая ($S-D_{1-2}$), карбонатная (S_2 и D_{2-3}), зеленокаменная кремнисто-сланцевая (D_{1-2}), граувакковая (D_{2-3} и C_1), черносланцевая (D_3-C_1), морская андезитовая ($D-C_1$).

Этот собственно геосинклинальный комплекс формаций венчается орогенными — молассовой (визе — намюр) и синхронной наземной андезито-липаритовой формациями, указывающими на завершение геосинклинального режима в Южно-Монгольской зоне.

Вертикальный ряд геосинклинальных формаций этой зоны делится на две части, отражающие разные этапы развития эвгеосинклинали. Наиболее отчетливо они проявлены во внутренней части эвгеосинклинальной зоны, где в силуре, раннем и среднем девоне образовались в основном спилито-диабазовая и кремнисто-сланцевая формации, которые, как полагают некоторые исследователи (Пейве, 1969; Кузнецов, 1970), формировались в условиях общего растяжения земной коры, слабой тектонической дифференциации геосинклинальных областей и массовых излияний недифференцированных базальтовых серий мантийного происхождения.

С середины девона и до раннего карбона включительно во внутренней части эвгеосинклинали образовался другой набор формаций, в которой главная роль принадлежит морской андезитовой (существенно пирокластической) и граувакковой. Они часто сменяют друг друга как вкрест, так и по простирацию зоны, а также во времени. В основании, а иногда и внутри этих формаций, появляются локальные перерывы и угловые несогласия. Этот новый этап развития эвгеосинклинали характеризовался, очевидно, расчлененным тектоническим рельефом, существенно андезитовым эксплозивным вулканизмом, вероятно, центрального типа, значительной дифференцированностью вулканических продуктов и возникновением конседиментационных структур. Вполне возможно, что это было вызвано сменой условий растяжения, преобладавших на первом этапе развития эвгеосинклинали, условиями сжатия, доминировавшими на втором.

Установленная этапная последовательность в развитии внутренней зоны эвгеосинклинали проявилась и во внешней, северной, зоне (Гобийский Алтай, север Заалтайской Гоби, Барун-Хурайская котловина), однако здесь эти этапы смещены во времени и не всегда выражены столь отчетливо. Лучше всего закономерности развития внешней зоны можно видеть на примере Гобийского Алтая. Здесь, как это показано Л. П. Зоненшайном, М. В. Дуранте, Н. Г. Марковой и др. (1970), проявления спилито-диабазового вулканизма первого этапа развития эвгеосинклинали закономерно смещаются во времени от северного края внешней зоны к внутренней. Наиболее древний достоверно установленный раннесилурийский спилито-диабазовый вулканизм охватывал всю внешнюю зону; в позднем силуре северная граница распространения спилито-диабазового вулканизма сместилась на юг, а в девоне она отодвинулась еще южнее и проходила по северному склону хр. Эдэрэнгин-Нуру. Соответственно, в направлении с севера на юг место спилито-диабазовой и кремнисто-сланцевой формаций занимают карбонатная, сланцевая и туфогенно-граувакковая.

По-видимому, подобное же смещение во времени было свойственно и андезитовому вулканизму второго этапа развития эвгеосинклинали. Об

этом свидетельствует появление морской андезитовой формации нижне-го — среднего девона в Барун-Хурайской котловине (Матросов, 1960) и на восточном фланге Южно-Монгольской зоны (Суетенко, 1971), синхронной спилито-диабазовой формации внутренней зоны. В раннем карбоне, как было отмечено выше, морской андезитовый вулканизм сохраняется только во внутренней зоне.

Такая закономерная миграция вулканизма во времени и пространстве отражает постепенное отмирание геосинклинального режима в Южно-Монгольских герцинидах в направлении с севера на юг, что подтверждается также более ранним проявлением на севере складчатых деформаций (предподневизейских) и формированием уже в визе-намюрское время нижних моласс и наземной андезито-липаритовой формации. Все это является основанием для разделения эвгеосинклинали Южной Монголии на внутреннюю и внешнюю зоны, которое, однако, отчетливо может быть проведено только в ее западной, наиболее широкой, части. Восточная, резко суженная, часть, судя по всему, представлена одной внутренней зоной.

Вопрос о генетической природе самой Южно-Монгольской эвгеосинклинали и ее фундаменте в настоящее время представляется наиболее сложным. Исходя из формационного состава нижней части вулканогенно-осадочной колонны, слагающей эвгеосинклиналь, она ничем не отличается от формаций ранних стадий развития других эвгеосинклинальных систем разного возраста и местоположения. Необычайное сходство этих формаций в разных эвгеосинклиналях, с одной стороны, и в то же время их сходство с вулканогенно-осадочными сериями ложа современных океанов, с другой, позволили ряду исследователей прийти к выводу об одинаковой природе этих структур и рассматривать эвгеосинклинали как части бывших океанических структур (Васильковский, 1960, 1970; Пейве, 1969; Bird, Dewey, 1970; Гарецкий, Яншин, 1970; Пейве и др., 1971).

Существующие материалы по строению Южно-Монгольской эвгеосинклинали вполне увязываются с этими представлениями. Обращает на себя внимание, прежде всего, тот факт, что в пределах этой зоны нигде пока не обнаружены выходы складчатого фундамента, который можно было бы принять за ее основание. Далее, во внутренней части эвгеосинклинальной зоны, в хр. Гурбан-Сайхан (западнее г. Далан-Дзадагад), спилито-диабазовые и кремнисто-сланцевые серии силура и девона расчленены продольными разломами. По ним в тектонических клиньях и брекчиях выведены на поверхность своеобразные метаморфогенные габбро-амфиболиты и гипербазиты и совершенно отсутствует сиалический материал. Габбро-амфиболиты и гипербазиты, по-видимому, подстилают вулканогенно-осадочные серии силура — девона. Такие же габбро-амфиболиты и гипербазиты служат, как известно, субстратом для Уральской эвгеосинклинали, где они геологически и геофизически идентифицируются с «базальтовым» слоем (см. статью А. В. Пейве и других в настоящем сборнике).

Таким образом, есть основания считать, что Южно-Монгольская эвгеосинклиналь заложилась и развивалась на первом этапе в условиях растяжения на коре океанического типа как часть крупной океанической структуры прошлого. Этот вывод хорошо согласуется с почти полным отсутствием в Южно-Монгольской зоне гранитоидного магматизма, синхронного первой геосинклинальной стадии развития. Наоборот, осо-

бенности формирования и строения комплекса пород второго этапа развития эвгеосинклинали — преимущественно андезитовый состав вулканитов, их эксплозивный характер и центральный тип извержений, быстрые смены вулканитов граувакковыми толщами, признаки роста конседиментационных структур и др. — позволяют нам рассматривать этот этап уже как стадию образования островных дуг, соответствующую времени начала формирования «гранитного» слоя земной коры. По-видимому, структуры аналогичной стадии описаны П. Н. Кропоткиным и др., М. С. Марковым (Марков, Аверьянова и др., 1967; Марков, Соловьева, Чехович, 1967) для северо-западной периферии Тихого океана, где они формируются на океанической коре в условиях сжатия.

Морфологической особенностью Южно-Монгольской эвгеосинклинальной складчатой зоны является ее сужение в восточном направлении. При этом на западе, в наиболее широкой части (Барун-Хурайская котловина, Заалтайская Гоби, Номин Гоби), граничащей на юге с позднепалеозойской — раннемезозойской геосинклинальной системой Внутренней Монголии, отчетливо выражены ее внутренняя и внешняя зоны. Здесь распространены крупные линейные складки, в той или иной степени осложненные разломами (Матросов, 1966). В более восточных районах (хр. Гурбан-Сайхан) выделяются узкие линейные тектонические блоки с автономной более мелкой и крутой складчатостью в каждом из них. Еще восточнее, к востоку от г. Далан-Дзадагад, где эвгеосинклинальная зона резко сужается, структура ее еще более усложняется. Здесь появляются смятые тектонические покровы, нередко с серпентинитовым меланжем в подошве, которые сопровождаются поперечными сдвигами северо-западного простиранья (Суетенко, 1971).

В отличие от западной восточная, суженная, часть эвгеосинклинали с юга ограничена так называемым Уланульским геоантиклинальным поднятием (Борзаковский и др., 1967; Суетенко, 1970), вклинивающимся между рассматриваемой герцинской эвгеосинклинальной зоной и позднепалеозойско-раннемезозойской геосинклинальной системой Внутренней Монголии. Однако его западная часть расположена уже внутри эвгеосинклинали, как и находящиеся западнее отдельные изолированные тектонические блоки аналогичного строения (например, район хр. Элеген-Ула).

По стратиграфии, набору геологических формаций, магматизму и общему строению Уланульская структура резко отличается от эвгеосинклинальной зоны. По данным О. Д. Суетенко (1970), основанием этой структуры служат рифейско-нижнекембрийские карбонатные и карбонатно-терригенные толщи с пачками кислых эффузивов, согласно перекрытые пестроцветными аркозовыми песчаниками с линзами глинистых сланцев, алевролитов и конгломератов с галькой гранитоидов и подстилающих известняков. Силурийские отложения, не имеющие нормальных контактов с подстилающими и покрывающими породами, представлены здесь известняками, алевролитами, песчаниками, гравелитами (внизу сероцветными, выше пестроокрашенными). Для девона характерны кислые эффузивы, чередующиеся с аркозовыми песчаниками, алевролитами и линзами известняков. Нижний карбон несогласно лежит на породах девона и представлен морской эпиконтинентальной песчано-глинистой толщей с линзами ракушничковых известняков, гравелитов и конгломератов. В некоторых местах их замещают наземные, преимущественно андезитовые вулканиты с мощными пачками конгломератов.

Специфической особенностью Уланульской структуры является широкое развитие в ней гранитоидов девонского возраста, что в совокупности с постоянным присутствием почти на всех стратиграфических уровнях кислых вулканитов свидетельствует о сиалическом характере магматизма и, соответственно, о наличии достаточно мощного «гранитного» слоя земной коры, существовавшей по крайней мере уже с раннего палеозоя. По перечисленным особенностям строения Уланульская структура обнаруживает большое сходство с раннекаледонскими структурами Центральной и Северной Монголии, и вместе с тем они же не позволяют рассматривать ее в качестве геоантиклинали внутри эвгеосинклинальной зоны, как это делают Ю. А. Борзаковский и др. (1967) и О. Д. Суетенко (1971).

Возможны иные трактовки возникновения Уланульской структуры. Среди них нам более вероятным кажется предположение об аллохтонном ее происхождении, хотя и оно в свете современных данных не может считаться бесспорным. Однако это предположение хорошо объясняет аномальное «островное» положение данной структуры и других ее аналогов внутри эвгеосинклинали при полном сходстве их строения с раннекаледонскими структурами. Одновременно становится более понятным наблюдающееся «сужение» эвгеосинклинали в восточном направлении, происходящее без заметного изменения формационного состава выполняющих отложений и интрузивных пород, что указывает скорее всего на вторичную (аллохтонную) природу этого сужения. Последнее подтверждается также наличием шарьяжных структур в этой суженной части эвгеосинклинальной зоны, в которых движение масс происходило, судя по ряду признаков, с севера на юг. Структуры покровов, в том числе и Уланульского, образовались, очевидно, до позднего палеозоя, так как верхнепалеозойские орогенные комплексы не считаются ни с какими границами и перекрывают раннекаледонские и герцинские структуры, в том числе и Уланульскую.

Герцинские моногеосинклинали Центральной и Западной Монголии. Как уже указывалось, к северу от эвгеосинклинальной зоны, в пределах обширного блока ранних каледонид Монголии, распространены своеобразные геосинклинальные прогибы, характерной особенностью которых является их первичная структурная разобщенность и независимость развития. Закладывались эти структуры примерно в одно и то же время, но, как правило, они различны по размерам, формационному выполнению и продолжительности развития. Подобные структуры разные исследователи выделяют под различными наименованиями¹. Авторы относят их к категории моногеосинклиналей, или единичных геосинклиналей (техн. Шухерта).

Все моногеосинклинали Монголии закладывались на гранитизированном складчатом раннекаледонском фундаменте с корой континентального типа, что принципиально отличает их от структур собственно

¹ Моногеосинклиналей (Богданов и др., 1963; Богданов, 1965); терригенных геосинклиналей и регенерированных геосинклинальных прогибов (Зоненшайн, 1967, 1970); внешних геосинклинальных прогибов (Белостоцкий и др., 1959); пригеосинклинальных прогибов (Мелешенко, Янов, 1960) и т. д. Хотя все эти геосинклинальные структуры объединяет один общий признак — противопоставление эвгеосинклиналям, природа их внутри каждой из названных групп настолько различна, что это затрудняет использование любого из указанных терминов для рассматриваемого нами конкретного типа структур.

эвгеосинклинальной зоны юга Монголии, развивавшихся на коре океанического типа.

В центральной и восточной частях раннекаледонского блока находятся Хангай-Хэнтэйская, Борзинская, Прихеруленская, а в западной — Делуно-Юстыдская моногеосинклинали. Наиболее крупная из них Хангай-Хэнтэйская моногеосинклиналь в современной структуре разделена на две ячеи: западную — Хангайскую и восточную — Хэнтэйскую, вытянутую в северо-восточном направлении и замыкающуюся на территории СССР. Строение этой структуры описано в работах А. Х. Иванова (Васильев и др., 1959), В. А. Амантова, Г. В. Котляр, Л. И. Попеко (1966), Л. П. Зоненшайна (1967, 1970), И. Б. Филипповой (1969), Н. С. Зайцева и др. (1969), Е. Н. Алтухова, А. Д. Смирнова (1970).

Хангай-Хэнтэйская моногеосинклиналь выполнена породами сероцветной песчано-алевролитовой олигомиктовой формации (хангайская серия), достигающей мощности свыше 6 км. Характерно появление на ее разных стратиграфических уровнях горизонтов яшмоидов и микрокварцитов, переслаивающихся толщ неслоистых мелкозернистых песчаников с пачками кремнистых алевролитов флишеидного строения и линзами внутрiformационных конгломератов. Возрастной объем формации на основании редких находок флоры и фауны определяется от раннего девона до раннего карбона включительно.

Выше совершенно согласно залегает нижняя молассовая сероцветная формация, сложенная пудинговыми грубозернистыми песчаниками, гравелитами, мелкогалечными конгломератами с пачками алевролитов, содержащими флору позднего визе — намюра и среднего карбона (Амантов и др., 1966; Грецкая, Моссаковский, 1969). В Хангайской ячее, по форме близкой к изометричной, развиты неправильные «камебовидные» складки с крутыми крыльями (Зоненшайн, 1967); в Хэнтэйской, более линейной, структуре распространены удлиненные сундучные складки в сложном сочетании с брахиформными. Возраст складчатости моногеосинклинали определяется резко несогласным залеганием на хангайской серии нижнепермских орогенных образований (Зайцев и др., 1969).

Хангай-Хэнтэйская моногеосинклиналь пересекает структуры раннекаледонского фундамента под некоторым углом. В поперечном выступе, разделяющем Хангайскую и Хэнтэйскую ячеи, вскрывается фундамент осевой части моногеосинклинали. Он сложен интенсивно дислоцированными и рассланцованными докембрийскими и условно раннепалеозойскими породами, которые по степени метаморфизма (зеленосланцевая фация) резко отличаются от практически неметаморфизованных девонско-каменноугольных отложений хангайской терригенной серии. Севернее Хэнтэйской ячеи такие же породы фундамента (зеленые сланцы) прорваны гранитами с абсолютным возрастом 380—420 млн. лет и несогласно перекрыты девонскими орогенными образованиями. Наконец, вдоль северного края моногеосинклинали, в бассейне р. Орхон, непосредственно видны резко несогласные стратиграфические соотношения между раннекаледонским фундаментом и базальными слоями олигомиктовой песчано-алевролитовой формации, имеющей здесь раннекаменноугольный возраст. Приведенные данные заставляют нас присоединиться к точке зрения В. А. Амантова и П. С. Матросова (1961) о наложенном характере Хангай-Хэнтэйской структуры и не согласиться с более поздними представлениями Л. П. Зоненшайна (1967, 1970) о ее сквозном длительном развитии.

Характерной чертой строения рассматриваемой моногеосинклинали является приуроченность к ней многочисленных крупных массивов гранитоидов позднепалеозойского (допермского) возраста, которые широко развиты как внутри структуры, так и по ее обрамлению, особенно на западном и северо-восточном замыканиях. Как показали исследования А. С. Павленко и Л. В. Филиппова (1970, 1971), эти массивы сложены плагиоклазовыми и двухполевошпатовыми гранитоидами нормальной щелочности, варьирующими по составу от габбро-диоритов до адамеллитов, с преобладанием гранитной составляющей. Среди них выделяются породы автохтонной палингенной фации порфиробластовых гранитов с ксеногенными минералами вмещающих сиалических пород (гранат, циркон). Эти граниты развиты преимущественно во внутренних частях моногеосинклинали. Аллохтонная фация тех же гранитов, отличающаяся отсутствием порфиroidных разностей, распространена главным образом в обрамлении этой структуры. По мнению А. С. Павленко, эти гранитоиды возникли в результате палингенеза пород раннекаледонского фундамента и терригенных пород моногеосинклинали.

Таким образом, все сказанное о строении Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали указывает на то, что она заложилась и развивалась, несомненно, на коре континентального типа с хорошо развитым «гранитным» слоем.

Борзинская моногеосинклинали, расположенная почти целиком на территории СССР, судя по данным Е. Н. Алтухова и А. Д. Смирнова (1970), практически мало отличается от Хангай-Хэнтэйской.

Прикеруленская моногеосинклинали, описанная Л. П. Зоненшайном (1967) под названием Прикеруленского регенерированного прогиба, отличается небольшими размерами и сравнительно коротким (в течение девона) периодом развития. Она выполнена сероцветными песчаниками, алевролитами, иногда кремнистыми глинистыми сланцами, согласными пластовыми телами диабазовых порфиритов, линзами конгломератов, гравелитов и органогенных известняков. Породы интенсивно дислоцированы с ярко выраженной дисгармонией складок и сильным квиважем.

Делюно-Юстыдская моногеосинклинали расположена на западе, в основном на территории Монголии и лишь частично в пределах СССР. Она протягивается с юго-востока на северо-запад от Барун-Хурайской котловины до Курайского хребта в Горном Алтае. Морфологически Делюно-Юстыдская моногеосинклинали представляет собой отчетливо выраженную линейную структуру, отделенную от субширотных структур Южно-Монгольской эвгеосинклинали крупным Булганским разломом. Она выполнена мощной (до 6 км) серией преимущественно терригенных, в том числе черносланцевых пород девонского возраста. Строение этой серии на территории Монголии известно из работ Б. Лувсанданзана и П. С. Матросова (1969), К. Л. Волочковича (1961), Б. Лувсанданзана (1970б), А. Б. Дергунова и Б. Лувсанданзана (1970, 1971), а на советской территории — из работ И. И. Белостоцкого (1960), Н. С. Зайцева (1963), А. Б. Дергунова (1967) и др.

В наиболее полном объеме серия пород, выполняющих моногеосинклинали, представлена в южной и восточной частях этой структуры, где развиты ее нижняя — туфогенно-терригенная и верхняя — терригенная толщцы. Нижняя толща состоит из мощных пластов и пачек серых и зеленовато-серых олигомиктовых и туфогенных песчаников и кремнистых алевролитов с линзовидными горизонтами известняков, содержащих ос-

татки фауны раннего — среднего девона. В нижних слоях толщи количество туфогенных пород увеличивается и появляются мощные пачки вулканитов среднего и кислого состава.

Верхняя толща средне-позднедевонского возраста распространена в пределах всей моногеосинклинали. В южной и восточной частях этой структуры она ложится согласно, с постепенным переходом на нижнюю толщу, а на северо-западе, выходя далеко за пределы развития последней, согласно или с местными перерывами залегает на красноцветно-вулканогенной молассе нижнего — среднего девона или с резким несогласием — непосредственно на складчатых образованиях кембро-ордовика. Для верхней толщи наиболее характерны серые олигомиктовые песчаники, переслаивающиеся с темно-серыми и черными алевролитами и аргиллитами с остатками живетско-франской флоры и фауны. Эта ассоциация темноокрашенных мелкозернистых осадочных пород, известная под названием черносланцевой формации, очень типична для всей Делюно-Юстыдской моногеосинклинали.

В северной и западной частях этой структуры породы нижней толщи постепенно замещаются кислыми эффузивами и туфами. Среди них севернее сомона Делюн начинают появляться красноцветные молассоидные образования, и постепенно вся нижняя толща сменяется типичной красноцветно-вулканогенной молассой орогенного комплекса каледонид. Верхняя толща (черносланцевая формация) также замещается красноцветными молассоидными образованиями, но только далеко на севере, в области северного замыкания моногеосинклинали (предгорья Курайского хребта).

Отличительной чертой общей структуры Делюно-Юстыдской моногеосинклинали является ее отчетливая поперечная асимметрия (вероятно, первичная), которая выражена пологим западным и крутым, местами осложненным надвигами и взбросами восточным бортами. Складчатые деформации представлены полными линейными складками, сопровождающимися продольными разломами; на крайнем севере складки становятся брахиформными. Их позднедевонский возраст определяется по несогласному залеганию на них фаменской красноцветной молассы.

Толщи, выполняющие Делюно-Юстыдскую моногеосинклинали, резко несогласно перекрывают все более древние складчатые структуры, образованные породами различного возраста. Характерно, что на юго-востоке они лежат преимущественно на ордовикских и силурийских породах, тектонические условия образования которых не вполне ясны, севернее, в пределах большей части моногеосинклинали, — на кембро-ордовикских, а развитые на ее северном замыкании наиболее молодые живетско-франские отложения — непосредственно на нижнекембрийских и даже рифейских образованиях.

Приведенные данные однозначно свидетельствуют о наложенном характере Делюно-Юстыдской моногеосинклинали. Эта структура необычайно насыщена крупными гранитоидными плутонами того же типа, какие описаны для Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали, но они имеют здесь более древний — позднедевонский возраст, что соответствует более раннему времени замыкания и складчатости Делюно-Юстыдской моногеосинклинали. Следовательно, есть все основания считать, что она закладывалась и развивалась на коре континентального типа.

Общая особенность развития герцинских моногеосинклиналей Монголии заключается в однонаправленном закономерном расширении пло-

щади геосинклинального осадконакопления во времени. Наиболее ярко это выражено в Делюно-Юстыдской моногеосинклинали. В Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали также наблюдается подобное разрастание структуры во времени, однако здесь оно происходит только в одном северном направлении, вкрест простирания этой структуры. Верхняя, турнейско-визейская, часть сероцветной олигомиктовой песчано-алевролитовой формации «выплескивается» далеко на север, вплоть до р. Орхон, за пределы распространения более древних членов этой же формации и залегает с резким угловым несогласием непосредственно на раннекаледонском складчатом основании.

В обоих рассматриваемых случаях не происходит миграции осей прогибания моногеосинклиналей, а отмечается их однонаправленное расширение, обусловленное последовательным вовлечением в прогибание новых участков консолидированной коры. Такое агрессивное разрастание моногеосинклиналей подчеркивается и размещением герцинских гранитоидов, тяготеющих к западному обрамлению Делюно-Юстыдской моногеосинклинали и к северному — Хангай-Хэнтэйской, при несоизмеримо меньшем их развитии у противоположных бортов. Рассмотренные особенности развития моногеосинклиналей (монотонный терригенный состав и огромные мощности отложений при почти полном отсутствии вулканитов, а также постепенное расширение седиментационных бассейнов) свидетельствуют о том, что эти структуры формировались в условиях постоянного растяжения земной коры, которое, однако, не сопровождалось исчезновением «гранитного» слоя.

К совершенно другому типу геосинклинальных структур, развивавшихся также на консолидированном раннекаледонском фундаменте, относится выделенный О. Д. Суетенко (1971) Сухэбаторский моногеосинклинальный прогиб. Он выполнен карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями силура, девона и нижнего карбона, резко несогласно залегающими на рифейско-кембрийских породах раннекаледонского фундамента. На юг, по направлению к эвгеосинклинали, карбонатные породы постепенно замещаются терригенными, причем характерно появление девонских флишондных толщ.

Позднепалеозойско-раннемезозойские орогенные структуры

Орогенные образования верхнего палеозоя — триаса очень широко распространены на территории Монголии. Они слагают многочисленные разновеликие изометричные впадины, удлиненные прогибы и грабены, резко наложенные не только на герцинские геосинклинальные структуры обоих типов, но и на складчатые образования ранних каледонид, на которых они иногда получают особенно широкое развитие (см. рисунок).

Наиболее крупными среди них являются Орхон-Селенгинский и Предхэнтэйский прогибы. Наянсомонская, Баянбинская впадины и др. Стратиграфию и состав орогенных образований, выполняющих эти структуры, рассматривали В. Г. Васильев и др. (1959), В. А. Бобров и М. Ф. Нейбург (1957), В. А. Амантов и Г. П. Радченко (1959), В. А. Амантов, Г. В. Котляр и Л. И. Попеко (1966), Н. С. Зайцев и др. (1969), О. Д. Суетенко (1970, 1971), В. А. Амантов и др. (1970), Л. П. Зоненшайн и др. (1970), В. В. Кепежинская, А. А. Моссаковский и А. Я. Салтыковский (1970).

В составе орогенных образований преимущественно континентальных, четко выделяются два комплекса: нижний — вулканогенный, места вулканогенно-молаассовый, возраст которого имеет широкие пределы (от среднего карбона до ранней перми включительно), и верхний — молаассовый, позднепермско-триасовый. Вулканогенный комплекс образован пестрыми по составу наземными вулканитами, главную роль среди которых играют андезитовые и дацитовые порфириты, липариты, фельзиты и игнимбриты дацитового и липаритового состава. Они слагают мощную вулканическую серию щелочноземельного типа, которая выше постепенно сменяется контрастной базальт-трахибазальт-трахилипаритовой формацией, выделенной В. В. Кепежинским в Орхон-Селенгинском прогибе, но, судя по всему, развитой и в других орогенных структурах.

Повсеместно в тесном парагенезе с этими вулканогенными образованиями находятся многочисленные разновеликие многофазные интрузии пестрого состава: от габбро-сиенитов до гранитов и граносиенитов, которые А. С. Павленко и Л. В. Филиппов (1970) выделяют в качестве банатитовой формации, характеризующейся повышенной щелочностью. Эти интрузии чаще всего комагматичны с контрастной базальт-трахибазальт-трахилипаритовой вулканической формацией. Как и вулканические серии орогенного комплекса, эти интрузии развиты в самых различных структурных зонах Монголии.

Верхний, молаассовый, комплекс распространен несколько уже вулканогенного, он выполняет центральные части наиболее крупных орогенных впадин и прогибов или слагает самостоятельные конседиментационные мульды, наложенные на складчатые геосинклинальные комплексы. Эти сероцветные, редко пестроцветные молаассы состоят из разногальчных полимиктовых конгломератов с обильной галькой гранитоидов, гравелитов, пудинговых песчаников, которые незакономерно чередуются с пачками тонкопереслаивающихся мелкозернистых песчаников и алевролитов. Изредка встречаются тонкие выклинивающиеся горизонты ракушняковых известняков и маломощные угленосные пачки.

Для наиболее хорошо изученных Орхон-Селенгинского и Предхэнтэйского прогибов устанавливается характерная особенность их конседиментационного развития, выраженная в последовательной миграции осей прогибов в северном направлении. Благодаря этому верхнепалеозойско-нижнемезозойские вулканогенные и молаассовые породы образуют так называемый смещенный комплекс, в котором каждая более молодая серия пород смещена относительно более древней на север.

Морфология внутренних структур самого северного, Орхон-Селенгинского, прогиба сравнительно проста. Здесь развиты угловатые, нередко изометричные мульды, односторонние грабены, создающие общую ступенчатую структуру. Эти структуры оформились в результате движений по системе северо-западных сдвигов и субширотных надвигов, круто падающих на юг.

В расположенном южнее Предхэнтэйском прогибе внутренняя структура становится более сложной. Участки с простыми брахиформными складками перемежаются с широкими (ограниченными разломами) зонами смятия, в которых развиты узкие линейные складки с крутыми крыльями. Несколько южнее, в узких грабенах Уланульской структуры, дислокации приобретают еще более сложный характер, причем складки заприкидываются на север.

Возраст главных складчатых деформаций верхнепалеозойско-нижне-мезозойского орогенного комплекса находится в интервале между поздним триасом и поздней юрой (Грецкая, Моссаковский, 1969).

Все описанные орогенные структуры Монголии рассматриваются нами как составная часть гигантского верхнепалеозойского широтного краевого вулканического пояса Палеотетиса (Моссаковский, 1970).

Заключение

Из приведенного выше обзора герцинских структур Монголии совершенно четко вырисовываются два резко различных их типа: собственно эвгеосинклинальные структуры Южной Монголии и герцинские моногосинклинали Центральной и Западной Монголии. Первые заложились и формировались на коре океанического типа, вторые — на консолидированной коре континентального типа. Такие же типы герцинских структур могут быть выделены и в других частях Палеотетиса.

Наиболее яркой чертой строения эвгеосинклинальной зоны Южной Монголии (структуры первого типа) является ее резкая асимметрия, вызванная последовательным перемещением со временем на юг андезитовой стадии, или стадии островных дуг. Как было показано выше, во внешней зоне эвгеосинклинали эта стадия началась в начале девона и закончилась перед ранним карбоном, в то время как во внутренней зоне ее расцвет падает на ранний карбон. Южнее, в эвгеосинклинальной системе Внутренней Монголии, как следует из работ О. Д. Суетенко (Борзаковский, Суетенко, 1970; Суетенко, 1971), андезитовая стадия началась только в среднем карбоне и продолжалась по крайней мере до ранней перми включительно, тогда как в раннем карбоне здесь еще формировалась спилито-диабазовая серия.

Такая асимметрия может быть объяснена, по нашему мнению, только направленным процессом преобразования в краевой части Палеотетиса коры океанического типа в кору континентальную. Вывод об океанической природе герцинской эвгеосинклинали Монголии и гипотеза существования океана Палеотетис вполне согласуются с развиваемыми в самое последнее время представлениями об океанической природе всех эвгеосинклиналей геологического прошлого (Пейве и др., 1971).

Подобный процесс происходил, по-видимому, и на северо-западном крае Тихоокеанской впадины в мезозое — кайнозое, где он продолжается и в настоящее время. Эта аналогия еще больше подкрепляется тем, что в позднем палеозое в пределах северного складчатого обрамления Палеотетиса формировался вулканический пояс, сходный с мезозойским краевым вулканическим поясом западного обрамления Тихого океана.

Второй вопрос, на котором мы остановимся, связан с попыткой объяснения синхронности некоторых тектонических процессов, протекавших в герцинской эвгеосинклинали и в ее жесткой раннекаледонской раме. Показательно, что начало андезитовой стадии в эвгеосинклинали (начало девона) совпадает с временем заложения моногосинклиналей на раннекаледонском континентальном основании, а дальнейшее развитие этих моногосинклиналей хорошо увязывается с отмеченной выше миграцией андезитовой стадии (или, иначе говоря, андезитовой линии) в эвгеосинклинали.

Выше было показано, что в эвгеосинклинали переход к андезитовой стадии связан со сменой тектонического растяжения сжатием. В это время смены знака тектонических напряжений произошло заложение моногеосинклиналей в виде различных по величине овалов проседания раннекаледонского и более древнего фундамента. Оно было обусловлено процессом растяжения земной коры в этих местах. В позднем девоне — раннем карбоне происходило дальнейшее, хотя и неравномерное, развитие всех этих процессов как в эвгеосинклинали, так и в моногеосинклиналих. В эвгеосинклинали сжатие, наряду с внешней зоной, распространялось и на ее более внутреннюю часть, вследствие чего происходило смещение андезитовой линии на юг. В моногеосинклиналих, в результате импульса растяжения, в это же время расширялись площади проседания и, соответственно, увеличивались площади конседиментационных бассейнов.

Совпадение по времени процессов сжатия в эвгеосинклинали, с одной стороны, и растяжения в моногеосинклиналих — с другой, может быть объяснено неравномерным надвиганием с севера на юг (в девоне и раннем карбоне) раннекаледонского континентального блока на герцинскую эвгеосинклинальную структуру Палеотетиса. Перед фронтальной частью надвигавшегося блока, вероятно, возникли условия сжатия, а в его тыловой части — растяжения. В этой схеме тектонических движений может найти свое место и появление Уланульского покрова ранних каледонид.

Высказанные соображения, естественно, являются дискуссионными. Однако попытка рассмотреть геологическую историю герцинских структур Монголии под новым углом зрения представляется нам полезной, так как она обращает внимание на необходимость не только морфологического, но и генетического подхода к изучению тектонических структур.

ЛИТЕРАТУРА

- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. 1970. Основные доюрские структурные элементы Забайкалья. — Докл. АН СССР, 191, № 2.
- Амантов В. А., Благодеров В. А., Борзаковский Ю. А., Дуранте М. В., Зоненшайн Л. П., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Суетенко О. Д., Филиппова И. Б., Хасин Р. А. 1970. Основные черты стратиграфии палеозоя Монгольской Народной Республики. В кн. «Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики». Труды совместной Советско-Монгольской геол. экспед., вып. 1. М., «Наука».
- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Волчек И. И., Лувсанданзан Б., Маринов Н. А., Матросов П. С., Михайлов Э. В., Суетенко О. Д., Хасин Р. А. 1967. Современное представление о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых. В кн. «Геологические исследования Монгольской Народной Республики». М., «Недра».
- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Суетенко О. Д., Хасин Р. А., Хурц Ч. 1968. Основные черты тектоники Монголии. В кн. «Орогенетические пояса». Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3. М., «Наука».
- Амантов В. А., Котляр Г. В., Попеко Л. И. 1966. Стратиграфия верхнего палеозоя Забайкалья и Монголии. — Изв. Забайкальск. фил. геогр. об-ва СССР, 2, вып. 4.
- Амантов В. А., Матросов П. С. 1961. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 58.
- Амантов В. А., Радченко Г. П. 1959. О континентальных пермо-триасовых отложениях Центральной Монголии (Хангайское нагорье). — Докл. АН СССР, 124, № 1.
- Арган Э. 1935. Тектоника Азии. М. — Л., Изд-во ОНТИ.
- Белостоцкий И. И. 1960. Структура и история геологического развития Алтая в девон-

- ское время. В кн. «Каледонская орогенция». Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 19. М., Изд-во АН СССР.
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н., Кудрявцев Г. А., Моссаковский А. А., Пожариский И. Ф., Херасков Н. Н.* 1959. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **34**, вып. 6.
- Бобров В. А., Нейбург М. Ф.* 1957. О верхнепермских угленосных отложениях Южной Монголии.— Докл. АН СССР, **114**, № 3.
- Богданов А. А.* 1965. Тектоническое районирование палеозоя Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **40**, вып. 5.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е.* 1963. Об основных структурных элементах земной коры.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **38**, вып. 3.
- Борзаковский Ю. А., Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Хасин Р. А.* 1967. К тектонике монгольских герцинид.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **42**, вып. 2.
- Борзаковский Ю. А., Суетенко О. Д.* 1970. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии.— Геотектоника, № 5.
- Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В.*, 1963. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира.— Труды ГИН АН СССР, вып. 80.
- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б.* 1959. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). М., Гостоптехиздат.
- Васильковский Н. П.* 1960. Учение о геосинклиналиях в свете современной геологии.— Труды СНИИГГиМС, вып. 13.
- Васильковский Н. П.* 1970. О происхождении базальтового слоя земной коры. В кн. «Проблема геологии и металлогении вулканических поясов». Владивосток.
- Волочкович К. Л.* 1961. Стратиграфия и тектоника крайнего северо-запада Монголии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **36**, вып. 1.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л.* 1970. О распространении глубоководных осадков в разрезах складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Грецакая Т. А., Моссаковский А. А.* 1969. Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере Центральной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Дергунов А. Б.* 1967. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна.— Труды ГИН АН СССР, вып. 172.
- Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б.* 1970. К стратиграфии отложений, выполняющих наложенные структуры Северо-Западной Монголии.— Труды Геол. ин-та МНР, вып. 1.
- Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б.* 1971. Наложенные структуры Северо-Западной Монголии. В кн. «Материалы научной конференции, посвященной XXX-летию геологической службы МНР». Улан-Батор.
- Зайцев Н. С.* 1963. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое.— Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Томуртоого О., Лхасурэн Б.* 1969. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии.— Геотектоника, № 5.
- Зоненшайн Л. П.* 1967. Тектоника складчатых областей Центральной Азии.— Геотектоника, № 6.
- Зоненшайн Л. П.* 1968. Палеозойские структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса и их сравнение со среднеевропейскими палеозондами. В сб. «Орогенические пояса». Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука».
- Зоненшайн Л. П.* 1970. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса. Автореф. докт. дисс. М.
- Зоненшайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г., Филиппова И. Б., Чехович М. В.* 1970. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая. В кн. «Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики». Труды совместной Советско-Монгольской геол. экспед., вып. 1. М., «Наука».
- Кележинкас В. В., Моссаковский А. А., Салтыковский А. Я.* 1970. О верхнепалеозойских вулканических породах Предхэнтэйского прогиба (МНР).— Бюлл. МОИП, отд. геол., **45**, вып. 5.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Федоров Н. А.* 1964. Тектоническая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11. М., «Недра».
- Кузнецов Ю. А.* 1970. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— Геол. и геофиз., № 9.

- Лувсанданзан Б.* 1970а. Нижнекаменноугольные отложения Юго-Западной Монголии. В кн. «Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики». Труды совместной Советско-Монгольской геол. экспед., вып. 1. М., «Наука».
- Лувсанданзан Б.* 1970б. Стратиграфия палеозоя Монгольского Алтая. В кн. «Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики». Труды совместной Советско-Монгольской геол. экспед., вып. 1. М., «Наука».
- Лувсанданзан Б., Матросов П. С.* 1969. Стратиграфия и фации девонских отложений северо-западной части Монгольского Алтая.— Сов. геол., № 6.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С.* 1967. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука».
- Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д.* 1967. Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры.— Геотектоника, № 11.
- Матросов П. С.* 1960. Основные черты стратиграфии девонских отложений Барун-Хурайской котловины.— Сов. геол., № 4.
- Матросов П. С.* 1966. К тектонике Барун-Хурайской котловины. В кн. «Материалы по геологии Монгольской Народной Республики». М., «Недра».
- Мелещенко В. С., Янов Э. Н., Казаков И. Н.* 1960. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области.— Труды ВСЕГЕИ, вып. 32.
- Моссаковский А. А.* 1970. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— Геотектоника, № 4.
- Павленко А. С., Филиппов Л. В.* 1970. Связь гранитоидного магматизма с глубинными структурами. В кн. «Связь поверхностных структур с глубинными зонами земной коры». Киев.
- Павленко А. С., Филиппов Л. В.* 1971. Формация палингенных гранитоидов и факторы их рудоносности на примере Центрально-Азиатского пояса. Труды II сессии СГПМ. Иркутск.
- Пейве А. В.* 1969. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, № 4.
- Пейве А. В., Штрейх Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В.* 1971. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 196, № 3.
- Синицын В. М.* 1956. Заалтайская Гоби. М., Изд-во АН СССР.
- Синицын В. М.* 1957. Турфан-Хамийская впадина и Гашуньская Гоби. М., Изд-во АН СССР.
- Синицын В. М.* 1959. Центральная Азия. М., Географгиз.
- Суетенко О. Д.* 1967. Нижнесилурийские отложения Юго-Восточной Монголии.— Сов. геол., № 4.
- Суетенко О. Д.* 1970. Основные черты стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений Юго-Восточной Монголии. В кн. «Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики». Труды совместной Советско-Монгольской геол. экспед., вып. 1. М., «Наука».
- Суетенко О. Д.* 1971. Тектоника палеозойской Юго-Восточной Монголии. Автореф. канд. дисс. М.
- Тектоника Евразии. Гл. ред. А. Л. Яшин. М., «Наука», 1966.
- Филиппова И. Б.* 1969. История развития Хангайского синклиниория в среднем и верхнем палеозое (Центральная Монголия).— Сов. геол., № 6.
- Хасин Р. А.* 1966. Основные черты геологического строения и структурно-тектоническое районирование территории Монгольской Народной Республики. В кн. «Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена». М., Изд-во СЭВ.
- Херасков Н. П.* 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, вып. 91.
- Шипулин Ф. К.* 1947. Основные черты геологического строения Монголии.— Сов. геол., сб. 24.
- Bird J. M., Dewey J. F.* 1970. Lithosphere Plate-Continental Margin Tectonics and the Appalachian Orogen.— Bull. Geol. Soc. Amer., 89, N 10.
- Schuchert C.* 1923. Sites and natures of the North-American geosynclines.— Bull. Geol. Soc. Amer., 34.

О СВЯЗИ МЕТАМОРФИЗМА С ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Н. Г. Маркова, М. Е. Федорова

В связи с составлением тектонической карты Монгольской Народной Республики нами в течение 1967—1970 гг. проводились работы в юго-западной части этой страны, в составе совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и МНР, руководителем которой является А. Л. Яншин. Нашими исследованиями за эти годы была охвачена юго-западная часть Монгольского Алтая, область стыка его с Гобийским Алтаем, а также прилегающие к ним части Озерной и Южно-Монгольской тектонических зон, относящихся к каледонским и герцинским складчатым сооружениям Монголии. В процессе работ мы неоднократно встречали поля развития метаморфических пород, выступающих среди образований палеозоя и слагающих иногда довольно значительные блоки и полосы. Хотя специальных наблюдений в областях их развития не проводилось, однако даже собранный попутно при выполнении основной темы материал позволяет уяснить структурную позицию метаморфических комплексов, а также возраст и состав исходных пород и высказать соображения об условиях их метаморфизма. Для более углубленного изучения этих образований требуется постановка направленных тематических работ.

* * *

На первых этапах геологического изучения Монголии (карта МНР издания 1957 г. и сопутствующие съемочные работы) многие блоки метаморфически измененных пород были отнесены к докембрию. Однако на геологической карте издания 1966 г. метаморфизм показан уже в виде крапа, наложенного на разновозрастные отложения. Для юго-западной части Монголии этот крап показан в виде полосы шириной 5—30 км вдоль южного склона Монгольского Алтая, начиная от стыка его с Гобийским Алтаем и далее к сономам Баян-Ундэр, Цогту, Цэл, Тугрэк. К западу от сомона Тугрэк эта полоса резко расширяется, захватывая

уже всю водораздельную часть хребта, а затем разделяется на несколько ветвей. Одна ветвь принимает близкое к меридиональному направление и прослеживается в район сомона Тонхил; другая, сохраняя северо-западное простирание, протягивается к сомону Монхайрхан (Муст); наконец, третья, субширотная, уходит в бассейны рек Бодончи, Уэнчи и Булган. Общая протяженность метаморфически измененных пород в пределах Монгольского и Гобийского Алтая весьма значительна и превышает 1000 км.

При наших исследованиях нам довелось в ряде мест пересечь указанные выше полосы. Более подробно слагающие их метаморфические образования были изучены нами в разрезах четырех районов: близ сомона Цэл, Тонхил, Монхайрхан (Муст) и в бассейне р. Уэнчи (рис. 1).

1. В районе сомона Цэл метаморфические породы имеют широкое развитие. Выходы их приурочены к сниженной части южного склона Монгольского Алтая, где хорошие разрезы наблюдаются по ряду порезающих хребет меридиональных сайров. До наших работ эти отложения были описаны В. В. Беззубцевым и другими, проводившими в 1959 г. здесь съемочные работы.

По нашим данным, метаморфическая толща района сомона Цэл представлена тонкополосчатыми серебристо-зелеными кварц-альбит-хлоритовыми и кварц-хлорит-мусковитовыми сланцами, переслаивающимися с зелеными актинолитовыми амфиболитами. Вниз по разрезу они постепенно сменяются двуслюдяными биотитовыми сланцами — среднезернистыми зеленовато-серыми породами с хорошо проявленной сланцеватостью и обильными включениями граната. Здесь же встречаются согласные тела темно-зеленых, почти черных амфиболитов. В западном направлении количество последних сокращается, и они постепенно исчезают из разреза, замещаясь плагиоклаз-роговообманковыми кристаллическими сланцами. Среди биотитовых сланцев развиты лейкократовые плагиогранито-гнейсы с биотитом, реже — с мусковитом и гранатом, образующие массивы неправильной формы, вытянутые согласно с вмещающими породами. По простиранию границы этих массивов расплывчаты, причем наблюдаются постепенные переходы плагиогранито-гнейсов в биотитовые и другие гранитизированные сланцы. Вкрест простирания контакты более четкие, местами рвущие.

Описанные метаморфические породы, как правило, интенсивно рассланцованы и сгофрированы, имея в целом субширотное простирание и углы падения 50—90°. Близ сомона Цэл они образуют отчетливую антиклинальную структуру, периклинально погружающуюся на восток (рис. 2). Обращает на себя внимание зональное строение этой структуры с постепенным нарастанием степени метаморфизма от периферии к центру. Так, кварц-альбит-хлоритовые и кварц-хлорит-мусковитовые сланцы, развитые по сравнению с другими породами менее значительно, приурочены к ее северному крылу. Большая часть структуры сложена биотитовыми сланцами; амфиболиты тяготеют к ее ядерной части, где сосредоточено и наибольшее количество массивов плагиогранито-гнейсов, причем контуры некоторых из них подчеркивают периклинальное замыкание складки.

На востоке описываемая антиклинальная структура по системе разветвляющихся разломов приведена в контакт с породами девонского возраста. На юге, также по разлому, она граничит с нижним карбоном Южно-Монгольской тектонической зоны или перекрыта четвертичными

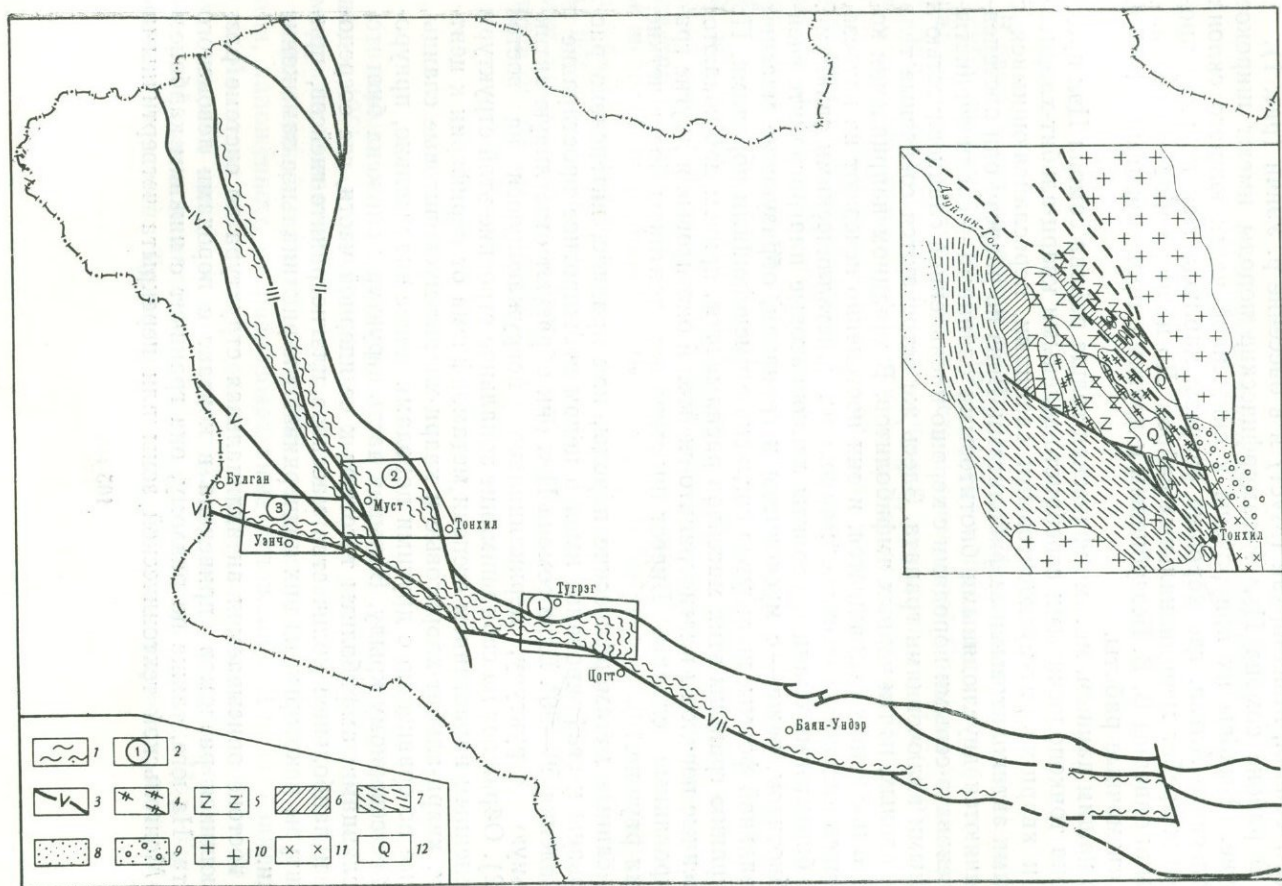


Рис. 1. Схема расположения метаморфических комплексов в западной части Монголии

1 — метаморфические комплексы нерасчлененные; 2 — описываемые участки (цифры в кружках): 1 — район сомона Цэл, 2 — район сомонов Тонхил и Муст (см. врезку); 3 — район р. Уэнч-Бодоңчи; 4 — глубинные разломы: I — Ихэ-Богдинский, II — Цаган-Шибетинский, III — Кобдинский, IV — Тол-бонурский, V — Тургэнгольский, VI — Булганский, VII — Заалтайский; 5 — биотитовые сланцы; 6 — кварц-альбит-хлоритовые и кварц-альбит-актинолитовые сланцы; 7 — кварц-хлоритовые сланцы с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов; 8 — песчано-алевролитовая толща среднего — верхнего ордовика с линзами известняков, с фауной и подчиненными прослоями порфиритов; 9 — красноцветные песчаники и конгломераты девона; 10 — граниты; 11 — бонатиты; 12 — янасы.

отложениями, а на севере срезана глубинным швом, отделяющим ее от нижнего кембрия Озерной зоны. Это обстоятельство сильно затрудняет определение возраста исходных пород, относительно которого мы располагаем лишь косвенными данными. Так, характер разрезов окружающих районов и приведенные ниже данные микроскопии заставляют предполагать, что метаморфические комплексы развивались здесь в основном по терригенным и эффузивным породам силурийского возраста.

При микроскопическом изучении пород установлено, что парагенетические ассоциации их отвечают всем трем субфациям фации зеленых сланцев, а также амфиболитовой фации, закономерно сменяющим друг друга в сторону усиления степени метаморфизма¹.

Фация зеленых сланцев. Для наименее метаморфизованных сланцев характерны ассоциации: кварц+альбит+эпидот+хлорит; кварц+актинолит+эпидот+(альбит); кварц+альбит+мусковит+хлорит, типичные для низкотемпературной кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации. Возрастание степени метаморфизма фиксируется появлением биотита, который замещает хлорит (кварц-альбит-эпидот-биотитовая субфация). Затем в породах исчезают хлорит и актинолит, а вместо них образуются гранат и роговая обманка. В этой кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации, переходной уже к амфиболитовой фации, устойчивы ассоциации: кварц+биотит+мусковит+гранат+(альбит); кварц+альбит++роговая обманка+гранат; роговая обманка+альбит+эпидот.

Амфиболитовая фация. Следующая ступень метаморфизма — амфиболитовая — определяется появлением плагиоклаза состава основной олигоклаз — андезин. В этих условиях наибольшее распространение получают биотитовые сланцы с гранатом [ассоциация кварц+плагиоклаз+биотит+гранат+(мусковит)] и роговообманковые сланцы [ассоциация кварц+плагиоклаз+роговая обманка+(эпидот)]. В биотитовых сланцах присутствует гранат пироп-альмандинового ряда с $n=1,808$; $f=92\%$ по кривым С. П. Кориковского (1967). Иногда появляются сноповидные, метельчатые аграгаты силлиманита (фибrolита), образующегося по биотиту. Существенную роль в этой фации играют также амфиболиты (парагенезис роговая обманка+основной плагиоклаз), в которых удается наблюдать реликты офитовых структур.

Для всех перечисленных выше пород характерны лепидогранобластовые, гранобластовые, реже — порфиробластовые и нематогранобластовые структуры. Величина зерен растет в направлении более высокотемпературных фаций. Вновь образованные минералы (биотит, гранат, актинолит, роговая обманка) выделяются нередко в виде крупных порфиробластов, имеющих ситовидное строение.

Плагиогранито-гнейсы, наблюдающиеся в поле развития биотитовых сланцев, образовались при их гранитизации. Они наследуют особенности состава сланцев и содержат много кварца при почти полном отсутствии калиевого полевого шпата. Процесс гранитизации вялый и проявляется в раскислении плагиоклаза (меньше № 25) и уменьшении количества биотита. Редкие новообразования калиевого полевого шпата активно замещают плагиоклаз; гранат характеризуется более низкой железистостью, чем в сланцах ($n=1,799$; $f=86-87\%$). В гранито-гнейсах иногда наблюдается гломеропорфиробластовая структура, обусловлен-

¹ При отнесении пород к той или иной фации была использована классификация Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961).

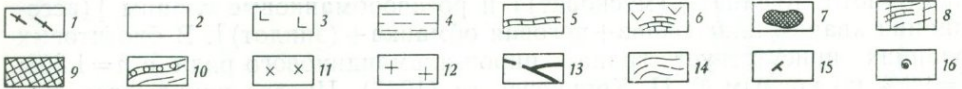
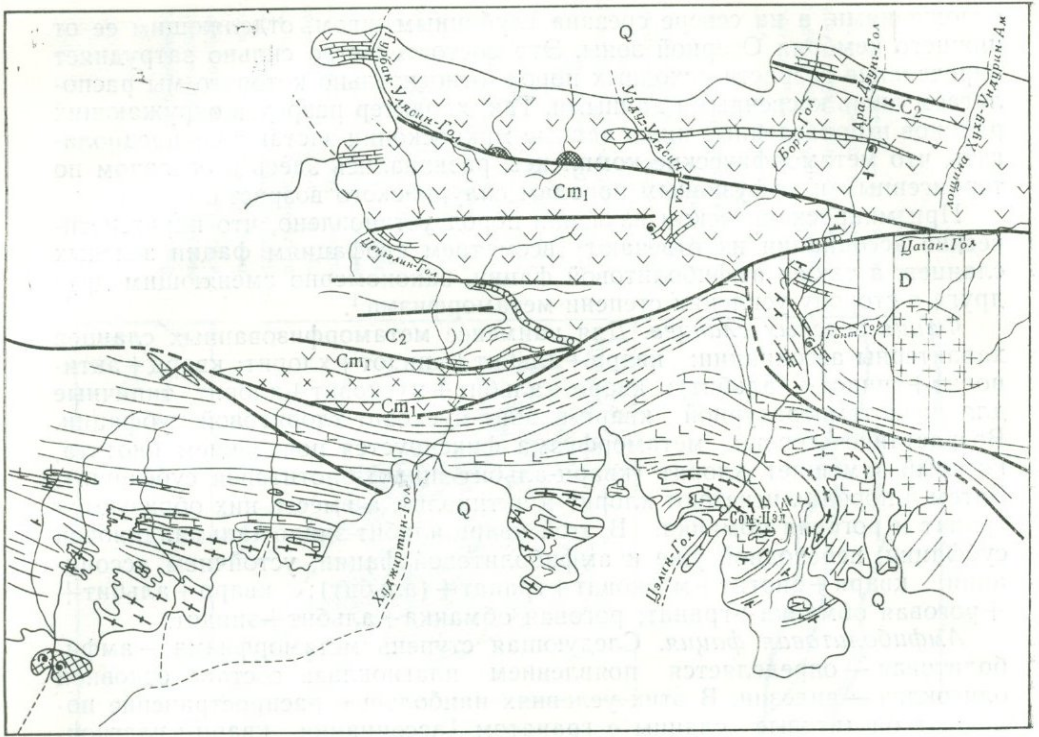


Рис. 2. Геологическая схема района сомона Цэл

Метаморфические породы: 1 — плагиогранито-гнейсы; 2 — биотитовые сланцы; 3 — амфиболиты; 4 — кварц-альбит-хлоритовые и кварц-альбит-мусковитовые сланцы; 5 — прослои мраморов. Кембрий: 6 — основные эффузивы, линзы мраморов; 7 — гипербазиты. Девон: 8 — алевролиты, кремнистые аргиллиты, эффузивы, линзы известняков с фауной. Карбон: 9 — песчаники, гравелиты, известняки с фауной C_1 ; 10 — конгломераты, песчаники, угленосные отложения с флорой C_2 ; 11 — гранодиориты; 12 — граниты; 13 — разломы; 14 — линии простираций; 15 — элементы залегания; 16 — местонахождения фауны

ная появлением кучных обособлений кислого плагиоклаза, реже — мусковита. При гранитизации амфиболитов также изредка образуются порфиробласты плагиоклаза, создающие очковую текстуру породы.

Таким образом, в районе сомона Цэл проявлены лишь начальные стадии процесса гранитизации, характеризующиеся привнесением натрия (в меньшей степени калия) и выносом кальция, железа и магния, что подтверждается химическими анализами. Однако есть основания предполагать, что в западном направлении процесс гранитизации постепенно нарастает. Так, выше было указано, что в разрезах метаморфического комплекса западной части изученного участка (см. рис. 2) роль амфиболитов сильно сокращается, почти до полного их исчезновения; одновременно увеличивается количество массивов плагиогранито-гнейсов. Примечательно, что еще западнее, за сомоном Тугрэк, в резком изломе полосы метаморфических пород и изменении ее простираения с северо-

западного на субширотное (см. рис. 1) среди метаморфических образований необычайно широко развиты гранитоиды, получающие здесь уже главенствующее значение. Забегая несколько вперед, укажем, что, вероятно, это не случайно и связано с интенсификацией процессов гранитизации, обусловленной наличием благоприятной структурной обстановки.

Все изложенное выше позволяет говорить о том, что в районе сомона Цэл прогрессивному метаморфизму подверглись пелитовые породы с повышенным содержанием кремнезема, а также переслаивающиеся с ними эффузивы основного состава. Возможно присутствие габброидов. В условиях невысоких давлений и температур по пелитам образовались кварц-альбит-хлоритовые и кварц-альбит-эпидотовые сланцы. При возрастании этих параметров они становились неустойчивыми и переходили в биотитовые и роговообманковые сланцы. Амфиболиты развились по основным эффузивам или габброидам.

2. В районе сомона Тонхил, расположенном на северо-восточном склоне Монгольского Алтая, выходы метаморфических пород также приурочены к антиклинальной структуре, имеющей здесь северо-западное простирание, согласно с общей ориентировкой хребта. На востоке и юге антиклиналь ограничена системой разрывных нарушений, представляющих собой южное окончание Цаган-Шибетинского глубинного шва. На северо-западе, в районе горного узла Цасагту — Богдо-Ула, отчетливо выражено ее периклинальное замыкание.

Метаморфическая толща, слагающая структуру, представлена в основном различными кварц-альбит-хлоритовыми и кварц-альбит-актинолитовыми сланцами, амфиболитами и биотитовыми сланцами со ставролитом и гранатом. Все указанные породы тесно связаны между собой постепенными переходами. Одновременно наблюдается четкое нарастание степени метаморфизма к ядру складки. Укажем также, что на крыльях описываемой антиклинальной структуры среди кварц-альбит-хлоритовых и кварц-альбит-актинолитовых сланцев появляются вначале отдельные маломощные прослои слабо измененных алевролитов и песчаников, затем наблюдается постепенный переход к сплошной песчано-алевритовой толще с подчиненными прослоями известняков и плагиоклазовых порфиритов, слагающей всю окружающую территорию. Возраст толщ на основании фауны устанавливается как средне-позднеордовикский (см. врезку на рис. 1). Таким образом, для района сомона Тонхил можно уже с уверенностью говорить, за счет каких возрастных горизонтов развивалась описанная метаморфическая толща.

Микроскопическое изучение пород показало, что на крыльях описанной антиклинальной структуры, где обнажаются кварц-альбит-актинолит-хлоритовые сланцы, устойчивы ассоциации: кварц + эпидот + актинолит; альбит + эпидот + актинолит; роговая обманка + эпидот + альбит. Реже встречаются парагенезисы: кварц + биотит + хлорит + (гранат) и кварц + мусковит + альбит. В ядре антиклинали появляется новая ассоциация: ставролит + альмадин + плагиоклаз + биотит, которая устойчива в условиях повышения давления и температур, соответствующих амфиболитовой фации. Ставролит обычно образуется в породах, богатых глиноземом и бедных калием. Кристаллы его, подобно зернам граната, ситовидные. Гранат-альмадин высокой железистости ($f=86-87\%$; $n=1,799$) и красно-бурый биотит очень характерны для ставролит-альмадиновой субфации метаморфизма. Кроме того, здесь устойчива ассоциация роговая обманка + плагиоклаз + эпидот, наблюдаемая в амфибо-

литах, и кварц + биотит + плагиоклаз + гранат — в биотитовых плагиосланцах с гранатом.

Таким образом, в результате метаморфизма в условиях фации зеленых сланцев и амфиболитовой фации в описываемом участке образовались парагенезисы, в которых большую роль, чем в районе сомона Цэл, играют кальциевые и железо-магнезиальные силикаты (актинолит, эпидот, роговая обманка). Определяющим в этом случае, несомненно, явился состав исходных пород, которые были богаче кальцием и железом, чем породы вышеописанного участка. По-видимому, метаморфизму в районе сомона Тонхил подверглись полимиктовые песчаники и плагиоклазовые порфириты с прослоями глиноземистых пород.

3. В районе сомона Монхайрхан (Муст) выходы метаморфического комплекса вновь связаны с антиклинальной структурой северо-западного простирания, вытянутой вдоль Толбонурского разлома, приблизительно параллельного Цаган-Шибетинскому шву. От Тонхильской антиклинали она отделена широким Цэцэгским синклинорием, получившим свое название по одноименному сомону. Указанная структура почти со всех сторон окружена гранитоидными массивами, поэтому создается впечатление, что слагающие ее метаморфические породы возникли в результате контактового воздействия последних. Однако при ближайшем изучении это оказывается не так. Во-первых, сразу обращает на себя внимание тот факт, что на юго-западе описываемого участка, вблизи контакта с гранитоидами, обнажаются породы, в которых, несмотря на изменения, распознается их вулканогенно-осадочная природа. Во-вторых, в расположении метаморфических фаций наблюдается обратная закономерность, чем следовало бы ожидать в случае явлений контактового метаморфизма. Так, на северо-западе, близ периклинального замыкания складки, господствуют породы, метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев. Это тонкополосчатые кварц-биотит-хлоритовые, кварц-актинолит-эпидотовые и кварц-альбит-эпидотовые сланцы. Существенно при этом, что при приближении к контакту с гранитоидной интрузией степень метаморфизма их не только не возрастает, а, напротив, убывает. Именно здесь встречены самые низкотемпературные ассоциации: кварц + альбит + хлорит + карбонат. По мере удаления от массива в ядре антиклинальной складки обнажаются кварц-плагиоклаз-роговообманково-биотитовые сланцы и кордиерит-биотитовые плагиогнейсы уже с типичной лепидогранобластовой структурой. Судя по ассоциациям, названные породы метаморфизовались в условиях амфиболитовой фации. Появление кордиерита, по Ф. Тернеру, является показателем некоторого снижения давления и приближения к условиям метаморфизма роговообманково-роговиковой фации. Все сказанное свидетельствует об отсутствии в данном участке непосредственной связи метаморфических образований с массивами гранитоидов.

Интересно, что на восточном крыле антиклинали, подобно тому, как это описывалось для района сомона Тонхил, наблюдается переход от метаморфических образований к неизменным породам. Это позволяет говорить о том, что метаморфизм здесь развился по той же песчано-алевритовой толще ордовика с горизонтами плагиоклазовых порфиритов.

4. В районе бассейнов рек Уэнчи и Бодончи структурная и возрастная позиции метаморфических толщ несколько иные. Выходы их приурочены к южному крылу крупного прогиба юго-западной части Монгольского Алтая, выполненного в основном девонскими образованиями, ко-

которые представлены преимущественно сланцевыми толщами: алевролитами, кремнистыми алевролитами и алевропесчаниками с редкими прослоями карбонатных пород с фауной. В нижней части разреза развиты порфириды. Породы смяты в узкие, сжатые складки, нарушенные разломами. Местами, в связи с погружением шарниров, по простиранию наблюдаются короткие, эллипсоидальные складчатые формы. С юга синклиальный прогиб срезан крупным Булганским швом субширотного простирания, отграничивающим структуры Монгольского Алтая от Южно-Монгольской тектонической зоны.

Метаморфические породы прослеживаются здесь в виде полосы шириною 10—20 км, в непосредственной близости к Булганскому шву. В бассейне р. Уэнчи наиболее распространены полосчатые, тонкозернистые кварц-альбит-мусковит-хлоритовые, кварц-эпидот-актинолитовые сланцы. В них устойчивы те же ассоциации фации зеленых сланцев, что и на участке сомона Цэл. К северу они сменяются светло-серыми среднезернистыми, интенсивно гофрированными, плейчатыми биотитовыми сланцами с гранатом, метаморфизованными уже в условиях амфиболитовой фации. Роговообманковые сланцы и амфиболиты здесь встречаются редко. Однако восточнее, по рекам Бодончи и Ангирту-Гол, среди биотитовых сланцев наблюдаются значительные линзы и полосы амфиболитов. Кроме того, на этом участке появляются сланцы со ставролитом и кианитом, а также гранитогнейсы. Последние слагают удлиненные массивы, совершенно согласные с простиранием метаморфической толщи и генетически связанные с ней.

Таким образом, в бассейнах рек Уэнчи и Бодончи наблюдаются метаморфические породы как фации зеленых сланцев, так и амфиболитовой фации. Данные микроскопии позволяют предположить, что они образовались по кремнистым сланцам и алевролитам, частично — по порфиридам.

Из интрузивных пород и жильных образований, рвущих как метаморфический комплекс, так и неизменные породы девона, в описываемом районе наблюдались: 1) крупнозернистые биотитовые граниты, слагающие значительный по величине массив в междуречье Уэнчи и Булган. Вокруг него фиксируется неширокая зона роговиков, быстро сменяющихся неизменными вмещающими породами; 2) малые интрузии габбро, диоритов, гранодиоритов и гранитов, в целом приуроченных к зоне Булганского шва (Лувсанданзан, 1966), но иногда значительно удаленных от него. Вокруг некоторых штоков мелкозернистых биотитовых гранитов наблюдалась незначительная перекристаллизация вмещающих пород; 3) жильные тела пегматитов, образующие мощный пояс, уходящий далеко на восток и несущий бериллиевую и мусковитовую минерализацию.

Район бассейнов рек Уэнчи и Бодончи интересен тем, что в нем отчетливо видны переходы от метаморфической толщи к неизменным породам девона. В прекрасно обнаженных разрезах берегов этих рек это было прослежено буквально шаг за шагом.

* * *

Изложенный выше фактический материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Метаморфические процессы, обусловившие формирование описанных комплексов глубоко измененных пород юго-западной части Монго-

лии, имели наложенный характер и охватывали различные по возрасту толщи: ордовикские, силурийские и девонские.

2. В зависимости от первичного состава пород на одинаковых ступенях метаморфизма образовывались различные минеральные ассоциации. Таким образом, решающим для появления тех или иных парагенезисов служил состав исходных пород, а не стратиграфический уровень толщ (например, докембрийский).

3. Метаморфизм пород разного состава происходил в условиях прогрессивного увеличения температур и давления, в результате чего образовались парагенетические ассоциации, типичные для фации зеленых сланцев и амфиболитовой фации, закономерно сменяющиеся в разрезе.

4. При метаморфизме в условиях амфиболитовой фации в некоторых случаях (сомоны Цэл, Уэнч) наблюдались начальные стадии процесса гранитизации, выразившиеся в образовании плагιοгранито-гнейсов. Можно предполагать усиление этих процессов по простиранию в более благоприятной структурной обстановке (например, в месте резкого изгиба глубинных разломов к западу от сомона Тугрэк).

5. Возникновение протяженной полосы метаморфических пород не может быть объяснено контактовым воздействием гранитоидных интрузий. На это указывает факт появления в приконтактной зоне массивов менее высоких фаций метаморфизма, чем при удалении от них (район сомона Монхайрхан).

6. Устанавливается четкая связь метаморфических комплексов с тектонической структурой района — с глубинными разломами, вдоль которых они вытянуты в виде нешироких, но значительно протяженных полос, а также с антиклинальными поднятиями.

Для раскрытия структурной позиции метаморфических толщ и лучшего понимания причин, обусловивших появление их на территории юго-запада Монголии, кратко остановимся на характеристике основных наблюдающихся здесь глубинных швов. Среди последних для нас интересны системы Цаган-Шибетинского, Ихэ-Богдинского, Кобдинского, Толбонурского, а также Булганского и Заалтайского разломов, так как именно вдоль них фиксируются комплексы метаморфизованных и гранитизированных пород (см. рис. 1). Два первых разлома относятся Монгольский и Гобийский Алтай от Озерной, а два последних — от Южно-Монгольской зон. Таким образом, они приурочены к границам крупных тектонических областей, отличающихся временем замыкания и историей геологического развития. Кобдинский и Толбонурский глубинные разломы проходят внутри сооружения Монгольского Алтая, разграничивая структуры разных знаков и разного формационного выполнения.

Большинство из указанных швов имеет древнее заложение и проявляется как в раннем, так и среднем палеозое. С некоторыми из них связаны пояса гипербазитов и излияния базальтоидных лав кембрия (Ихэ-Богдинский, Цаган-Шибетинский, Кобдинский разломы). Другие швы (Булганский и Заалтайский) также контролируют размещение офиолитовых комплексов, но уже среднепалеозойского возраста. Ко многим разломам приурочены трещинные интрузии, пегматитовые пояса и зоны минерализации (Цаган-Шибетинский, Булганский разломы). Иными словами, все перечисленные выше дизъюнктивные нарушения имеют глубинное заложение и чрезвычайно активно живут на протяжении различных отрезков палеозоя, влияя на историю геологического и тектонического развития области, к которой они приурочены.

Не менее активно эти разломы проявляются в мезозойский и кайнозойский гестектонические этапы. Так, обращает на себя внимание факт формирования глубочайших грабенов, выполненных континентальными отложениями юры, мела, палеогена и неогена (до плиоцена включительно) вдоль Цаган-Шибетинского и Ихэ-Богдинского глубинных швов. Мощность этих отложений огромна, достигая нескольких тысяч метров. В ряде мест наблюдается надвигание палеозоя на мезозой и кайнозой в северном и северо-восточном направлениях, т. е. в сторону грабена, а также резкие приразломные дислокации в континентальных отложениях. Оба названных разлома четко выражены в современном рельефе; на отдельных участках они сейсмичны. Так, хорошо известно, что землетрясение 1957 г., достигавшее в эпицентре 11—12 баллов, приурочено к восточной части Ихэ-Богдинского шва.

Толбунурский, Кобдинский и Булганский разломы, также активизировались в мезозойскую и кайнозойскую эры, что подтверждается формированием вдоль них мелких приразломных прогибов, выполненных неоген-четвертичными отложениями. Вдоль Заалтайского разлома наблюдаются отчетливые дислокации платформенного чехла (мелового и палеогенового возраста), а также надвиги палеозойских образований на мезозойские и кайнозойские отложения. Наконец, следует отметить обилие аппаратов потухших вулканов, расположенных между Заалтайским и Ихэ-Богдинским разломами.

Все это говорит о длительном, унаследованном развитии описанных разломов, прослеживающихся через весь палеозойский, мезозойский и кайнозойский этапы развития, в течение которых вдоль них происходили неоднократные вертикальные и горизонтальные движения крупных блоков земной коры.

Краткая характеристика разломов, а также выводы, сделанные на основе фактического материала, позволяют подойти к генетическим вопросам, а именно: к причинам, вызвавшим появление в изученной области метаморфических образований.

В последнее время много внимания уделяется глубинным процессам и тепловому режиму Земли. Ряд работ, вышедших за последние годы (Смирнов, 1967а, б; Тепловой режим недр СССР, 1970; и др.), отчетливо свидетельствует о том, что распределение глубинного тепла тесно связано с тектоническим строением земной коры, в частности его количество резко повышено в областях антиклинальных структур и в зонах крупных разломов. Разобранный выше материал еще раз подтверждает это положение.

Так, в изученном нами районе метаморфические комплексы четко следуют линиям глубинных швов, унаследованно развивавшихся в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя и, таким образом, характеризующихся длительностью своего существования. Несомненно, эти разломы являлись благоприятными структурами для проникновения теплового потока и метаморфизирующих флюидов, т. е. служили теми путями, по которым они распространялись. При этом, очевидно, подача глубинного тепла не была равномерной как в пространстве, так и во времени. На фоне общей благоприятной структуры — крупных длительно развивавшихся разломов — существовал ряд локальных участков, в которых этот поток был более интенсивным. Обычно такими участками являлись области антиклинальных поднятий, в которых, как в своеобразных «ловушках», скапливалось глубинное тепло. Не случайно, что в ядрах этих структур

Арахан

гидро
метан
до
не
гид
гид

вскрыты наиболее высокие фации метаморфизма и что именно здесь развивались процессы гранитизации.

Таким образом, рассмотрение метаморфических образований юго-западной части Монголии и выявленная связь их с определенной категорией тектонических форм приводят нас к выводу о том, что появление метаморфических комплексов здесь тесно связано с глубинными процессами и в первую очередь с тепловым режимом Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Кориковский С. П. 1967. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука».
- Лувсанданзан Б. 1966. Комплекс малых трещинных интрузий зоны Булганского глубинного разлома. В кн. «Материалы по геологии Монгольской Народной Республики». М., «Недра».
- Смирнов Я. Б. 1967а. Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления.— Докл. АН СССР, 167, № 2.
- Смирнов Я. Б. 1967б. Исследование генетических связей теплового поля со строением и развитием земной коры.— Докл. АН СССР, 177, № 1.
- Тепловой режим недр СССР. 1970— Труды ГИН АН СССР, вып. 218.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. 1961. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ.

ПОЛЕ ДОЛОМИТОВЫХ ДАЕК В РАЗЛОМАХ ГУРБАН-САЙХАН (Южная Монголия)

М. С. Нагибина

В последнее пятилетие в Монголии под научным руководством А. Л. Яншина проводятся исследования совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедицией, охватившие широкий круг стратиграфических, тектонических и магматических проблем. Особенное внимание А. Л. Яншин уделяет вопросам истории развития мезозойских структур, литогенеза и магматизма. С проявлениями мезозойского магматизма в Монголии связаны все главнейшие месторождения руд вольфрама, молибдена, редких элементов, флюорита и др.

За указанный период времени было получено много новых данных о возрасте отложений, составе формаций, условиях залегания и мезозойском магматизме, позволивших выделить на территории Западной и Восточной Монголии разнотипные структурно-формационные зоны и выявить этапы формирования разнокачественных тектонических форм. Эти данные были частично опубликованы сотрудниками экспедиции (Шувалов, 1970; Девяткин и др., 1970; Нагибина, 1970; и др.).

При полевых исследованиях в 1968 г. в районе красивейших горных хребтов Гурбан-Сайхан (в переводе с монгольского — Три Красавицы), расположенных на юге Монголии, непосредственно к западу от аймака Далан-Дзадагад, автором совместно с Ж. Бадамгаравом были обнаружены интересные геологические образования — поля даек и «субвулканических» тел доломитового состава, приуроченные к системе разломов Гурбан-Сайхан. Естественно, возникла проблема происхождения этих карбонатных пород, имеющих столь необычную форму залегания. В 1970 г. выходы карбонатных пород были вторично осмотрены автором совместно с Д. И. Фрих-Харом.

В данном сообщении рассматриваются возможные пути решения этой загадки природы в связи с формированием разломов Гурбан-Сайхан, служивших на разных этапах их истории путями проникновения для различных продуктов магматической и постмагматической деятельности.

Разломы Гурбан-Сайхан представляют собой восточное продолжение крупнейшей южной ветви Гоби-Алтайских палеозойских разломов, движения по которым неоднократно возобновлялись в мезозое и кайнозое. Отдельные разломы этой системы были изучены автором совместно с Ж. Бадамгаравом в 1968 и 1969 гг. в скалистых каньонах рек Гэгэтуин-Хундей и Ел, в хр. Халга-Ула и др. Они пересекают толщу девонских серых кремнистых сланцев, красных и зеленых яшм с подчиненными прослоями метаморфизованных песчаников, хлоритизированных диабазов и спилитов, слагающих крупный Гурбан-Сайханский синклиниорий. Характерной особенностью разломов Гурбан-Сайхан является насыщенность их мелкими лентообразными и четковидными телами основных и ультраосновных пород — перидотитов и пироксенитов, сильно серпентинизированных и в значительной своей части превращенных в лизардитовые серпентиниты. Простираение главных продольных разломов близко к широтному (СВ 80° , СЗ $300-310^\circ$). Они расчленяют систему крупных кулисообразно расположенных глыбовых поднятий палеозойского основания, которые образуют три горных хребта: Барун-Сайхан-Нуру, Дунд-Сайхан-Ула и Дзун-Сайхан-Ула. Эти поднятия разделены грабенами: Цахирским — на западе, Центральным (или Гэгэтуинским) — в центре и грабеном Булэн-Худук (Теплого Источника) — на востоке (рис. 1). Грабены выполнены рыхлыми или слабо сцементированными красноцветными и сероцветными конгломератами и угленосными отложениями, местами переслаивающимися с туффитами и другими вулканогенными породами верхней перми и мезозоя. Кроме того, в них развиты кайнозойские обломочные отложения. Общая мощность отложений достигает 1,5—2 км.

Вершины поднятий имеют выровненную, полого изогнутую форму, отчетливо сохраняя черты некогда пенепленизированной поверхности, а склоны их расчленены крутыми живописными уступами и глубокими каньонами. На дне каньонов располагаются русла небольших родников, берущих начало у разломов и затем теряющихся среди нагромождений галек и валунов горного аллювия. Стенки каньонов представляют собой сплошные обнажения, в которых можно видеть внутреннюю структуру поднятий, зоны сочленения их с грабенами и поперечные разломы растяжения.

Обнаруженное нами поле доломитовых даек приурочено к зоне поперечных сбросов растяжения северо-западного, близкого к меридиональному простирания, которые пересекают западную часть центрального поднятия Гурбан-Сайхан (хр. Баян-Цаган-Ула) на ряд ступеней. Эти сбросы сопряжены с крупным продольным Цахирским разломом широтного простирания, расположенным вдоль северной границы Центрального поднятия, и Цахирским грабеном. В зонах поперечных ступенчатых сбросов девонские кремнистые сланцы и яшмы образуют сплошную брекчию, в пределах которой хорошо видны многочисленные параллельные трещины смещения, с простиранием от северо-западного ($330-340^\circ$) до меридионального и крутым падением ($70-75^\circ$) на юго-запад. Вдоль этих трещин кремнистые породы пронизаны многочисленными жилами и дайками светло-серых и розовато-серых карбонатных пород, образующих обширное поле. Мощность карбонатных жил, даек и даже более крупных «стволов» не превышает нескольких метров; большинство из них имеет мощность всего лишь 10—20 см. Простираение жил точно совпадает с направлением многочисленных параллельных плоскостей

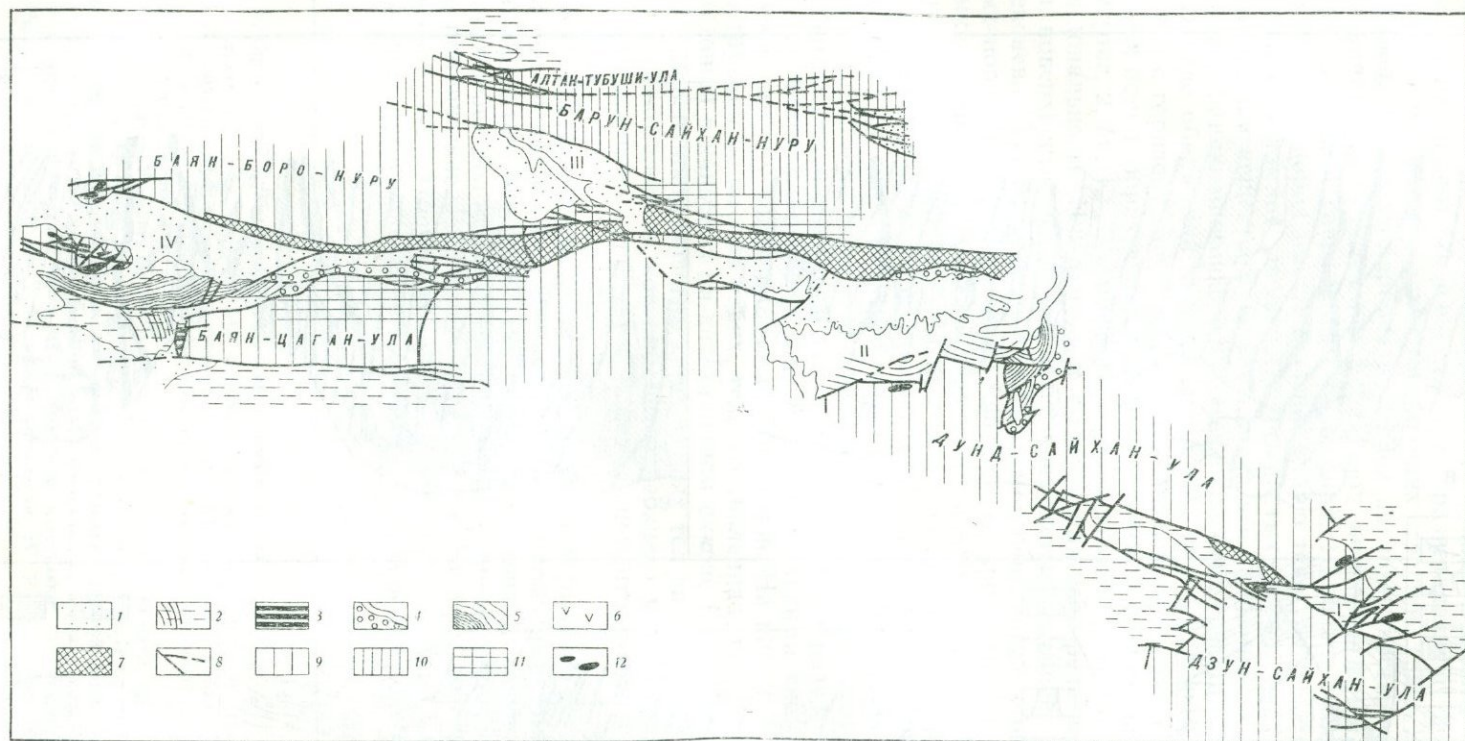
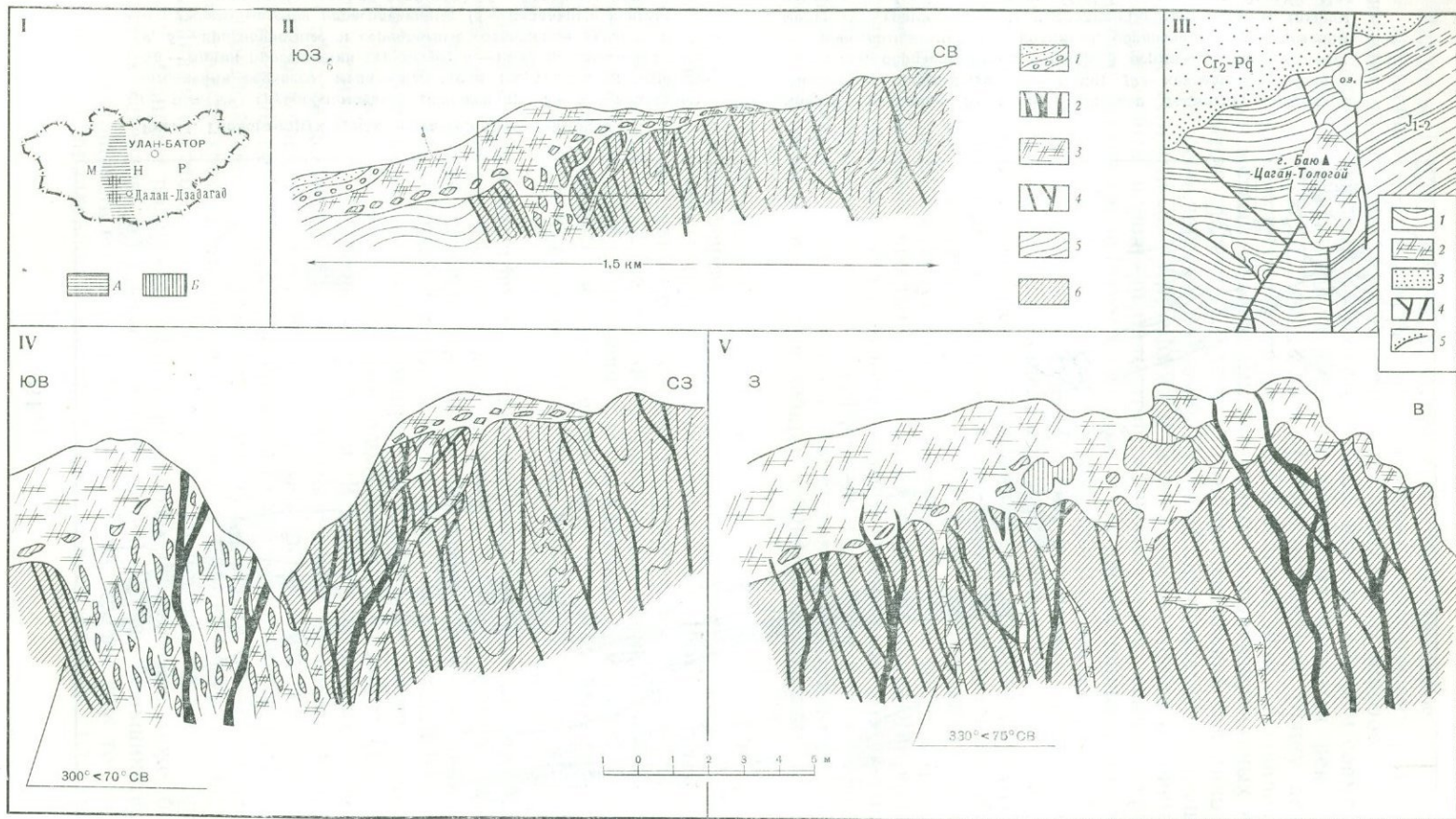


Рис. 1. Геолого-структурная карта гор Гурбан-Сайхан

1 — рыхлые грубообломочные отложения; 2 — красноцветные отложения верхнего мела — палеогена (вертикальная штриховка — линии простираций структур); 3 — поле доломитовых даек; 4, 5 — красноцветные и сероцветные отложения верхней перми и нижнего мезозоя нерасчлененные (4 — базальные конгломераты, 5 — линии простираций структур); 6 — базальты и порфиры (P_2 ?); 7 — зоны рыхлых брекчий вдоль сейсмогенных разло-

мов; 8 — разломы; 9 — неотектонические поднятия, сложенные девонскими кремнистыми сланцами; 10 — конседиментационные поднятия, образовавшиеся в поздней перми — раннем мезозое; 11 — конседиментационные поднятия, образовавшиеся в позднем мелу; 12 — гранит-порфиры и трахилиариты. Грабены (цифры на карте): I — Булэн-Худук; II—III — Центральный; IV — Цахирский



скольжения, пересекающих кремнистые сланцы и яшмы; только некоторые жилы имеют более сложную разветвленную форму, следуя направлению более мелких оперяющих трещин (рис. 2, IV). Общая протяженность поля карбонатных даек на поверхности по простиранию составляет 3 км, а затем они уходят под покров рыхлых красноцветов верхнего мела и современных отложений. Наиболее мощные «стволы» карбонатных пород имеют брекчиевидную текстуру и состоят из остроугольных обломков девонских кремнистых пород, сцементированных карбонатным веществом. Ориентировка этих обломков обычно подчинена простиранию многочисленных тектонических трещин.

В ряде обнажений хорошо видно, как крутопадающие дайки соединяются с горизонтально или полого залегающими телами тех же карбонатных пород, образующих «покровы» видимой мощностью от 0,5 до 5—6 м (рис. 2, IV, V). В строении этих «покровов» наблюдается определенная зональность. Нижняя часть, залегающая непосредственно на неровной поверхности брекчированных кремнистых сланцев, также имеет брекчиевидную текстуру и содержит многочисленные обломки кремнистых пород. В западной части «покровов», кроме того, содержатся обломки красноцветов верхней перми или нижнего мезозоя. Верхняя часть горизонтальных тел карбонатных пород целиком состоит из плотного афанитового доломитового вещества. Размеры таких карбонатных тел от 5—10 м до сотен метров в ширину и до нескольких сотен метров в длину. Сочетание полого залегающих карбонатных «покровов» с подводными каналами («стволами» и дайками) образует своеобразные тела грибовидной формы с одной или несколькими «ножками», уходящими в глубину вдоль плоскостей разломов. На рис. 2, II показана реконструкция одного из таких тел, составленная по ряду прекрасных обнажений в каньонах на юго-западном склоне Баян-Цаган-Ула.

На поверхности пологих карбонатных тел залегают базальные горизонты мелкогалечных конгломератов верхнего мела, содержащих гальку подстилающих карбонатов и слабо сцементированных карбонатным цементом.

Карбонатные породы, слагающие дайки и горизонтальные тела, представлены доломитами и известковистыми доломитами. Они имеют плотную афанитовую структуру и состоят из агрегата мельчайших изометричных зерен доломита, среди которых заключены отдельные идиоморфные ромбические кристаллы. Карбонатные анализы, выполненные в химической лаборатории Геологического института АН СССР, показали (таблица), что содержание доломита в этих породах колеблется от 62,48

Рис. 2. Структурное положение и морфология доломитовых тел

I — схематическая карта Монголии: А — положение редуцированных структур (по В. П. Солоненко, 1969); Б — области распространения карбонатных тел Гурбан-Сайхан и Сайхан-Обо. II — геологический профиль западной части хребта Баян-Цаган-Ула (участок в прямоугольнике — реконструкция карбонатного тела по фиг. IV).

Условные обозначения к фиг. II, IV, V: 1 — красноцветные конгломераты, пески, суглинки верхнего мела — палеогена; 2 — жилы кальцита и кварца; 3 — доломиты и известковистые доломиты; 4 — разломы; 5 — терригенные красноцветные сероцветные отложения верхней перми и нижнего мезозоя; 6 — девонские кремнистые сланцы и яшмы. III — геологическая карта района Баю-Цаган-Тологой: 1 — песчаники и конгломераты J₁₋₂; 2 — доломитовые известняки; 3 — красноцветные отложения C₂-P_g; 4 — разломы; 5 — линия структурного несогласия; IV, V — зарисовки обнажений.

Химический состав (в %) карбонатных пород

Район	Номер образца и место взятия	М. Н. О.	R ₂ O ₃	СаО	MgO	СО ₂	Сумма	Результаты пересчета					
								СаСО ₃	MgСО ₃	Избыт. СО ₂	Избыт. MgO	Доломит	Кальцит
Гурбан-Сайхан	Обр. 370 из основания покрова	11,36	0,94	32,68	13,64	40,85	92,47	58,33	28,53	0,31	—	62,48	24,38
	Обр. 371 из подводящего «ствола»	4,58	0,90	29,76	19,94	45,14	100,32	53,2	41,72	—	0,01	90,93	3,90
	Обр. 372 из нижней части покрова	4,16	1,52	29,76	18,68	44,30	98,42	53,12	39,08	0,54	—	85,58	6,62
	Обр. 373 из нижней части покрова	4,46	0,82	28,59	19,41	43,25	97,53	51,03	40,62	0,60	—	88,55	3,10
Сайхан-Обо	Обр. 303 с горы Баю-Цаган-Тологой	14,42	0,74	39,39	5,67	37,65	97,87	70,31	11,86	0,54	—	25,97	56,20
	Обр. 304 с горы Баю-Цаган-Тологой	16,00	1,16	42,60	1,89	35,50	97,15	76,04	3,95	—	—	8,6	71,34

до 90,93%, причем максимальное содержание (более 90%) обнаруживается в подводящих каналах (доломитовых «столбах», цементирующих брекчию кремнистых пород, жилах и дайках). Несколько меньшее содержание (85—88%) доломита наблюдается в горизонтальных телах.

Брекчи кремнистых пород, карбонатные «покровы» и дайки пересечены многочисленными прожилками белого крупнокристаллического кальцита. Местами в описанных доломитах с плотной афанитовой структурой заключены мелкие жеоды, выполненные друзами темно-серых и белых кристаллов кальцита. Кроме того, местами наблюдается окремнение (халцедонизация) доломита, преимущественно в дайках и «стволах».

В 50—60 км к юго-западу от описанного выше района развития доломитовых тел грибовидной формы, в аналогичной системе разломов, в окрестностях сомона Севрэй Андреевым в 1969 г. было описано небольшое тело карбонатита, имеющего форму штока или некка.

Строение продольных разломов Гурбан-Сайхан отличается от описанной выше поперечной зоны растяжения. Они выражены системой крутопадающих чешуйчатых надвигов и сдвигов преобладающего северо-восточного (80°) простираения, вдоль которых нередко зажаты линзы и лентообразные тела сильно серпентинизированных и карбонатизированных гипербазитов.

Вдоль продольных разломов в разные стадии их развития проникли, кроме протрузий гипербазитов, дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров, гранодиорит-порфиров, субвулканические тела трахилипаритов и

кайнозойские базальты, покровы которых слагают небольшое высокое плато к востоку от Далан-Дзадагада.

Сеть прожилков кварца и кальцита, взаимопересекающихся и цементирующих брекцию продольных и поперечных разломов, свидетельствует о многократно возобновляющихся подвижках. О новейших движениях вдоль разломов Гурбан-Сайхан свидетельствуют узкие (не более 100—150 м) пластины рыхлых красноцветных отложений платформенного чехла верхнего мела, зажатые между параллельными сбросами, гигантские полосы рыхлых брекчий (Халгауланская и др.), протягивающиеся на многие десятки километров, а также следы палеоземлетрясений. С этими разломами было связано 10-балльное землетрясение, происшедшее в 1902 г. близ Далан-Дзадагада. К разлому, ограничивающему с севера грабен Булэн-Худук, приурочены выходы углекислых термальных источников.

Распределение фаций верхнепалеозойских, нижне- и верхнемезозойских отложений в грабенах системы Гурбан-Сайхан характеризует сложную историю формирования разломов и позволяет выделить ограниченные ими разновозрастные структурные элементы, в частности конседиментационные глыбово-сводовые поднятия палеозойского основания, образованные в ранне- и позднемезозойское время, и новейшие неотектонические поднятия (см. рис. 1).

Из приведенного описания следует, что наиболее крупное поле распространения даек, покровов и жил карбонатных пород в районе Гурбан-Сайхан приурочено к зоне поперечных трещин растяжения, сопряженных с более крупными продольными разломами. К описанным выше продольным разломам, представляющим собой зоны сжатия с брекчиями трения, чешуйчатými надвигами и протрузиями гипербазитов, приурочены лишь многочисленные тонкие прожилки карбонатного вещества.

Среди верхнепермских и мезозойских континентальных (озерно-аллювиальных) отложений, выполняющих грабены Гурбан-Сайхан, заключены отдельные маломощные (до 0,5 м) карбонатные прослои, в которых местами различима органогенная структура онколитов и стромаболитов и довольно широко распространена карбонатная и опаловая цементация прослоев песчаников. Выяснение пространственных закономерностей распределения карбонатного вещества среди мезозойских терригенных отложений — задача специальных литологических исследований. Пока можно отметить, что единственный прослой водорослевого известняка встречен в отложениях Цахирского грабена вблизи описанной выше системы поперечных сбросов, насыщенных дайками карбонатных пород. Здесь, так же как и в описанных выше «стволах» карбонатных пород, наблюдаются наложенные процессы окремнения и карбонатной цементации.

В 200 км к северу от Гурбан-Сайхан, в пределах одного из самых крупных в Монголии Сайханобинского юрского прогиба, в 1968 г. автором и Ж. Бадамгаравом также были обнаружены своеобразные выходы карбонатных тел с характерной брекчиевидной текстурой. Карбонатные породы здесь залегают на размытой поверхности толщи дислоцированных, стоящих почти на головах серых песчаников и конгломератов нижней — средней юры, пересеченных разломами меридионального, северо-западного и северо-восточного простираний. Карбонатные породы целиком слагают небольшую гору Баю-Цаган-Тологой, имеющую форму усеченного конуса и расположенную в узле пересечения упомянутых

выше разломов (рис. 2, III). Основание этого конуса вытянуто в меридиональном направлении параллельно главному разлому. Размеры карбонатной горы, одиноко возвышающейся среди обширного понижения в рельефе, достигают 1,8 км в длину, 0,8 км в ширину и 60 м в высоту. Породы, слагающие гору Баю-Цаган-Тологой, представлены плотными афанитовыми белыми и розовато-серыми доломитовыми известняками брекчиевидной текстуры. Они состоят из обломков светло-серых и розоватых известняков и доломитов, сцементированных таким же по структуре белым карбонатным веществом. Среди карбонатного вещества, кроме того, заключены многочисленные мелкие (длиной до 1—2 мм) остроугольные обломки кварца и полевых шпатов. Химические анализы этих пород приведены в таблице. В нескольких километрах к северу от горы Баю-Цаган-Тологой среди терригенных озерных отложений с пресноводной фауной лимпоцирен апт-альба (определения Г. Г. Мартинсона) заключены прослои известняков и песчаников с карбонатным цементом.

К юго-востоку от карбонатного конуса Баю-Цаган-Тологой, к полосе меридиональных сбросо-сдвигов, пересекающих дислоцированные юрские отложения, приурочена небольшая зона окварцевания и флюоритизации. Более крупная зона окварцевания и флюоритового оруденения располагается далее к востоку и приурочена к продольной системе широтных разломов, ограничивающих небольшой выход палеозойского основания, выступающего среди мезозойских (юрских и нижнемеловых) отложений Сайханобинского прогиба. Вдоль этих разломов прослеживается широкая зона окремнения и размещены многочисленные мелкие прожилки (мощностью до 15 см) и жеоды зеленого, фиолетового и бесцветного флюорита, а также многочисленные прожилки кварца и кальцита, пересекающие как палеозойские, так и мезозойские отложения. К той же зоне разломов на горе Хайрхан-Тугуриг-Ула приурочены небольшие жилы и дайки фельзитов.

К продольному широтному Дэльгэрхангайскому разлому, ограничивающему с юга юрский Сайханобинский прогиб, приурочены дайки долеритов и базальтов, сильно карбонатизированных.

Выводы

Из приведенного описания карбонатных пород, их стратиграфического положения и структурной позиции можно сделать вывод о начале времени их формирования, относящемся к поздней юре и раннему мелу. Верхняя же возрастная граница местами уходит в кайнозой, отражая стадийность прерывистого процесса карбонатообразования.

Для крупного поля доломитовых даек и «покровов» в хр. Баян-Цаган-Ула верхняя возрастная граница непосредственными геологическими наблюдениями устанавливается как допозднемеловая. Более же мелкие проявления процессов карбонатизации, наблюдающиеся в отдельных районах Гурбан-Сайхана, имеют самый молодой возраст, так как участвуют в цементации неотектонических рыхлых брекчий сейсмогенных разломов (Халгауланский разлом и др.).

В этот промежуток времени в Монголии происходили весьма интенсивные тектонические движения, сопровождавшиеся активной магматической деятельностью различного состава.

Описанная форма залегания карбонатных тел, их структурные и тектурные особенности, четкая приуроченность к зонам разломов позволяют сделать вывод о том, что формирование их было связано с эндогенными процессами. Накопление карбонатного вещества в форме жил, даек и «покровов» сопровождалось последующими процессами карбонизации, окремнения и флюоритообразования, пространственно и, возможно, парагенетически связанными с первыми.

Описанные области распространения карбонатных пород располагаются в единой меридиональной зоне между двумя редукционными структурами поднятия и погружения, выявленными В. П. Солоненко (1959) в связи с оценкой уровня сейсмичности неотектонических структур в Монголии. Редукционные структуры располагаются между 100 и 105 меридианами восточной долготы. Анализ карты мезозойской и кайнозойской тектоники Монголии показывает, что эта меридиональная структурная зона существовала не только в кайнозое, но также в раннем и позднем мезозое, раграничивая две принципиально различные структурно-формационные области орогенной активации в Западной и Восточной Монголии (Нагибина, 1970), имеющие различную мощность земной коры (Степанов, Волхонин, 1969).

В позднем мелу и палеогене на территории Монголии произошло затухание тектонической активности и магматической деятельности, выравнивание тектонического рельефа и накопление отложений платформенного чехла. В неогене и четвертичном периоде вновь необычайно активно проявились неотектонические движения, главным образом на западе Монголии. К упомянутой редукционной структуре поднятия, по В. П. Солоненко (1963), тяготеют эпицентры всех известных сильнейших землетрясений Монголии. К той же структуре приурочена и меридиональная зона распространения многочисленных кайнозойских базальтовых вулканов.

Описанные геологические образования своеобразных карбонатных тел в районах Гурбан-Сайхан и сомона Сайхан-Обо позволяют провести некоторую аналогию с подобными явлениями накопления карбонатного вещества в мезозойских и кайнозойских отложениях Средней Азии, в зоне альпийской орогенной активизации Тянь-Шаня и в прилегающих частях Туранской плиты (Головин, Легошин, 1970; Щеточкин, 1970). Здесь описаны карбонатные тела в рыхлых песчано-глинистых отложениях верхнего мела и палеогена, имеющие форму линз и столбов, пронизывающие разнофациальные зоны. Карбонатные тела имеют также «трещинную (жильную) или пластово-надтрещинную морфологию» и располагаются над разломами в палеозойском основании. С подобными телами здесь связано накопление карбонатов (доломита и кальцита), окремнение, представленное новообразованиями кварца, халцедона и опала, образование целестина, флюорита, свинца, цинка, урана и других интересных полезных ископаемых, связанных, по мнению упомянутых авторов, с восходящими термальными растворами, прерывисто поступавшими по разрывным нарушениям.

Возвращаясь к описанным примерам доломитовых тел Гурбан-Сайхана, можно отметить, что здесь мы имеем редчайший случай, когда в результате неотектонических движений из-под покрова мезозойских и кайнозойских отложений на поверхность выведен палеозойский складчатый фундамент, в котором великолепно сохранились жильные и столбовые формы проникновения карбонатного вещества вдоль тектони-

ческих разломов из глубинных источников, а также полого залегающие доломитовые тела, возможно образовавшиеся в основании вышележащих рыхлых толщ мезозойских отложений, в настоящее время эродированных. Таким образом, описанные нами грибовидные доломитовые тела можно рассматривать в качестве корневых структур, свидетельствующих о поступлении карбонатного вещества из термальных углекислых источников глубинной циркуляции. Подобное решение может быть предложено лишь в качестве предварительного.

Все вышесказанное позволяет прийти к выводу о необходимости всестороннего специального изучения карбонатных тел эндогенного происхождения, представляющих большой интерес не только в теоретическом, но и в практическом отношении. В процессе написания статьи автор пользовался ценными консультациями В. Н. Разумовой и Е. А. Головиной, которым выражает свою признательность.

ЛИТЕРАТУРА

- Девяткин Е. В., Черняховский А. Г., Хозбаяр П. 1970. О коре выветривания в Догэрнурской впадине (Западная Монголия). В кн. «Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии». Труды Совместной Советско-Монгольской геол. экспед., вып. 2. М., «Наука».
- Головин Е. А., Легошин В. П. 1970. Об эпигенетических наложенных процессах в осадочных породах. В кн. «Состояние и задачи советской литологии», т. I. М., «Наука».
- Нагибина М. С. 1970. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, № 5.
- Солоненко В. П. 1959. О сейсмическом районировании территории Монгольской Народной Республики.— Докл. АН СССР, 127, вып. 2.
- Солоненко В. П. 1963. Гоби-Алтайское землетрясение. Глава VIII. Сейсмичность территории МНР и положение эпицентральных зон Гоби-Алтайских землетрясений. М., Изд-во АН СССР.
- Степанов П. П., Волхонин В. С. 1969. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным.— Сов. геол., № 5.
- Щеготочкин В. Н. 1970. Изменение углекисло-битумного типа на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности.— Литол. и полез. ископ., № 5.
- Шувалов В. Ф. 1970. Мезозойские отложения юго-восточной части Монгольского Алтая. В кн. «Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии». Труды совместной Советско-Монгольской геол. экспед., вып. 2. М., «Наука».

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ОХОТСКОГО МАССИВА И ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Т. В. Молчанова

Мощный гранитоидный магматизм Верхояно-Колымской складчатой системы обычно считается производным естественного хода геосинклинального процесса в орогенную стадию его развития. Того же мнения придерживался прежде и автор. Однако в свете развивающихся в последнее время представлений о возможных путях образования гранитной магмы появилась необходимость пересмотреть это почти общепринятое положение. Автор делает это на основе личных полевых наблюдений и изучения обширной литературы.

Охотским массивом называют структуру, расположенную на юго-западной окраине мезозойской Верхояно-Колымской складчатой зоны, к северу от побережья Охотского моря, в бассейнах впадающих в него рек Охоты, Кухтуя, Ульбеи и др. Охотский массив разделяет два крупных синклиория: Южно-Верхоянский — на западе и Верхнеиндигирский — на востоке. В центральной части Охотского массива, в бассейнах Охоты, Кухтуя и Ульбеи, по данным Г. А. Гринберга, на поверхность выходят архейские породы фундамента, которые сопоставляются с хорошо изученными метаморфическими комплексами Алданского щита и Становой зоны. На породах фундамента лежат отложения осадочного чехла, включающие толщи различного возраста (от рифея до юры), отлагавшиеся в мелководных, лагунных или континентальных условиях и имеющие суммарную мощность не более 6000 м.

В конце юры — начале мела произошло заложение огромного вулканического пояса, прослеживающегося вдоль восточной окраины Азиатского континента от Чаунской губы до Катазии (Юго-Восточной Азии) (Устиев, 1959; Молчанова и др., 1968). На всем протяжении пояса отдельные отрезки имеют несколько различное простираие и разный возраст слагающих его пород. Вдоль побережья проходит так называемая Охотская ветвь пояса, имеющая субширотное простираие.

В разрезе вулканогенных отложений Охотской ветви принимают участие верхнеюрские, нижнемеловые, верхнемеловые и палеогеновые эф-

фузивы, их туфы и туфогенные породы. Судя по возрасту самых нижних частей разреза, заложение этой ветви вулканического пояса произошло не в раннем мелу, как предполагалось ранее, а в поздней юре. Верхнеюрские эффузивы были обнаружены в самой западной части Охотской ветви (Бельтенов, Лебедев, 1968); в восточной части Охотского массива (бассейн р. Гусинки) Е. Г. Песковым установлен позднеюрский возраст песчаников и углисто-глинистых сланцев, залегающих в основании вулканогенной толщи, а еще восточнее, на правом берегу р. Ульбеи, Ф. Ф. Вельдяксовым также были получены данные о позднеюрском возрасте отложений нижней части разреза вулканогенной толщи пояса. Раннемеловой возраст андезитов более высоких частей разреза установлен Г. А. Гринбергом (1968) в бассейне р. Урак. Радиологические определения возраста андезита показали 132 млн. лет, что соответствует началу раннего мела (Гринберг, Ненашев, 1963).

Исследователи, изучавшие вулканогенную толщу, устанавливают, что состав пород ее нижней части изменяется от базальта и андезито-базальта через андезиты к дацитам и даже липаритам, но преобладают породы среднего состава, отвечающие андезито-дацитам. В верхней части разреза, относящейся к верхнему мелу, также встречаются базальты и андезиты, но в небольшом количестве. В ней резко преобладают кислые породы, представленные главным образом игнимбритами липаритового состава (Устиев, 1959; 1965; Сперанская, 1964).

В последние годы появляется все больше данных о том, что горизонты вулканических пород разного состава могут формироваться более или менее одновременно. Р. Б. Умитбаев (1969), изучавший вулканогенные толщи Охотской ветви пояса, предполагает, что некоторые свиты стратиграфической схемы, принятой для этого отрезка пояса, фактически являются фаціальными аналогами друг друга.

Вулканогенные образования Охотской ветви пояса перекрывают краевые части Охотского массива; в западной, восточной и северной его окраинах они выполняют крупные впадины, в пределах которых вулканогенные толщи имеют большую мощность: например, в Ульяновской впадине они достигают 2700 м (Чертовских, 1964). В центральной части Охотского массива вулканогенные образования пояса устанавливаются лишь в отдельных участках, где они имеют небольшую мощность и залегают на нижнемезозойских и палеозойских породах чехла или непосредственно на метаморфических образованиях фундамента. Возможно, что первоначально центральная часть массива была покрыта вулканогенными отложениями более равномерно, но затем была приподнята и вулканические толщи на большей ее части оказались эродированными.

Таким образом, границы Охотского массива на значительном протяжении перекрыты мощными вулканогенными толщами и в ряде случаев могут быть выявлены только с помощью данных геофизики. Наиболее ясно выражена восточная граница, которая проходит по междуречью Ульбеи и Нюта. Здесь пермские лагунно-континентальные толщи небольшой мощности резко сменяются мощными морскими отложениями верхоянского комплекса пермского, триасового и юрского возраста. Такое резкое увеличение мощности и изменение условий осадконакопления заставляют предполагать существование уже в перми на восточной границе массива зоны глубинных разломов меридионального направления. По данным аэромагнитной съемки, в этом участке располагается несколько меридионально вытянутых зон магнитных аномалий общей ши-

риной около 50 км; далее к востоку идет спокойное слабо дислоцированное магнитное поле, что, вероятно, связано с погружением фундамента. Северная граница массива, по-видимому, совпадает с границей поля развития эффузивов. Здесь происходит такая же резкая смена линейно ориентированных меридиональных положительных аномалий относительно спокойным магнитным полем, что также может указывать на глубокое погружение фундамента. Северо-западная и западная границы Охотского массива, как это показано на тектонической карте Южного Верхоянья, составленной Г. С. Гусевым, представлены системами разломов, которые отчетливо фиксируются зонами дробления, милонитизации и расланцевания, а по данным геофизики выражены линейными магнитными аномалиями. В целом эти зоны разломов, объединенные Г. А. Гринбергом и другими авторами в Майскс-Охотский структурный шов, отделяют Охотский массив от Юдомо-Майской глыбово-складчатой зоны и Южно-Верхоянского синклинория. Южная граница на всем побережье Охотского моря перекрыта меловыми эффузивными образованиями вулканического пояса, которые погружаются под Охотское море. По данным А. А. Николаевского (1964а, стр. 47), вблизи береговой линии Охотского моря проходит глубинный разлом широтного направления, «...ограничивающий платформенные структуры Охотского моря», и по своему положению совпадает со ступенчатым поднятием базальтового слоя коры и верхней мантии. По данным глубинного сейсмического зондирования, в прибрежной части Охотского массива глубина залегания фундамента всего около 1 км, а затем быстро увеличивается.

Из приведенных данных видно, что Охотский массив со всех сторон окружен разломами глубокого заложения, проявившими активность в позднем мезозое; многие из них, по-видимому, представляли собой пути проникновения магмы.

Многие работы Е. К. Устиева (1959, 1963, 1965) и других авторов (Рудич, 1959, 1966; Некрасов, 1962; Сперанская, 1962, Гельман, 1963; и др.) устанавливают тесную пространственную, временную и петрохимическую связь между эффузивными, субвулканическими и гипабиссальными интрузивными породами. Выделение Е. К. Устиевым вулканоплутонических формаций первоначально было разработано именно на материалах, полученных при изучении комплексов пород, слагающих Охотскую ветвь вулканического пояса. В отличие от собственно вулканического пояса, в пределах центральной части Охотского массива магматические образования представлены преимущественно полнокристаллическими интрузивными гранитоидами, обычно не имеющими непосредственной связи с вулканическими образованиями. Размещение гранитоидных интрузивов подчиняется многочисленным разломам, секущим Охотский массив. Наиболее крупные разломы меридионального и субширотного простирания совпадают с направлением разломов, ограничивающих Охотский массив. Они отнесены А. А. Николаевским (1964а) к типу мажмоконтролирующих и прослеживаются далеко за пределы массива; более мелкие разломы различных направлений, по-видимому, являются сопряженными с первыми.

Интрузивы обычно контактируют с нижне- и верхнепалеозойскими отложениями, с метаморфическими толщами фундамента и очень редко с верхнемезозойскими вулканогенными образованиями пояса ввиду их очень ограниченного распространения в центральной части Охотского массива.

Форма залегания интрузивов разнообразна: мелкие тела штокообразной формы обычно имеют крутые контакты, но встречаются и пластовые залежи, падающие под углами 30—35°. Крупные интрузивы нередко в литературе называются батолитами, однако многие исследователи устанавливают их пологое залегание в виде крупных межпластовых тел. Так, на контакте относительно крупного Некско-Гыныканджинского интрузива (верхнее течение р. Охоты) с пермскими песчано-глинистыми сланцами автор наблюдал сопряжение относительно полой, залегающей согласно со сланцами краевой части интрузива с крутыми или вертикальными дайкообразными участками, имеющими субмеридиональное простирание. Вероятно, магматический материал (а также послемагматические растворы) при образовании таких полого залегающих тел поступал по разломам, уходящим на значительную глубину; размещение же большого объема поступавшей магмы происходило по межпластовым и межформационным поверхностям.

Формирование гранитоидных интрузивов происходило в течение длительного времени — от 138 до 67 млн. лет (Гринберг, 1968) — в несколько фаз. К наиболее ранней фазе относят мелкие тела габбро-диоритов и диоритов; затем внедрялись гранодиориты, нередко слагающие крупные тела. Эти две ранние фазы интрузивных пород по химизму очень близки к андезито-базальтам и андезито-дацитам ранкемелового возраста. Радиологическое определение возраста гранодиоритов из интрузива, расположенного на левобережье р. Охоты, в ее среднем течении, дало цифру 128 млн. лет, что отвечает середине раннего мела (Гринберг, 1968). Ф. Ф. Вельяков и Р. Б. Умитбаев (1969) к раннемеловому времени относят лишь внедрение небольших межпластовых тел и силлов габбро-диоритов и лейкократовых габбро, залегающих среди верхнеюрских осадочных пород и нижнемеловых эффузивов и прорванных более поздними гранитами. Все крупные интрузивы Охотского массива имеют гранодиоритовый и гранитный состав. Сложные интрузии, в состав которых входят диориты, гранодиориты, адамеллиты и, реже, плагиограниты, Р. Б. Умитбаев выделяет в инский комплекс. Условно он отнес его к позднему мелу, но допускает, что некоторые из интрузий могут оказаться раннемеловыми; на это же указывают и данные радиологических определений.

В более основных членах инского комплекса цветные компоненты представлены роговой обманкой, в которой иногда сохраняются реликты моноклинного пироксена, в более кислых разностях преобладает сильно железистый биотит. Главным минералом является плагиоклаз, обычно имеющий зональное строение, состав его центральных зон изменяется от лабрадора — основного андезина в диоритах и гранодиоритах до андезин-олигоклаза в адамеллитах и гранитах, краевые части — соответственно олигоклазовые и альбит-олигоклазовые, редко — альбитовые. Характер калинатрового полевого шпата различен в разных интрузивах: был встречен анортотоклаз, микроклин и микроклин-пертит. Калинатровый полевой шпат кристаллизуется позже плагиоклаза и нередко дает монцититовые структуры. Из всех разновидностей калиевого полевого шпата самым последним отлагается микроклин, который вместе с кварцем замещает ранее выделившиеся минералы и образует микрографические структуры. Такими микрографическими гранитами часто сложены круто залегающие приконтактные участки интрузивов.

Таблица 1

Данные пересчетов химических анализов магматических пород Охотской ветви вулканического пояса на различные коэффициенты

Породы	Содержание SiO ₂ , %	Индекс дифференциации, норм. %	Коэффициент				K ₂ O+Na ₂ O CaO	K/Na
			глиноземистости	щелочности	агпайности	железистости		
Эффузивные и субвулканические породы								
Базальты (среднее из 37 анализов)	51,38	37,3	25,3	0,75	0,35	48,4	1,09	0,33
Андезито-базальты (среднее из 2 анализов)	54,75	49,5	26,0	0,80	0,42	53,2	1,48	0,39
Андезиты (среднее из 30 анализов)	57,45	52,1	24,6	0,69	0,40	62,3	1,31	0,43
Андезито-дациты (среднее из 10 анализов)	64,00	74,4	22,5	0,97	0,66	67,4	3,9	0,47
Дациты (среднее из 24 анализов)	66,22	76,0	21,7	0,91	0,61	69,8	4,6	0,49
Липарито-дациты (среднее из 27 анализов)	66,78	83,9	20,7	0,83	0,58	69,3	3,56	0,53
Липариты (среднее из 146 анализов)	73,36	86,0	17,5	0,82	0,67	77,3	10,0	0,60
Интрузивные породы								
Габбро-диориты (среднее из 5 анализов)	50,81	37,5	25,8	0,59	0,36	49,26	1,14	0,33
Диориты (среднее из 21 анализа)	59,67	55,0	23,1	0,74	0,46	57,0	1,6	0,43
Гранодиориты (среднее из 54 анализов)	65,65	69,5	21,2	0,80	0,55	60,3	2,7	0,55
Адамеллиты (среднее из 9 анализов)	70,85	78,7	19,9	0,76	0,58	66,0	3,74	0,8
Нормальные граниты (среднее из 46 анализов)	72,73	84,5	18,0	0,83	0,70	70,6	6,25	0,64
Лейкокатовые граниты (среднее из 118 анализов)	73,87	89,9	17,4	0,90	0,80	81,0	15,0	0,75

Крупнейшие интрузивы Охотского массива сложены субщелочными лейкокатовыми гранитами, отнесенными Р. Б. Умитбаевым к ульбейскому комплексу позднемелового возраста. Различия между отдельными интрузиями или разновидностями, слагающими крупные тела этого комплекса, сводятся главным образом к структурным признакам: к степени раскристаллизации и наличию или отсутствию порфировых вкрапленников. Нередко в пределах одного интрузива (например, Нютского) наблюдаются переходы от среднезернистых к порфировидным мелкозернистым гранитам, гранит-порфирам и субвулканическим липаритам. Кроме того, известны отдельные мелкие тела субвулканических липаритов среди верхнемеловых эффузивных липаритов. Порфировидные разновидности содержат вкрапленники плагиоклаза состава андезин-олигоклаза (Pl₂₅), которые по периферии и по трещинкам замещаются альбитом. Калиевый полевой шпат вкрапленников иногда имеет состав ортоклаза и анортоклаза, но чаще представлен микроклином и микроклин-пертитом, замещающим вкрапленники плагиоклаза, поэтому от плагиоклаза нередко не сохраняется и реликтов. Основная масса состоит из альбита, микроклина или микроклин-пертита и кварца гипсифиоморфнозернистой

структуры с некрупными чешуями биотита, в отдельных участках встречается микрографическая структура. Наличие постепенных переходов от порфиroidных гранитов к равномернозернистым с развитием более позднего микроклина, а затем кварца, альбита и мусковита позволяет допустить, что лейкократовые равномернозернистые граниты представляют собой результат взаимодействия ранее образованных нормальных гранитов с более поздними порциями дифференцированного магматического расплава; отдельные минералы (альбит, мусковит), возможно, отлагались уже в послемагматическую стадию.

По имеющимся химическим анализам гранитоидов и эффузивов для территории Охотского массива были вычислены индексы дифференциации и другие химические характеристики, позволяющие сравнивать породы между собой (табл. 1). Индекс дифференциации, по Торнтону и Таттлу (Thornton, Tuttle, 1960), — $D = Q + \text{Og} + \text{Ab}$ в нормативных %. График рис. 1 показывает спокойный ход дифференциации расплава от габбро-диоритов до лейкократовых гранитов и закономерное увеличение содержания кремнекислоты по мере возрастания индекса дифференциации. Из этого же графика и других (рис. 1) видно, насколько близки составы вулканических и интрузивных пород по содержанию кремнекислоты, коэффициенту глиноземистости, алкаитности и щелочности. Величина последнего резко увеличивается в самых кислых лейкократовых разновидностях, что происходит, по-видимому, в поздние (поздне- и послемагматическую) стадии. В целом магматические породы Охотского массива характеризуются довольно высокой известковистостью; коэффициент Пикока (Peacock, 1931) для них равен 60,2, т. е. они относятся к классу щелочно-известковистых пород.

Внедрение гранитоидов, развитых в пределах центральной части Охотского массива, нередко связывалось с развитием Верхояно-Чукотской геосинклинальной области. В отличие от раннеорогенных «колымских» гранитоидов нижнемеловые «охотские» и верхнемеловые «омсукчанские» гранитоиды относились к позднеорогенным — наиболее поздним этапам развития этой области (Еловских, 1956; Матвеев, Шаталов, 1958; и др.). Однако значительное количество работ, особенно увеличивающееся за последние годы (Устиев, 1949а, 1959, 1963; Сперанская, 1962; Умитбаев, 1969; и др.), а также приведенные выше данные показывают непосредственную связь гранитоидов Охотского массива с Чукотско-Катазиатским вулканическим поясом. Приуроченность этого пояса к крупнейшей планетарной системе разломов глубокого заложения, пересекающей самые различные структурные элементы — мезозойды Северо-Востока, архейское основание Алданского щита, каледониды Катазии и другие (Нагибина, 1963; Молчанова и др., 1968; Радкевич, 1968) — не позволяет связывать его заложения с развитием геосинклинальных структур мезозойского возраста.

Мезозойские гранитоиды, широко развитые в пределах Верхояно-Колымской складчатой зоны, представляют собой гетерогенные тела (Устиев, 1949б), формирование которых охватывает огромный промежуток времени продолжительностью около 100 млн. лет: от 150 до 50 млн. лет (Ненашев, 1965) — от конца юры до палеогена. Такая продолжительность магматической активности сама по себе уже может ставить под сомнение точку зрения, что эти гранитоиды внедрялись в заключительный, орогенный, этап развития мезозойской геосинклинальной области.

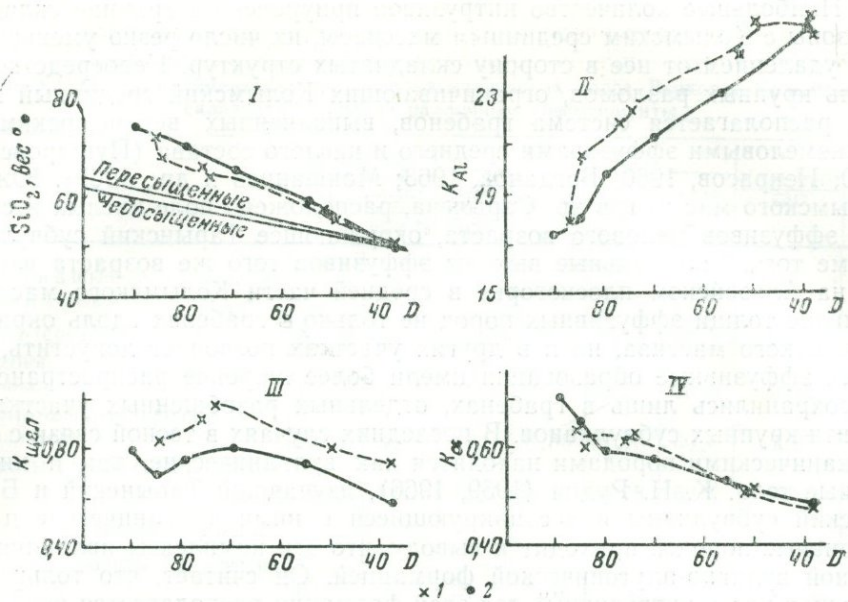


Рис. 1. Химическая характеристика магматических пород Охотской ветви вулканического пояса
 I — соотношение количества кремниеслоты и индекса дифференциации $D = \text{Or} + \text{Ab} + \text{Q}$ (в нормативн. %); II — изменение коэффициента глиноземистости $K_{Al} = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 \times 100}{\text{FeO} + \text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2}$ при различных индексах дифференциации; III — изменение коэффициента щелочности $K_{щел.} = \frac{a}{16} + \frac{b-c}{64}$ при различных индексах дифференциации (a, b, c — характеристики по А. Н. Заварицкому); IV — изменение коэффициента апгаитности $K_{\alpha} = \frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ при различных индексах дифференциации.

I — эффузивные и субвулканические породы; 2 — интрузивные породы

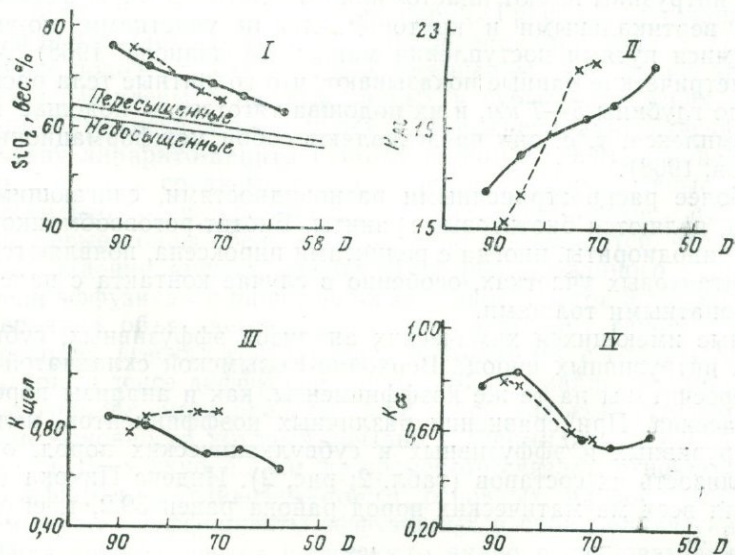


Рис. 2. Химическая характеристика магматических пород Верхояно-Колымской складчатой зоны
 Условные обозначения см. рис. 1

Наибольшее количество интрузивов приурочено к границе складчатой зоны с Колымским срединным массивом, их число резко уменьшается с удалением от нее в сторону складчатых структур. Непосредственно вдоль крупных разломов, ограничивающих Колымский срединный массив, располагается система грабенов, выполненных верхнеюрскими — нижнемеловыми эффузивами среднего и кислого состава (Пушаровский, 1960; Некрасов, 1960; Богданов, 1963; Мокшанцев и др., 1969). Южнее Колымского массива, в хр. Сарычева, расположено поле кислых и средних эффузивов мелового возраста, окружающее Тарынский субвулкан. Кроме того, значительные выходы эффузивов того же возраста известны на Алазейском плоскогорье в средней части Колымского массива. Наличие толщи эффузивных пород не только в грабенах вдоль окраины Колымского массива, но и в других участках позволяет допустить, что ранее эффузивные образования имели более широкое распространение, но сохранились лишь в грабенах, отдельных разобщенных участках и вблизи крупных субвулканов. В последних случаях в тесной связи с субвулканическими породами находятся как вулканические, так и интрузивные тела. К. Н. Рудич (1959, 1966), изучавший Тарынский и Буордахский субвулканы и ассоциирующиеся с ними вулканические и интрузивные породы, приходит к выводу, что эти комплексы являются типичной вулканоплутонической формацией. Он считает, что только небольшая часть интрузивных тел этой формации располагается непосредственно среди субвулканических и эффузивных образований, главная же их масса размещена в геосинклинальных трогах среди отложений верхоянского комплекса, на различном удалении от полей развития близких по возрасту эффузивных и субвулканических пород (Рудич, 1966), т. е. что крупные интрузивы гранитоидов Верхояно-Колымской складчатой зоны являются одним из членов этой формации.

Крупные интрузивы приурочены к зоне разломов глубокого заложения, ограничивающих Колымский срединный массив (Вашилов, 1968), и сильно вытянуты вдоль простираения зоны. По мере удаления от нее размеры интрузивных тел сокращаются, широко развитыми становятся мелкие штоки и дайки. Батолитоподобные, как их нередко называют, крупные интрузивы имеют пласто- или лополитообразную форму в сочетании с вертикальными и крутопадающими участками, по-видимому являвшимися путями поступления магмы (Молчанова, 1968). Магнитометрические данные показывают, что гранитные тела распространяются до глубины 5—7 км, и их подошва тяготеет к подошве верхоянского комплекса, т. е. они представляют собой межформационные тела (Вашилов, 1968).

Наиболее распространенными разновидностями, слагающими крупные тела, являются биотитовые граниты. Биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, иногда с реликтами пироксена, появляются только в приконтактных участках, особенно в случае контакта с палеозойскими карбонатными толщами.

Данные имеющихся химических анализов эффузивных, субвулканических и интрузивных пород Верхояно-Колымской складчатой области были пересчитаны на те же коэффициенты, как и анализы пород Охотского массива. При сравнении различных коэффициентов, полученных для интрузивных и эффузивных и субвулканических пород, отчетливо видна близость их составов (табл. 2; рис. 2). Индекс Пикока (Peacock, 1931) для всех магматических пород района равен 59,2, т. е. они отно-

Данные пересчетов химических анализов магматических пород Верхояно-Колымской складчатой зоны на различные коэффициенты

Породы	Содержание SiO ₂ , %	Индекс дифференциации, норм. %	Коэффициент				K ₂ O + Na ₂ O CaO	K/Na
			глиноземистости	щелочности	апатитности	железистости		
Эффузивные и субвулканические породы								
Дациты (среднее из 10 анализов)	65,12	70,2	21,7	0,87	0,56	67,2	3,5	0,68
Гранодиорит-порфиры (среднее из 2 анализов)	66,40	74,1	21,5	0,86	0,57	70,3	3,87	0,72
Липарито-дациты (среднее из 11 анализов)	73,95	85,3	16,3	0,85	0,78	60,0	7,30	0,90
Липариты (среднее из 23 анализов)	75,24	88,2	15,2	0,81	0,78	69,4	8,50	0,83
Интрузивные породы								
Кварцевые диориты (среднее из 7 анализов)	63,74	57,8	21,5	0,63	0,58	58,4	1,47	0,55
Гранодиориты (среднее из 7 анализов)	65,73	66,0	20,0	0,71	0,52	66,0	2,2	0,73
Адамеллиты (среднее из 24 анализов)	68,02	71,8	19,4	0,70	0,55	69,3	2,5	0,74
Граниты (среднее из 11 анализов)	72,82	84,8	18,0	0,82	0,70	76,6	6,46	0,86
Лейкоократовые граниты (среднее из 14 анализов)	75,68	92,5	16,5	0,85	0,78	78,8	13,3	0,73

Примечание. Данные для вычисления средних химических составов взяты из работ М. В. Минц и З. М. Самозванцева (1971), Р. Б. Умитбаева (1969), Е. К. Устиева (1963), Т. В. Молчановой (1968), К. Н. Рудич (1959, 1969) и др.

сятся к классу щелочно-известковых пород. График содержания кремнекислоты при различных индексах дифференциации (рис. 2, 1) показывает, что все породы лежат в поле пересыщенных кремнекислотой. Наиболее основные члены ряда эффузивных и субвулканических пород по содержанию кремнекислоты и индексу дифференциации отвечают среднему составу липарито-дацита (Thornton, Tuttle, 1960), а конечные члены очень близки к среднему составу липарита. Интрузивные породы в целом несколько богаче кремнекислотой, чем эффузивные и субвулканические, но левые концы обеих кривых точно совмещаются, что говорит о полном совпадении кислых членов дифференцированного ряда. Отсутствие среди эффузивного ряда аналогов гранодиоритов и кварцевых диоритов, вероятно, объясняется тем, что поступающий с глубины магматический расплав отвечал составу липарито-дацита с содержанием SiO₂ 65 вес. % при индексе дифференциации — 70, а кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты представляют собой эндоконтактные породы, повышение основности которых связано с ассимиляцией расплавом боковых пород. Возможно, с этим же процессом связаны относительно низкие коэффициенты глиноземистости основных членов интрузивного ряда, чем те же коэффициенты эффузивных и субвулканических пород. Из графика коэффициентов щелочности видно последовательное нара-

стание этого коэффициента в интрузивных породах от основных к кислым членам ряда, тогда как эффузивные и субвулканические породы характеризуются постоянством коэффициента щелочности, выраженного на графике почти горизонтальной линией (рис. 2, III), и показывают более высокую щелочность эффузивов среднего состава относительно интрузивных пород. Кривые коэффициента агаптности для обоих рядов пород идут достаточно близко друг к другу и указывают на постепенное увеличение этого коэффициента по мере возрастания кислотности пород, однако и самые кислые члены ряда принадлежат к агаптовым, а не к плюмазитовым разностям ($\alpha < 1$). Довольно значительные различия в коэффициентах щелочности между эффузивными и субвулканическими породами, с одной стороны, и интрузивными — с другой, по-видимому, связаны с различиями в РТ условиях их кристаллизации, приводящими к разным режимам кислотности — щелочности расплава, а также с реакциями взаимодействия гранитоидного расплава с боковыми породами на месте становления интрузива (Гринберг, 1969; Ичетовкин, 1968).

В целом приведенные сравнения между эффузивными в широком смысле и интрузивными породами Верхояно-Колымской складчатой зоны позволяют сделать вывод об их образовании из гранитоидного расплава очень близкого или даже общего состава. Приуроченность к крупным разломам, принадлежность к единой вулcano-плутонической формации и весьма длительный период формирования верхнемеловых магматических пород Верхояно-Колымской зоны позволяют считать, что их образование не является результатом развития геосинклинальной области, в орогенный этап которого, как обычно считают многие исследователи, гранитоидный магматизм проявляется наиболее мощно. К такому же выводу пришел и Г. А. Гринберг (1969, стр. 161), сравнивший гранитоиды этой области с внегеосинклинальными гранитоидами Востока Азии и связавший их формирование «...с общими процессами тектонической активизации, проявившимися в позднем мезозое...».

Интересно сравнить вулcano-плутонические формации Охотского массива и Верхояно-Колымской зоны. Время образования тех и других охватывает один и тот же период — от конца юры до позднего мела включительно; распространение этой формации в обоих районах приурочено к зонам крупных разломов, относимых к магмоконтролирующим. В Охотском массиве широкое распространение из интрузивных пород имеют гранодиориты и лейкокватовые граниты, а среди эффузивных — андезиты-дациты и липариты. В Верхояно-Колымской зоне преобладают биотитовые граниты и липарито-дациты, при полном отсутствии пород основного и среднего состава: габбро — базальтов, диоритов — андезитов, имеющих в Охотском районе. Тем не менее при сравнении химизма пород этих районов, выраженного теми же коэффициентами, выявляется значительное сходство в составе. Так, на графике содержания кремнекислоты при различных индексах дифференциации (рис. 3) видно почти полное совпадение кривых, отражающих ход дифференциации магматического расплава в тех пределах, в которых породы представлены. Интрузивные породы Охотского района характеризуются более высокой глиноземистостью, чем Верхояно-Колымского, но близки по глиноземистости с его эффузивными и субвулканическими породами. Значительное расхождение кривых коэффициентов щелочности и агаптности для более основных членов рядов, по-видимому, связано с различным

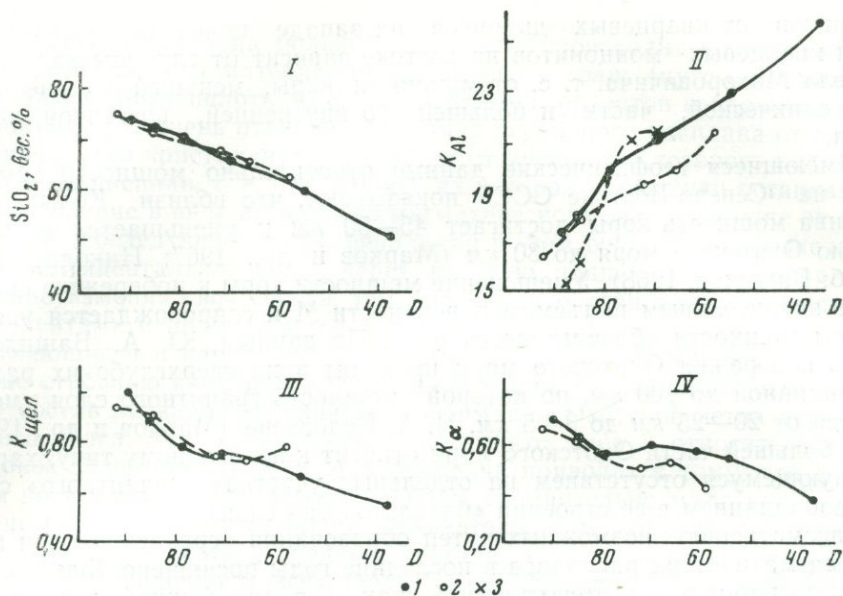


Рис. 2. Сравнительная характеристика интрузивных пород Охотской ветви вулканического пояса и Верхояно-Колымской складчатой зоны

1 — интрузивные породы Охотской ветви; 2 — интрузивные породы Верхояно-Колымской зоны; 3 — эффузивные и субвулканические породы Верхояно-Колымской зоны (1—IV — см. рис. 1)

режимом щелочности расплава для этих районов в начале его кристаллизации, но выравнивается в остаточных порциях, из которых идет кристаллизация лейкократовых гранитов и липаритов.

Таким образом, вулкано-плутонические формации Охотской ветви Чукотско-Катазиатского вулканического пояса и Верхояно-Колымской складчатой зоны сходны между собой и по составу слагающих их пород. Такое всестороннее сходство позволяет предположить, что вулкано-плутоническая формация Верхояно-Колымской зоны могла слагать одну из ветвей Чукотско-Катазиатского вулканического пояса, аналогичную Охотской, но плохо сохранившейся в связи с интенсивными поднятиями и денудацией в третичное и четвертичное время. На современной поверхности вулканические образования сохранились лишь в отдельных разбросанных участках, а интрузивные породы оказались выведенными на поверхность.

Подобная же тесная связь вулканических и плутонических образований мезозойско-кайнозойского возраста была установлена Гамильтоном и Майерсом (Hamilton, Myers, 1967, стр. C1) для западных штатов США — восточной части Тихоокеанского кольца. Эти авторы считают, что батолиты Боулдер, Айдахо и даже крупнейший батолит Сьерра-Невада представляют собой относительно маломощные интрузивы, «...кристаллизация которых происходит под покрывками, состоящими главным образом из собственных продуктов извержений». Эти же авторы, а также Мур (Mooge, 1959) и Гиллули (Gilluly, 1965) устанавливают зависимость состава или типа магмы от мощности коры и считают, что изменение состава мезозойско-кайнозойских интрузивных

ботолитов ст кварцевых диоритов на западе пояса до гранодиоритов и кварцевых монзонитов на востоке зависит от глубины залегания раздела Мохоровичича, т. е. от мощности коры, меньшей во внешней, приокеанической, части и бóльшей во внутренней, восточной, части пояса.

Имеющиеся геофизические данные относительно мощности земной коры на Северо-Востоке СССР показывают, что вблизи Колымского массива мощность коры достигает 45—50 км и уменьшается к побережью Охотского моря до 30 км (Марков и др., 1967; Николаевский, 1964б; Вашилов, 1968). Уменьшение мощности коры к побережью связано со значительным подъемом поверхности М и сопровождается увеличением мощности «базальтового» слоя. По данным Ю. А. Вашилова, вдоль побережья Охотского моря проходит зона сверхглубоких разломов шириной до 100 км, по которой мощность гранитного слоя уменьшается от 20—25 км до 3—5 км. И. А. Соловьева (Марков и др., 1967) кору большей части Охотского моря относит к переходному типу, характеризующемуся отсутствием на отдельных участках «гранитного» слоя и преобладанием в ее строении «базальтового» слоя.

Рассмотрению возможных путей образования среднекислых и кислых магматических расплавов в последние годы посвящено большое количество работ как в отечественной, так и в зарубежной литературе. Большинство исследователей, рассматривая этот вопрос с различных сторон, тем не менее приходят к общему интересному и очень важному выводу, что плавление коровых геосинклинальных отложений не может происходить без дополнительного притока тепла и не может дать всех компонентов в количествах, содержащихся в гранитном расплаве, и что для его получения необходим приток материала из глубинных горизонтов — низов коры, верхней мантии или еще более глубоких зон (Misch, 1949; Рид, 1957; Gorai Mosao, 1960; Менерт, 1963; Gilluly, 1965; Кузнецов, Яншин, 1967; Hamilton, Myers, 1967; Радкевич, 1968, 1969; Грин, Рингвуд, 1968а, б; Шейнманн, 1969, 1970; Кузнецов, 1970). Одни из этих авторов, например Гамильтон и Майерс, считают, что гранитный расплав может образоваться в любом месте континента в пределах областей с высоким тепловым потоком, вне зависимости от предшествующей истории их геологического развития. Другие (Ю. А. Кузнецов, А. Л. Яншин, Е. А. Радкевич, Ю. М. Шейнманн) предполагают, что развитие крупных геосинклинальных систем, складчатость в них, а также развитие зон «активизации» с образованием сводов и формирование больших масс гранитного расплава являются двумя сторонами одного родоначального процесса, происходящего в подкоровых или, возможно, еще бóльших глубинах. Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин (1967) указывают на независимость явлений складкообразования и гранитоидного магматизма, так как природа этих явлений принципиально различна; всякий магматизм является прямым отражением процессов, происходящих внутри планеты. Эти авторы устанавливают временную и пространственную связь гранитоидного магматизма с поднятиями, которые могут развиваться в пределах геосинклинальной области в орогенную стадию или в древней платформе (сводовые поднятия) при ее активизации и т. д. Такие структуры, являясь ослабленными зонами, оказываются единственно возможными путями для подъема с большей или меньшей глубины продуктов глубинной дифференциации земного вещества.

По мере поднятия из глубинных зон компонентов, получивших подвижность благодаря зонной плавке (по А. П. Виноградову) или полному

плавлению вещества на больших глубинах, происходит последовательное обогащение его материалом вмещающих толщ (путем магматического замещения) вплоть до самых верхних горизонтов осадочного слоя земной коры. Степень отличия по составу первичного расплава от конечных продуктов кристаллизации зависит от уровня, до которого поднялся первичный расплав, т. е. от глубины, на которой произошли остановка и его накопление в виде вторичного магматического очага, а также от длительности последующей дифференциации в этом очаге. Чем больше мощность континентальной коры, через которую поднимался расплав, постепенно изменяя свой состав, тем больше он обогащается калиевыми компонентами и приближается к составу гранита.

Имеющиеся в нашем распоряжении материалы, в том числе и данные по строению коры рассмотренных районов, хорошо объясняют «пестрый» состав вулкано-плутонической формации Охотской ветви вулканического пояса. Малая мощность «гранитного» слоя и относительно неглубокое залегание раздела Мохоровичича приводят к тому, что с глубины поступает магматический расплав, сравнительно мало контаминированный коровым материалом. Доказательством этого служит присутствие пород основного и среднего состава, а также повышенная глиноземистость и щелочность всех пород Охотской ветви (Купо, 1960; Hamilton, Myers, 1967; Грин, Рингвуд, 1968а; и др.). Расплав, давший гранитоиды Верхояно-Колымской ветви пояса, преодолевал мощную кору, благодаря чему в большей мере утратил черты первичного расплава: среди них отсутствуют породы основного и среднего состава, а коэффициенты глиноземистости в интрузивных членах значительно ниже, чем в охотских. Состав более кислых гранитоидов, кристаллизовавшихся из остаточных порций расплава, связан не столько с захватом расплавом вещества коры по мере его подъема, сколько с процессами дифференциации, происходившими в период остановки расплава внутри коры (вторичный магматический очаг), а также с магматическим замещением вмещающих пород на этом уровне.

Совпадение периода формирования Чукотско-Катазиатского вулканического пояса, в том числе его Охотский и Верхояно-Колымской ветвей, с периодом интенсивного прогибания и осадконакопления в кайнозойской геосинклинали не случайно. По-видимому, оба эти процесса являются двумя разными формами проявления каких-то преобразований, происходящих на больших глубинах.

ЛИТЕРАТУРА

- Бельтнев Е. Б., Лебедев Е. Л. 1968. Новые данные о возрасте вулканогенных образований Западного Приохотья.— Докл. АН СССР, 182, № 2.
- Богданов Н. А. 1963. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М., Изд-во АН СССР.
- Вашилов Ю. А. 1968. Морфология и тектоническое положение некоторых магматических тел Северо-Востока СССР по геофизическим данным.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 43, вып. 5.
- Гельман М. Л. 1963. О связи вулканической деятельности с интрузиями гранитоидов на Западной Чукотке.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. 1968а. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. В кн. «Петрология верхней мантии». М., «Мир».
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. 1968б. Происхождение базальтовых магм. В кн. «Петрология верхней мантии». М., «Мир».
- Гринберг Г. А. 1968. Докембрий Охотского массива. М., «Наука».

- Гринберг Г. А. 1969. Гранитоиды западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. В кн. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». М., «Наука».
- Гринберг Г. А., Ненашев Н. И. 1963. Геологический и абсолютный возраст вулканогенных образований бассейна р. Кетанды (Охотско-Чукотский вулканический пояс). В кн. «Труды II сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., Изд-во АН СССР.
- Еловских В. В. 1956. Геология и полезные ископаемые Дербек-Нельгехинской рудной зоны.— Труды Якутск. фил. СО АН СССР, серия геол., № 3.
- Ичетовкин Н. В. 1968. О некоторых вопросах изучения минерального состава гранитоидов. В сб. «Магматизм Северо-Востока СССР», Тезисы докл. Первого петрограф. совещ. на Северо-Востоке СССР. Магадан.
- Кузнецов Ю. А. 1970. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— Геол. и геофиз., № 9.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. 1967. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геол. и геофиз., № 10.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. 1967. Мезозойская история и строение земной коры Охотского региона.— Труды ГИН АН СССР, вып. 168.
- Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т. 1958. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II. М., Изд-во АН СССР.
- Менерт К. 1963. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ.
- Милиц М. В., Самозванцев З. М. 1971. Некоторые соотношения основного и кислого вулканизма в пределах Ульинского прогиба Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Изв. Высш. школы, № 1.
- Мокшанцев К. Б. и др. 1969. Строение земной коры и закономерности размещения полезных ископаемых Якутии, гл. 1. Тектоника. М., «Наука».
- Молчанова Т. В. 1968. Структурное положение мезозойских гранитоидов в районе западной окраины Колымского срединного массива.— Геотектоника, № 5.
- Молчанова Т. В., Нагибина М. С., Устиев Е. К. 1968. Структурные условия и формационные особенности магматической деятельности мезозоя и кайнозоя в центральной части Советского Дальнего Востока. В сб. «Особенности магматизма и метаморфизма на Советском Дальнем Востоке». М., «Наука».
- Нагибина М. С. 1963. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Труды ГИН АН СССР, вып. 79.
- Некрасов И. Я. 1962. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.— Труды Якутск. фил. СО АН СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Ненашев Н. И. 1965. Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. М., «Наука».
- Николаевский А. А. 1964а. Глубинные разломы Северо-Востока и их металлогеническая характеристика. В сб. «Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР». Магадан.
- Николаевский А. А. 1964б. Современный рельеф поверхности Мохоровичича по гесфизическим данным. В сб. «Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР». Магадан.
- Пуцаровский Ю. М. 1960. Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии. В кн. «Тектоника СССР», т. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Радкевич Е. А. 1968. Связь металлогении Тихоокеанского пояса с процессами вулканизма. В сб. «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов». Владивосток.
- Радкевич Е. А. О связи гранитоидных интрузий Тихоокеанского рудного пояса с тектоникой. Тезисы докл. на VII сессии Науч. Сов. по тектонике Сибири и Дальнего Востока. М.
- Рид Г. 1957. Гранитные серии в подвижных поясах. В сб. «Земная кора». М., ИЛ.
- Рудич К. Н. 1959. Магматизм и особенности тектонического строения хр. Сарычева (Яно-Колымская складчатая область). М., Госгеолтехиздат.
- Рудич К. Н. 1966. Вулкано-плутонические формации цепи Черского (Северо-Восток Азии). М., «Наука».
- Сперанская И. М. 1962. О связи интрузивных образований с эффузивами на левобережье р. Нилгысы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Сперанская И. М. 1964. Геология и петрография кислых эффузивов северного побережья Охотского моря со специальным обзором проблемы игнимбритов.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17.

- Умитбаев Р. Б. 1969. Геологическое строение Охотского рудного района. Автореф. канд. дисс.
- Умитбаев Р. Б., Песков Е. Г. 1968. Мезо-кайнозойские магматические формации Охотского района. Тезисы докл. Первого петрогр. совещ. на Северо-Востоке СССР. Магадан.
- Устиев Е. К. 1949а. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, № 4.
- Устиев Е. К. 1949б. К вопросу о моногенных, полигенных и гетерогенных интрузиях.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, № 5.
- Устиев Е. К. 1959. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., № 3.
- Устиев Е. К. 1963. Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций. В кн. «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». М., Изд-во АН СССР.
- Устиев Е. К. 1965. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса.— Изв. АН СССР, серия геол. № 3.
- Чертовских Г. Н. 1964. Ульяновский наложенный прогиб.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 17.
- Шейнманн Ю. М. 1968. Очерки глубинной геологии. М., «Недра».
- Шейнманн Ю. М. 1969. К проблеме генерации магм.— Сов. геол., № 2.
- Шейнманн Ю. М. 1970. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— Геотектоника, № 4.
- Gilluly J. 1965. Volcanism, tectonism and plutonism in the Western United States.— Geol. Soc. America, Spec. Paper, № 80.
- Gorai M. 1960. Ultimate origin of granite.— J. Assoc. Geol. Collab. Japan «Earth Sci.», № 52.
- Hamilton W., Myers W. B. 1967. The nature of batholiths.— U. S. Geol. Surv., Profess Paper, № 554-C.
- Kuno H. 1960. High-alumina basalt.— J. Petrol., 1.
- Misch P. 1949. Metasomatic granitization of batholithic dimensions. Pts. I, II, IV.— Amer. J. Sci., 247.
- Moore J. C. 1959. The quartz diorite boundary line in the Western United States.— J. Geol., 67, № 2.
- Peacock M. A. 1931. Classification of igneous rocks.— J. Geol., 39.
- Thornton, Tuttle. 1960. Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index.— Amer. J. Sci., 258, N 9.

СТРУКТУРНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА НА ПРИМЕРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Т. Г. Павлова, К. А. Клитин

В последние годы многие исследователи обращаются к проблеме пространственных и временных закономерностей проявления гранитоидного магматизма в процессе формирования земной коры. Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин (1967, 1969), суммируя большой фактический материал, показали, что развитие гранитоидного магматизма тесно связано не с фазами складчатости, а с формированием геоантиклинальных или сводовых поднятий. При этом была подчеркнута большая роль глубинных разломов и зон повышенной проницаемости земной коры, которые служат путями движения магмы к земной поверхности. Эти представления, следующие из рассмотрения структурного положения палеозойских и мезозойских гранитоидов, в общих чертах находят подтверждение и для более древних — докембрийских — эпох магматизма, хотя эти эпохи характеризуются и определенной спецификой.

Большой интерес в отношении особенностей процессов гранитообразования в докембрии представляет Байкальская складчатая область, где нижнепротерозойский и рифейский гранитоидный магматизм проявился в особенно широких масштабах (рис. 1). В последнее десятилетие в Байкальской области проведено много детальных работ по изучению нижнепротерозойских и рифейских гранитоидов, в результате которых появились новые интересные данные и обобщения (Дворкин-Самарский, 1965; Салоп, 1967; Федоровский, 1968; Глуховский, 1970). Анализ этих материалов и личные наблюдения позволяют нам остановиться на некоторых вопросах структурного положения рифейских и нижнепротерозойских гранитоидов и подчеркнуть особенности проявления древнего гранитоидного магматизма.

Байкальская складчатая область, известная в литературе как восточная ветвь сибирских байкалитид, располагается между древними архейскими кристаллическими массивами. На востоке ее ограничивает Алданский щит, а на западе — Ангарский массив. Общая ширина области составляет 400—500 км, протяженность — свыше 800 км. Она сложена породами протерозойского возраста, причем осадочные и вулканогенно-

осадочные толщи рифея выполняют крупные синклиории и прогибы, тогда как ядра антиклинориев образованы преимущественно нижнепротерозойскими комплексами пород (рис. 2).

Таковыми крупными антиклинальными сооружениями являются Байкало-Витимское и Чуйско-Тонодско-Нечерское антиклинальные поднятия, разделенные Мамским и Бодайбинским синклиориями. Эти протяженные, дугообразно расположенные в плане положительные структуры, в свою очередь, состоят из отдельных антиклинориев. Чуйско-Тонодско-Нечерское антиклинальное поднятие, находящееся в северной части Байкальской складчатой области, сложено метаморфизованными терригенными и, в меньшей мере, кислыми вулканогенно-осадочными породами, тогда как в строении более южного Байкало-Витимского участвуют мощные вулканогенно-осадочные и существенно основные вулканогенные толщи. Эти две крупнейшие структуры принципиально различаются основными чертами тектоники и магматизма, соответственно располагаясь в миогеосинклинальной и эвгеосинклинальной зонах.

В тектонике Байкало-Витимского поднятия большое значение имеют разломы, зоны смятия и дробления. В связи с этим внутренняя складчатая структура слагающих его Байкало-Конкудерского и Муйско-Витимского антиклинориев не расшифрована. В вулканогенно-осадочных породах муйской серии известны широкие (до нескольких километров) зоны, в которых крутопадающие толщи неравномерно смяты, расланцованы и рассечены мелкими сколами. К этой серии приурочены линзовидные тела гипербазитов, габброидов и плагиогранитов, а также линейные

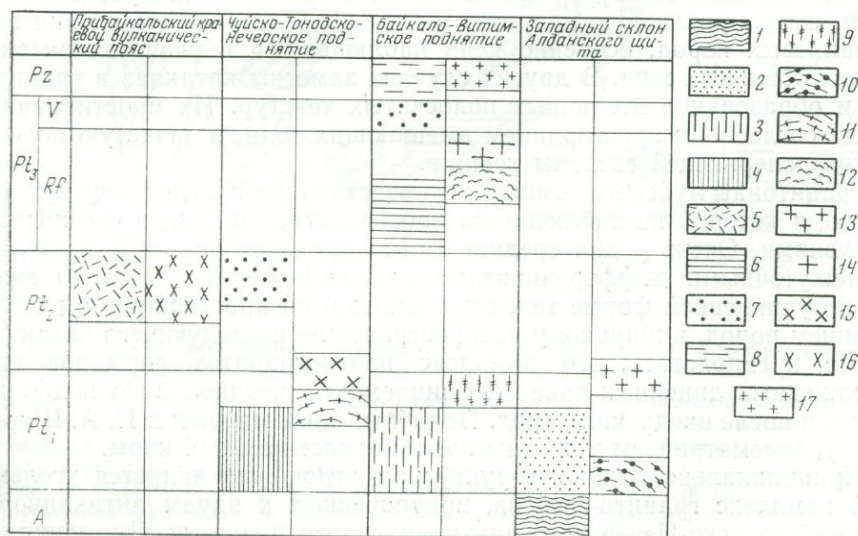


Рис. 1. Схема размещения гранитоидных комплексов

1 — чарская серия гнейсов и кристаллических сланцев; 2 — удоканская серия вулканогенных и терригенных пород; 3 — муйская серия основных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород; 4 — чуйская серия метаморфизованных терригенных и кислых вулканогенных пород; 5 — акитканская серия вулканогенных пород; 6 — патомская серия терригенно-карбонатных пород; 7 — среднепротерозойская теиторгинская и вендская, мамаканская серии орогенного комплекса; 8 — нижнепалеозойский платформенный комплекс; 9—17 — гранитоидные комплексы: 9 — муйский, 10 — куандинский, 11 — угольканский, 12 — мамско-оронский, 13 — кодарский, 14 — баргузинский и тельмамский, 15 — чуйский и амандракский, 16 — ирельский, 17 — конкудеро-мамаканский

полосы фельдшпатизированных пород. Плагииграниты и плагиигранито-гнейсы нижнепротерозойского муйского комплекса распространены неравномерно в пределах вулканогенно-осадочных толщ. Наиболее крупные их тела известны по периферии Муйской глыбы, расположенной в восточной части Муйско-Витимского антиклинория. Более мелкие, но сопровождающиеся значительными площадями фельдшпатизированных пород тела располагаются в западной части этой структуры и в Байкало-Конкудерском антиклинории. Гранитоиды существенно варьируют по составу и внешнему облику, и в западной части района преобладают более лейкократовые разновидности среди менее основных толщ. Муйский комплекс в основном сложен породами существенно плагиигранитного состава, реже — более основными разновидностями. Цветные минералы представлены роговой обманкой, часто хлоритизированной. В отдельных зонах появляется вторичный микроклин, обычно сопровождаемый биотитом. В более крупных массивах нередко встречаются ксенолиты вмещающих пород, а в эндоконтактных зонах наблюдаются реликты зеленых сланцев, сохраняющих первичные элементы залегания.

В западной части района известен ряд мелких массивов плагиигранито-гнейсов, вытянутых согласно с простираемостью вмещающих пород, сопровождающихся большим количеством жил, гнезд и инъекций. Формы проницаемости гранитного вещества очень разнообразны. Наряду с гранито-гнейсами и жильными образованиями встречаются метасоматические распылчатые полосы и мелкая вкрапленность полевых шпатов в виде порфиробластов во вмещающих породах.

Гнейсовидные текстуры, наблюдаемые в гранитоидах муйского комплекса, имеют различную природу. Часто это результат замещения зеленосланцевых пород, особенно ясно наблюдаемый в участках развития мелких обильных жил. В других случаях заметны катаклаз в гранитоидах и образование вторичных полосчатых текстур. Их простираения не всегда согласны с простираемостью вмещающих толщ и зачастую подобны рисунку оперяющей системы трещин.

Гранитоиды муйского комплекса представляют плагиигранитную формацию, в которой не наблюдается пространственной связи с основными интрузиями. Очень редки средние типы пород, которые могли бы быть промежуточными дифференциатами основной магмы. Судя по значительно удлиненной форме тел, совпадающей по простираемости с расланцеванием пород, и широкому распространению последующего катаклаза, можно предполагать, что комплекс плагиигранитов формировался в протяженных линейных зонах проницаемости, неоднократно подновлявшихся и после внедрения пород. Подобные зоны мы, как и Н. А. Штрейс (1951), рассматриваем как зоны проницаемости земной коры.

Принципиально иным в структурном отношении является угольканский комплекс гранито-гнейсов, приуроченных к ядрам антиклинорий Чуйско-Тонодско-Нечерского антиклинального поднятия. Оно состоит из трех последовательно расположенных антиклинорий, из которых средний — Тонодский в плане представляет собой вытянутый замкнутый овал размером 180×30 км (по подошве среднепротерозойской тепторгинской серии), а в первом и третьем антиклинориях столь же простую форму имеют периклинальные замыкания, обращенные в сторону Тонодского антиклинория. Хотя породы смяты в мелкие, нередко изоклинальные складки, общий наклон крыльев антиклинорий относительно пологий ($30-40^\circ$), а своды плоские.

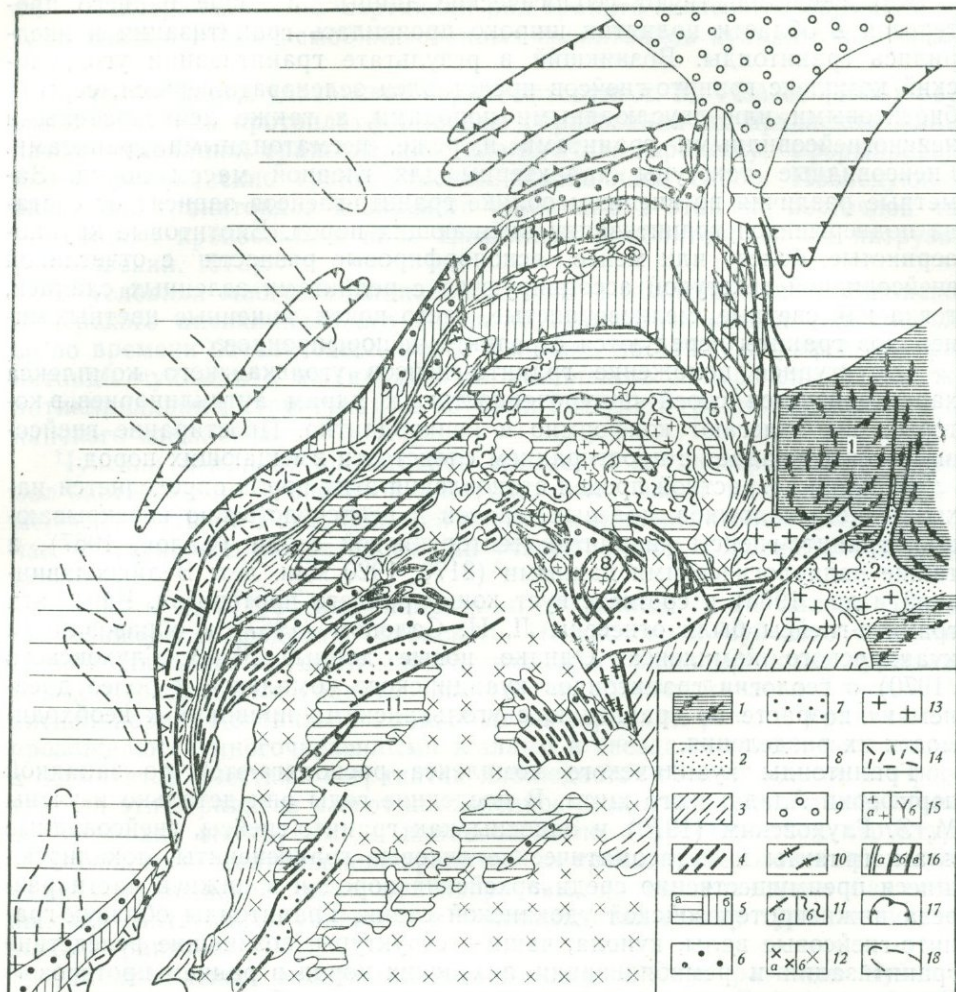


Рис. 2. Схематическая карта размещения гранитоидных формаций в структуре Байкальской складчатой области (составил К. А. Клитин)

1—5 — складчатые комплексы: 1 — архейский — Алданского щита, 2 — нижнепротерозойский — Удоканского прогиба, 3 — нижнепротерозойский, частично верхнеархейский — Чуйско-Тонодско-Нечерского поднятия, Муйской и Байкальской глыб, 4 — нижнепротерозойский — Байкало-Витимского поднятия, 5 — рифейский: а — эвгеосинклинальный, б — миogeосинклинальный; 6 — орогенные впадины байкалид; 7 — четвертичные впадины; 8 — нижнепалеозойский платформенный чехол; 9 — мезозойский структурный ярус Вилуйской впадины; 10—15 — гранитоидные формации: 10 — плагиогранитная (муйский комплекс), 11 — гранито-гнейсовая (а — угольканский комплекс, б — мамско-оронский комплекс), 12 — батолитовая (а — чуйский и амандракский комплексы, б — баргузинский и тельмамский комплексы), 13 — лополитовая (кодарский комплекс), 14 — вулcano-плутоническая Прибайкальской краевого вулканического пояса, 15 — трещинных интрузий (а — конкудеро-мамаканский комплекс, б — сыннырский щелочной комплекс); 16 — главнейшие разломы: а — краевые глубинные, б — зоны надвигов и флексур, осложненных надвигами, в — прочие важнейшие разломы; 17 — структурные линии; 18 — контуры положительных магнитных аномалий.

Основные структуры (цифры на карте): 1 — Алданский щит; 2 — Удоканский прогиб; 3—8 — антиклинории: 3 — Чуйский, 4 — Тонодский, 5 — Нечерский, 6 — Байкало-Конкудерский, 7 — Муйско-Витимский, 8 — Муйская глыба; 9—11 — синклинории: 9 — Мамский, 10 — Бодайбинский, 11 — Баргузино-Витимский

Как свидетельствуют геологические данные, в конце раннего протерозоя в области поднятия широко проявилась гранитизация и внедрились гранитоиды. Возникший в результате гранитизации угольканский комплекс гранито-гнейсов представлен зеленовато-серыми, серыми биотитовыми или двуслюдяными породами, а также лейкократовыми неясногнейсовидными гранитами и, реже, пегматоидными гранитами. Гнейсовидные текстуры характерны для главной массы пород. Заметные различия во внешнем облике гранито-гнейсов зависят от состава подвергшихся гранитизации вмещающих пород. Биотитовые крупнозернистые, более или менее яснопорфировые разности с отчетливой гнейсовидной текстурой ассоциируются с реликтами зеленых сланцев, тогда как светлые, мелкозернистые, часто почти лишенные цветных минералов граниты чередуются с реликтами порфироидов.

Структурное положение гранито-гнейсов угольканского комплекса характеризуется своей приуроченностью к ядрам антиклинориев, в которых они залегают конформно и конкордантно. Простираение гнейсовидности совпадает с простираением слоистости вмещающих пород.

Верхний возрастной предел становления этих пород определяется нахождением обломков полевых шпатов в непосредственно перекрывающих гранито-гнейсы кварцитах тепторгинской серии (Салоп, 1967), а также радиологическими данными (2170, 1920 млн. лет; Великославинский и др., 1963) и соответствует концу раннего протерозоя. Ранее эти гранито-гнейсы были отнесены Л. И. Салопом (1967) к образованиям куандинского комплекса. Однако новые данные М. З. Глуховского (1970) о геологии гранитоидов куандинского комплекса и более древнем их возрасте по сравнению с угольканскими приводят к необходимости их разделения.

Гранитоиды куандинского комплекса располагаются по западной периферии Аладанского щита. В последние годы они детально изучены М. З. Глуховским (1970) и описаны как гранито-гнейсы, гнейсовидные плагиограниты и метасоматические очковые граносиениты, локализующиеся преимущественно среди архейских пород и в нижней части разреза нижнепротерозойской удоканской серии. Гранитоиды образуют гранито-гнейсовые валы, купола, чаши — структуры, возникшие вследствие гранитизации и ремобилизации архейских пород в раннем протерозое. В таких участках эти процессы привели к преобразованию план-параллельных структур архейских пород и согласному их расположению с горизонтами удоканской серии. При этом длительное формирование гранито-гнейсовых куполов отразилось на изменении мощностей и фаций в разрезе удоканской серии.

Верхний возрастной предел гранитоидов куандинского комплекса определяется по активному изменению пород, лежащих в основании разреза нижнепротерозойской удоканской серии, и прорыванию их жилами реоморфических гранитов. Абсолютный возраст колеблется от 2420 до 1770 млн. лет, но при этом цифры 1770—1945 млн. лет характеризуют «омоложение», связанное с потерей радиогенного аргона во время внедрения кодарских гранитоидов (Глуховский, 1970).

Подобные структуры ремобилизованного фундамента со сходными комплексами гранито-гнейсов известны на Балтийском и Канадском щитах и близки к «куполам облекания» П. Эскола (Eskola, 1948).

Сопоставление структурных позиций гранито-гнейсов куандинского и угольканского комплексов позволяет говорить о том, что последний

тип «надстраивает» по вертикали ряд гранито-гнейсовых формаций по сравнению с типом ремобилизованных гранитоидов куандинского комплекса.

В толще пород удоканской серии, которую А. М. Лейтес (1965) рассматривает как протоплатформенные образования на архейском складчатом основании, гранитизация, аналогичная процессу, сформировавшему угольканические гранито-гнейсы, проявилась слабо. Последующее внедрение гранитоидов кодарского комплекса в этой же восточной части района произошло в виде трещинных лополитообразных интрузий (Глуховский, 1970).

В условиях миегосинклинальной зоны в области Чуйско-Тонодско-Нечерского антиклинального поднятия гранито-гнейсовый тип сменился во времени батолитовым. Более молодые, но также дорифейские гранитоиды чуйского и амандракского комплексов приурочены к тем же антиклинальным структурам, в которых залегают гранито-гнейсы угольканического комплекса.

Чуйский комплекс представлен средне- и крупнозернистыми амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами, более или менее равнозернистыми. Реже, большей частью в приконтактных зонах, встречаются гнейсовидные разности или участки пород, содержащие мелкие ксенолиты.

Граниты амандракского комплекса, по данным Л. И. Салопа (1967), расположены в пределах Тонодского, Нечерского и Чуйского антиклинорий. Наиболее крупный массив этих серых крупнозернистых турмалиновых мусковитовых гранитов залегает в восточной части Тонодского антиклинория. Контакты с вмещающими породами резкие. Граниты сопровождаются многочисленными жилами и гнездами гранит-пегматитов и пегматитов. Местами в гранитах наблюдается грейзенизация. По форме тела этих гранитов имеют несомненное сходство с батолитами, обычно несколько вытянутыми в плане согласно с простираемостью структур.

Возрастные соотношения гранитов со среднепротерозойскими породами тепторгинской серии противоречивы, но вышележащая баллагнахская свита рифея содержит в конгломератах гальку турмалиносодержащих гранитов.

Эти комплексы завершают раннепротерозойское развитие Чуйско-Тонодско-Нечерской антиклинальной зоны в пределах Байкальской геосинклинальной области.

Анализ геологических материалов показывает, что аналогичная последовательность проявлений гранитоидного магматизма характерна и для формирования крупных положительных структур в рифейской эвгеосинклинальной зоне. Здесь также выделяются гранито-гнейсовая и батолитовая формации. Гранито-гнейсовая формация представлена мамско-оронским комплексом, широко известным в обрамлении Бодайбинского синклинория. Это гранито-гнейсы, гранит-пегматиты и граниты. Среди гранитов встречаются многочисленные остатки пород кровли, характерны гнейсовидные текстуры и ассоциация с фельдшпатизированными и значительно метаморфизованными породами рифея. Гранито-гнейсы органически связаны со складчатыми формами и наследуют простираемости первичной слоистости стратифицированных толщ, преобразованной в гнейсовидность. Антиклинальные структуры, к которым приурочены гранито-гнейсы, если рассматривать их по поверхностям зеркал складчатости, представляют собой сравнительно простые шологие

формы. По направлению к Бодайбинскому синклинию граниты и гранито-гнейсы сменяются инъекциями, жилами и фельдшпатизированными породами.

Особенность этого комплекса — широкое развитие гранит-пегматитов и слюдоносных пегматитов в центральной антиклинальной зоне Мамского синклиория, а также в области антиклинального перегиба между Мамским и Бодайбинским синклиориями.

Следует подчеркнуть, что хотя угольканский и мамско-оронский комплексы являются разновозрастными образованиями, они занимают сходную тектоническую позицию. В конце раннего протерозоя процесс гранитизации сопровождал формирование антиклинорий по периферии Байкальской складчатой области, в рифее он проявился в структурах внутренней зоны. По ассоциации с антиклинальными формами и характеру гранитизации описанные комплексы имеют много общего с гранито-гнейсами рифейского Майтубинского антиклинория в западной части Центрального Казахстана и представляют собой характерный тип гранито-гнейсовой формации геоантиклиналей (Павлова, 1964).

Складчатые формы первого порядка, к которым приурочены гранито-гнейсовые комплексы, формировались как конседиментационные поднятия на фоне геосинклинального развития области. Так, в сводовой части Тонодского антиклинория происходит сокращение мощности патомского осадочного комплекса рифея примерно в два раза. При этом отмечается и заметное изменение в строении осадочных формаций: появляются грубообломочные толщи и несколько горизонтов валунных конгломератов. Их возникновение связано с неоднократными поднятиями выше уровня моря и разрушениями свода. Существование длительно развивавшихся крупных положительных структур в дорифейском этапе доказывается на примере Чуйского антиклинория, где среднепротерозойская тепторгинская серия на своде антиклинория перекрывает несогласно нижнепротерозойские толщи. В то же время вдоль крыльев антиклинория это несогласие отсутствует и не наблюдается различий в метаморфизме нижне- и среднепротерозойских толщ. Приведенные данные свидетельствуют о том, что Чуйский антиклинорий оформился уже в конце раннего протерозоя.

В Байкало-Витимском поднятии значительное сокращение мощности рифейских толщ (в три раза) и появление в их составе грубообломочных пород вдоль северного борта поднятия указывают на то, что в рифее поднятие уже существовало. Имеются факты, доказывающие длительный характер развития и менее крупных структур. Так, например, анализ мощностей аунакитской свиты верхнего рифея, слагающей антиклиналь, расположенную между Мамским и Бодайбинским синклиориями, привел А. К. Кондратенко и С. Д. Шера (1960) к выводу о росте антиклинали в процессе осадконакопления верхнерифейских толщ.

Последующее проявление рифейского гранитоидного магматизма в виде батолитовой формации, известной под названием баргузинского комплекса в южной части области и тельмамского — в северной, приурочено к внутренней зоне байкалид, где гранитоиды слагают обширную площадь.

В составе баргузинского комплекса наблюдаются биотитовые и биотито-амфиболовые граниты, гранодиориты, сиенито-диориты, лейкократовые и пегматоидные граниты. Характерным типом являются биотитовые граниты с незначительным содержанием амфибола. Остальные раз-

ности большей частью связаны с явлениями гибридного в краевых зонах. Комплекс, вероятно, является двухфазным, причем вторая фаза — лейкократозых и пегматоидных гранитов — незначительна по объему. В пределах тельмамского комплекса наблюдаются более значительные вариации в составе, вплоть до появления щелочных сиенитов, но в целом преобладают амфибол-биотитовые граниты. По химизму гранитоиды варьируют от пород нормального ряда до несколько пересыщенных глиноземом, но в меньшей мере, чем породы предшествовавшей гранито-гнейсовой формации.

Несмотря на очень большие размеры массивов, их контактовые ореолы менее значительны, чем зоны регионально-плутонического метаморфизма, сопутствовавшие более ранней гранито-гнейсовой формации. В то же время, как отмечает Е. В. Павловский (1960), внутри гранитных полей ксенолиты полностью сохраняют элементы залегания, согласующиеся с положением конкретных складчатых структур соседних участков. Эти наблюдения позволяют предполагать, что большая часть гранитоидов имеет автохтонную природу.

Гранитоиды тельмамского и баргузинского комплексов приурочены к осевым частям антиклинальных структур, но в деталях наблюдаются секущие соотношения с вмещающими породами. Не полностью согласуясь с простирающимися породами, наблюдаемых в обнажениях, массивы в то же время по морфологии в плане подобны общей форме крупных складчатых структур. Многие исследователи рассматривают эти граниты как «позднеорогенные» образования. Но, как справедливо отмечает Ю. А. Кузнецов (1970), термину «орогенез» в настоящее время придано новое содержание, отличное от его первоначального значения, когда орогенез рассматривался как процесс геосинклинальной складчатости. Согласно представлениям Н. П. Хераскова (1963), орогенный этап наступает после геосинклинальной складчатости и фиксируется по началу накопления орогенных формаций.

Отношение описанных гранитоидов батолитовой формации к орогенным образованиям байкалид было рассмотрено ранее (Клитин и др., 1970). Было отмечено, что галька гранитоидов баргузинского комплекса найдена в базальных конгломератах, согласно перекрытых песчаниками, сланцами и карбонатными породами нижнего кембрия в Баргузино-Витимском горном районе. Терригенный комплекс, содержащий горизонты конгломератов, относится к венду (Клитин, Постельников, 1966). Однако следует учесть, что гранитоиды прорывают осадочные толщи верхней части патомской серии рифея. Эти толщи сложены грубообломочными породами, которые могут рассматриваться как отложения нижней молассы. Положение гранитоидов батолитовой формации между верхней и нижней молассами позволяет их рассматривать как ранние орогенные образования.

В дальнейшей истории развития области гранитоидный магматизм не играл заметной роли. Это, по-видимому, связано с тем, что мощное проявление гранитоидного магматизма в начале орогенного этапа исчерпало геологические ресурсы. Уже в раннем кембрии территория Байкальской области испытывала погружение и на ее обширных просторах отложились карбонатные толщи платформенного облика, разрезы которых выдержаны на больших расстояниях. В ряде районов выделяются послесреднекембрийские трещинные интрузии гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса в виде небольших тел, размещение

которых контролировали разломы неглубокого заложения, унаследованные от орогенного этапа. Наконец, в среднепалеозойской истории развития Байкальской складчатой области известны мелкие интрузии щелочных гранитоидов сыннырского комплекса, также приуроченные к разломам. Значительные различия между масштабами проявления раннего орогенного, по существу позднекладчатого, магматизма и последующего является особенностью изучавшегося региона, так как во многих складчатых областях последующий гранитоидный магматизм широко развит в виде крупных трещинных интрузий, подчиненных глыбово-кладчатым структурам, характеризующим орогенный этап.

Обособленным в истории развития Байкальской складчатой области является ирельский комплекс гранитоидов и сопутствующих ему преимущественно кислых вулканогенных образований акитканской серии среднего протерозоя, слагающих Прибайкальский краевой вулканический пояс (Бухаров, 1966; Хренов и др., 1966). Он располагается на границе складчатой области и Сибирской платформы в зоне краевого шва, прослеживающегося в северо-восточном направлении на протяжении 900 км. Ширина его достигает 30—40 км. Краевой шов, изученный в последние годы в Байкальском хребте В. А. Наумовым (1969), В. А. Александровым и А. М. Мазукабзовым, выражен зоной глубинных разломов. Юго-восточный разлом, характеризующийся крутым падением, прослежен от мыса Котельниковского на Байкале до устья р. Витим. Вдоль северо-западной границы пояса наблюдается крутая флексура, осложненная системой пологих надвигов. Внутри пояса породы дислоцированы неравномерно. Наряду с вертикальными зонами дробления, катаклаза и расланцевания сохранились участки, где среднепротерозойские вулканические породы не метаморфизованы и залегают полого.

Гранитоиды ирельского комплекса слагают ряд сильно вытянутых массивов, длинные оси которых ориентированы вдоль зон разломов. Они сами часто катаклазированы. По составу породы варьируют от кварцевых диорит-сиенитов и гранодиорит-сиенитов в более ранней фазе внедрения до более молодых граносиенитов, гранит-порфиров и гранофировых гранитов. Все эти различия тесно связаны с формированием мощного вулканогенного комплекса, в котором в нижней части преобладают эффузивы среднего состава, сменяющиеся обильными излияниями кварцевых и фельзитовых порфиров, чередующихся с туфогенными породами. Помимо интрузивных гранитоидов, в составе комплекса известны субвулканические образования с постепенными переходами к собственно эффузивам и палингенно-метасоматические породы. Количественные соотношения между всеми этими образованиями, вопросы их генезиса, а также количество фаз в формировании комплекса служат в настоящее время предметом дискуссий ряда исследователей, очень детально его изучавших (Мануйлова и др., 1964; Лобанов, Копылов, 1966; Бухаров, 1966; Флерова, 1969; и др.). Общий структурный контроль пород как интрузивного, так и эффузивного типа и их комагматичность позволяют рассматривать их как вулcano-плутоническую формацию. Распространение, ограниченное протяженной узкой линейной зоной, подчеркивает ее обособленное положение в истории развития такой колоссальной территории, как Байкальская складчатая область. Ее возрастное положение подкрепляется радиологическими данными гранитоидов хр. Унгдар — 1560 ± 80 млн. лет и эффузивных пород, не затронутых высокотемпературным метаморфизмом, — 1700 ± 35 млн. лет (Яценко и др., 1965).

Краткое рассмотрение гранитоидных комплексов Байкальской складчатой области позволяет отметить, что наиболее существенными в ее развитии были плагиогранитный, гранито-гнейсовый и батолитовый типы гранитоидов. Заметную роль играл также очень специфический тип «пограничного» магматизма, проявленного в линейной шовной зоне между Сибирской платформой и складчатой областью.

Муйский плагиогранитный, угольканский и мамско-оронский гранито-гнейсовые комплексы формировались на разных этапах развития геосинклинальной области. Протяженный по площади плагиогранитный муйский комплекс возник на стадии замыкания раннепротерозойского эвгеосинклинального прогиба. Формирование гранито-гнейсового угольканского комплекса произошло в области образовавшихся к концу раннего протерозоя антиклинальных поднятий, а подобного же мамско-оронского — в поднятиях конца рифея.

Становление гранитоидов баргузинского и тельмамского комплексов, представляющих батолитовую формацию, приурочено к стадии замыкания геосинклинальной области и предшествует образованию позднеорогенной молассы.

В главных чертах особенности батолитовой формации Байкальской складчатой области соответствуют данной Ю. А. Кузнецовым и А. Л. Яншиным (1967) характеристике первого типа гранитоидных формаций, присущего орогенному этапу развития. Эта формация, тесно связанная с геосинклинальным процессом, структурно приурочена к геосинклинальным поднятиям, а во времени — к наступлению орогенного режима. Однако в морфологии слагающих ее гранитных тел преобладают характерные черты позднескладчатых массивов, что отличает их от типичных орогенных массивов, подчиненных глыбово-складчатым структурам в палеозойских складчатых областях. Подобные соотношения наблюдаются и в районе более раннего заложения складчатых структур Чуйско-Тонодско-Нечерского антиклинального поднятия, где более мелкие тела батолитового типа гранитоидов чуйского и амандракского комплексов также подчинены общей морфологии антиклинорий.

Важнейшим вопросом, обсуждающимся в течение последних лет, является вопрос о соотношении гранитоидов со складчатостью и с разломами. Его рассмотрение обычно базируется на анализе непосредственных полевых наблюдений, с одной стороны, и на гипотетических построениях о возможных способах миграции вещества в земной коре, с другой.

Анализ соотношений гранитоидных массивов со складчатостью и разрывными структурами Байкальской складчатой области показал, что одни типы связаны очень тесно с морфологией крупных складчатых форм, тогда как другие отчетливо тяготеют к системам разломов или линейным зонам проницаемости. Эти различные соотношения закономерны в развитии региона. Плагиограниты муйского формационного типа, приуроченные к крупному эвгеосинклинальному прогибу, наследуют те пути проницаемости, которые служили подводными каналами для обильных излияний основных и, в меньшей мере, кислых вулканогенных пород муйской серии.

Гранито-гнейсовая формация тесно связана с формированием антиклинальных поднятий в области, окаймляющей с севера эвгеосинклинальный раннепротерозойский прогиб. Эти антиклинальные поднятия морфологически выражены как крупные складчатые формы, образование которых как конседиментационных структур было рассмотрено ранее.

Двукратное появление гранито-гнейсовой формации позволяет связать ее с тем типом складкообразования, который приводит к возникновению положительных форм, завершающих развитие более ранних антиклинальных поднятий в геосинклинальной области или завершающих собственно геосинклинальный этап всей области.

Гранитоиды батолитового типа уже не подчинены так тесно конседиментационным складчатым формам. Они не только приурочены к тем же антиклинориям, но выходят и за их пределы. Характерно положение позднерифейской батолитовой формации с широким площадным развитием гранитов, формировавшихся в связи с общим воздыманием области. К батолитовому типу вполне применимо определение Н. А. Штрейса (Штрейс, Макарычев, 1969, стр. 114) о том, что граниты представляют собой «породы больших площадей», не связанные с глубинными разломами. Отсутствие непосредственной связи с глубинными разломами многих крупных тел гранитоидов ряда батолитовых формаций отмечает также М. В. Муратов (1969).

В то же время гранитоиды иного формационного типа обнаруживают непосредственную связь с глубинными разломами. Положение такого гранитоидного комплекса, как ирельский, участвующего в строении вулканоплутонической формации, определено «шовной» зоной «на границе блоков с различным строением и историей развития» (Кузнецов, Яншин, 1969, стр. 65).

Краткое рассмотрение главных типов гранитоидов, присущих Байкальской складчатой области, позволяет отметить, что наиболее отличными от фанерозойских комплексов являются два типа гранито-гнейсовых формаций: ремобилизованных гранитоидов, приводящих к образованию магматогенных кушольных структур, и гранито-гнейсов, приуроченных к конседиментационно формирующимся антиклинориям. Эти два типа образуют единый ряд формаций, так как первый представляет более «глубинный» вариант второго. Гранито-гнейсовый ряд формаций не является исключительной принадлежностью докембрийских областей, но для многих из них он характерен.

Особенностью описываемой области является широкое развитие метасоматических явлений и в ряде других комплексов: в контактовых ореолах гранитоидов баргузинского комплекса и зон фельдшпатизации, сопровождающих плагиогранито-гнейсы муйского комплекса. Становление вулканоплутонической формации также сопровождалось существенными изменениями вулканогенных пород акитканской серии, вплоть до образования гранито- и аплито-гнейсов. Широкое развитие этих явлений позволяет сделать предположение о большей общей проницаемости земной коры и меньшей роли разломов в докембрии по сравнению с более поздними эпохами.

Протерозойский гранитоидный магматизм, сыгравший исключительную роль в формировании сиалической земной коры Байкальской складчатой области, последовательно смещался с севера на юг — от области, прилегающей к краю Сибирской платформы, по направлению к каледонской складчатой зоне. В конечном итоге этот процесс привел к консолидации всей области.

ЛИТЕРАТУРА

- Бухаров А. А.* 1966. Среднепротерозойские вулканоплутонические ассоциации Северо-Западного Прибайкалья. В кн. «Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности». Алма-Ата.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М.* 1963. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья.— Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 17.
- Глуховский М. З.* 1970. Тектоника фундамента и чехла протоплатформы Восточной Сибири (на примере хребта Удокан). Автореф. канд. дисс. М.
- Дворкин-Самарский В. А.* 1965. Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ.
- Дворкин-Самарский В. А., Туговик Г. И.* 1966. О возрасте магматических формаций Саяно-Байкальской горной области. В кн. «Магматические формации Бурятии и связанные с ними полезные ископаемые». Улан-Удэ.
- Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С.* 1970. Байкалиды Юго-Востока Сибири.— Труды ГИН АН СССР, вып. 219.
- Клитин К. А., Постельников Е. С.* 1966. Орогенные образования байкалид Восточной Сибири.— Геотектоника, № 6.
- Кондратенко А. К., Шер С. Д.* 1960. К вопросу о характере сочленения бодайбинских и мамско-чуйских складчатых структур в юго-западной части Витимо-Патомского нагорья.— Труды НИГРИзолото, вып. 21.
- Кузнецов Ю. А.* 1970. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— Геол. и геофиз., № 9.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л.* 1967. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геол. и геофиз., № 10.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л.* 1969. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука».
- Лейтес А. М.* 1965. Нижний протерозой Северо-Востока Олекмо-Витимской горной страны.— Труды ГИН АН СССР, вып. 122.
- Лобанов М. П., Копылов Э. Н.* 1966. Геологические условия становления интрузий ирельского комплекса и связь их с эффузивами аkitканской серии. В кн. «Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья». Иркутск.
- Мануйлова М. М., Васьковский Д. П., Гурулев С. А.* 1964. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.—Л., «Наука».
- Муратов М. В.* 1969. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука».
- Наумов В. А.* 1969. Особенности сочленения Сибирской платформы со складчатой зоной Северо-Байкальского нагорья.— Геол. и геофиз., № 3.
- Павлова Т. Г.* 1964. О новом типе гранитоидной формации на примере западной части Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 156, № 4.
- Павловский Е. В.* 1960. Поздний докембрий (верхний протерозой) западного и восточного Прибайкалья. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8. М., Изд-во АН СССР.
- Салоп Л. И.* 1967. Геология Байкальской горной области, т. 2. М., «Недра».
- Федоровский В. С.* 1968. Стратиграфия, объем и границы удоканской серии докембрия Восточной Сибири. Автореф. канд. дисс. М.
- Флерова К. В.* 1969. Петрология и геохимические особенности пород ирельского интрузивного комплекса (Западное Прибайкалье). Автореф. канд. дисс. Новосибирск.
- Херасков Н. П.* 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, вып. 91.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. В., Киселев А. И., Лобанов М. П.* 1966. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность. В кн. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». М., «Наука».
- Штрейс Н. А.* 1951. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. В кн. «Тектоника СССР», т. III. М., Изд-во АН СССР.
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И.* 1969. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука».
- Яценко М. Л., Варшавская Э. С., Мануйлова М. М.* 1965. Исследование первичного отношения Sr_{87}/Sr_{86} в различных метаморфизованных породах Северного Прибайкалья с целью определения абсолютного возраста.— Геохимия, № 5.
- Eskola P.* 1948. The problem of mantled gneiss domes.— Quart. J. Geol. Soc. London, 104.

ЧЕХОЛ ОСНОВАНИЯ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ И ЕГО РОЛЬ В СТРОЕНИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

М. В. Муратов

В итоге составления Тектонической карты Евразии масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией А. Л. Яншина и объяснительной записки к ней коллективом составителей были сделаны многие весьма существенные выводы о закономерностях строения и истории формирования складчатых систем Евразийского материка.

В частности, А. Л. Яншиным (1965) очень обстоятельно и всесторонне разобрана проблема срединных массивов складчатых областей. Анализ огромного материала, который лег в основу составления карты и объяснительной записки, явился серьезным импульсом для дальнейшего изучения комплекса проблем региональной тектоники, общих вопросов строения земной коры и истории ее формирования и развития. Многие из участников этой коллективной работы, в том числе автор, опубликовали ряд статей, в которых развиваются проблемы, затронутые в «Тектонике Евразии». Вместе с тем ежегодный поток и накопление новых фактов о строении геосинклинальных областей и платформ, океанического дна, глубинном строении земной коры и других требуют дальнейшего уточнения, изменения и обновления ранее возникших представлений.

Анализ тектонической структуры складчатых областей выявил за последние годы исключительно важную роль, которую играют в их строении срединные массивы. Полностью подтвердился вывод, сделанный в свое время Н. С. Шатским (1946), что складчатые области, в сущности, состоят из сочетания срединных массивов и окаймляющих их геосинклинальных систем.

В «Тектонике Евразии» и упомянутой выше статье А. Л. Яншин (1965) показал, что срединные массивы являются остатками той структуры, на поверхности которой заложилась геосинклинальные прогибы данной складчатой области.

Автор также развивал это представление и подчеркнул, что в палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых областях срединные массивы представляют собой участки почти всегда того байкальского

основания, на котором возникли геосинклинальные прогибы более молодого возраста (Кизевальтер, Муратов, 1959; Муратов, 1967, 1968).

Вместе с тем выявилась и существенная роль осадочного чехла, покрывающего очень часто срединные массивы и участвующего, наряду с ними, в структуре складчатых областей (Муратов, 1967). Этому элементу тектонических структур ранее не придавали никакого значения. Между тем, выявление чехла основания в строении складчатых структур позволяет не только правильнее понять их строение, но, главное, значительно уточнить историю развития самих складчатых систем и правильно оценить время их возникновения. Чехлы срединных массивов, как показывает их сравнительное изучение, в разных случаях по-разному относятся к складчатым геосинклинальным и орогенным комплексам, в одних случаях подстилая их, в других оказываясь одновозрастными с ними.

Главнейшие типы геосинклинальных складчатых систем

Геосинклинальные складчатые системы участвуют как в строении обширных складчатых поясов, разделяющих древние платформы, так и в составе фундамента этих платформ. Во всех случаях они образовались на комплексе основания, которым была либо океаническая земная кора, т. е. базальтовый слой дна океанов, покрытый осадками или лишенный их, либо материковая земная кора. В последнем случае основание обычно складчато, метаморфизовано, иногда подвергалось процессам гранитизации.

Геосинклинальные системы возникают вдоль систем глубинных разломов в результате опускания отдельных блоков вдоль этих разломов и поднятия других. Следует отметить, что, помимо геосинклинальных складчатых систем, в строении земной коры участвуют, как стало хорошо известно, складчатые системы, не связанные с геосинклинальным процессом, а представляющие собой, например, складчатые образования платформенного чехла, результат эпиплатформенного орогенеза. Ниже речь будет идти только о типах собственно геосинклинальных складчатых систем и роли в их строении чехла срединных массивов.

В зависимости от строения того основания, на котором шло формирование этих систем, среди них можно выделить четыре главных категории.

1. Древнейшие геосинклинальные системы, которые возникли на поверхности древней архейской слабо дифференцированной (нуклеарной) земной коры основного состава, близкой к современной океанической коре. Они получили название протогеосинклиналей (Павловский, 1964). В результате процессов развития, складчатости и метаморфизма комплексов заполняющих их отложений образовались протогеосинклинальные складчатые системы, которые слагают части протоплатформ — древнейших гранитизированных образований земной коры.

2. Геосинклинальные системы раннего и среднего протерозоя — карельские и близкие к ним по возрасту и истории развития. Они представляют самые ранние по возрасту настоящие геосинклинальные системы, хотя обладают многими своеобразными особенностями (Муратов, 1970). Они возникли на уже гранитизированной земной коре протоплатформ за счет разламывания этой коры с возникновением систем геосинклиналь-

ных трогов. Древнейшая протоплатформенная кора имела, однако, вероятно, незначительную толщину, хотя уже являлась благоприятной средой для проявления гранитизации в больших масштабах и образования гранитной магмы.

3. Геосинклинальные системы, возникшие на основании, которым служил базальтовый слой дна океанов, прикрытый частично толщей осадков. Эти системы формировались особенно широко с начала позднего протерозоя (рифейской эры) и до его конца в пределах всех семи складчатых поясов земной поверхности, расположенных на пространстве между краями древних платформ, а именно: Тихоокеанского, Средиземноморского, Урало-Монгольского, Атлантического, Арктического, Бразильского и Катаранско-Аравийского (в Африке). Последние два пояса прекратили свое существование в конце позднего протерозоя в итоге байкальской складчатости. В них в дальнейшем геосинклинальные системы не образовались. Однако во всех остальных поясах в палеозое возникали новые системы уже на складчатом верхнепротерозойском основании.

4. Эти системы относятся к следующей — четвертой категории геосинклинальных систем, рассматриваемой ниже. Однако наряду с ними в отдельных частях этих поясов в палеозое, несомненно, продолжали формироваться геосинклинальные системы и на основании из океанической земной коры. Позднее, в мезозое вследствие замыкания в конце палеозоя геосинклинальных систем большинства поясов образование новых систем происходило только в Средиземноморском и Тихоокеанском поясах. В частности, в Тихоокеанском поясе заложение и развитие геосинклинальных систем на океаническом основании (талассогеосинклиналей) происходило не только в палеозое и мезозое (Богданов, 1969) (Корякское нагорье, Японские острова, Филиппины, Новая Зеландия, Калифорния и др.), но продолжалось и в кайнозое.

Современные геосинклинальные системы островных дуг периферии Тихого океана также заложены на основании земной коры океанического типа. Они могут рассматриваться в сочетании с глубоководными желобами как геосинклинальные системы, находящиеся в самой ранней стадии развития. Такие представления об их происхождении высказывались и развивались в ряде работ автора (Муратов, 1957, 1967), Ю. М. Пущаровского (1963, 1965), П. Н. Кропоткина и К. А. Шахваростовой (1965), Г. Б. Удинцева (1964), М. С. Маркова, И. А. Соловьевой, В. Д. Чеховича (1967) и других исследователей.

Однако не все признают эту точку зрения правильной. В. В. Белоусов (1962, 1968) выделяет островные дуги первого типа, имеющие геосинклинальную предысторию. К их числу он относит острова Индонезии, Японские, Антильскую дугу Карибского моря, т. е. те, для которых процесс геосинклинального развития начался относительно давно и продвинулся до формирования крупных поднятий, какими являются большие острова Японии, Суматра, Ява, Куба и др. К островным дугам второго типа он относит собственно гряды мелких островов Алеутской, Курильской, Рюкю, Бонин, Марианской и других дуг. Он считает, что они, т. е. настоящие островные дуги, не имеют отношения к геосинклинальным системам и являются поднятиями, образовавшимися вдоль разломов, которые возникли по периферии опускавшихся впадин краевых морей Тихого океана. Последние наложились, как он пишет, на «наземную структуру», подвергшись в дальнейшем океанизации. Таким образом, остров-

ные дуги второго рода образованы, по В. В. Белоусову, в процессе разрастания океанических впадин и не являются геосинклинальными.

Примерно такие же представления о Курильской дуге были высказаны Б. А. Петрушевским (1964), который считает ее негеосинклинальным образованием.

Конечно, геосинклинальные черты развития островных дуг этого типа слабо выражены, что связано с тем, что они представляют очень раннюю, начальную, стадию развития талассогеосинклинальных систем. Однако непосредственное расположение многих дуг этого типа на продолжении типичных геосинклинальных систем (Алеутской дуги — на продолжении структур Аляски, Курильской — на продолжении Камчатки, Рюкю — Японии и т. д.) позволяет принять концепцию об их геосинклинальной природе и считать ее достаточно обоснованной.

4. Геосинклинальные системы, возникшие на материковой земной коре в пределах пяти больших геосинклинальных поясов: Тихоокеанского, Средиземноморского, Урало-Монгольского, Арктического. Здесь геосинклинальные системы палеозоя и кайнозоя расположены на комплексе основания, сложившемся в течение рифейской эры. Этот комплекс представлен метаморфическими породами докембрия, главным образом верхнего протерозоя, сопровождающимися интрузиями и достигающими нередко огромных мощностей. Комплекс неоднократно подвергался складчатости и метаморфизации на протяжении позднепротерозойской истории. Окончание этих процессов происходило в конце протерозоя — начале кембрия в байкальскую эпоху складчатости или в близкие к ней по возрасту эпохи.

В целом весь этот комплекс может быть отнесен к позднепротерозойским складчатым областям, или рифеидам, как их назвал Н. А. Штрейс (1964). Иногда их обозначают как байкалиды в широком смысле термина. Это, конечно, условные названия, так как байкальская складчатость конца протерозоя была лишь последней из ряда не менее трех крупных эпох складчатости, которые проявлялись в течение позднего протерозоя. Однако обособить структурные элементы, возникшие в эти эпохи складчатости, пока не представляется возможным.

Выделяются только некоторые крупные участки среди позднепротерозойских складчатых образований, которые образовались ранее других и связаны, следовательно, с более древними эпохами складчатости в протерозое. С одной стороны, это участки более ранней консолидации, а с другой — настоящие срединные массивы, сложившиеся как платформенные в раннем или среднем протерозое.

Верхнепротерозойские комплексы поясов только начинают изучаться, и длительная история их формирования (1000 млн. лет рифейской эры) еще не может считаться расшифрованной. Сейчас известны только отдельные изученные участки таких более древних массивов.

Верхнепротерозойский складчатый комплекс слагает обширные пространства всех складчатых поясов. Участки этого комплекса или представлены достаточно значительными по площади складчатыми байкальскими областями, или образуют массивы среди палеозойских и более молодых геосинклинальных систем.

Самостоятельных байкальских (в широком смысле) складчатых областей не так много, и их легко перечислить. Это — Байкальская область, окаймляющая Сибирскую платформу от Таймыра до Прибайкалья, система Тимана к северо-востоку от Восточно-Европейской платформы, Анг-

Ба
нд

ло-Галицийская область фундамента Средней Европы (Журавлев, Раабен, 1968), область Внутренней Монголии, область Аделаиды в Австралии, а также два упомянутых выше самостоятельных межплатформенных пояса: Катангско-Аравийский (или Красноморский) в Африке и Бразильский в Южной Америке.

Значительно шире в пределах складчатых поясов распространены верхнепротерозойские срединные массивы, проглядывая повсюду среди более молодых складчатых систем. Именно с этими срединными массивами связаны покрывающие их отложения осадочного чехла, которые нередко имеют достаточно широкое распространение.

Срединные массивы

Срединные массивы в пределах складчатых поясов представляют собой участки верхнепротерозойского (байкальского в широком понимании) основания складчатых геосинклинальных систем. Срединные массивы по строению существенно отличаются от обособленных позднепротерозойских (байкальских) складчатых областей не только меньшими размерами, но еще двумя главными признаками, отмеченными уже А. Л. Яншиным (1965). Во-первых, они бывают прорваны интрузиями гранитоидов, которые по происхождению и возрасту теснейшим образом связаны с соседними геосинклинальными системами. Гранитоидные тела подобного рода иногда очень густо «нашпиговывают» отдельные части срединных массивов. Во-вторых, характерной особенностью срединных массивов является присутствие на их поверхности впадин или грабенов более или менее значительных размеров, которые заполнены молассовыми и вулканогенными толщами, генетически связанными с орогенным этапом соседней складчатой системы.

Хорошим примером является Центральный массив Франции — срединный в герцинской складчатой области Европы. По возрасту складчатости слагающих его пород он является кадомским, т. е. соответствует байкальским массивам. Его прорывают позднепалеозойские (герцинские) гранитоиды, а поверхность массива распространены многочисленные впадины и грабены, заполненные континентальными (частью угленосными) и эффузивными породами верхнего карбона и перми. Подобными же являются Чешский, Индосинийский и многие другие массивы.

Таким образом, срединные массивы, окаймленные более молодыми складчатыми системами, оказываются под активным воздействием гранитоидов, связанных с этими системами и сопровождающими их процессами метаморфизма вмещающих пород. На поверхности основания срединных массивов образуются впадины орогенного этапа соседних систем, заполненные соответствующими вулканическими и осадочными комплексами молассового типа.

Чехол основания срединных массивов

Складчатое основание срединных массивов в процессе развития геосинклинальных областей, в которые входят эти массивы, оказывается часто размытым, и его выровненная поверхность перекрыта более или менее мощным чехлом осадочных и вулканических пород, подобным платформенному чехлу.

Геосинклинальные системы, возникающие на этом древнем основании, могут быть заложены как прямо на обнаженном складчатом фундаменте, так и на основании, прикрытом осадочным «чехлом основания срединных массивов».

При формировании геосинклинальной системы этот чехол бывает вовлечен в прогибание и перекрыт геосинклинальными толщами осадков и эффузивов, а затем вместе с ними может быть захвачен складчатостью, пронизан интрузиями и метаморфизован. Нередко образования такого чехла принимают за нижний этаж геосинклинального комплекса. В действительности по генезису он не имеет никакого отношения к геосинклинальным образованиям и только вторично вовлечен в складчатость и сопровождающие ее процессы, вплоть до участия иногда в крупных надвигах и покровах.

Ярким примером этого являются Гельветские покровы, в которых участвуют не только геосинклинальные комплексы, образующие вместе с блестящими сланцами систему сложных покровов, но и закатанные вместе с ними «глюкнуты» известняков чехла основания автохтонных массивов Альп.

Чехол основания бывает представлен осадочными формациями платформенного типа, небольшой мощности. Это песчаники, глинистые породы, карбонатные породы, эффузивы, мало изменяющиеся по простиранию. За пределами складчатой системы на срединных массивах чехол основания не деформирован и залегает спокойно или слабо нарушен.

Породы чехла основания, где они участвуют в строении складчатых структур, обычно не отделяются несогласием от геосинклинального комплекса. Этим объясняется то, что до сего времени их очень редко выделяют как особый этаж структуры складчатых областей. Только анализ их состава по сравнению с геосинклинальным комплексом и небольшая, но выдержанная мощность позволяют отличить их от этого комплекса, в основании которого они залегают. Кроме того, здесь очень важно сравнение этих пород с чехлом соседних срединных массивов или молодых платформ; это сравнение часто показывает полное сходство таких чехлов с образованиями, участвующими в складчатой структуре и залегающими в основании геосинклинального комплекса.

Таким образом, для выделения чехла основания, вовлеченного в складчатость, необходим подход с позиций формационного анализа и сравнительное изучение осадочных комплексов чехла и основания геосинклинального комплекса.

Помимо чехла основания, который образовался до возникновения геосинклинальной системы и породы которого подстилают геосинклинальный комплекс, в складчатых областях бывают широко распространены толщи чехла такого же типа, покрывающие основание срединных массивов и состоящие из осадочных и вулканических пород, одновозрастных с геосинклинальным комплексом.

Платформенные формации этого рода могут ложиться непосредственно на размытую поверхность складчатого основания срединных массивов и покрывать породы нижнего, более древнего, чехла. В последнем случае чехол срединных массивов приобретает как бы двухэтажное строение. Его нижний комплекс является догеосинклинальным по условиям образования, а верхний — одновременным с геосинклинальным комплексом. Оба они могут быть разделены слабым несогласием, но могут сменяться совершенно согласно.

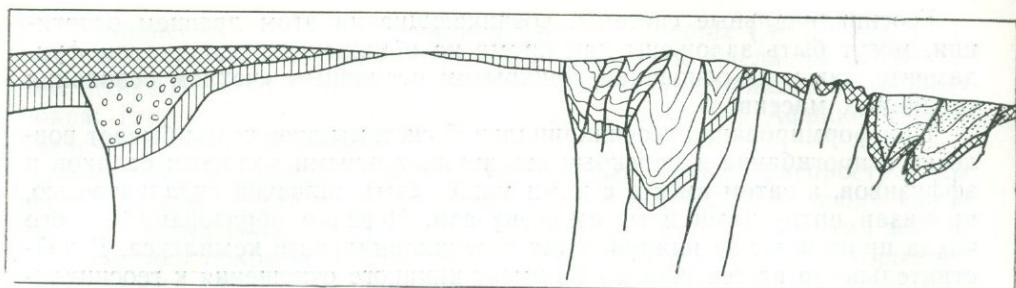


Рис. 1. Соотношения двух типов чехла срединных массивов с главными геосинклинальным и орогенным комплексами

1 — метаморфизованное и складчатое основание срединного массива; 2 — догеосинклинальный чехол основания; 3 — орогенный комплекс, более древний, чем данная геосинклинальная система; 4 — геосинклинальный комплекс; 5 — чехол основания, одновозрастный с геосинклинальным комплексом; 6 — орогенный или молассовый комплекс геосинклинальной системы; 7 — разломы

Первый из описанных типов чехла срединных массивов может быть выделен под названием догеосинклинального, или, в конкретных случаях, как догерцинский, доальпийский¹ и т. п. Второй тип чехла — одновозрастный с геосинклинальным комплексом, соответственно, может быть определен как синкаледонский, сингерцинский, синальпийский и т. д.

Оба типа чехла срединных массивов хорошо представлены в позднепалеозойских (герцинских), мезозойских складчатых областях, особенно широко в Альпийской (рис. 1). Хуже они выявляются, хотя так же известны, в более древних областях.

В пределах Альпийской складчатой области чехлы основания не только распространены на большой площади, но и очень разнообразны по строению, на что автор уже обращал внимание (Муратов, 1969).

На обширном пространстве Ирана, Афганистана, Малой Азии, Малого Кавказа широко развиты отложения чехла срединных массивов, представленные довольно мощным комплексом главным образом карбонатных и глинистых пород палеозоя, иногда триаса и юры. В различных районах стратиграфический объем этого чехла несколько меняется. На севере Ирана (Эльбурс), по данным Д. Штеклина (1966), он начинается с глинисто-карбонатной толщи с строматолитовыми известняками венда, которые сменяются кембрием, затем ордовиком, силуром, девонем, карбоном и пермью, а также триасом и иногда юрой. В Малой Азии (Тавр) разрез начинается с ордовика и силура. На Малом Кавказе, в горах Даралагеза, основание отложений чехла представлено средним девонем, а заканчивается разрез пермью и триасом. В Афганистане на гнейсовом основании срединного массива в районе Кабула залегают карбонатная толща чехла девона, карбона, перми, триаса и юры, вплоть до низов мела. В геосинклинальных системах Малого Кавказа, Загроса и Тавра этот догеосинклинальный чехол вовлечен в альпийскую складча-

¹ Или прегерцинский, преальпийский и т. п.

тость и участвует даже в структуре крупных шарьяжей (Тавр, район Мадена близ Диарбекира).

Примером более молодого чехла являются юрские породы Дзирульского массива и слоистые карбонатные толщи нижнего и верхнего мела и палеогена между Дзирульским массивом и Черным морем. Они покрывают поверхность той части Закавказского срединного массива, которая именуется Грузинской глыбой (Гамкрелидзе, 1969), и образуют комплекс синальпийского чехла, довольно сложно дислоцированного.

Два типа чехла основания вместе представлены в мощной, преимущественно карбонатной толще Южных Альп, характеризующейся спокойным залеганием и преимущественно глыбовыми дислокациями. Палеозойская часть этого комплекса и триас являются доальпийским комплексом чехла, юрско-меловая и палеогеновая части — синальпийские. Этот чехол здесь покрывает, кроме Южных Альп, край обширного срединного массива, охватывающего дно Адриатического моря и значительную часть Апеннинского полуострова.

Кроме этих двух охарактеризованных типов чехла основания, во многих районах Альпийской складчатой области распространен своеобразный чехол, включающий верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения. Формирование этого чехла предшествовало возникновению поздних, флишевых, геосинклинальных прогибов в конце раннего или начале позднего мела.

Наиболее характерным примером такого догеосинклинального, но в то же время раннеальпийского чехла является оболочка Аарского и других автохтонных массивов северной зоны Альп. Эта оболочка триасовых, средне- и верхнеюрских и нижнемеловых пород образует, как автохтонный чехол массивов, параавтохтон, т. е. чехол, участвующий в складках и небольших надвигах, и аллохтон — элементы крупных Гельветских покровов предгорий Альп. Осадочные толщи описываемого чехла участвуют, наравне с меловым и палеогеновым флишем и местами с неогеновым молассовым комплексом, в строении сложных складчатых и покровных структур.

По своей роли в их строении чехол основания отличается от флишевого комплекса только механическими свойствами и не отделен от последнего никакими следами несогласия. Поэтому подошву геосинклинального комплекса можно здесь отделить от чехла основания только по формационному признаку. Участие чехла основания в сложной структуре Альп хорошо рисуют многочисленные известные в литературе разрезы. Здесь воспроизведен (не полностью) для иллюстрации один из разрезов из работы А. Гейма (Heim, 1919) (рис. 2).

Так же распространен раннеальпийский чехол основания в Карпатах, где он покрывает многие гнейсовые массивы фундамента, в том числе поверхность Раховского массива Восточных Карпат, массивов Низких и Высоких Татр и др. В составе чехла здесь распространены породы перми, триаса, юры и нижнего мела. Элементом подобного же чехла являются выходы верхнеюрских известняков, вовлеченных в надвиги и складки среди флиша Восточных Карпат.

В восточной части Средиземноморского пояса, в Гималаях, палеозойский и мезозойский чехол также широко развит. К нему относятся белые кварциты девона, известняки и песчано-глинистые породы карбона, гондванская серия верхнего палеозоя, пермские продуктусовые известняки, известняки карбона и перми Непала, в частности слагающие вершину

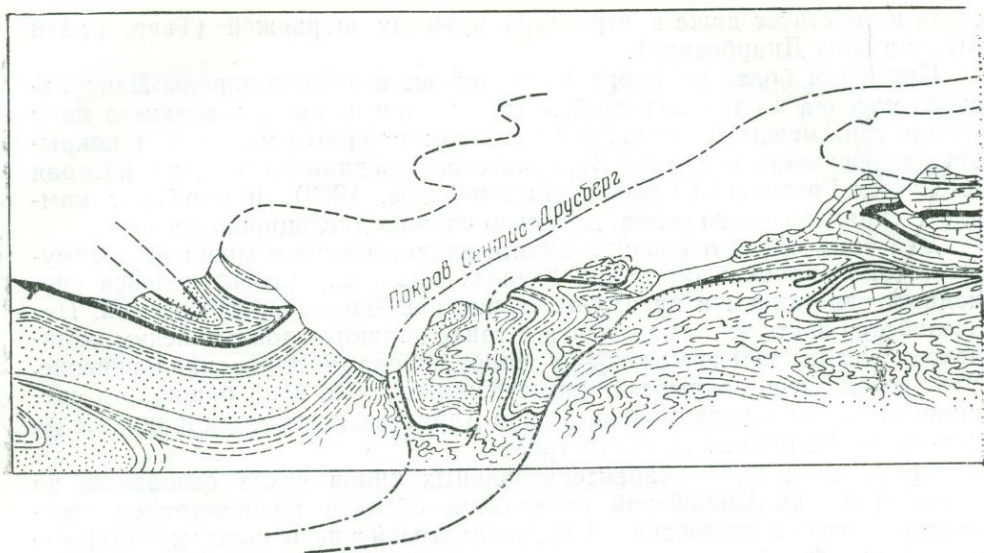


Рис. 2. Разрез Гельветской зоны Швейцарских Альп (по А. Гейму). Пример участка чехла основа-
 1 — кристаллические породы Аарского массива; 2 — юрские отложения чехла срединного массива;
 3 — блестящие сланцы внутренней зоны Альп; 4 — меловой геосинклиальный комплекс; 5 — палеогео-

Эверест, и др. К платформенному чехлу, вероятно, следует отнести и весь хорошо известный комплекс мезозойских отложений Спити.

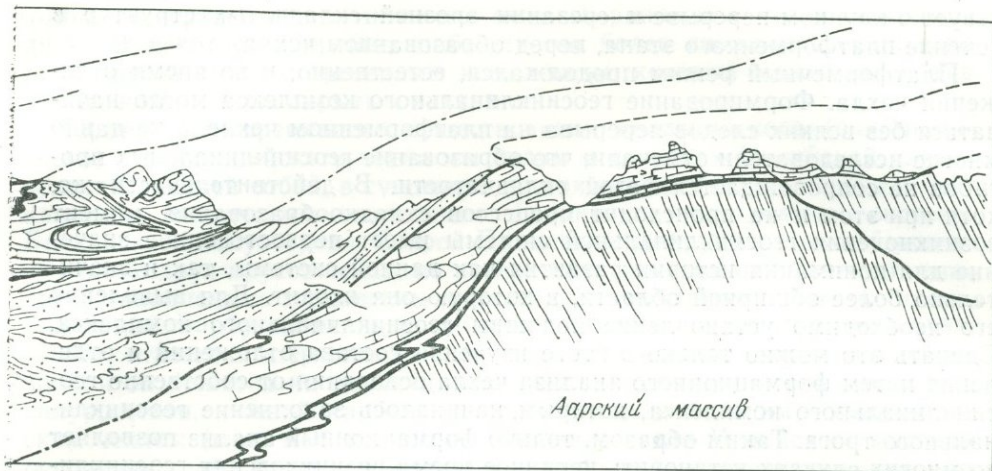
В Верхоянской мезозойской складчатой области догеосинклиальный чехол основания образуют карбонатные породы палеозоя, выступающие по краям Колымского массива. Комплекс триаса и юры на самом массиве образует более молодой чехол. В более древних складчатых областях чехлы основания разного типа также хорошо выражены. К ним относятся карбонатные толщи силура, девона, карбона многих частей Центрального Казахстана и Западной Европы.

В пределах Британских каледонид догеосинклиальный чехол, видимо, образуют торридонские песчаники. Точно так же к образованиям чехла основания относится спарамитовая серия Норвегии.

Примером еще более древнего рифейского чехла срединного массива является кокчетавская кварцито-сланцевая серия Казахстана. Эта серия имеет позднерифейский возраст (менее 1000 млн. лет по обломочным цирконам). По данным Ю. А. Зайцева (1968), она залегает несогласно на размытой поверхности древних гнейсов и зеленых сланцев зерендинской и боровской серий. Последние слагают основание древнего, вероятно, дорифейского (или доверхнерифейского) массива.

Известняковая серия рифея Сангиленского массива (Ильин, Кудрявцев, 1962) в Восточной Туве, достигающая огромной мощности, характеризуется однообразным выдержанным составом и тоже представляет собой, видимо, пример древнего чехла срединного массива.

Древнейшие платформенные комплексы нижнего протерозоя, получившие наименование протоплатформенного чехла (Павловский, 1964), примерами которых являются осадочный чехол платформы Южной Африки, коларо-удоканская серия Сибирской платформы и другие, по многим чертам строения и развития ближе к чехлам срединных массивов, чем к настоящим платформенным чехлам.



ния Аарского массива в строении сложных складок и покровов

новый флиш; 6 — стратиграфические контакты и их продолжения; 7 — тектонические контакты и их продолжения

Значение чехла основания для установления возраста геосинклинальных систем

Геосинклинальные системы принято обычно различать только по времени окончания складчатости. В последние годы возникло и широко распространилось учение о главном и заключительном этапах геосинклинального развития систем с оценкой их возраста по длительности этих этапов. Все же главным критерием возраста остается время завершающей складчатости с превращением геосинклинальной системы в складчатую и началом формирования платформенного чехла.

Вместе с тем для установления истории развития любой геосинклинальной системы не меньшее значение имеет время ее заложения, т. е. время возникновения трогов геосинклинальной системы вдоль разломов на обнаженном складчатом основании или на его чехле. Именно этот процесс определяет время возникновения данной системы. Значение его не меньше, чем возраста окончания главного и заключительного этапов развития или превращения в основание платформы. При этом, если время окончания развития геосинклинальной системы определяется четко по возрасту подошвы покрывающего платформенного чехла, то его начало в ряде случаев установить не удастся или устанавливается очень приближенно.

Это объясняется тем, что геосинклинальный комплекс налегает на подстилающие породы, относящиеся к чехлу основания, обычно совершенно согласно, только в частных случаях со следами перерыва или слабого несогласия. Крупные несогласия чаще проявляются не в основании геосинклинального комплекса, а именно в основании чехла, налегающего на складчатый фундамент срединных массивов. Это свидетель-

ствуется о крупном перерыве и срезании эрозией складчатых структур в течение платформенного этапа, перед образованием чехла.

Платформенный режим продолжался, естественно, и во время отложения чехла. Формирование геосинклинального комплекса могло начинаться без всяких следов перерыва на платформенном чехле. Уже давно многие исследователи отмечали, что образование геосинклинальных прогибов не сопровождается фазой складчатости. В действительности же, хотя при этом и не происходит процессов складкообразования, момент возникновения геосинклинальной системы имеет первостепенное значение для понимания истории развития как данной системы, так и значительно более обширной области, в которую она входит. Для выявления его необходимо установление подошвы геосинклинального комплекса. Сделать это можно только в итоге изучения состава отложений и отделения путем формационного анализа основания от собственно геосинклинального комплекса, которым начинается заполнение геосинклинального трога. Таким образом, только формационный анализ позволяет во многих случаях установить истинное время возникновения геосинклинальной системы.

Соотношения различных типов чехла среди́нных массивов с орогенными (молассовыми) комплексами

Молассовые комплексы геосинклинальных систем часто заполняют краевые впадины, расположенные на соседней части платформ, и межгорные впадины на поверхности складчатого основания срединных массивов. При этом орогенный комплекс в различных случаях может ложиться прямо на обнаженное основание срединных массивов или на покрывающий его чехол, как догеосинклинальный, так и одновозрастный геосинклинальному. Отличным примером является Большая Венгерская (Паннонская) межгорная впадина, в пределах которой молассовый комплекс (олигоцен, миоцен) налегает то прямо на кристаллическое (байкальское) основание Паннонского срединного массива, то на его чехол, представленный известняками палеозоя и триаса и вскрытый во многих местах скважинами.

То же самое наблюдается в разных частях Закавказского срединного массива. Его западная часть (Грузинская глыба) покрыта чехлом юрских, меловых и палеогеновых пород (сингеосинклинальный чехол). Прямо на него ложится альпийский молассовый комплекс Рионской и Куринской впадин. Вместе с тем молассовый неогеновый комплекс по краям Дзирульского массива перекрывает основание последнего. В Армении подошва неогеновых молассовых толщ налегает непосредственно на участки палеозойских пород, т. е. доальпийского чехла срединных массивов.

На Колымском массиве, вне зависимости от того, представляет ли его фундамент основание древней платформы (Белый, Николаевский, Тильман, Шило, 1964) или же является типичным срединным массивом с верхнепротерозойским складчатым основанием, он прикрыт значительным по мощности догеосинклинальным (силур — девон) и сингеосинклинальным чехлом (из осадочных отложений и эффузивов триаса и юры). На чехле из этих отложений залегает молассовый (орогенный)

комплекс верхней юры — нижнего мела Зырянской угленосной впадины. В некоторых случаях наблюдается более сложное соотношение двух ярусов чехла с орогенным комплексом, который может оказаться между ними как бы скрытым внутри.

Пример одновременного существования доальпийского (сингерцинского) и синальпийского чехла мы видим в пределах Мизийской плиты, представляющей собой, в сущности, настоящий срединный массив с байкальским складчатым основанием. Герцинские складчатые системы Балканского полуострова, Старой Планины и Добруджи его окаймляют.

Кроме двух ярусов чехла, на поверхности массива присутствуют впадины, заполненные герцинским молассовым комплексом. Этот комплекс, описанный Барбу и Василеску (Barbu, Vasilescu, 1967), Р. Г. Гарецким (1970), относится к среднему — верхнему карбону и перми. В основании впадин он ложится на нижний ярус чехла — сингерцинский (ордовик, силур, девон, нижний карбон), а перекрывается верхним — синальпийским чехлом (юра, мел, палеоген). Строение чехла Мизийского массива осложнено еще наличием крупных нарушений в структуре нижнего чехла, представленных системой приразломных складок и по-разному поднятых блоков.

Сингеосинклинальный чехол срединных массивов и миогеосинклинали

Комплексы отложений, образующие чехол срединных массивов, по возрасту близких к образованиям, заполняющим геосинклинальные прогибы, часто относят к миогеосинклиналям, особенно если они затронуты складчатостью. Однако чехлы срединных массивов характеризуются выдержанной на больших пространствах мощностью слагающих их осадочных образований, которая иногда достигает значительной величины. Для них типична также очень слабая изменчивость состава по простиранию. При этом чехол покрывает обширные площади и имеет однородное строение на всем своем протяжении. По условиям залегания на этих площадях осадочные толщи не похожи на те, которые заполняют миогеосинклинальные прогибы.

Лишь на отдельных участках, чаще всего близ края геосинклинальных систем, иногда обособляются более или менее ограниченные полосы, в которых распространены такие же по составу, но более мощные толщи. Они образуют отчетливо вытянутые в одном направлении (или несколько изогнутые) прогибы, в которых осадочный комплекс захвачен более или менее значительной складчатостью. Такие обособленные прогибы можно действительно считать относящимися к категории миогеосинклинальных (Штилле, 1964).

Проблема миогеосинклиналей недавно была рассмотрена Л. П. Зоненшайном (1969). Им сделан правильный вывод, что миогеосинклиналями следует именовать только геосинклинальные прогибы без магматических проявлений, с преобладанием геологических формаций платформенного типа. Им показано, что, кроме этих «истинных» миогеосинклиналей (в понимании Г. Штилле), некоторые исследователи так же называют внутренние геосинклинальные прогибы, приближающиеся по характеру к эвгеосинклиналям.

Мы не будем рассматривать здесь геосинклинальные прогибы этого рода, а отметим лишь, что можно согласиться с Л. П. Зоненшайном в том,

что их не следует относить к миогеосинклиналям. К этому необходимо добавить, что миогеосинклинали встречаются не только в краевых зонах геосинклинальных областей по окраинам платформ (западный склон Урала, Западные Аппалачи), но иногда бывают связаны с широкими площадями распространения чехла срединных массивов во внутренних частях геосинклинальных областей. Заполняющие их осадочные комплексы связаны с соседними участками распространения чехла непрерывными переходами.

Примером миогеосинклинали именно этого рода являются образования мезозойского и палеогенового комплекса Динарских гор Югославии с их непрерывным карбонатным разрезом (зона Высокого Карста), достигающим значительной мощности. Этот комплекс формировался в прогибе. Остатки такого же по составу, но более тонкого чехла разновозрастных отложений распространены на обширной площади Балканского полуострова, залегая в основании флишевого комплекса.

Соотношение чехла срединных массивов и чехла молодых платформ

Самым молодым эпигерцинским чехлом обладают платформы, в строении основания которых участвуют позднепалеозойские (герцинские, варисские) складчатые системы.

В кайнозойских областях платформенный чехол отсутствует, например в Альпийской складчатой области, которая еще находится в заключительной стадии геосинклинального развития. Тем более он не сформировался в кайнозойских областях Тихоокеанского пояса, которые, по-видимому, проходят еще более ранние стадии. В пределах мезозойских складчатых областей также нет платформенного чехла, хотя в них геосинклинальное развитие уже завершилось, но они находятся на ранней ступени платформенного развития. Горные области, возникшие в результате орогенеза, еще не срезаны эрозией, и осадконакопление здесь происходит только в ограниченных по площади впадинах и грабенах (тафрогенах).

Наиболее типичными молодыми платформами являются Западно-Сибирская, Туранская и плиты: Скифская, Западно-Европейская и др. (Яншин, 1965б; Яншин и др., 1966).

В строении эпигерцинского чехла молодых платформ в настоящее время выделяют два отчетливо выраженных яруса, соответствующих двум этапам их платформенного развития (Яншин и др., 1966). Нижний ярус представлен осадочными и вулканогенными породами триаса и юры, заполняющими отдельные узкие, иногда длинные грабены. Это предчехольный (по В. Н. Соболевской, 1965), или тафрогенный, ярус. Второй ярус — собственно эпигерцинский платформенный чехол — одевает сплошным покровом различные складчатые системы фундамента плит: байкальские, каледонские, герцинские, как и разделяющие их срединные массивы, и, естественно, сингерцинский и более древний чехол последних.

Выделить в пределах сплошного чехла эпибайкальские, эпикаледонские, эпигерцинские участки не всегда представляется возможным и вряд ли целесообразно. Их единый чехол правильнее именовать целиком по возрасту наиболее молодых систем, которые он покрывает, — эпигерцинским.

Чехол основания срединных массивов отличается от эпигерцинского не только возрастом, но и более высоким метаморфизмом и особенностями распространения. Распространение сингерцинского чехла ограничивается только площадью срединных массивов. Участки более древнего, допалеозойского, чехла покрывают еще меньшие площади, так как приурочены только к срединным массивам внутри байкальских складчатых систем (Сангиленский, Кокчетавский массивы и др.). Сингерцинский чехол срединных массивов, если они перекрыты эпигерцинским, приобретает роль нижнего комплекса платформенного чехла, имеющего более ограниченное распространение, чем верхний. Триасовые и юрские породы, заполняющие грабены тафrogenного этапа, могут быть наложены в отдельных случаях прямо на древний чехол срединных массивов.

Таким образом, в пределах всех складчатых геосинклинальных поясов выделяются два типа чехла срединных массивов, представляющие достаточно важный элемент структуры складчатых областей. Выделение их имеет особенно существенное значение, когда осадочные комплексы чехла оказываются вовлеченными в геосинклинальное прогибание и складчатость. Выше было показано различие двух типов чехла основания, а также их соотношение с геосинклинальными комплексами (главным и орогенным) и с образованиями эпигерцинского платформенного чехла. Следует подчеркнуть, что именно эпигерцинский чехол имеет широкое распространение как чехол молодых платформ. Что касается более древних — эпикаледонских, эпibaйкальских, то они представлены лишь чехлом срединных массивов и не образуют настоящего платформенного чехла, покрывающего значительные площади.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. 1962. Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат.
 Белоусов В. В. 1968. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука».
 Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. 1964. Тектоническая карта Северо-Востока СССР. Магадан.
 Богданов Н. А. 1969. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, № 3.
 Гамкрелидзе П. Д. 1966. Основные черты строения Кавказа.— Геотектоника, № 3.
 Гамкрелидзе П. Д. 1969. Строение и развитие западной части Большого Кавказа и Грузинской плиты.— Геотектоника, № 4.
 Гарецкий Р. Г. 1970. О фундаменте Мизийской плиты.— Геотектоника, № 4.
 Журавлев В. С., Раабен М. Е. 1968. Байкалиды Европы и послерифейская история их развития. В сб. «Орогенические пояса». Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Проблема 3. М., «Наука».
 Зайцев Ю. А. 1968. Соотношение структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане. В сб. «Орогенические пояса». Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Проблема 3. М., «Наука».
 Зоненшайн Л. П. 1969. О многогеосинклиналях.— Геотектоника, № 4.
 Ильин А. В., Кудрявцев Г. А. 1962. Докембрий Тувы.— Сов. геол., № 9.
 Кизевальтер Д. С., Муратов М. В. 1959. Тектоника Кокчетавского массива в Северном Казахстане.— Бюлл. МОИП, сер. геол., № 4.
 Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука».
 Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. 1967. Островные дуги и становление гранитного слоя земной коры.— Геотектоника, № 1.
 Муратов М. В. 1957. Проблема происхождения океанических впадин.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5.
 Муратов М. В. 1965. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии.— Геотектоника, № 6.

- Муратов М. В.* 1967. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов.— Изв. высш. учебн. завед. № 10.
- Муратов М. В.* 1969. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы.— Геотектоника, № 2.
- Муратов М. В.* 1970. Геосинклинальные складчатые системы докембрия.— Геотектоника, № 2.
- Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И.* 1968. Строение складчатого основания равнинного Крыма.— Геотектоника, № 4.
- Павловский Е. В.* 1964. Происхождение и развитие древних платформ. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». М., «Наука».
- Петрушевский Б. А.* 1964. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука».
- Пуцаровский Ю. М.* 1963. Некоторые особенности тектоники северной части Тихоокеанского рудного пояса. В кн. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР.
- Пуцаровский Ю. М.* 1965. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, № 6.
- Пуцаровский Ю. М.* 1969. Очерк строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны. В кн. «Кайнозойские тектонические зоны Тихоокеанского кольца». М., «Наука».
- Соболевская В. Н.* 1965. Об этапах тектонического развития эпипалеозойских плит. В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., «Наука».
- Удинцев Г. Б.* 1964. Рельеф и структура дна Тихого океана. В сб. «Гималайский и альпийский орогенез». Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. М., «Недра».
- Шатский Н. С.* 1946. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Штеклин Д.* 1966. Тектоника Ирана.— Геотектоника, № 1.
- Штрейс Н. А.* 1964. О происхождении Гондваны. Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. М., «Недра».
- Штилле Г.* 1964. Введение в геологическое строение Северной Америки. Избр. труды. М., «Мир».
- Янишин А. Л.* 1965а. Проблема срединных массивов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5.
- Янишин А. Л.* 1965б. Общие особенности строения и развития молодых платформ. В кн. «Молодые платформы». М., «Наука».
- Янишин А. Л., Гарецкий Р. Г., Зайцев Н. С., Муратов М. В., Пейве А. В., Пуцаровский Ю. М., Удинцев Г. Б., Херасков Н. П.* 1966. Тектоника Евразии. М., «Наука».
- Barbu С., Vasilescu E.* 1967. Tectonique du pré-mésozoïque de la plateforme Moesique.— Assoc. géol. Carpat-Balkanique, VIII kongr.
- Heim A.* 1919. Geologie der Schweiz. Bd. II. Leipzig.

О ТЕКТОНИКЕ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ

А. С. Новикова

Проблема соотношений между структурообразованием ранних стадий развития Восточно-Европейской платформы и предшествовавшего ей геосинклинального этапа занимает одно из центральных мест современной геотектоники. Существующие построения и схемы основаны, прежде всего, на анализе геофизических материалов, отражающих неоднородность состава кристаллического фундамента платформы. При этом еще со времен А. Д. Архангельского широко используют вывод о том, что направление полос аномалий в общем совпадает с простираем пород, слагающих основание платформы. Зоны линейных магнитных и гравитационных аномалий, обусловленные породами повышенной плотности и магнитной восприимчивости, обычно интерпретируют как зоны распространения карельских (нижнепротерозойских) складчатых сооружений, разделяющих древнейшие архейские глыбы или массивы. Эти линейные зоны сравнивают с синклиниями или геосинклинальными трогами, заложившимися на древнем архейском основании.

Анализ современных данных об условиях залегания метаморфических комплексов глубокого докембрия, проведенный автором в течение последних лет, показывает, что представление о карелидах как о синклинорных формах не является строго доказанным и требует пересмотра (Новикова, 1969). В предлагаемой вниманию читателя статье предпринята попытка раскрыть это положение на примере анализа тектоники докембрия Карелии. Сравнительное изучение морфологии ее структур позволяет выявить природу движений, предшествовавших формированию щита платформы, и наметить черты преемственности развития раннедокембрийских форм с тектоническими элементами платформы.

Деформации метаморфических пород восточной части Карелии все исследователи объединяют под общим названием Восточно-Карельского синклиория, полагая, что его составляют Шомбозерский, Шуезерский, Парандовско-Надвоицкий (Выгозерский) прогибы, а также прогиб Ветреного Пояса. Они отделены один от другого антиклиналями, сло-

женными гранито-гнейсами и мигматитами. Восточно-Карельская синклиновая структура на северо-востоке граничит с гранито-гнейсовыми куполами Беломорского региона, а с юго-запада к ней примыкает Центрально-Карельский антиклинорий (Кратц, 1963) или срединный массив (Харитонов, 1966), сложенный гранитоидами разного возраста. Западнее Центрально-Карельского антиклинория расположены Большеозерско-Хедозерский, Гимольский и другие прогибы, объединяемые в Западно-Карельский синклинорий.

Приведенное расчленение структуры докембрия на две категории является общепризнанным и не вызывает сомнений. Вместе с тем морфологические признаки выделяемых форм не позволяют классифицировать их как антиклинорные и синклинорные и требуют иной трактовки, о чем будет идти речь ниже.

В современном эрозионном срезе метаморфические вулканогенно-осадочные образования занимают заметно меньшую площадь по сравнению с областями распространения гранитоидных пород. Они образуют локальные полосы и пятна, иногда группируются в линейные зоны. Детальные профили через докембрийские образования Карелии, проведённые в разных направлениях, рисуют однообразную асимметричную структуру чешуйчатых моноклиналей или надвигов. Они представляют собой линейные формы среди обширных полей гранитоидов. Наиболее крупные структуры вытянуты на протяжении многих десятков километров при сравнительно незначительном поперечном сечении от нескольких сотен метров до 10—20—50 км. Углы падения пластов, как правило, превышают 50—60°, а нередко наблюдаются очень крутые, почти вертикальные положения пластов. Моноклиналиное залегание пород сопровождают поверхности крутых надвигов, вдоль которых развиты тектонические брекчии, катаклазиты и милониты, а также линзы и пластообразные тела серпентинитов, талько-карбонатных и тремолитовых пород.

Чешуйчатые моноклинали группируются в несколько зон, которые на схеме (рисунок) объединены под следующими названиями: «зона тектонитов Ветреного Пояса», «Восточно-Карельская зона рассланцевания», «Пальеозерско-Койкарская система деформаций», они включают и ряд других, менее значительных структур, таких, как Кумсинская, Хаутоварская, Гимольская и др. В расположении этих зон и локальных структур прослеживается определенная упорядоченность, которая отражена на той же тектонической схеме (см. рисунок).

Восточно-Карельская зона рассланцевания и зона тектонитов Ветреного Пояса принадлежат к наиболее крупным линеаментам рассматриваемого региона. Структура Восточно-Карельской зоны в значительной мере сложена породами, претерпевшими зеленокаменное изменение: диабазами, порфиритами, мандельштейнами, брекчиями и зелеными сланцами. На стратиграфических схемах их обычно объединяют в тунгудскую серию раннего протерозоя. Зеленокаменные породы составляют диабазо-филлитоидную формацию. Более древние комплексы принадлежат к породам парандовской серии. Ее биотит-плагиоклазовые и амфиболовые сланцы и амфиболиты распространены спорадически, преимущественно вдоль восточной окраины пояса зеленокаменных пород в виде узких прерывистых полос, незаметных на мелкомасштабных геологических картах.

Структурные элементы, составляющие Восточно-Карельскую зону, простираются в северо-западном и субмеридиональном направлениях.

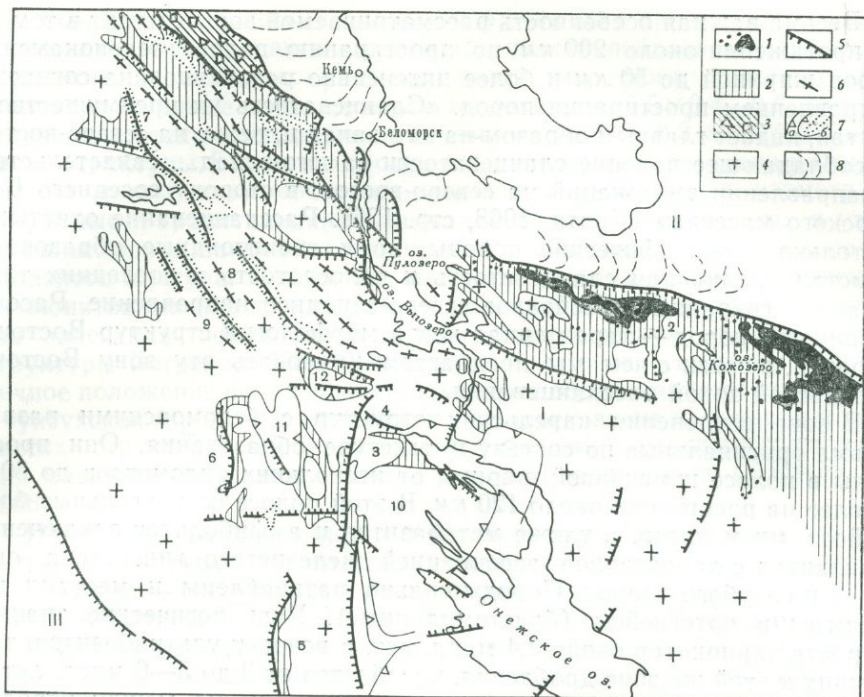


Рис. Схема тектоники докембрия Карелии (составила А. С. Новикова по материалам геологических исследований Северо-Западного геологического управления, Института геологии докембрия, Северо-Западного геофизического треста и личных наблюдений)

1 — формации гипербазитового ряда; 2 — формации метабазитового ряда [диабазово (толентово)-филлитовидная, железорудная, кератофиро-сланцевая и др.]; 3 — бластомилониты чарнокитовые; 4 — гранитоидные формации; 5 — зоны чешуйчатых надвигов разного возраста; 6 — элементы простираний гнейсовидности, полосчатости, сланцеватости; 7 — магматогенные структуры: а — наложенные, б — унаследованные; 8 — простиранья беломорских гнейсов.

Цифры на схеме: I — Карельская зона сжатия; II — Беломорский регион развития гнейсовых куполов; III — Свеккофенская область структур «альпийского типа»; 1 — Восточно-Карельская зона расщепления; 2 — зона тектонитов Ветреного Пояса; 3 — Пальеозерско-Койкарская система деформаций; 4—6 — чешуйчатые моноклинали: 4 — Куминская, 5 — Хаутоварская, 6 — Гимольская; 7—9 — структуры вулканических желобов: 7 — Чирка-Кемская, 8 — Елмозерская, 9 — Маслозерская; 10—12 — впадины: 10 — Онежская, 11 — Янгозерская, 12 — Сегозерская

На протяжении всей зоны сохраняется однообразное полосовое распространение пород. Профильные разрезы, пересекающие Восточно-Карельскую зону в районе Пибозера — оз. Вороньего, пос. Парандово, южнее ст. Кочкома и в других местах, раскрывают характерную картину моноклинального залегания. Моноклинали представляют собой линейные структуры сжатия, в пределах которых породы либо стоят на головах, либо круто наклонены в каком-либо одном направлении. Весьма примечательно отсутствие периклинальных и центриклинальных разворотов слоев. Восточно-Карельской зоне свойственны многочисленные дизъюнктивные нарушения, в пределах которых особенно интенсивно проявляются милонитизация, развальцевание, брекчирование, складки волочения. К поясам сжатия тяготеют дайки габбро-диабазов, локальные тела ультраосновных пород, пластовые тела и линзы талько-хлоритовых сланцев, а также проявления полиметаллического оруденения.

Весьма важная особенность рассматриваемой зоны состоит в том, что на протяжении около 200 км по простиранию полоса зеленокаменных пород шириной до 50 км и более интенсивно расланцована согласно с направлением простирания пород. «Сланцеватость их преимущественно крутая, падает главным образом на юго-запад и, реже, на северо-восток... Преобладающее падение сланцеватости на юго-запад... свидетельствует о направлении дислокаций на северо-восток, в сторону соседнего Беломорского массива» (Кратц, 1963, стр. 136). Расланцование охватывает не только метаморфические породы, но и гранитоидные образования. Кристаллизационная сланцеватость и полосчатость в последних также зачастую сохраняют устойчивое северо-западное направление. Расланцованность пород — характерная черта морфологии структур Восточной Карелии, в связи с чем мы предлагаем именовать эту зону Восточно-Карельской зоной расланцевания.

В зоне сочленения карельских структур с беломорскими развиты весьма оригинальные по составу и текстуре образования. Они прослежены в полосе изменчивой ширины от нескольких километров до 50 км и более на расстоянии около 120 км. В этой полосе остроугольные блоки гнейсов, мигматитов, а также метабазитов и амфиболитов заключены в чарнокитах с характерной ассоциацией железистого гиперстена, ортоклаза и голубого кварца. Породы сильно раздроблены и местами превращены в ортогнейсы (бластомилониты). Радиологические значения возраста чарнокитов около 2,4 млрд. лет, а возраст ультрабазитов, тяготеющих к этой же зоне дробления, колеблется от 3 до 5—6 млрд. лет.

Текстурные признаки и структурные соотношения между породами зоны дробления, подробно исследованные Ю. Д. Пушкаревым и К. А. Шуркиным (1967), их положение на стыке крупных тектонических регионов позволяют сравнивать рассматриваемые образования с тектонитами типа «меланж» альпийского орогенического пояса (Пейве, 1969). Их существенным отличием является чарнокитовый состав пород «связующей массы», а не серпентинитовый, как это наблюдается на примерах структур, возникающих в областях с разрезом коры океанического типа.

Зона тектонитов Ветреного Пояса отличается рядом специфических особенностей. Это, прежде всего, заметная насыщенность телами ультраосновных пород, не имеющих столь широкого распространения в других структурах. Обращают на себя внимание также многочисленные дизъюнктивные нарушения и, наконец, резко выраженная асимметрия строения (см. рисунок).

Названная структурная зона прослеживается на протяжении около 250 км. В районе Кожозера, примерно в средней части зоны, породы резко меняют простирания с северо-западных на широтные, а затем — меридиональные и юго-западные, образуя дугообразный выступ на северо-восток. На месте этого выступа намечается пережим в распространении оливиновых порфиритов, прослеживающихся на всем протяжении структурной зоны вдоль ее внешнего края по границе с беломорскими куполами. Внутренняя граница зоны Ветреного Пояса с карельскими гранитоидами имеет прихотливый, сложный рисунок.

Оливинсодержащие породы пояса, по-видимому, принадлежат к весьма древним образованиям рассматриваемой зоны. Их возраст определен в интервале 2100—2389 млн. лет (Герлинг и др., 1965). По петрохимическим особенностям они близки к океанитам и оливиновым толеи-

там Гавайских островов (Куликов, 1969). На всем протяжении структуры Ветреного Пояса развиты локальные пластинообразные тела габбро-перидотитов, согласных с вмещающими породами, реже — секущих. Наиболее крупные тела достигают размеров $5,5 \times 0,4 - 0,6$ км; чаще встречаются тела с поперечными сечениями $1 \times 0,2 - 0,3$ км. Подавляющая часть структуры Ветреного Пояса сложена амфиболитизированными диабазами и сопутствующими им породами. Линейные и изометричные магнитные и гравитационные аномалии над телами основных и ультраосновных пород наиболее часто группируются вдоль Кожозерского дугообразного выступа. С этим же выступом связана заметная скученность дизъюнктивных нарушений разных направлений. Пестрая смена элементов залегания пород сопровождается тектоническую раздробленность структуры Ветреного Пояса. Косвенно об этом же свидетельствует различное положение пород, сопоставляемых с образованиями парандовской и тунгудской серий, по отношению к ультраосновным эффузивам в разных частях структуры пояса, а также признаки перевернутого залегания массива габбро-амфиболитов в районе Коросозера (Богачев и др., 1968).

Перечисленные особенности зоны Ветреного Пояса позволяют сравнить его структуру с гигантской тектонической брекчией, а породы, ее образующие, — с элементами разреза коры океанического типа в понимании Н. А. Штрейса (1967), А. В. Пейве (1969), А. Л. Книппера (1970).

Восточно-Карельская зона расланцевания и зона тектонитов Ветреного Пояса сохраняют характерные черты строения на протяжении многих сотен километров. Они, несомненно, принадлежат к линейментным структурам первого порядка. Тектоническим формам Центральной и Западной Карелии свойственны те же признаки, что и уже рассмотренным структурным зонам, только проявляются они в заметно меньшей степени. Пальеозерско-Койкарская система деформаций наиболее полно раскрывает тектонические особенности этого ряда структур (см. рисунок). В строении этой системы участвуют актинолитовые сланцы, зеленокаменные вулканиты, кремнистые сланцы и филлиты бергаульской серии раннего протерозоя, кварциты, кварцевые конгломераты, метадиабазы и метапорфириты ятулия, а также своеобразные конгломерато-брекчии, относимые к сариолийским образованиям среднего протерозоя. Протяженность рассматриваемой системы деформаций около 100 км, наибольшее поперечное сечение в районе пос. Койкар не превышает 10 км.

Согласно данным Л. Я. Харитоновой (1966) и В. В. Яковлевой, на значительном протяжении Пальеозерско-Койкарской системы деформаций прослеживается серия крутых надвигов субмеридионального простирания, сопровождаемых полосой интенсивного смятия и расланцевания как ятулийских, так и доятулийских пород. Поверхности надвигов наклонены под углами $65 - 85^\circ$. Анализ современной структуры названной системы деформаций показывает, что она не представляет собой сопряженных складчатых форм — антиклиналей и синклиналей, как полагают некоторые исследователи, а образована из тектонических блоков и клиньев, в пределах которых наблюдаются разнообразные дизъюнктивные и пликвативные нарушения. Особый интерес представляют элементы структуры рассматриваемой зоны, сложенные породами, относимыми к сариолию. Они занимают заметную площадь в районе горы Немикас (севернее Койкарского блока) (см. рисунок), а также к северо-западу от Пальеозера, где прослеживаются неширокой полосой на протяжении

более 10 км вдоль края Пальеозерско-Койкарской системы деформаций. Этим образованиям свойственны пестрый, непостоянный состав и постоянные проявления признаков сжатия: зеркал скольжения, развалцевания, смятия. Округлые включения, как правило, сплющены и нередко группируются в цепочки, вытянутые в направлении расщепления пород. По составу и текстурам породы близки к брекчиям, в которых наряду с обломками, кусками и глыбами вулканитов, сланцев, филлитов, мраморизованных известняков в граувакковом или лавовом цементе заключены многочисленные «валуны» гранитоидов и «галки» кварца. Породы гранитоидного ряда иногда заметно преобладают над обломочным материалом иного состава. Несомненно, эти образования не принадлежат к категории седиментогенных, а представляют собой тектониты. Набор пород кластического материала свидетельствует о постбергаульском времени их возникновения.

Анализ истории развития рассматриваемой полосы деформаций позволяет выделить здесь нарушения постбергаульского и постсегозерского возраста. Вместе с тем очевидно, что движения вдоль этих поверхностей надвигов неоднократно возобновлялись. Заложение наиболее ранних надвигов, по-видимому, связано с начальными этапами формирования пород бергаульской серии.

Примечательна заметная преемственность в расположении постбергаульских и постятулийских деформаций, тесная связь морфологии мелких нарушений с простираем и падением надвиговых поверхностей. Древние поверхности надвигов служили зонами линейной проницаемости для магматических расплавов ятулийского времени. При этом проседания, связанные с остыванием магматических тел, внесли новые черты в морфологию надвиговых структур. Они проявились в значительной мере в виде «вулканических борозд» и тесно связанных с ними деформаций, с обратным направлением движения надвигов падениями пластов. Нарушения такого рода наблюдаются в Пальеозерской, Кедриламбинской и Салвиламбинской структурах. В других местах Центрально-Карельского региона проявились более совершенные формы магматогенного структурообразования, такие, как Сегозерская, Онежская и другие наложенные впадины (см. рисунок).

Тектонические структуры Западной Карелии — Гимольская, Хедозерская, Костомукшская и другие в значительной мере однотипны с уже рассмотренными выше структурами Восточной и Центральной Карелии. Чешуйчатые моноклинали, несомненно, являются характерными деформациями глубокого докембрия всего рассмотренного региона и, по-видимому, принадлежат к самостоятельному классу структур, связанных со сжатием пород.

На тектонической схеме (см. рисунок) видно, что структуры сжатия Центральной и Западной Карелии группируются в системы линейно вытянутых деформаций, которые вместе с Восточно-Карельской зоной расщепления и зоной тектонитов Ветреного Пояса составляют единую асимметричную чешуйчатую структуру. Отчетливо видно также, что и по размерам, и по интенсивности проявления деформаций Восточно-Карельская зона и зона тектонитов Ветреного Пояса являются структурами, определяющими стиль развития чешуйчатых моноклиналей Центральной и Западной Карелии.

В северной части Центральной Карелии элементы простираения Чирка-Кемской, Тикшозерской и Маслозерской моноклиналей ориентированы в

том же направлении, что и Шомбозерская и Шуезерская ветви Восточно-Карельской зоны расланцевания.

На юге Карелии обнаруживается удивительное соответствие очертаний северо-восточной и восточной границ Онежской впадины с элементами простирания зоны тектонитов Ветреного Пояса. На простирании внешнего субширотного края тектонитов Ветреного Пояса, а также деформаций, развитых по северо-восточной периферии Онежской впадины, располагаются субширотные структуры Ньюкозера, Сегозера и другие, в значительной части выявленные по геофизическим данным (Цирюльникова и др., 1968).

На месте стыка Восточно-Карельской зоны с зоной тектонитов Ветреного Пояса намечается разворот чешуйчатых моноклиналей северо-западного простирания к югу. В субмеридиональном направлении простираются Пальеозерско-Койкарская, Хаутоварская и другие структуры.

На фоне общего рисунка простираний тектонических форм, вписывающихся в контуры краевых линеаментов, весьма характерны пересечения чешуйчатых моноклиналей разного простирания. Наглядным примером тому служит зона сочленения Кумсинской субширотной структуры, вписывающейся в систему простираний зоны тектонитов Ветреного Пояса, с Пальеозерско-Койкарской субмеридиональной системой деформаций, расположенной на простирании тыловых структур Восточно-Карельской зоны.

Метаморфизованные диабазы и порфириды, зеленые сланцы и кварциты, образующие Кумсинскую структуру, на протяжении 20 км прослеживаются в субширотном направлении в виде узкой (до 2 км в поперечнике) полосы очень круто стоящих пластов.

На северо-западном конце Кумсинская структура резко срезается Пальеозерско-Койкарской системой деформаций. В этом месте распространение различных комплексов пород напоминает картину гигантской брекчии. В районе поселков Покровское и Остречье на площади около 100 км² на поверхности обнажаются линзы, клинья и блоки гранодиоритов, гранитов, гнейсо-гранитов и мигматитов, зеленых сланцев, кремнистых и карбонатных сланцев, доломитовых мраморов, кварцитов и других пород, заключенных среди зеленокаменных вулканитов, заполняющих промежутки между глыбами. Условия залегания пород на этом участке в известной мере отражают схематические геологические карты, составленные К. О. Кратцем и О. А. Рийконен (Кратц, 1963) и Л. Я. Харитоновым (1966).

Таковы основные данные о морфологии структур метаморфических комплексов докембрия Карелии. К сказанному выше следует добавить, что структуры разных порядков неизменно обнаруживают черты подобия, проявляющиеся прежде всего в асимметрии строения как частных форм, так и региональных. Асимметрия выявляется в увеличении интенсивности деформаций с запада на восток, в изменении разрезов формационных рядов, в характере соотношений с прилегающими тектоническими областями; восточные границы ведущих карельских линеаментов на всем протяжении четко отделяют область развития беломорских гнейсовых куполов, тогда как западная граница не имеет столь резких и непрерывных очертаний со структурами свекофенид. Асимметрия строения Карельского тектонического региона, наряду со всем изложенным выше, также указывает на связь его происхождения с горизонтальным сжатием.

В результате движений такого рода, по-видимому, образовались поверхности крутых надвигов, уходящих в глубинные зоны земной коры и верхней мантии.

* * *

На тектонической схеме видно, что значительные площади Карельской тектонической зоны сложены гранитоидами.

Анализ среднемасштабных геологических карт Центрально-Карельского, Южно-Сегозерского, Масельского и других массивов гранитоидов, составленных В. В. Яковлевой, С. А. Дюковым и другими, показывает, что подавляющая часть площади массивов гранитоидов сложена древнейшими, интенсивно мигматизированными плагиоклазовыми и, в меньшей мере, плагиомикроклиновыми гнейсо-гранитами и гнейсо-гранодиоритами. Заметно меньше распространены биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы. На большей части площади границы распространения гранитоидов разного состава простираются в северо-западном направлении; близ зоны стыка Восточно-Карельской системы деформаций и зоны тектонитов Ветреного Пояса их простираение меняется на широтное, а западнее Пальеозерско-Койкарской чешуйчатой структуры тела гранито-гнейсов и гранитов вытянуты в субмеридиональном и северо-восточном направлениях.

Интересная особенность строения массивов подчеркнута С. Б. Лобач-Жученко (1969) и другими исследователями. Она состоит в том, что структурные элементы гранитоидов — полосчатость, кристаллизационная сланцеватость — обнаруживают удивительную конформность с простирающимися структурами, сложенных супракрустальными породами. Это, по-видимому, связано с общими особенностями тектоники, свойственными как структурам гранито-гнейсов и гранитов, так и чешуйчатым моноклиналям. Они указывают на то, что процессы гранитообразования и ультраметаморфизма являются либо наложенными на ранее сформированную структуру, либо они возникли одновременно с надвиговым структурообразованием, сопровождавшимся рассланцеванием пород. Этот вопрос заслуживает специального рассмотрения.

После исследований В. В. Яковлевой, С. А. Дюкова, С. Б. Лобач-Жученко выяснилось, что останцы сланцево-метадиабазовых пород и линзовидные тела габбро-амфиболитов и ортоамфиболитов, широко распространенные среди древнейших гранитоидов Карельского региона, принадлежат к тому же ряду формаций, что и вулканогенно-осадочные образования парандовской, бергаульской, гимольской и, возможно, тунгудской серий, и с оригинальными особенностями химизма, свойственного океанитам. Эти данные позволяют сделать заключение, что развитие метабазитового формационного ряда предшествовало возникновению основной массы гранитоидов Карельской тектонической области. Структуры ее догранитоидного этапа развития, по-видимому, морфологически существенно отличались от тектонической обстановки, господствовавшей на месте распространения гнейсовых куполов Беломорского региона, где биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и гранито-гнейсы образуют изометричные купольные структуры. В рисунке карельских тектонических форм бросается в глаза неравномерное, прерывистое распространение гранитоидных пород. Несомненно, уже в догранитоидный этап развития существовали элементы структурной и геохимической дифференциации,

предопределившие существенно разные пути эволюции различных участков карельского региона.

Надвиговые движения, проявлявшиеся многократно вдоль одних и тех же зон, свидетельствуют об определенной унаследованности развития структуры карельского докембрия. Несомненно, что возникновение форм, сложенных породами гранитоидного ряда, происходило в тесной связи с движениями вдоль поверхностей надвигов. Их морфология сочетает черты линейности и изометричности; для них характерны вытянутые сигарообразные, овальные и открытые подковообразные или дугообразные структуры. В догранитоидный этап развития на их месте, очевидно, были формы, гомологичные древним крутым надвигам; они принадлежат пока еще к неклассифицированным элементам первичной структуры.

Таким образом, в строении Карельского региона выделяются два типа структурообразования. Один из них связан с формациями базитового ряда и формированием зон сжатия; особенности развития второго определяет процесс гранитообразования.

В свете изложенных выше данных напрашивается вывод о том, что существующие представления о стратиграфическом разрезе глубокого докембрия Карельского региона не являются безусловными. Совершенно очевидно, что какие-то части разрезов парандовской, бергаульской и других серий принадлежат к более древним образованиям, нежели древнейшие карельские гранитоиды. Такое заключение согласуется с данными радиологических исследований и, как отмечает Э. К. Герлинг, если полученные значения возраста основных пород являются истинными, то время формирования пород, образующих «сланцевые пояса карелид», следует «удревнить» до трех с лишним миллиардов лет и предположить, что в их строении принимают участие разновозрастные комплексы. Этот вывод Э. К. Герлинга и его соавторов неоднократно следует из анализа данных радиологических определений и, несомненно, указывает на то, что формирование пород реликтовых структур связано с наиболее древним этапом развития Карельской тектонической зоны.

Неповсеместное, прерывистое распространение гранитоидных форм свидетельствует о том, что процессы гранитизации и ультраметаморфизма наложились на дифференцированную структуру земной коры, в которой были обособлены зоны, неблагоприятные для гранитообразования. Поэтому весьма вероятно, что заложение наиболее ранних чешуйчатых структур относится к догранитоидному этапу. Элементы этой дифференциации сохранились на протяжении всей истории развития структуры глубокого докембрия в виде многократно возобновлявшегося надвигового структурообразования. Формирование гранитоидных структур Карелии схватывает огромный интервал времени около 1,5 млрд. лет. Процесс их созидания был неравномерным, «пятнистым». Вместе с тем намечается определенное тяготение гранитоидов наиболее древнего возраста к структурам, смежным с моноклиналями, сложенными породами древнейших формаций метабазитового ряда. По-видимому, каждая из частных структур сжатия в какой-то мере предшествует развитию гранитоидной формы, сопряженной с ней. В то же время чешуйчатые структуры в значительной мере синхронны с ростом как отдельных купольных форм, так и их совокупностей, образующих обширные поднятия.

Таким образом, структурные зоны сжатия, уходящие корнями в глубинные слои земной коры и верхней мантии, и поднятия, возникшие в результате разуплотнения вещества, обнаруживают тесную взаимную

связь. Незначительные амплитуды перемещения пород вдоль сколовых поверхностей по-видимому обусловлены тем, что на огромных площадях вслед за образованием надвигов начали формироваться гранитоидные структуры, которые как бы консервировали структурообразование в зонах сжатия.

Представлению о Карельской зоне деформаций как единой зоне сжатия отвечает своеобразное глубинное строение земной коры. В пределах Карельской зоны наблюдается прерывистый характер внутрикоровых границ, с меньшей длиной интервалов непрерывно прослеживаемых границ, нежели за ее пределами, например в поле развития беломорских гнейсовых куполов.

Данные предварительного изучения строения коры вдоль сейсмического профиля «Кемь—Ухта» существенно дополняют материалы детальных геологических исследований в зонах развития эффузивно-осадочных пород Печенгской и Имандра-Варзугской структур Кольского полуострова. Они раскрывают чешуйчатое строение коры в верхних частях с ориентировкой падения границ в одном направлении. Глубинные разрезы Печенгской и Имандра-Варзугской структурных зон выявляют «не синклинальные структуры, а скорее срезанные и надвинутые по зонам нарушений крутопадающие «чешуйчатые» моноклинали» (Литвиненко, 1968, стр. 189). Этот весьма важный, на наш взгляд, вывод, вытекающий из детальных геофизических исследований структур Кольского полуострова, дает основание предполагать, что подобное глубинное строение свойственно и Карельской зоне сжатия. Основанием тому служат, прежде всего, черты сходства геологического строения Карельского и Кольского регионов.

Карельская зона сжатия представляет собой структуру сочленения между крупными блоками земной коры с разной историей геологического развития и разными мощностями глубинных слоев коры. Согласно данным М. Я. Цирюльниковой, Э. К. Чечель, Л. Е. Шустовой и Р. С. Сокол (1968), рассматриваемая зона занимает промежуточное положение по значениям мощностей земной коры. Наименьшие мощности—30—37 км—свойственны Беломорской тектонической провинции, в пределах Карельской зоны мощность коры возрастает до 37—38—40 км, а западнее указанной зоны отмечены наибольшие значения мощностей—37—42 км.

Судя по данным измерений мощностей гравитационно-активного слоя и общей мощности земной коры, можно полагать, что в Карельской зоне была развита наиболее мощная кора океанического типа. Отличительной чертой смежного с запада блока является максимальное прогибание поверхности Мохоровичича. Под Карельской зоной сжатия поверхность Мохоровичича, напротив, образует пологое валообразное поднятие относительно смежных областей (Литвиненко, Некрасова, 1962).

Сравнительный формационный анализ разрезов пород догранитоидного этапа развития Карельского, Беломорского и Свекофенского регионов показывает, что в Свекофенской области ведущее положение занимает лептитовая формация, в Беломорском регионе—терригенная, а в Карельской зоне—метабазитовая.

Время широкого становления свекофенских гранитоидов, как известно, охватывает интервал 1900—1800 млн. лет. Близкие значения возраста гранитизации и ультраметаморфизма получены и для Беломорского региона, где, однако, наряду с «молодыми» гранитоидами локально развиты и сравнительно древние. Наиболее раннее проявление процессов

гранитизации и ультраметаморфизма — 2800 млн. лет тому назад — связано с Карельской зоной. Дорифейское гранитообразование захватило все три региона, спаяв их в единую структуру щита. Вместе с тем структурная дифференциация, наметившаяся в предшествующий этап развития, предопределила существенно разную морфологию и гранитоидных форм. В Свекофенском регионе широко развиты пластовые тела гранитоидов, в Беломорском — изометричные купола, а в Карельской зоне наблюдаются линейно вытянутые формы залегания гранитоидов, согласные с простираниями чешуйчатых структур.

Таким образом, выясняется, что Карельская зона представляет собой своеобразный элемент структуры земной коры. Для нее характерна наибольшая мощность «базальтового слоя». Карельской зоне свойствен специфический метабазитовый ряд формаций, образование наиболее древних членов которого предшествовало развитию формаций гранитоидного ряда, а более поздние члены возникали параллельно с формированием структур гранитоидного ряда. К Карельской зоне приурочено наиболее раннее гранитообразование. И, наконец, рассматриваемая зона в современном срезе представляет собой асимметричную, чешуйчатую структуру, природа которой связана со сжатием пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Богачев А. И., Куликов В. С., Пекуров А. В., Слюсарев В. Д. 1968. Новые данные по геологии и магматизму синклинирной зоны Ветреного Пояса. В кн. «Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии». Петрозаводск.
- Герлинг Э. К., Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. В. и др. 1965. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. В кн. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР». М.—Л., «Наука».
- Книппер А. Л. 1970. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры.— Геотектоника, № 2.
- Кратц К. О. 1963. Геология карелид Карелии. М., Изд-во АН СССР.
- Куликов В. С. 1969. Базальтовый комплекс кряжа Ветреный Пояс.— Автореф. канд. дисс. Свердловск.
- Литвиненко И. В. 1968. О некоторых результатах изучения глубинных разломов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука».
- Литвиненко И. В., Некрасова К. А. 1962. Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите. В кн. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР», ч. I. М., Гостоптехиздат.
- Лобач-Жученко С. В. 1969. Общая характеристика тектонического строения. В кн. «Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии». Л., «Наука».
- Новикова А. С. 1969. Элементы тектоники глубокого докембрия основания Восточно-Европейской платформы.— Докл. АН СССР, 188, № 2.
- Пейве А. В. 1967. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, № 5.
- Пейве А. В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, № 4.
- Пушкарев Ю. Д., Шуркин К. Н. 1967. Особенности строения зоны сочленения беломорид и карелид и морфологические типы blastomylonitov. В кн. «Деформация и структура докембрийских толщ». Л., «Наука».
- Харитонов Л. Я. 1966. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра».
- Цирюльников М. Я., Чечель Э. К., Шустова Л. Е., Сокол Р. С. 1968. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. В кн. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука».
- Штрейс Н. А. 1967. Значение исследований Н. П. Хераскова в развитии учения о геологических формациях. В кн. Н. П. Хераскова «Тектоника и формации». М., «Наука».

ДРЕВНЕЙШИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО ТИПА В ПРЕДЕЛАХ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

И. П. Палей

Несомненный прогресс в развитии геологической науки, наблюдаемый в последнее десятилетие, в значительной мере обусловлен переходом от узкорегionalного изучения отдельных районов и областей различных континентов к широкому глобальным обобщениям, опирающимся на колоссальный фактический материал, накопившийся к этому времени в мировой литературе. Это новое направление возглавил один из ведущих советских тектонистов — академик А. Л. Яншин, под руководством которого была составлена «Тектоническая карта Евразии» (1966). Работа над этой картой позволила выявить некоторые интересные закономерности пространственного и хронологического размещения структур земной коры и послужила мощным толчком к дальнейшей разработке ряда фундаментальных проблем геологии, таких, как вопросы соотношения геосинклинальных и платформенных областей, этапности развития геосинклиналей и самой сущности геосинклинального процесса, особенностей связей магматизма и тектоники и многие другие. Одним из аспектов этой работы явилось изучение древнейших этапов развития земной коры, запечатленных в структурах щитов древних платформ. В результате была уточнена внутренняя структура щитов Евразии и отмечены некоторые особенности развития древнейших комплексов, свидетельствующие о необратимом характере развития земной коры (Палей, 1963, 1965, 1966). Рассматривая эволюцию геологических процессов, А. Л. Яншин (1965, 1966) неоднократно подчеркивал неповторимость ранних этапов геологической истории. Прекрасным подтверждением этого положения является выявление существовавших в докембрии своеобразных, относительно устойчивых участков земной коры с покровными образованиями, по типу близкими к платформенным, для которых Е. В. Павловский (1962, 1964) предложил термин «протоплатформа».

В последние годы многие исследователи (Харитонов, 1960; Кратц, 1963; Соколов, 1963, 1970; Богданов, 1967; Муратов, 1970; Парфенов, 1970; и др.) обращали внимание на докембрийские структуры Балтийского щита, являющегося одним из тектонотипов протоплатформы. При

этом нередко возникали весьма противоречивые трактовки тектонической природы одних и тех же комплексов отложений. В связи с изложенным целесообразно еще раз остановиться на распространении и особенностях строения древнейших платформенных (протоплатформенных) образований этого региона.

Наиболее обширные площади подобных образований располагаются в восточной части щита, главным образом в пределах Карельского массива, сложенного архейскими и нижнепротерозойскими гнейсами и гранитами, имеющими абсолютный возраст 2200—2500 млн. лет и более (Кратц, 1963). Это древнее основание перекрывается осадочными и вулканогенными породами среднего протерозоя (ятулия), которые издавна привлекали внимание многих геологов. В. А. Соколов (1970), опираясь на личные многолетние исследования и данные предшественников, дал прекрасную сводку по геологии ятулия. В настоящее время можно вполне определенно говорить об общих чертах стратиграфии, о тектонической структуре и формационном составе ятулийских отложений. Последние разделяются на три подотдела: нижний, средний и верхний ятулий, имеющие ритмическое строение. В основании каждого такого крупного ритма залегают обломочные породы (кварцевые конгломераты, кварциты, песчаники), выше — глинисто-песчаные и карбонатные отложения, которые нередко (особенно вблизи крупных разломов) перекрываются основными эффузивами типа спилитов. Ятулийские отложения Карелии имеют небольшую (не более 2000 м) мощность и характеризуются выдержанностью по простиранию основных литологических пачек пород, хотя в целом наблюдается увеличение роли карбонатных и шунгитсодержащих пород в южном направлении. Весьма характерно широкое площадное развитие каолиновой коры выветривания, остатки которой часто встречаются в основании ятулия.

В структурном отношении среднепротерозойские образования резко отличаются от сложноскладчатых и гранитизированных комплексов архея и нижнего протерозоя, на которых они залегают резко несогласно, слагая структуры типа наложенных мульд и брахисинклиналей. Брахиформные структуры вблизи разломов нередко сменяются линейными грабен-синклиналями, в которых наблюдаются более интенсивные дислокации. Тем не менее современные выходы ятулийских пород представляют собой лишь эрозионные останцы от обширного и слабо дислоцированного покрова. Таким образом, по структурной позиции их следует относить частью к платформенным, частью к орогенным (катаплатформенным) образованиям.

Формационный состав ятулийских отложений также свидетельствует о преобладании платформенных условий в период их формирования. Действительно, здесь мы имеем парагенезис формации коры выветривания, обломочной формации, представленной главным образом «скелетными» осадками (хорошо отсортированными кварцевыми песками, превращенными в кварциты), карбонатной формации и обломочно-карбонатно-угленосной формации, т. е. парагенезис формаций, характерный для спокойных (платформенных) тектонических условий. Несколько осложняет положение своеобразный магматизм ятулия, выраженный как в интрузивных, так и в субвулканических и вулканических фациях основных пород, среди которых широко развиты лавовые потоки с шаровой отдельностью. Петрохимические особенности ятулийских основных пород свидетельствуют о принадлежности их к спилитовой формации известково-

во-щелочного ряда (Светов, 1968). Повышенное содержание щелочей отличает ятулийские вулканиты от типичных представителей интрузивных и эффузивных фаций трапповой формации Сибири и Русской платформы, хотя в них наблюдается некоторое повышение основности лав от нижнего к верхнему ятулию, что приближает их по составу к траппам.

Отмеченные особенности ятулийских отложений привели В. А. Соколова к выводу, что «формирование ятулийских образований Карелии происходило в платформенных условиях с наложением на них локально черт орогенного (катаплатформенного) этапа развития» (Соколов, 1970, стр. 49). Этот справедливый вывод все же, на наш взгляд, недостаточно полно отражает специфику ятулийских образований, в частности своеобразие их магматизма. Присутствие спилитовой формации, характерной для эвгеосинклинальных зон земной коры, среди платформенных осадочных формаций, слагающих к тому же структуры платформенного типа, является еще одним свидетельством неповторимости самых ранних этапов становления древних платформ. Естественно, эти ранние этапы заслуживают особого названия. Нам представляется, что в настоящее время нет оснований отказываться от предложенного Е. В. Павловским термина «протоплатформа». При этом целесообразно по-прежнему обозначать этим термином лишь такие участки или области земной коры, в которых наряду со складчатым и гранитизированным фундаментом имеется чехол платформенного типа или хотя бы его фрагменты. Подобный подход исключит из понятия «протоплатформа» такие области ранней консолидации, которые в своем развитии, возможно, никогда и не проходили протоплатформенной стадии. Так, например, есть основания полагать, что в пределах Беломорского метаморфического пояса не было протоплатформенных отложений ятулия. По последним данным (Горлов, 1967; Богданов и др., 1970; Тугаринов и др., 1970), этот мощный пояс претерпел интенсивный прогрессивный метаморфизм и складчатость в раннекарельское время, одновременно с завершением консолидации Карельского и Кольского массивов, на площади которых раннекарельские образования выполняли лишь узкие приразломные трюги. Поэтому естественно допустить, что, когда в ятулийское время на Карельском и Кольском массивах отлагались протоплатформенные осадки, Беломорский пояс еще испытывал поднятие и в его пределах происходило лишь локальное накопление отложений орогенного класса, впоследствии уничтоженных эрозией.

Протоплатформенные отложения Кольского полуострова представлены печенгской серией и осадочно-вулканогенными образованиями зоны Имандра — Варзуга — Сосновка, являющимися возрастными и структурными аналогами среднепротерозойских отложений Карелии.

Печенгская серия слагает мульдообразную синклиналь длиной 80 км, шириной до 35 км, наложенную на архейские гнейсы и граниты. Она разделяется на четыре осадочно-вулканогенные толщи (Загородный и др., 1964), причем каждая толща начинается осадочными терригенными породами и заканчивается мощными пачками основных вулканитов, слагающих до 75% разреза печенгской серии, мощность которой достигает 7000 м. Детальные работы Э. А. Поляк (1968) позволили ей сопоставить первую толщу печенгской серии с сариолием, вторую и третью — с ятулием, а четвертую — с суйсарием Карелии. Отложения такого же типа развиты и в зоне Имандра — Варзуга — Сосновка. По данным Л. И. Патрубович и А. К. Симона (1966), среднепротерозойские отложения заполняют здесь субширотный прогиб длиной более 300 км, шириной до 40 км,

протягивающийся от р. Сосновки на востоке до оз. Имандра на западе. Среднепротерозойские породы слагают моноклиналь, падающую к югу и с севера и юга ограниченную глубинными разломами. Таким образом, мы в настоящее время имеем лишь северное крыло прогиба. Серия зоны Имандра — Варзуга, как и печенгская серия, имеет значительную (до 6000 м) мощность, главным образом обусловленную обилием основных вулканитов. Она представлена ритмическим чередованием терригенных — существенно кварцевых и карбонатных (доломитовых) мелководных осадков с основными лавами, туфами и туфобрекчиями; нередко также силлы габбро-диабазов.

Нетрудно видеть, что среднепротерозойские отложения Кольского полуострова весьма близки к среднему протерозою Карелии. Как и последние, они заключают отдельные признаки образований различных геотектонических классов неогей: платформенных, орогенных и, в меньшей степени, геосинклинальных; естественно, их нельзя (да и не нужно!) полностью сопоставить с каким-либо одним классом структур. Именно эта тектоническая гетерогенность, если можно так выразиться, и является одним из главных признаков древнейших образований платформенного типа — протоплатформенных образований в восточной части Балтийского щита.

Несмотря на исследования Баклунда (Backlund, 1937) и Л. Я. Харитонова (1960), долгое время считалось что в западной части Балтийского щита нет возрастных аналогов ятулия. При работе над «Тектонической картой Евразии» нам удалось показать, что карелиды, свекофениды и готиды являются синхронными образованиями разных структурных зон (Палей, 1963). При этом при описании ятулийских отложений, отнесенных к области «верхнекарельской складчатости», подчеркивался платформенный характер их формаций и структур, что связывалось с размещением ятулийских образований в краевой части карельской (карельско-свекофенской) геосинклинальной области. В 1966 г. на Киевском международном симпозиуме по докембрию был выдвинут тезис о протоплатформенной сущности готских серий (Палей, 1970). Последние развиты на архейско-нижнепротерозойском массиве, расположенном в Южной Швеции, к югу от области Центрального Норланда. Собственно готские супракрустальные серии — Омоль, Вестервик, Ветланд, Вестано, Рамсберг и «порфиры Смоланд» — отлагались на этом массиве после длительного периода денудации и образования коры выветривания. Остатки каолиновой коры выветривания описаны Магнуссоном (Magnusson, 1929) в районе оз. Венери, где они залегают на пенепленизированной поверхности доготских гнейсов, подстилающих серию Омоль. Эта серия состоит из кварцитов, конгломератов и вулканических пород, варьирующих по составу от основных до кислых. Среди вулканических пород преобладают лавы, встречаются также туфы и агломераты. В кварцитах благодаря наличию тонких слоечков гематита отчетливо видна косая слоистость. Породы серии Омоль слагают простую синклинальную складку меридионального простиранья и прорваны дифференцированной серией гранитоидов, образующих пластинообразную интрузию в ядре синклинали.

Серии Вестервик, Ветланд и Вестано расположены в юго-восточной части Швеции среди обширного поля гранитов Смоланд. Готские серии несогласно перекрывают нижнесвекофенские граниты и гнейсы. В них преобладают кварциты и конгломераты; в кварцитах серии Вестервик

нередко наблюдается косяя слоистость и знаки ряби, встречаются мелкие прослой гематита и магнетита. Наряду с чистыми кварцитами имеются их полевошпатовые разновидности и слюдяные сланцы с андалузитом и силлиманитом. В серии Ветланд, кроме кварцитов, присутствуют известняки, основные лавы и туфы. Серия Вестано отличается значительным количеством слюдяных сланцев и слюдистых кварцитов; вулканогенные породы в ней представлены сильно метаморфизованными дацитовыми туфами.

Аналогичное строение имеет и расположенная севернее, в районе Хагфорса, серия Рамсберг. Она состоит из грубых кварцитовых конгломератов, аркозов с конгломератовыми прослоями и полосчатых кварцитов, переслаивающихся со слюдяными сланцами и бедными железными рудами.

Под названием «порфиры Смоланд» на юго-востоке Швеции выделяются остатки обширного покрова, представленного кислыми лавами с подчиненным количеством туфов и агломератов. Эта вулканогенная серия перекрывает как эффузивно-осадочные отложения серий Ветланд и Вестервик, так и свекофенские граниты и гнейсы.

Готские супракрystalные серии прорываются гранитами Смоланд, Вермланд и Омоль-Кропфенфол, представляющими собой сложную дифференцированную серию гранитоидов, начинающуюся габбро и диоритами и содержащую как собственно граниты, так и гранодиориты и тоналиты. Эти гранитоиды весьма близки к гранитам рапакиви не только по структуре, но и по составу и условиям залегания; для них наиболее характерна пластинообразная и лакколитообразная формы интрузии. Эти граниты, как и готские осадочно-вулканогенные серии, с размывом перекрываются платформенными отложениями ютландия.

Такая же последовательность геологических событий наблюдается и севернее области «классических готид», в провинции Даларна. Складчатые сооружения ранних свекофенид там также перекрываются эффузивно-осадочными отложениями, разделяющимися на две серии: нижнюю и верхнюю Дала, которые Магнуссон (Magnusson, 1965) сопоставляет с готскими сериями. Нижняя серия Дала сложена аркозами и конгломератами (в основании), кварцитами и кварцитовидными песчаниками, сланцами и граувакками, переслаивающимися с кварцевыми порфирами, туфами и агломератами. Верхняя серия Дала сложена главным образом вулканогенными породами (порфиры Дала); в подчиненном количестве присутствуют песчаники. Среди вулканогенных пород преобладают кварцевые порфиры и андезитовые порфириты, реже встречаются туфы, агломераты и вулканические конгломераты. Перечисленные эффузивно-осадочные образования залегают очень полого, местами даже горизонтально (Högbom, 1910). Значительные дислокации этих пород наблюдаются лишь в зонах разломов. Как и готские супракрystalные образования, эти отложения прорываются (Magnusson, 1965) дифференцированной серией гранитоидов, среди которых значительное развитие получили порфировидные граниты типа рапакиви (граниты Дала). Граниты Дала срезаются поверхностью субиотнийского пенеплена, на которой залегают ютландские песчаники Даларны. Одновозрастность готских серий и серий Дала подтверждается не только очевидным сходством их литологического состава, структурного положения и магматизма, но и прямой географической связью: кварциты серии Рамсберг цепочкой изолированных выходов соединяются с кварцитами нижней серии Дала в районе Лександа.

На основе изложенного можно сделать заключение, что готские отложения и их аналоги представляют собой весьма своеобразный комплекс отложений, имеющий ряд платформенных черт. К ним, прежде всего, относятся обилие в этих отложениях продуктов глубокого химического выветривания доготского субстрата — кварца и каолина, метаморфизованного до мусковита. Об эпиконтинентальном характере осадконакопления свидетельствуют также многочисленные знаки ряби, косая слоистость и небольшая (до 2000 м) мощность этих отложений. В то же время они, несомненно, обладают и некоторыми особенностями отложений орогенного класса, что дало основание А. А. Богданову (1967) рассматривать их в качестве вулканогенной молассы. К этим особенностям относится широкое развитие грабенообразных структур, значительное количество кислых эффузивов, коагматичных порфиroidным гранитам, и присутствие кислых туфов и агломератов типа игнимбритов. Тем не менее А. А. Богданов не считает возможным относить готский комплекс к орогенным образованиям свекофенид, совершенно справедливо придавая ему самостоятельное значение. В целом этот комплекс существенно отличается от мощных терригенных толщ (серия Хорно) геосинклинальной области Центрального Норланда, хотя эти толщи занимают такое же стратиграфическое положение: они несогласно перекрывают складчатые сооружения ранних свекофенид и, по-видимому, являются одновозрастными с комплексом готских отложений. Этот комплекс, по нашему мнению, следует рассматривать как древнейшие платформенные (протоплатформенные) образования, синхронные с геосинклинальными толщами поздних свекофенид. С таким выводом хорошо согласуется характер магматизма «готид»: готские гранитоиды по всем признакам относятся, согласно классификации Ю. А. Кузнецова (1964), к ряду габбро-гранитных формаций ранних этапов развития древних платформ, а именно к формации рапакиви. Эта формация развивалась в период интенсивного проявления магматизма на всей территории Балтийского щита, в период завершения геосинклинального развития поздних свекофенид, который, как известно, датируется цифрами 1700—1800 млн. лет. Абсолютный возраст готских гранитоидов в восточной части области их развития характеризуется цифрами такого же порядка: 1750 и 1660 млн. лет для смоландских гранитов, 1800 и 1760 млн. лет для анорогенных, постранныесвекофенских гранитов Феллингсбро и Стокгольм и 1850, 1870 млн. лет для порфиroidных гранитов Дала (Magnusson, 1960). Сопоставление геолого-петрографических и радиометрических данных для всех этих гранитов не оставляет сомнения в том, что мы имеем дело с единой магматической формацией (формацией рапакиви), которая развивалась в течение более 200 млн. лет. Как показал Н. А. Штрейс (1969), для геосинклинальных областей столь длительное формирование гранитоидов является скорее правилом, чем исключением. Видимо, это положение справедливо и для протоплатформенных гранитоидов типа рапакиви.

Строение западной окраины Балтийского щита (Южная Норвегия) в общих чертах аналогично строению протоплатформенных участков Карелии и Южной Швеции. Там также имеется сложноскладчатый, глубоко метаморфизованный и интенсивно гранитизированный фундамент, который резко несогласно перекрыт эпиконтинентальными отложениями формации Телемарк (Барт, Рейтан, 1967). Последняя подразделяется на две серии. В основании нижней серии (группа Сельюр) развита мощная толща кварцевых конгломератов, сменяющаяся толщей (около 800 м) слоистых кварцитов. Выше следуют черные сланцы, пестроцветные фил-

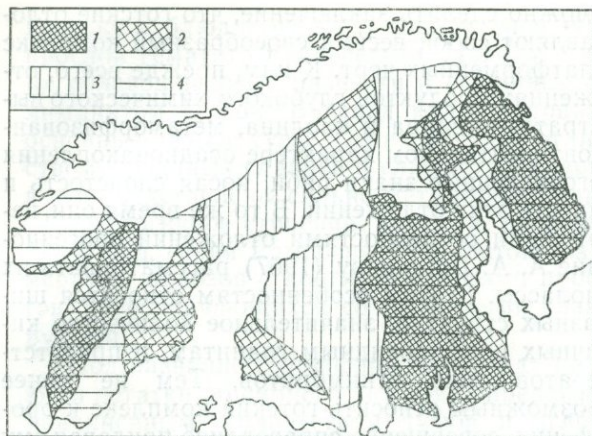


Схема размещения протоплатформенных образований

1 — современные контуры областей ранней (архейско-раннепротерозойской) консолидации; 2 — современные контуры областей раннепротерозойской складчатости и метаморфизма; 3 — среднепротерозойская геосинклинальная область; 4 — предполагаемая область развития среднепротерозойских протоплатформенных образований

литы, известковистые песчаники, белые кварциты и снова сланцы и кварциты. В составе верхней серии (группа Бандак), наряду с конгломератами, кварцитами и сланцами присутствуют карбонатные породы и кислые лавы. В кварцитах нередко встречаются волноприбойные знаки, а на плоскостях напластования сланцев — трещины усыхания. Породы обеих серий секутся диабазами и габбро-дибазами. Формация Телемарк слагает простые структуры типа открытых синклиналей и антиклиналей. Фундаментом для нее служат разнообразные граниты, гнейсо-граниты, амфиболиты и гнейсы, в том числе гранулиты и лептиты. Эти породы петрографически идентичны с соответствующими образованиями ранних свекофенид (ранних карелид) и, по-видимому, являются их аналогами как в возрастном, так и в тектоническом плане, хотя радиометрически еще не удалось уловить их истинный возраст (Палей, 1966).

Изучая особенности строения и развития докембрийских геосинклинальных систем земного шара, М. В. Муратов (1970) совершенно справедливо подчеркнул большое своеобразие свекофенид, которые он рассматривает как сильноскладчатый и гранитизированный протоплатформенный чехол, облекающий срединный массив карелид. Эта интересная новая трактовка тектонической природы свекофенид все же, по-видимому, требует дальнейшего изучения строения свекофенидских толщ, которые шведскими геологами рассматриваются по-разному. Принимая за основу данные Магнуссона (Magnusson, 1965), мы подразделяем свекофенидские образования на ранние свекофениды, в строении которых существенную роль играет лептитовая формация, и поздние свекофениды, имеющие миогеосинклинальный тип разреза. Последние, однако, значительно отличаются от описанных выше среднепротерозойских отложений Карелии, Кольского полуострова, Южной Швеции и Южной Норвегии, в связи с чем нам представляется более правильным рассматривать поздние свекофениды в качестве геосинклинальных аналогов протоплатформенных образований Балтийского щита.

Заканчивая обзор древнейших платформенных отложений Балтийского щита, необходимо отметить, что их размещение (схема) имело закономерный характер, знаменуя собой процесс постепенного развития гранито-гнейсовой коры: протоплатформенные образования возникали в среднем протерозое на древнейших, наиболее консолидированных участках щита.

ЛИТЕРАТУРА

- Барт Т., Рейтан П. 1967. Докембрий Норвегии. В кн. «Докембрий Скандинавии». М., «Мир».
- Богданов А. А. 1967. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы.— Вестн. МГУ, серия геол., № 1.
- Богданов Ю. В., Воинов А. С., Негруца Т. Ф., Негруца В. З. 1970. Некоторые особенности распределения зон регионального метаморфизма в Карелии. В кн. «Петрография докембрия Русской платформы». Киев.
- Горлов Н. В. 1967. Структура Беломорид. М., «Наука».
- Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслов С. Н. 1964. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.—Л., «Наука».
- Кратц К. О. 1963. Геология карелид Карелии.— Труды ЛАГЕД АН СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., «Недра».
- Муратов М. В. 1970. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— Геотектоника, № 2.
- Павловский Е. В. 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5.
- Павловский Е. В. 1964. Происхождение и развитие древних платформ. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». М., «Наука».
- Палей И. П. 1963. Основные черты тектоники Балтийского щита.— Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Палей И. П. 1965. Этапы развития докембрия Евразии и проблема его синхронизации.— Геотектоника, № 4.
- Палей И. П. 1966. Тектоника Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии м-ба 1 : 5 000 000). Гл. 2. Области дорифейских складчатостей. М., «Наука».
- Палей И. П. 1970. О правомерности выделения готской складчатости. В кн. «Геохронология докембрия». М., «Наука».
- Парфенов Л. М. 1970. Тектоника докембрия Евразии.— Геол. и геофиз., № 8.
- Патрубович Л. И., Симон А. К. 1966. Стратиграфия прогиба Имандра — Варзуга — Сосновка.— Вестн. МГУ, серия геол., № 3.
- Поляк Э. А. 1968. Геологическое строение Печенгской структурной зоны. В сб. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука».
- Светов А. П. 1968. Некоторые петрохимические особенности ятулийского комплекса Центральной Карелии.— Труды Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, вып. 1.
- Соколов В. А. 1963. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Соколов В. А. 1970. Ятулий Карелии и смежных районов. Автореф. докт. дисс. Петрозаводск.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000. М., изд. ГИН АН СССР, ГУГК МГ СССР, 1966.
- Тугаринов А. И., Бибилова Е. В., Горлов Н. В. 1970. О возрастном соотношении карельской и беломорской формаций.— Геохимия, № 3.
- Харитонов Л. Я. 1960. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное обрамление. В кн. «Стратиграфия и корреляция докембрия». Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. М., Изд-во АН СССР.
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И. 1969. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука».
- Яншин А. Л. 1965. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, № 5.
- Яншин А. Л. 1966. Тектоника Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии м-ба 1 : 5 000 000). Главы 1 и 19. М., «Наука».
- Backlund H. G. 1937. Die Umgrenzung der Svekofenniden.— Bull. Geol. Inst. Upsala, 23.
- Högbom A. G. 1910. Pre-Cambrian geology of Sweden.— Bull. Geol. Inst. Upsala, 10.
- Magnusson N. H. 1929. Gillbergaskälens byggnad. (The gillberga syncline).— Sverig. Geol. Unders., Ser. C, № 360, v. 23(5).
- Magnusson N. H. 1960. Age determinations of Swedish Pre-Cambrian rocks.— Geol. För. Stockholm Förh., Bh. 82, H. 4.
- Magnusson N. H. 1965. The Pre-Cambrian History of Sweden.— Quar. J. Geol. Soc. London, 121, № 1.

ТИПЫ ЛОКАЛЬНЫХ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ СТРУКТУР ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В. С. Журавлев

Нормально развитые соляные купола Прикаспийской впадины разоб-
щены межкупольными депрессиями и нередко сопровождаются компен-
сационными мульдами, иногда—мульдами оседания. Перечисленные ло-
кальные отрицательные структуры до недавнего времени оставались сла-
бо изученными, но теперь с межкупольными депрессиями и, отчасти,
с компенсационными мульдами связаны надежды на выявление значи-
тельных по запасам залежей нефти и газа.

Пространства, разделяющие нормально развитые соляные купола
Прикаспийской впадины, впервые были охвачены детальными геологи-
ческими съемками, которые в предреволюционные годы проводили в сте-
пях Западного Казахстана сотрудники Геологического комитета. Участ-
ники его первой рекогносцировочной экспедиции Н. Н. Тихонович и
А. Н. Замятин (1915), еще не подозревая о роли соляной тектоники в
формировании локальных структур Прикаспийской впадины, отметили
общее усиление дислокационных явлений от верховьев рек Эмбы и Теми-
ра к Каспийскому морю. Они указывали, что песчано-глинистые досе-
нонские отложения дислоцированы по меридиональным, а сенонские и
палеогеновые отложения — по широтным осям и значительно слабее.

В 20-х и начале 30-х годов нашего века солянокупольная природа ло-
кальных положительных структур уже ни у кого не вызывала сомнений.
Однако разделяющие их пространства оставались практически не изу-
ченными; характерно, что даже в первой крупной обобщающей сводке
«Геологическое строение Эмбенской области и ее нефтяные месторожде-
ния» (Авров др., 1935) их строение вообще не рассматривалось.

В те годы почти все исследователи принимали, что соляная тектоника
в Прикаспийской впадине возникла в результате пликвативной складча-
тости. Однако С. В. Шумилин (1933, стр. 13) допускал, что «в таком же
направлении, а в некоторых случаях, может быть, даже в большей сте-
пени, чем послепермская складчатость, действовала тяжесть юрских и
более молодых отложений». В подтверждение этого положения он ссы-
лался на район низовьев р. Аще-Уил, где соляные купола Кокбулак,

Майкудук и Джальмурза расположены по окружности, обрамляя Комбактинскую сенонскую мульду (Шумилин, 1931).

В начале 30-х годов при проведении первых гравиметрических съемок выяснилось, что пространствам, разделяющим соляные купола, отвечают интерминимальные зоны — локальные максимумы силы тяжести (Борисов, Фотиади, 1937). Определилось, что разным районам Прикаспийской впадины присущи характерные амплитуды колебания значений аномалий силы тяжести между смежными локальными гравитационными максимумами и минимумами (Борисов, Фотиади, 1937; Пермяков, 1937).

Учитывая величины этих амплитуд, Н. И. Буялов (1941) предлагал различать три типа межкупольных зон: первый — с разностью между локальными максимумами и минимумами силы тяжести, равной 8—10 *мгл*, при значении максимумов порядка 20 *мгл*, второй — с разностью около 30 *мгл*, при значении максимумов порядка 10 *мгл*, третий — с еще большей разностью, при значении максимумов порядка —20 *мгл*. По его мнению, межкупольные зоны первого типа характерны для левобережья р. Эмбы, второго типа — для промышленного района Южной Эмбы, третьего типа — для района купола Индер.

Ориентируясь на данные геологии и геофизики по промышленному району Южной Эмбы, Ю. А. Косыгин (1950, 1952) среди локальных отрицательных структур выделял компенсационные депрессии и компенсационные синклинали, а Н. В. Неволин (1951, 1961) — компенсационные и дизъюнктивные межкупольные депрессии. Н. В. Неволин считал, что первые возникли одновременно с соляными куполами, а вторые образовались вследствие относительного опускания надсолевых отложений по сбросам и представляют собой расширенные участки грабенов соляных куполов, открывающихся раструбами в межкупольные зоны.

Позднее Б. П. Высоцкий (1956) на междуречье Сагиза и Уила выделил так называемые соляные мульды как активные отрицательные структуры, противоположные соляным куполам. От применения к ним наименования «компенсационные синклинали» Б. П. Высоцкий воздерживался, считая, что далеко не всегда можно установить их генетическую связь с ближайшими соляными куполами. Примечательно, что одновременно с Б. П. Высоцким Р. И. Грачев и Т. Н. Джумагалиев (1956) по отношению к каждому соляному куполу предлагали различать активные и пассивные мульды.

В 1957 г. С. Н. Колтыпин (1957) по глубине залегания подошвы отложений верхнего мела предложил различать максимально прогнутые (выше 2000 *м*), прогнутые (1000—2000 *м*), слабо прогнутые (350—1000 *м*) и весьма слабо прогнутые (менее 350 *м*) межкупольные зоны. Максимально прогнутые межкупольные зоны он (Колтыпин, 1966) позднее именовал глубоко погруженными межкупольными мульдами. Однако при разделении межкупольных зон С. Н. Колтыпин пользовался условно принятыми интервалами глубины залегания подошвы верхнемеловых отложений. Поэтому предложенная им классификация неизбежно оказалась формальной — в каждом ее подразделении она объединяла разные типы локальных негативных структур Прикаспийской впадины.

В 1960 г. П. Я. Авров и Л. Г. Космачева (1960, стр. 22) установили, что обычно «минимумы силы тяжести, а следовательно, и солянокупольные структуры располагаются периферийно по отношению к максимумам силы тяжести (межкупольным пространствам), кольцеобразно окаймляя последние своими осями». Тем самым они подтвердили ту закономер-

ность, которую исключительно по данным геологической съемки ранее выявил С. В. Шумилин (1931, 1933).

В 1961 г. Ю. С. Кононов (1961) отметил, что предложенное ранее Р. И. Грачевым и Т. Н. Джумагалиевым (1956) разделение межкупольных зон на активные и пассивные (по отношению к соляным куполам) может быть принято только применительно к верхнепермским отложениям, «... так как активное гравитационное воздействие на галогенную толщу оказывают лишь верхнепермские породы, более плотные, чем соль» (Кононов, 1961, стр. 48).

В 1963 г. Г. Е.-А. Айзенштадт (Айзенштадт, Антонов, 1963, стр. 5, 310) указывал, что среди межкупольных пространств по морфологическим и генетическим признакам можно выделить досор-макатский тип мульд, абжель-ракушинский, прикаратонский, прииндерский и др. Эти типы мульд, по его мнению, генетически связаны с вмещающими крупными структурами второго порядка (с областями региональных прогибов и поднятий), а также с соответствующими типами соляных куполов, прилегающих к данному межкупольному пространству Г. Е.-А. Айзенштадт (Айзенштадт, Антонов, 1963; Айзенштадт, 1969) утверждал, что почти каждому или большинству из выделенных им в 1956 г. морфологических типов соляных куполов соответствуют специфические сопряженные с ними мульды. Однако типы таких мульд были им только названы, но не охарактеризованы.

Несколько ранее В. А. Долицкий (1962) среди межкупольных зон предлагал различать истинные и кажущиеся. Кажущиеся межкупольные зоны, по его мнению, вместе с примыкающими соляными куполами вписываются в контуры огромного соляного купола, отдельные (периферические) части которого подняты по разломам над основной массой соляного тела в виде шипов. В. А. Долицкий считал, что в отличие от истинных в кажущихся межкупольных зонах верхнепермские отложения могут полностью или частично отсутствовать.

Тогда же И. И. Кожевников в центральных районах междуречья Урала и Волги предлагал именовать соляными массивами положительные структуры более высокого порядка, чем соляные купола. Учитывая это, Г. Н. Кричевский (1963) для тех же районов пространства, разделяющие соляные массивы (в понимании И. И. Кожевникова), назвал межмассивными зонами. От обычных межкупольных межмассивные зоны, по его мнению, отличаются отсутствием в разрезе соли и наличием в надсолевых отложениях дислокаций, развивавшихся активно и унаследовано от подсолевого структурного плана.

В 1964 г. П. Я. Авров, И. М. Бровар и И. И. Шмайс, а позднее П. Я. Авров и И. М. Бровар (1966) рекомендовали различать значительные по площади межмассивные (внешние) мульды и небольшие узкие вытянутые или овальные в плане внутримассивные (внутренние) мульды, расположенные между вершинами соляных массивов.

Сопоставляя классификации, предложенные В. А. Долицким (1962), Г. Н. Кричевским (1963), П. Я. Авровым и И. М. Броваром (1966), нетрудно заметить тождественность терминов: «истинная межкупольная зона»→«межмассивная зона»→«межмассивная (внешняя) мульда» и «кажущаяся межкупольная зона»→«межкупольная зона»→«внутримассивная (внутренняя) мульда». Однако во всех этих классификациях не оставалось места для таких, тогда уже хорошо известных локальных негативных структур, как компенсационные мульды.

К этим классификациям весьма близка классификация межкупольных пространств, которую недавно предложил Г. Е.-А. Айзенштадт (1969). По глубине залегания кровли соли он различал глубокие (нескольких тысяч метров) и мелкие (не более 1000—1500 м) межкупольные прогибы¹, принимая, что первые выполнены мощными отложениями верхней перми, иногда триаса и юры, а вторые приурочены к неглубоко залегающим соляным перешейкам и в их пределах развиты те же отложения, что и над соляными массивами смежных куполов, «...с теми же мощностями, размывами, несогласиями и сбросовыми нарушениями» (Айзенштадт, 1969, стр. 64). Он подчеркивал, что среди этих двух главных типов межкупольных прогибов по чисто морфологическим признакам различаются прогибы (межкупольные зоны) простого строения, без заметных осложнений и прогибы с различными осложнениями. Межкупольные прогибы могут иметь моноклинальное или синклинальное (чащеобразное), седловидное строение, могут быть симметричными и асимметричными.

Необходимо отметить, что уже в 1964 г. и позднее В. Л. Соколов и Г. Н. Кричевский (1966 а, б) подчеркивали, что в центральных районах междуречья Урала и Волги обширные межкупольные пространства при глубоких (2—3,5 км) поверхностях среза распадаются на систему разбщенных соляными перемычками изолированных глубоких мульд, выполненных преимущественно верхнепермскими отложениями. Среди этих межкупольных мульд по характеру залегания выполняющих их слоев В. Л. Соколов и Г. Н. Кричевский различали симметричные и асимметричные. Наконец, те межкупольные депрессии, из которых способная к пластическому перераспределению соль нацело выжата, они предлагали именовать сквозными. Независимо от них такие межкупольные депрессии Н. И. Банера (1964) называл бессолевыми.

В 1964 г. В. С. Журавлев (1966 а, в) предложил общую классификацию локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины, позднее им же уточненную и дополненную (Shugawlew, 1967). В соответствии с ней среди этих структур следует различать межкупольные депрессии, компенсационные мульды и мульды оседания (рис. 1). Возникновение межкупольных депрессий обусловлено оттоком соленосных толщ к соляным массивам тех куполов, между которыми они расположены как им равновесные отрицательные структуры. Возникновение компенсационных мульд и мульд оседания полностью (для компенсационных мульд) или частично (для мульд оседания) зависит от пластического перераспределения соли внутри соляных массивов куполов. Интенсивность формирования и внутреннее строение всех этих локальных негативных структур определяется скоростью подъема соляных массивов тех куполов, которые они (межкупольные депрессии) разделяют или к которым они (компенсационные мульды и мульды оседания) приурочены.

Межкупольные депрессии разбщают соляные массивы куполов и могут быть разделены на обрамленные и раскрытые. Такое их разделение можно провести применительно либо к основаниям структурных этажей, намечающихся в составе надсолевых отложений, либо к любому условно принятому уровню. Оно позволяет определить, к началу накопления от-

¹ Г. Е.-А. Айзенштадт (1969, стр. 63) ошибочно указывал, что мелким межкупольным прогибам отвечают интерминимальные зоны. В действительности эти зоны (локальные максимумы силы тяжести — см. Борисов, Фотиади, 1937) намечают положение глубоких межкупольных прогибов Г. Е.-А. Айзенштадта.

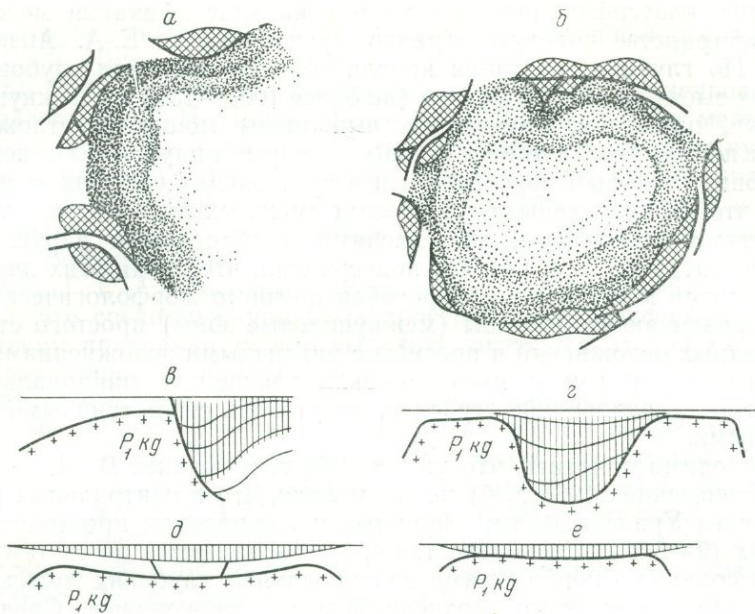


Рис. 1. Типы локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины

Межкуповые депрессии: *а* — раскрытые, *б* — обрамленные; компенсационные мулды: *в* — сопряженные, *г* — вдавленные; мулды оседания: *д* — экранированные, *е* — наложенные (*а* и *б* — вид в плане, соляные купола заштрихованы, межкуповые депрессии показаны крапом, светлеющим по мере общего погружения слоев, *в* — *е* — вид в разрезе, мулды выделены вертикальной штриховкой; знаком + показана соль в соляных массивах куполов)

ложений какого структурного этажа или на каком уровне те или иные межкуповые депрессии являются изолированными от смежных (обрамленными) или связанными с ними (раскрытыми).

Во внутренних районах Прикаспийской впадины все межкуповые депрессии на разной (для каждой из них), но обычно значительной глубине ограничены соляными массивами куполов и связывающими их отрогами. Эти «связки» и соляные массивы образуют ячеи сети, в которых заключены обрамленные межкуповые депрессии. Напротив, по окраинам Прикаспийской впадины межкуповые депрессии обычно являются частично или полностью раскрытыми.

По характеру залегающих выполняющих слоев можно различить симметричные и асимметричные межкуповые депрессии (рис. 2). От центральных, наиболее погруженных, частей симметричных депрессий надсолевые отложения равномерно воздымаются к соляным массивам окружающих куполов. Наиболее погруженные части асимметричных депрессий смещены к соляным массивам тех куполов, которые формировались активнее.

Межкуповые депрессии могут быть экранированными или сквозными. В экранированных межкуповых депрессиях выполняющие их отложения залегают на соли, а в сквозных межкуповых депрессиях — либо на остаточных непластичных породах соленосной толщи, либо непосредственно на подсолевом ложе. Из сквозных межкуповых депрессий способная к пластическому перераспределению соль практически нацело выжата в соляные массивы окружающих куполов.

Строение многих межкупольных депрессий на значительной глубине оказывается достаточно сложным. Соляные отроги, отходящие от соляных куполов, обособляют в пределах межкупольных депрессий глубокие изолированные чаши. В некоторых межкупольных депрессиях намечаются рудиментарные соляные купола (Журавлев 1963, 1966 а, в).

Рудиментарные соляные купола приурочены к тем участкам достаточно обширных межкупольных депрессий, которые были максимально удалены от первичных поднятий кровли соли, возникших в начале пластического перераспределения соленосных толщ. При значительной исходной мощности этих толщ во внутренних районах Прикаспийской впадины первичные поднятия кровли соли быстро преобразовывались в массивы растущих соляных куполов. Соответственно, быстро понижался уровень залегания поверхности соленосных толщ на окружающих эти массивы пространствах, а в удалении от них намечались участки относительно приподнятого положения кровли соли — ее остаточные поднятия (рис. 3, а—в). По мере их формирования соль начала перемещаться не только к соляным массивам куполов, но и к этим остаточным поднятиям, которые воздымались слабее, чем соляные массивы куполов, и определяли положение рудиментарных соляных куполов (рис. 3, г, д).

В некоторых сквозных межкупольных депрессиях Прикаспийской впадины, преимущественно по ее окраинам, где исходная мощность соленосных толщ была относительно мала, вероятно, имеются локальные положительные структуры другого типа — обращенные межкупольные поднятия. Такие поднятия недавно надежно установлены сейсморазведкой МНРП и, отчасти, бурением на восточной окраине Прикаспийской впадины (Авров и др., 1969). Рассмотренные выше рудиментарные соляные купола — это глубокие, непрорванные, слабо активные соляные структуры, затухающие вверх по разрезу. В отличие от них обращенные межкупольные поднятия являются пассивными и бескорневыми, лишены пластичных соленосных толщ и затухающими вниз по разрезу. Поэтому проводимое иногда отождествление этих структур (Эвентов, Соколин, 1966, стр. 85) явно ошибочно.

Обращенные межкупольные поднятия, как правило, приурочены к тем частям межкупольных депрессий, где самые древние надсолевые слои имеют наибольшую мощность и фиксируют положение первичных участков прогибания этих депрессий.

В начальную стадию пластического перераспределения соли межкупольные депрессии являлись просто построенными впадинами с наибольшей амплитудой прогибания в тех участках, откуда начался отток соли:

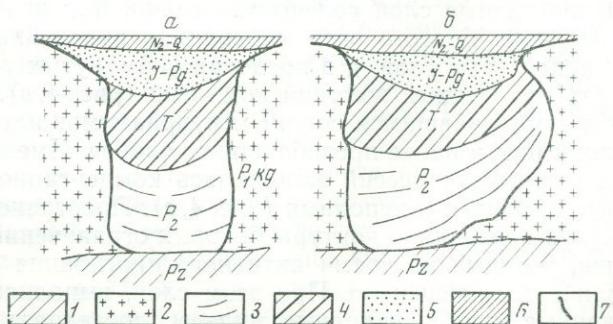


Рис. 2. Схематические профили через сквозные межкупольные депрессии: а — симметричную, б — асимметричную (по В. Л. Соколову и Г. Н. Кричевскому, 1966 а, с изменениями) 1 — подсолевой палеозой; 2 — соль кунгура в соляных массивах куполов; 3—6 — надсолевые отложения; 3 — верхняя пермь, 4 — триас, 5 — юра, мел и палеоген, 6 — верхний плиоцен и четвертичные; 7 — поверхность соли

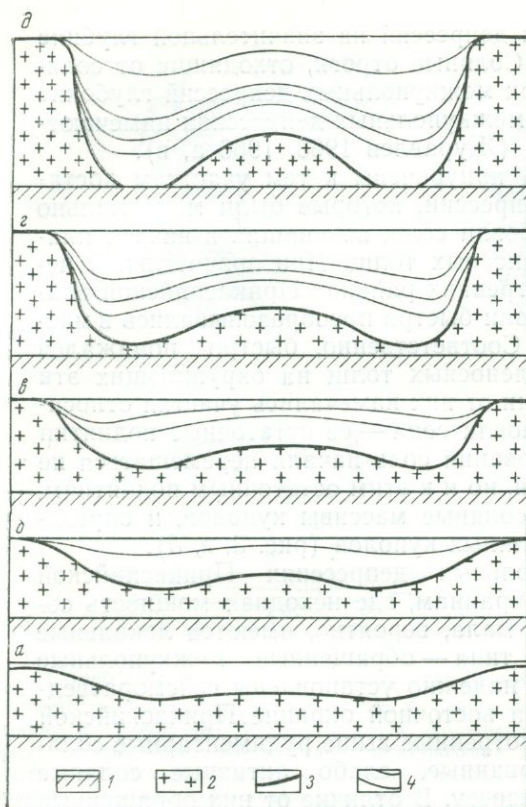


Рис. 3. Стадии развития рудиментарных соляных куполов Прикаспийской впадины

1 — подсолевое ложе; 2 — соль; 3 — поверхность соли; 4 — надсолевые отложения

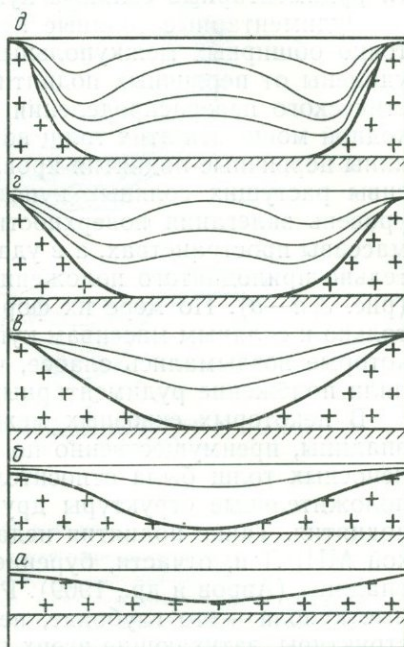


Рис. 4. Стадии развития обращенных межкупольных поднятий Прикаспийской впадины

Условные обозначения см. рис. 3

в сторону будущих соляных массивов куполов (рис. 4, а). В процессе продолжавшегося движения соляных масс и одновременного с ним накопления надсолевых отложений последние последовательно погружались, занимая место уходящей соли (рис. 4, б). Это неизбежно привело к тому, что в пределах первичных участков прогибания межкупольных депрессий выполняющие их надсолевые отложения легли на оставшиеся на месте непластичные слои соленосной толщи или непосредственно на подсолевое ложе. С этого времени соляная прослойка уже не разделяла над- и подсолевые слои, и в пределах упомянутых участков они стали выступать как единый жесткий комплекс (рис. 4, в). Дальнейший отток соли к сформировавшимся соляным куполам мог идти лишь с участков, близких к ним и ранее прогибавшихся слабее. Именно в таких участках межкупольных депрессий залежились компенсационные мульды, сопряженные с соляными куполами (рис. 4, г). Пространственное положение таких мульд определило контуры боковых ограничений соляных массивов куполов, которые во время активного прогибания этих мульд воздымались наиболее интенсивно. При этом слои, выполняющие упомянутые сопряженные компенсационные мульды, последовательно погружались, и на

определенном (и разном для каждой компенсационной мульды) этапе глубина их залегания превысила их глубину в оставшихся стабильными участках первичного прогибания межкупольных депрессий. Именно тогда в пределах последних начали формироваться обращенные межкупольные поднятия (рис. 4, д).

Рудиментарные соляные купола внутренних районов Прикаспийской впадины и обращенные поднятия ее окраин являются локальными положительными структурами более низкого порядка, чем нормально развитые соляные купола, осложняющими на глубине строение межкупольных депрессий. Однако рудиментарные соляные купола, помимо внутренних районов Прикаспийской впадины, известны также по ее окраинам (в частности, на юго-восточной) в полосах подземного выклинивания соленосных толщ, где исходная мощность этих толщ была недостаточной для их преобразования в нормально развитые купола.

Таким образом, межкупольные депрессии Прикаспийской впадины при ближайшем рассмотрении оказываются сложно построенными, с глубиной все более дифференцированными, негативными структурами.

Компенсационные мульды по положению относительно соляных массивов куполов могут быть разделены на сопряженные и вдавленные. Сопряженные компенсационные мульды прислонены к склонам соляных массивов куполов, а вдавленные — вписываются в контуры вершин соляных массивов наиболее крупных куполов Прикаспийской впадины.

При характеристике обращенных поднятий, развитых в межкупольных депрессиях восточной окраины Прикаспийской впадины, мы уже кратко касались причин образования сопряженных компенсационных мульд (см. рис. 4, г, д). Здесь необходимо отметить, что эти мульды, как правило, вписываются в контуры локальных минимумов силы тяжести, отвечающих соляным куполам. Они обычно приурочены к крутым склонам соляных массивов и отделены от крыльез куполов флексурами или сбросами, а от межкупольных депрессий — заметным флексуорообразным или плавным перегибом надсолевых отложений. В отличие от погребенных сопряженных компенсационных мульд восточной окраины Прикаспийской впадины, выполненных верхнепермскими отложениями, аналогичные мульды внутренних ее районов закладывались и формировались в период накопления отложений юрско-палеогенового структурного этажа.

На обзорных геологических картах Прикаспийской впадины основной фон создают отложения, развитые на поверхности в межкупольных депрессиях и занимающие неизмеримо большие площади по сравнению с обнаженными на соляных куполах. Поэтому на этих картах при доверхнеплиоценовом срезе в пределах междуречья Урала и Волги преобладает оранжевая гамма тонов, принятых для отложений палеогена. К востоку, за правой протокой р. Урал — р. Кушум, она сменяется светло-зеленой гаммой тонов, присущих отложениям сенэна, которые распространены в межкупольных депрессиях не только восточной части Прикаспийской низменности, но и западной части Подуральского плато. Восточнее, в бассейне р. Большая Хобда, к востоку от правого притока р. Уил — р. Киил, в верхнем течении р. Сагиз и в среднем течении р. Эмбы в межкупольных депрессиях появляется темно-зеленая гамма тонов, свойственная нижнемеловым отложениям. Наконец, еще восточнее, в бассейне среднего и верхнего течения р. Илек, в глубоких врезках эрозионных долин широко распространена синяя и фиолетовая гамма тонов, свидетельствующая о площадном распространении здесь отложений юры и триаса.

На фоне этой последовательной смены полос соответствующих отложений даже на обзорных геологических картах отчетливо выделяются сопряженные компенсационные мульды, сопровождающие соляные купола. Именно в этих мульдах появляются несвойственные данной «полосе» более молодые отложения, обычно характерные для более западной полосы: например, отложения палеогена среди полосы распространения пород сенона. В полосе распространения отложений сенона очертания сопряженных компенсационных мульд определяются сейсмоизогипсами по первому отражающему горизонту, отвечающему подошве палеогена.

Заложение, развитие и прекращение формирования сопряженных компенсационных мульд не было и не могло быть одновременным на всей территории Прикаспийской впадины. На ее восточной окраине, как было отмечено выше, они заложены и в основном закончили свое развитие в позднепермское время. Во внутренних районах Прикаспийской впадины компенсационные мульды заложены значительно позднее — в мезозое и палеогене, причем тем позднее, чем большей была исходная мощность способных к пластическому перераспределению соленосных толщ. При их значительной мощности формировавшиеся соляные массивы куполов позднее принимали подток соли исключительно из непосредственно прилегающих к ним частей межкупольных депрессий. Между тем, именно из-за этого «ближнего» подтока, как было отмечено при анализе формирования обращенных межкупольных поднятий, могли возникнуть и активно формироваться сопряженные компенсационные мульды.

К другому типу компенсационных мульд относятся вдавленные. Основным критерием, определяющим возможность их заложения, по-видимому, является достаточно большая площадь верхних сечений соляных массивов куполов, к которым приурочены эти активные негативные структуры. По мере их развития, обусловленного пластическим перераспределением соли, выступающие их склоны (по времени накопления отвечающие начальному этапу формирования этих мульд) опускались на все большую, иногда весьма значительную глубину. При этом мульды заполнялись отложениями, мощность которых по сравнению с синхронными им породами, развитыми на смежных территориях, аномально велика. Из-за наличия таких мульд соляные массивы вмещающих их куполов в верхних сечениях в плане приобрели форму кольца, подковы или сходящихся дуг, обращенных к мульдам. Соляные стенки, ограничивающие вдавленные компенсационные мульды, по сравнению с внешними склонами соляных массивов куполов, обычно более круты, и к ним примыкают отложения, выполняющие упомянутые мульды.

Вдавленные компенсационные мульды уверенно устанавливаются по материалам бурения и сейсморазведки, а также по данным гравиметрии: таким мульдам обычно, но не всегда, отвечают замкнутые изоаномалы, оконтуривающие площади с относительно повышенными значениями силы тяжести, которые обособляются внутри локальных гравитационных минимумов, отвечающих соляным куполам. Помимо этого, наличие вдавленных компенсационных мульд может быть установлено по геоморфологическим признакам: многим из них в современном рельефе отвечают соляные озера, периодически или постоянно заполненные водой, или озеровидные западины — соры (Журавлев, 1968).

Характерно, что вдавленные компенсационные мульды чаще осложняют соляные массивы куполов, расположенных в западной большей по площади и наиболее прогнутой части Прикаспийской впадины, где они

известны на соляных куполах Индер, Санкебай-Круглый, Челкар, Новобогатинск-Сугур, Кшил-Соркабак, Бектеньоба-Барханный, Акмай-Айсаметь, Казталовка-Южная Таболга, Данилка-Болдырев, Эльтон, Баскунчак, Азгир и Худайберген-Бисчохо (Авроз и др., 1965; Журавлев, 1966б, 1968). В восточной части Прикаспийской впадины, на Подуральском плато, единственная вдавленная компенсационная мульда выявлена на соляном куполе Тамдыкуль, расположенном в бассейне р. Уил ниже устья р. Аще-Уил (Журавлев, 1966б).

Формирование вдавленных компенсационных мульд не было одновременным. Так, например, вдавленная мульда купола Тамдыкуль, по имеющимся данным, активно прогибалась в мезозое, а в палеогене уже прекратила свое развитие. Напротив, Тукбайская вдавленная компенсационная мульда купола Бектеньоба-Барханный, расположенного непосредственно к западу от оз. Индер, на правом берегу р. Урал, максимальное прогибание испытала в палеогене (рис. 5). Заданная в ее центральной части скв. П-24 вскрыла уникальный по полноте и мощности разрез отложений палеогена и вошла в породы датского яруса лишь на глубине 3946 м. В этой скважине мощность отложений палеоцена равна 261 м, эоцена — 1460 м, майкопской свиты — 1512 м (нижнего олигоцена — 277 м, среднего олигоцена — 521 м, нижнего миоцена — 714 м), среднего и верхнего миоцена — 304 м (Васильев и др., 1969) и по сравнению с мощностью синхронных отложений в межкупольных депрессиях и компенсационных мульдах центральных районов междуречья Урала и Волги (Грачев, 1968) является аномально большой (таблица).

Сопоставление мощностей отложений палеогена Тукбайской вдавленной компенсационной мульды и центральных районов междуречья Урала и Волги

Стратиграфические подразделения	Мощность, м	
	Тукбайская вдавленная компенсационная мульда (по Васильеву и др., 1969)	Центральные районы междуречья Урала и Волги (по Грачеву, 1969)
Средний и верхний миоцен	304	—
Нижний миоцен (верхний майкоп)	714	—
Средний олигоцен (средний майкоп)	521	—
Нижний олигоцен (нижний майкоп)	277	103
Верхний эоцен	482	222—243
Средний эоцен	761	117—260
Нижний эоцен	217	23—72
Верхний палеоцен	155	71—248
Нижний палеоцен	106	30—129

Характерно, что Тукбайская вдавленная компенсационная мульда продолжала, хотя и замедленно, прогибаться в акчагыле. Отложения акчагыла на краях обеих вершин соляного массива купола Бектеньоба-Барханный наклонены в сторону мульды под углами до 25—30°, причем в ее центральной части глубина залегания их подошвы достигает 400 м. Между тем, непосредственно на обеих вершинах соляного массива этого

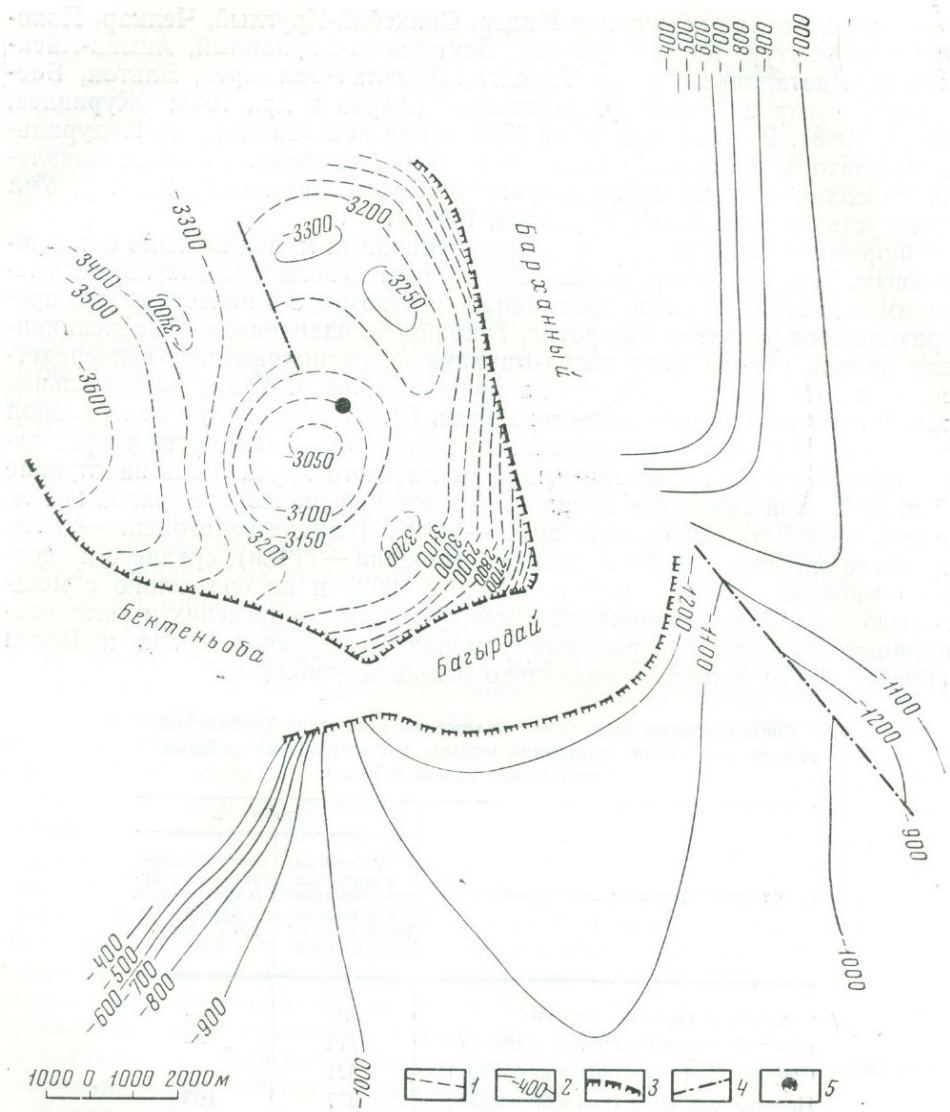


Рис. 5. Структурная карта Тукбайской вдавленной компенсационной мульды соляного купола (Бектеньоба-Барханный) (по данным треста Казахстаннефтегеофизика)

1 — сейсмоизогипсы по отражающему горизонту, приуроченному к нижней части отложений палеогена; 2 — сейсмоизогипсы по III отражающему горизонту (по подошве неокома); 3 — зона потери корреляции; 4 — проекция пересечения сброса с отражающим горизонтом, приуроченным к нижней части отложений палеогена; 5 — скв. П — 24

Вдоль контура мульды и в центре ее залегают отложения апшерона, подошва которых прослеживается на глубине 220—250 м. Мощность и характер залегания отложений апшерона и четвертичных отложений на всей площади соляного купола Бектеньоба-Барханный существенно не изменяются.

Несравненно более интенсивно в позднеплиоцено-четвертичное время формировалась Жалтырская вдавленная компенсационная мульда ку-

пола Новобогатинск-Сугур, расположенного в самых низовьях р. Урал. В наиболее погруженной ее части, прилегающей к вершине Сугур этого купола, глубина залегания подошвы бакинских отложений достигает 500 м, подошвы апшерона — 1800 м, подошвы акчагыла — 3500 м и в шесть раз превышает глубину залегания синхронных отложений над соляными куполами и межкупольными депрессиями междуречья Урала и Волги (Авров и др., 1965; Журавлев, 1968).

Соизмеримое по амплитуде прогибание в четвертичное время испытала и вдавленная компенсационная мульда купола Индер, которой на местности отвечает соляное оз. Индер. В пределах этого озера на глубине около 400 м еще прослеживаются бакинские отложения, причем выше по разрезу имеется четыре горизонта самосадочной соли мощностью 36; 1,5; 10 и 1 м (наиболее мощный из них — верхний, выстилает поверхность озера), разделенные пачками озерных глин, мощностью соответственно 154; 173,5 и 29 м (Журавлев, 1968).

Приведенные данные показывают, что некоторые вдавленные компенсационные мульды Прикаспийской впадины уникальны по глубине и скорости прогибания, причем в Тукбайской мульде купола Бектеньоба-Барханной подошва палеогена, а в Жалтырской мульде купола Новобогатинск-Сугур подошва акчагыла опущены почти до половины общей высоты соляных массивов этих куполов.

Мульды оседания по положению относительно вершин соляных массивов куполов могут быть разделены на экранированные и наложенные. Экранированные мульды оседания от вершин соляных массивов отделены надсолевыми отложениями, слагающими своды соляных куполов. Наложенные мульды оседания развиты непосредственно на вершинах соляных массивов, но, в отличие от вдавленных компенсационных мульд, не погружены в тела соляных массивов куполов (см. рис. 1).

Мульды оседания развиты на куполах с плосковерхими или, чаще, со слабо вогнутыми вершинами соляных массивов. В последнем случае их контуры определяются положением невысоких обрамляющих соляных гребней, обособляющихся по периферии почти плоских вершин соляных массивов куполов. Эти гребни возникли при продолжавшемся подтоке соли из межкупольных депрессий, окружавших соляные массивы куполов.

Ведущими процессами при образовании мульд оседания были процессы подземного выщелачивания соли (Журавлев, 1962). Они вступили в действие тогда, когда растущие соляные массивы куполов достигали уровня активных водоносных горизонтов и подземные воды начинали «слизывать» их вершины. Дополнительная нагрузка на кровлю соляных массивов куполов, возраставшая по мере образования кепроков и, отчасти, в связи с накоплением слоев, выполняющих мульды оседания, постепенно усиливала пластическое перераспределение соли в верхних частях соляных массивов куполов и обуславливала продолжение процесса формирования мульд оседания.

Впервые мульды оседания под наименованием дизъюнктивных мульд в 1930 г. выделил В. Е. Руженцев на восточной окраине Прикаспийской впадины, в бассейне верховьев р. Илек. Дизъюнктивными он назвал мульды, обычно ограниченные сбросами и выявленные по ненормально низкому залеганию меловых и палеогеновых отложений. Сходство в ориентировке осей мульд и прослеживающихся севернее складок Актюбинского Приуралья позволило В. Е. Руженцеву допустить наличие ге-

нетической связи между этими структурами. По его мнению, дизъюнктивные мульды в мезозойско-кайнозойском чехле возникли при оседании соляных и гипсовых ядер погребенных пермских антиклиналей после ослабления тангенциального напряжения.

Возможность реверсионного оседания ядер антиклиналей в объеме, достаточном для образования дизъюнктивных мульд, ставилась под сомнение А. Л. Яншиным (1932). П. К. Климов (1935) связывал их образование исключительно с карстовыми и эрозионными процессами. Необходимыми условиями для возникновения таких мульд он считал соляную тектонику, континентальный режим после тектонических процессов и определенную высоту земной поверхности над уровнем моря в континентальный период.

Позднее эту точку зрения поддерживали В. Е. Руженцев (1936) и А. Л. Яншин (1938). Последний отметил, что дизъюнктивные нарушения вовсе не обязательны для «дизъюнктивных» мульд, которые по морфологии могут быть чисто пликативными. При этом на разделяющих их пространствах, вопреки представлениям В. Е. Руженцева (1930), отложения мезозоя не залегают горизонтально, а образуют весьма слабые антиклинальные перегибы.

А. Л. Яншин (Водорезов, Яншин, 1947) указывал, что в ряде мульд установлено четкое смещение их осей (обычно к западу), а также резкое сокращение разреза в тех частях мульд, где молодые слои наиболее прогнуты. Поэтому он допускал, что «дизъюнктивные» мульды являются компенсационными опусканиями, обусловленными оттоком соли от крыльев к осям погребенных под мезозоем соляных антиклиналей в процессе их мезозойского развития. Однако для обнаженных складок Актюбинского Приуралья А. Л. Яншин не исключал возможности чисто карстовых опусканий большого масштаба на участках выходов кунгурских гипсов в ядрах пермских антиклиналей.

Ю. А. Косыгин (1940) пришел к выводу, что, помимо этих двух генетических типов мезозойско-кайнозойских мульд, в бассейне р. Илек имеются пологие мульды, вложенные в более резкие мезозойские синклинали. Он подчеркивал, что термин «дизъюнктивные» мульды как объединяющий структуры совершенно различного генезиса должен быть категорически отвергнут (Косыгин, 1940, стр. 73).

Позднее А. С. Хоментовский (1953, 1959) указывал, что севернее, уже в пределах Предуральяского краевого прогиба, мезозойско-кайнозойские мульды являются типичными мульдами оседания, которые формировались в результате поверхностного или подземного выщелачивания гипсов и солей кунгура, слагающих ядра антиклиналей.

Большинство мезозойско-кайнозойских («дизъюнктивных») мульд Актюбинского Приуралья, тяготеющих к бассейну р. Илек, является мульдами оседания. Об этом свидетельствует их приуроченность к выходам гипсов кунгура в ядрах и иногда на крыльях линейно вытянутых антиклиналей Актюбинской полосы Южного периклиналильного прогиба Уральской складчатой системы. На южном выклинивании этой полосы, в верховьях р. Илек, упомянутые антиклинали подставляются протяженными краевыми соляными валами восточной окраины Прикаспийской впадины, над которыми также развиты мульды оседания.

Мульды оседания в бассейне р. Илек преимущественно являются наложенными, непосредственно перекрывающими породы кунгура. Однако не исключено, что некоторые из них окажутся экранированными, отде-

ленными от соляных ядер антиклиналей и краевых соляных валов верхнепермскими отложениями. Часть мульд оседания возникла в позднем триасе (Вознесенская, Приилекская и др.), но большинство заложилось в юрское время (Джусинская, Гавриловская, Драгомировская, Западно-Актюбинская, Биштамакская, Алгинская, Блакская, Подгорная, Дворянская и др.). Многие из них продолжали интенсивно прогибаться в мелу, палеогене и даже в неогене (Новоукраинская, Харьковская).

В отличие от мульд оседания Актюбинского Приуралья все выявленные в удалении от верховьев р. Илек, во внутренних районах Прикаспийской впадины, мульды оседания по времени заложения являются более молодыми. Они обычно выполнены верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями, реже — отложениями миоцена и даже палеоцена.

Мульды оседания, за редкими исключениями, встречаются лишь в определенных районах Прикаспийской впадины. На востоке впадины их группа приурочена к линейно вытянутой цепочке соляных куполов, фиксирующей на левобережье р. Эмбы положение погребенного Чиркалинского разлома (Журавлев, Волчегурский, 1965). Здесь экранированные мульды оседания обнаружены над сводами куполов Мастегат, Чиркала и Утыбай, причем мульда оседания на первом куполе выполнена континентальными отложениями плиоцена, на втором куполе — красно-бурыми суглинками миоцена, а на третьем — отложениями эоцена (Журавлев, 1966б).

Вторым районом сосредоточения мульд оседания является между-речье Малой и Большой Хобды, через которое, по-видимому, проходит Акбулакский погребенный разлом, продолжающий на юг, в глубь Прикаспийской впадины, основной из разломов западного ограничения Предуральского краевого прогиба. Соляные купола здесь группируются в меридионально ориентированные системы, причем на некоторых из этих куполов, в частности на куполах Торткуль и Каратау, выделяются экранированные мульды оседания, заполненные отложениями палеогена (включая пески верхнего эоцена).

Между упомянутыми районами сосредоточения мульд оседания в верховьях р. Уил, по ее левобережью, известна Кумсай-Чиликтинская мульда оседания, обособляющаяся к югу от купола Джаксымай. Этот соляной купол расположен над северной вершиной меридионально вытянутого соляного массива. На южном продолжении последнего простирается Кумсай-Чиликтинская наложенная мульда оседания, наиболее погруженная часть которой выполнена отложениями палеогена. Последние, судя по незначительной глубине залегания вершины этого соляного массива (150—200 м), лежат непосредственно на соли. Вдоль ее бортов, определенных сбросами и, реже, крутыми флексурами, локализуются наиболее приподнятые вершины соляного массива — обрамляющие соляные гребни.

Третий район сосредоточения мульд оседания совпадает с северо-восточным обрамлением Атрауской наложенной верхнеплиоценово-четвертичной синеклизы¹, вписывающейся в контуры Прикаспийской низмен-

¹ Ранее мы предлагали именовать ее Букеевской по совпадению зоны больших мощностей (300 м и более) отложений верхнего плиоцена с площадью прежних кочевий казахов Внутренней (Букеевской) орды (Журавлев, 1960, стр. 253, 254). Однако точнее называть ее Атрауской, так как по свидетельству Г. К. Конкашпаева (1951, стр. 8), «у местного населения Западного Казахстана прибрежные северо-восточные районы Каспийского моря, как и само море, до сего времени носят название Атрау». Именно в таком смысле о земле Атрау недавно писал А. Нурпейсов (1969).

ности. В пределах этого района мульды оседания обнаружены над сводами соляных куполов южного склона Общего Сырта (Востряков, 1960, 1963), Зауральского Сырта и его западного склона (Журавлев, 1960; Журавлев и др., 1959). Одни из них являются экранированными (мульда оседания на куполах Замареновский, Январцевский, Буденновский, Тюбекудук, на поднятии Северный Чингис купола Чингис, на куполе Майлисай и др.), другие наложенными (мульды оседания на куполах Туксай, Тамдыкуль и др.).

Размеры этих мульд различны: от воронок выполнения, диаметр которых не превышает 2—3 км (мульды оседания на куполе Туксай, западнее одноименного поселка, и на куполе Тюбекудук по левобережью р. Киил), до обширных плоских понижений, достигающих 20 км в максимальном сечении (мульда оседания на куполе Тамдыкуль). Разным было также время заложения и активного развития этих мульд. Мульда оседания на куполе Тамдыкуль заложилась в палеогене, активно развивалась в акчагыле и продолжала прогибаться в четвертичное время. Мульда оседания, расположенная в западной части купола Январцевский, у пос. Дарьинский, выполнена континентальными образованиями (мощность 123 м), по-видимому, относящимися к верхнему миоцену, и погребена под морскими отложениями акчагыла. Мульда оседания, выявленная в восточной части купола Туксай, к западу от одноименного поселка, заполнена морскими отложениями акчагыла, мощность которых в ее наиболее пониженной части достигает 100 м и более, но к периферии сокращается до 30—50 м. Наконец, мульды оседания на куполах Чингис и Майлисай заложены в апшероне и продолжали свое развитие в четвертичное время.

Четвертым, крупнейшим, районом сосредоточения мульд оседания является Прикаспийская низменность. Некоторые из них по времени заложения — доакчагыльские, но большинство из них заложилось именно в акчагыле и относится к типу экранированных. Поэтому установить их присутствие обычно удается лишь по аномально возрастающей мощности отложений акчагыла над сводами соляных куполов (в частности, в промьсловом районе Южной Эмбы над сводами соляных куполов Карабаган, Куттубай, Сагиз, Туктубай и др.).

Сопоставляя мульды оседания Прикаспийской впадины и Актюбинского Приуралья, необходимо отметить, что последние отличаются закономерными выдержанными простиранием и более древним заложением. Наиболее древними в мульдах оседания Прикаспийской впадины являются отложения палеогена, а в мульдах оседания Актюбинского Приуралья — породы верхнего триаса и юры. Прямых указаний на наличие мезозойских мульд оседания над куполами Прикаспийской впадины нет. Однако на сводах ее некоторых соляных куполов мощность юрских отложений аномально возрастает, а угленосные пачки по направлению к крыльям куполов расщепляются и выклиниваются. Так, по данным А. И. Егорова (1944), ведут себя угольные пласты на южном крыле купола Шубаркудук между скважинами 344—135 (рис. 6). Возможно, это может служить косвенным указанием на наличие следов мульд оседания, синхронных по времени заложения мульдам оседания Актюбинского Приуралья, но быстро прекративших свое развитие и не отразившихся в современной структуре надсолевых слоев.

Заканчивая рассмотрение локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины, необходимо подчеркнуть, что они отчетливо подразде-

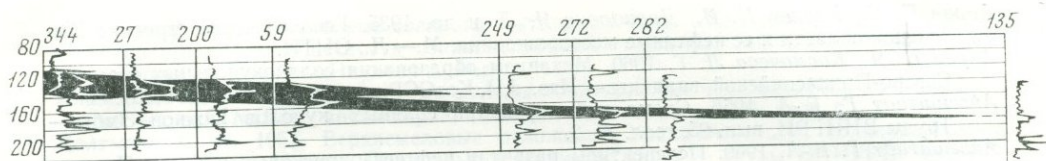


Рис. 6. Корреляция разрезов угленосных слоев средней юры (выделены черным) между скважинами 344—135 на южном крыле соляного купола Шубаркудук (по А. И. Егорову, 1944)

ляются на первичные (межкуповольные депрессии) и вторичные (компенсационные мульды и мульды оседания). При этом мульды оседания по отношению к компенсационным, как правило, имеют более позднее заложение. Дальнейшее изучение локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины важно как с теоретической, так и с практической точки зрения. Выяснение морфологии и истории развития межкуповольных депрессий и компенсационных мульд необходимо для выявления закономерностей формирования рудиментарных соляных куполов, обращенных межкуповольных поднятий и нормально развитых соляных куполов, для понимания сущности процессов соляной тектоники. Лишь недостаточной осведомленностью можно объяснить до сих пор еще встречающиеся в литературе утверждения о том, что в солянокупольных областях «...компенсационные прогибы возле соляных куполов, а также остаточные поднятия отсутствуют» (Китык, 1966, стр. 18).

Наметившаяся возможность типизации локальных отрицательных структур может в какой-то мере облегчить поиски залежей нефти и газа в еще неразбуренных межкуповольных депрессиях и сопряженных компенсационных мульдах. Среди межкуповольных депрессий, по-видимому, наиболее обнадеживающими являются обрамленные, так как выполняющие их слои выключены из зоны активного водообмена, а приуроченные к ним возможные залежи нефти и газа изолированы. Вероятными объектами поисков этих залежей в межкуповольных депрессиях могут служить участки их соприкосновения с соляными массивами нормально развитых соляных куполов, рудиментарные соляные купола и обращенные межкуповольные поднятия, а в компенсационных мульдах — их внутренние (прислоненные к соляным массивам нормально развитых соляных куполов) и внешние крылья. Вдавленные компенсационные мульды и мульды оседания, по-видимому, не заключают значительных по запасам залежей нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

- Авров В. П., Булекбаев З. Е., Дальян И. Б., Журавлев В. С., Посадская А. С. 1969. Межкуповольные поднятия восточной окраины Прикаспийской впадины и перспективы их нефтеносности.— Геол. нефти и газа, № 11.
- Авров В. П., Гончаренко Б. Д., Журавлев В. С., Свиточ А. А. 1965. Применение сейсморазведки для изучения новейшей тектоники междуречья Урала и Волги.— Изв. АН КазССР, серия геол., № 6.
- Авров П. Я., Бровар И. М. 1966. Особенности расположения локальных структур северной части междуречья Урала и Волги.— Изв. АН КазССР, серия геол., № 5.
- Авров П. Я., Бровар И. М., Шмайс И. И. 1966. Особенности соляной тектоники центральной части Прикаспийской впадины. В сб. «Условия образования и особенности нефтегазонасыщенности солянокупольных структур». Материалы первого симпозиума, ч. I. Киев, «Наукова думка».

- Авров П. Я., Буялов Н. И., Давидович Я. Л. и др. 1935. Геологическое строение Эмбенской области и ее нефтяные месторождения. М.—Л., ОНТИ.
- Авров П. Я., Космачева Л. Г. 1960. Механизм образования солянокупольных структур Северо-Прикаспийской впадины.—Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 1(38).
- Айзенштадт Г. Е.-А. 1956. Схема классификации соляных куполов Южной Эмбы.—Труды ВНИГРИ, вып. 95, геол. сб. 2.
- Айзенштадт Г. Е.-А. 1969. Перспективы развития нефтегазоносных работ в Прикаспийской солянокупольной области.—Труды ВНИГРИ, вып. 272.
- Айзенштадт Г. Е.-А., Антонов К. В. 1963. Формирование соляных куполов и залежей нефти Южной Эмбы.—Труды ВНИГРИ, вып. 207.
- Банера Н. И. 1964. Некоторые вопросы соляной тектоники Прикаспийской впадины по геофизическим данным.—Труды ВНИИГалургии, вып. 45.
- Борисов А. А., Фотиади Э. Э. 1937. Некоторые выводы из общей гравитационной съемки области Прикаспийской депрессии.—Нефт. хоз-во, № 12.
- Буялов Н. И. 1941. Поиски нефти в межкупольных зонах Эмбенской области.—Разведка недр, № 6.
- Васильев Ю. М., Гишман Н. Б., Ли К. А., Парамонов В. С., Прошляков Б. К., Чарыгин М. М. 1969. Уникальный разрез кайнозоя в Прикаспийской впадине.—Сб. мат-лов науч.-техн. совета по глубокому бурению, вып. 13. М., «Недра».
- Водорезов Г. И., Янин А. Л. 1947. Объяснительная записка к листу М-40 (Чкалов) Геологической карты СССР. М., Госгеолиздат.
- Востряков А. В. 1960. Погребенный карстовый рельеф южного Общего Сырта и привлекающих частей Прикаспийской низменности.—Уч. зап. Саратовск. гос. ун-та, 74.
- Востряков А. В. 1963. Древний карст на территории Прикаспийской впадины и смежных областей и методы его изучения. В кн. «Труды Всесоюзного совещания по методике изучения карста», вып. 4. Палеокарст и карст». Пермь.
- Высоцкий Б. П. 1955. О строении соляных мульд в межкупольных зонах Темирского солянокупольного района (Эмба).—Сб. статей Всес. заочн. политехн. ин-та, вып. 13. М.
- Грачев Н. В. 1968. Сводный геолого-геофизический разрез палеогеновых отложений центрального междуречья Урал—Волга. В сб. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР и вопросы подземного хранения газа» (Труды треста Союзбургаз, вып. 7). М., «Недра».
- Грачев Р. И., Джумагаалиев Т. Н. 1956. Геологическое строение восточной части междуречья Урал—Волга.—Труды Ин-та нефти АН КазССР, 1.
- Долицкий В. А. 1962. Некоторые особенности строения соляных куполов Прикаспийской синеклизы.—Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Егоров А. И. 1944. Угленосность Эмбенских солянокупольных структур.—Изв. Казахск. фил. АН СССР, № 2—3.
- Журавлев В. С. 1960. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы.—Труды ГИН АН СССР, вып. 42.
- Журавлев В. С. 1962. Роль подземных вод в процессе формирования надсолевых структур на соляных куполах Прикаспийской впадины (автореф. докл.).—Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXVII, вып. 2.
- Журавлев В. С. 1963. Типы соляных куполов Прикаспийской впадины.—Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Журавлев В. С. 1966а. Классификация локальных структур Прикаспийской впадины. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана», сб. III. Алма-Ата.
- Журавлев В. С. 1966б. Компенсационные мулды и мулды оседания Прикаспийской впадины — индикаторы локальных и региональных проявлений новейшей тектоники.—Труды ВНИГРИ, вып. 54.
- Журавлев В. С. 1966в. Сравнительный анализ структур, созданных соляной тектоникой в Прикаспийской и Польско-Германской впадинах. В сб. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Материалы первого симпозиума, ч. I. Киев, «Наукова думка».
- Журавлев В. С. 1968. Геоморфологические признаки вдавненных компенсационных мульд Прикаспийской впадины. В сб. «Геоморфологический анализ при геологических исследованиях Прикаспийской впадины». Изд-во МГУ.
- Журавлев В. С., Волчегурский Л. Ф. 1965. Особенности тектоники и перспективы нефтеносности соляных куполов юго-восточной прибортовой структурной зоны Прикаспийской впадины.—Нефтегаз, геол. и геофиз., науч.-техн. сб. № 6.
- Журавлев В. С., Лифанов В. А., Шлезингер А. Е. 1959. Новые данные о кунгурских отложениях зоны Хабдинского гравитационного максимума в Прикаспийской синеклизе.—Докл. АН СССР, 129, № 6.

- Житык В. И. 1966. К проблеме соляного тектогенеза. В сб. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Материалы первого симпозиума, ч. I. Киев, «Наукова думка».
- Климов П. И. 1935. Дизъюнктивные мульды восточной части междуречья Урала и Илека.— Бюлл. МОИП, новая серия, т. XLIII, отд. геол., т. XIII, вып. 2.
- Колтылин С. Н. 1957. Верхнемеловые отложения Урало-Эмбенской солянокупольной области, юго-западного Приуралья и Примугоджарья.— Труды ВНИГРИ, вып. 109.
- Колтылин С. Н. 1966. Глубокопогруженные межкупольные мульды юга Прикаспийской впадины. В сб. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Материалы первого симпозиума, ч. I. Киев, «Наукова думка».
- Конкашпаев Г. К. 1951. Казахские народные географические термины.— Изв. АН КазССР, серия геогр., вып. 3.
- Кононов Ю. С. 1961. К вопросу о формировании соляных куполов Южной Эмбы.— Труды Ин-та нефти АН КазССР, т. IV.
- Косыгин Ю. А. 1940. Соляная и гипсовая тектоника Актюбинской области.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Косыгин Ю. А. 1950. Соляная тектоника платформенных областей. М.—Л., Гостоптехиздат.
- Косыгин Ю. А. 1952. Основы тектоники нефтеносных областей. М.—Л., Гостоптехиздат.
- Кричевский Г. Н. 1963. Особенности строения межкупольных зон Прикаспийской впадины в связи с поисками крупных месторождений газа в надсолевом комплексе.— Науч.-техн. сб. по геол., разработке и транспорту природного газа, вып. 1. Л., Гостоптехиздат.
- Неволин Н. В. 1951. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных. Л.—М., Гостоптехиздат.
- Неволин Н. В. 1961. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Западного Казахстана. М., Гостоптехиздат.
- Нурписов А. 1969. Там, у сегодо Каспия — «Правда», 23 декабря.
- Пермяков И. Г. 1937. Условия залегания нефти и дальнейшее направление разведок в Эмбенской области. В сб. «Большая Эмба», т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Руженцев В. Е. 1930. Основы тектоники Урало-Эмбенского района. Бюлл. МОИП, новая серия, т. XXXVIII, отд. геол., т. VIII, вып. 1—2.
- Руженцев В. Е. 1936. Несколько слов о дизъюнктивных мульдах.— Пробл. сов. геол., № 2.
- Соколов В. Л., Кричевский Г. Н. 1966а. Об особенностях солянокупольной тектоники Прикаспийской впадины в связи с разведочными работами на газ и нефть. В сб. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Материалы первого симпозиума, ч. I. Киев, «Наукова думка».
- Соколов В. Л., Кричевский Г. Н. 1966б. О перспективах открытия крупных месторождений газа в солянокупольных районах междуречья Волги и Урала.— Геол. нефти и газа, № 4.
- Тихонович Н. Н., Замятин А. Н. 1912. Нефтеносный район Уральской области.— Изв. Геол. ком., 31, № 215.
- Хоментовский А. С. 1953. Новейшие движения земной коры в пределах некоторых соляных структур Южного Предуралья.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVIII, вып. 4.
- Хоментовский А. С. 1959. О некоторых особенностях тектоники мезозойских отложений северо-восточной окраины Прикаспийской впадины.— Науч. ежегодник (за 1955 г.) Саратовск. гос. ун-та, геол. фак. и НИИГ, отд. VI.
- Шумилин С. В. 1931. Геологическое строение районов Кок-булак, Май-кудук и Джальмурза северо-восточной окраины Урало-Эмбенского района.— Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, серия Б, вып. 2.
- Шумилин С. В. 1933. О тектонике Эмбенского района.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. II, вып. 1.
- Эвентов Я. С., Соколин Х. Г. 1966. Современные представления о тектонике и нефтегазоносности солянокупольной территории Северного Прикаспия. В сб. «Условия образования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур». Материалы первого симпозиума, ч. I. Киев, «Наукова думка».
- Янишин А. Л. 1932. Тектоника Каргалинских гор.— Бюлл. МОИП, новая серия, т. XL, отд. геол., т. X, вып. 2.
- Янишин А. Л. 1938. Артезианские воды Ново-Украинского фосфоритового месторождения в Казахстане. В сб. «Агрономические руды СССР», т. 4 (Труды Науч. ин-та удобр. и инсектофунгусов, вып. 138). М.—Л., ОНТИ.
- Shurawlew W. S. 1967. Ähnlichkeiten der Salztekonik in der exogonalen Kaspischen und der Norddeutsch-Polnischen Senke.— Ber. Deutsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, 12, Heft 3/4.

КИММЕРИЙСКИЕ (ВОЗРОЖДЕННЫЕ) ПРОГИБЫ ГЕРЦИНИД ЕВРАЗИИ

А. Е. Шлезингер

На юге и востоке герцинид Евразии распространены одиночные прогибы, геосинклинальный режим развития которых продолжался или, чаще, вновь возродился в начале мезозойской эры¹. По условиям развития они представляют собой вторичные геосинклинали, а по характеру площадного распространения их можно относить к структурам типа моногеосинклиналей (одиночных геосинклиналей). Вторичные геосинклинали расположены в непосредственной близости к Альпийско-Гималайскому поясу и мезозоидам Сихотэ-Алиня и при удалении от них исчезают. Они обладают рядом характерных черт строения и развития, значительно отличающих их от нормальных герцинских орогенных структур. Прежде всего, в строении вторичных геосинклинальных прогибов большое значение имеют формации геосинклинального класса, чаще всего состоящие из пород морского генезиса. Замыкание прогибов происходило в триасовом или юрском периодах (иногда в самом конце последнего или даже в начале раннемелового периода), что в возрастном отношении далеко выходит за рамки развития нормальных орогенных структур герцинид. В некоторых случаях даже начало формирования вторичных геосинклинальных прогибов выходит за пределы развития орогенных структур.

Во вторичных геосинклинальных прогибах максимальная «геосинклинальность» (появление формаций миеосинклинального класса, наибольшие мощности и наивысшие градиенты мощностей и т. д.) наступает, как правило, в самом конце их развития. Формирование рассматриваемых структур завершают интенсивные процессы складчатости, приводящие часто к инверсии и развитию в платформенном чехле унаследо-

¹ Возможно, аналогичные структурные элементы распространены в западной части Кавказского пояса, непосредственно примыкающего к мезозоидам Юго-Восточной Азии. Однако материалов для их характеристики в настоящее время еще недостаточно.

ванных тектонических дислокаций, т. е. на участках земной коры, занятых описываемыми прогибами, кратковременно вновь возрождаются условия, типичные для геосинклинального режима.

Интенсивное проявление в пределах Горного Крыма складчатости мезозойского возраста дало основание в свое время Л. Мразеку и Э. Зюссу (Штилле, 1964) выделить здесь складчатую зону, протягиваемую ими в Добруджу и другие районы и названную «киммерийскими горами». Позднее киммерийская складчатость и складчатые зоны, возникшие за счет нее, были намечены и в других регионах Евразии (Моисеев, 1937). Однако Г. Штилле (1964) было показано, что киммерийский тектогенез не может стоять в одном ранге с варисцийским или альпийским. В областях альпийских геосинклиналей киммерийская складчатость представляла собой начальные фазы этого цикла тектогенеза и их проявление не привело к завершению геосинклинального развития. Вне пределов этих областей она имела место на относительно небольших по площади, изолированных участках вторичных геосинклинальных прогибов. Зоны киммерийской складчатости не образуют самостоятельных систем.

На территории герцинид за триас-юрскими вторичными геосинклинальными прогибами, подобными прогибу Горного Крыма, по-видимому, целесообразно оставить название «киммерийские (возрожденные) прогибы», а за складчатыми зонами, впоследствии возникшими из них, — «зоны киммерийской складчатости». Тем самым сразу же будет подчеркнута специфичность этих структурных элементов.

На юге герцинид выделяются с запада на восток следующие киммерийские прогибы: Тулча в Северной Добрудже, Горного Крыма, Тарханкутский в Степном Крыму, Ейско-Березанский в Западном Предкавказье, Гузерицпольский, Тхачский и Тырнаузский в центральной части северного склона Большого Кавказа, а также Мангышлакский, Туаркырский¹, Большого Балхана, Банди-Туркестанский, Паропамизский, Гиндукушский и Восточно-Ферганский (рис. 1).

На территории Монголо-Охотского пояса киммерийские прогибы приурочены к его северо-восточной части (рис. 2). Наиболее крупными из них являются Восточно-Забайкальский и Ольдэйский (Верхнеамурский) прогибы, меньшие размеры имеют Ингодино-Шилкинский и Пришилкинский. Вероятно, к этому же классу структур относится система мелких грабенообразных прогибов в юго-западной части Восточного Забайкалья, составляющих Даурский прогиб (Геология СССР..., 1961). На юго-запад киммерийские прогибы через южные склоны хр. Эрэн-Дабан, где развиты черные песчаники и глинистые сланцы юры, а возможно, и триаса, и Ульдзинский грабен проникают на территории Северо-Восточной Монголии (Зоненшайн, 1970). Здесь выделяются Джаргалантуинский, Шалдзинский, Гэртуинский, Хугуинпурский грабенообразные прогибы. К востоку от Ольдойского прогиба, в Джагдинской шовной зоне, имеется еще несколько более мелких узких триас-юрских прогибов. Последние, по-видимому, представляют собой крайние киммерийские прогибы на востоке Монголо-Охотского пояса. Расположенные восточнее Удский и Торомский прогибы, в которых развиты мощные толщи геосинклинальных образований верхней юры и мела, вероятно, представляют собой уже периферические структурные элементы мезозойских Сихотэ-Али-

¹ Отнесение Туаркырского прогиба к киммерийским до некоторой степени условно.

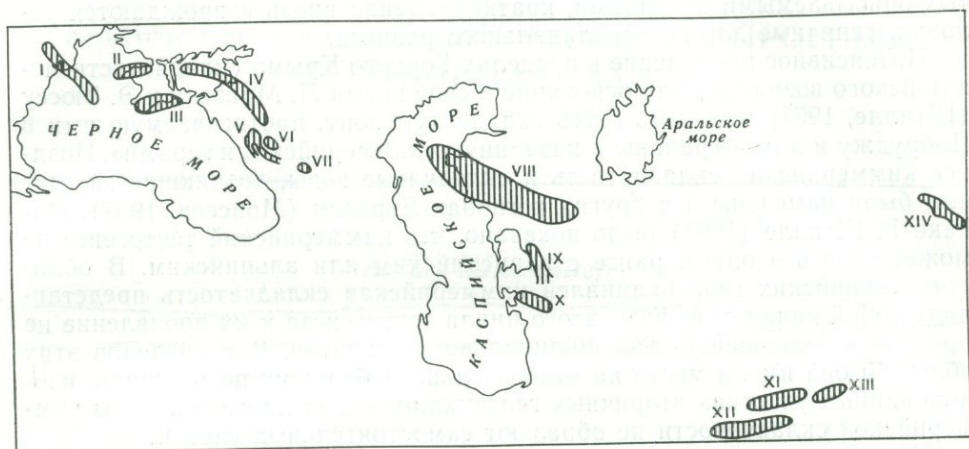


Рис. 1. Схема расположения киммерийских прогибов (заштрихованы) юга герцинид Евразии
 Киммерийские прогибы (цифры на схеме): I — Тулчинский, II — Тарханкутский, III — Горного Крыма, IV — Ейско-Березанский, V — Гузерипльский, VI — Тхачский, VII — Тырнаузский, VIII — Мангышлакский, IX — Туаркырский, X — Большебалханский, XI — Банди-Туркестанский, XII — Паропамизский, XIII — Гиндукушский, XIV — Восточно-Ферганский

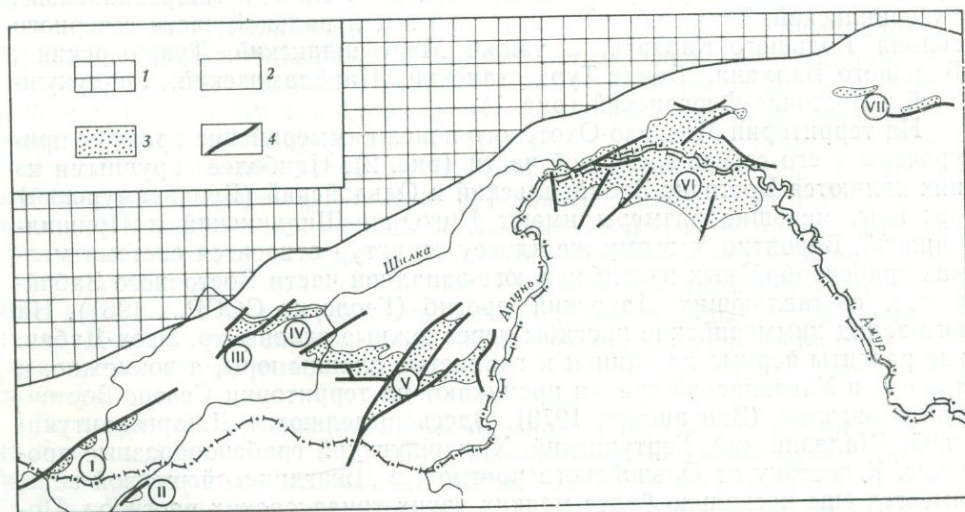


Рис. 2. Схема расположения киммерийских прогибов в пределах Монголо-Охотского пояса
 1 — область догерцинской складчатости; 2 — герциниды Монголо-Охотского пояса; 3 — киммерийские прогибы (цифры на схеме): I — Даурский, II — Северо-Восточной Монголии, III — Ингодино-Шилкинский, IV — Пришилкинский, V — Восточно-Забайкальский, VI — Ольдойский, VII — Джагдинской шовной зоны; 4 — разломы

ня (Тектоническая карта..., 1970) и поэтому исключены из рассмотрения. Возможно, к этой же категории структур относится и Буреинский прогиб.

Киммерийские прогибы развиты вдоль зон крупных разрывных нарушений (глубинных разломов), которые являются их естественными ограничениями. Выполняющий прогибы комплекс пород иногда выплескивается за их пределы в виде относительно маломощного покрова, входя в состав уже слабо деформированного чехла орогенных внутренних прогибов и впадин. Триасовый прогиб Тулча на севере оборван разломом Гергиевского гирла, а на юге — разломом Печеняга-Камена (Шлезингер, 1968). Достаточно определенно намечаются в настоящее время (по данным бурения, электро- и сейсморазведки, а также по геофизическим полям) глубинные разломы, ограничивающие на севере и юге прогиб Горного Крыма (Шлезингер, 1970). Банди-Туркестанский прогиб на севере ограничен Предбандитуркестанским разломом, отделяющим его от Северо-Афганского и Майманинского выступов, в пределах которых мезозойский платформенный чехол непосредственно ложится на палеозойский фундамент (Браташ, и др., 1966). Предбандитуркестанский разлом выражен серией взбросов-надвигов, имеющих плоскости падения на юг. Банди-Туркестанский прогиб, по данным В. В. Кулакова (1968), на юге по разлому соприкасается с Калайнауским выступом, которому соответствует в современном структурном плане одноименная межгорная впадина. Калайнауский выступ отделяет Банди-Туркестанский прогиб от расположенного к югу прогиба северного склона Паропамиза. На севере прогиб ограничен Банди-Бабанским разломом (Кулаков и др., 1969). На юге Паропамизский прогиб отделяется от Южно-Афганского массива Герирудской системой разломов. Восточно-Ферганский прогиб только с северо-востока оборван гигантским Таласо-Ферганским разломом. Его юго-западный борт пологий и почти не связан с разрывными нарушениями, что придает прогибу резкую асимметрию. Не меньшее значение имеют глубинные разломы в качестве границ и в других киммерийских прогибах.

По простираннию киммерийские прогибы, как правило, не имеют резких ограничений. Их замыкание происходит значительно более постепенно, чем вкрест простиранья, что обусловлено более плавными градиентами мощностей выполняющего комплекса пород. На запад прогиб Тулча, по данным бурения, выклинивается в районе долины р. Прут. На востоке он, возможно, еще протягивается на значительное расстояние под водами Черного моря, отражаясь в виде поднятия хр. Моисеева (Головинский, 1967). Прогиб Горного Крыма, по данным геофизических материалов, на западе под водами Черного моря быстро затухает; на большее расстояние он протягивается в восточном направлении, затухая в районе Керченского пролива (Шлезингер, 1970). Мангышлакский прогиб на западе затухает, по-видимому, под водами Каспийского моря на расстоянии нескольких десятков километров от берега. На востоке он прослежен, по данным бурения и сейсморазведки, до центральных частей Устюрта (Шлезингер, 1965). Западным продолжением прогиба Банди-Туркестана является, вероятно, район Кушкинских дислокаций, где скважинами вскрыты сильно дислоцированные триас-юрские породы. Северо-восточное замыкание Восточно-Ферганского прогиба намечается достаточно постепенно, а юго-восточное, по-видимому, происходит более резко.

Размеры киммерийских прогибов также весьма разнообразны. Наиболее крупный из них Мангышлакский прогиб имеет длину около 600 км.

ширину не свыше 100 км. Банди-Туркестанский прогиб — около 500 км, примерно при той же ширине. Близкие соотношения имеет прогиб северного склона Паропамиза. Длина остальных прогибов не выходит за пределы первых сотен километров (чаще до 100 км), ширина измеряется первыми десятками километров.

По отношению к структурам предыдущих этапов киммерийские прогибы могут занимать самое разнообразное положение. Они развиты на площадях древней консолидации (срединные массивы), где распространен преимущественно комплекс основания (прогиб Большого Балхана); на площадях, сложенных главным геосинклинальным комплексом (Мангышлакский прогиб и прогиб Горного Крыма); в шовных зонах сочленения главного геосинклинального комплекса и комплекса основания (Туаркырский прогиб) и т. д.

С подстилающими породами главного геосинклинального комплекса формации киммерийских прогибов могут быть связаны постепенным переходом (сквозные прогибы). К этому типу относятся, по-видимому, западная часть Мангышлакского прогиба и прогиб Горного Крыма. Значительно чаще комплекс пород, слагающий киммерийские прогибы, ложится с резким структурным несогласием на более древние деформированные и метаморфизованные породы (наложенные прогибы). Он может перекрывать непосредственно комплекс основания, как, например, в пределах прогиба Большого Балхана и юго-западной части Туаркырского прогиба. Чаще наложенные киммерийские прогибы (Тулчинский, Ейско-Березанский, Восточно-Ферганский и др.) подстилает главный геосинклинальный комплекс. Наконец, иногда их субстратом служат орогенные формации внутренних прогибов. Например, юрский комплекс Гузерильского прогиба расположен на орогенных формациях пермо-карбона Бамбакского внутреннего прогиба (таблица).

Киммерийские прогибы характеризуются определенным набором формаций многогеосинклинального и орогенного классов. Он наиболее полон и обладает максимальными мощностями в пределах Мангышлакского прогиба. В основании изученной части его разреза расположена континентальная сероцветная моласса биркутской и отпанской свит верхнего карбона — нижней перми, мощностью до 1,8 км. Выше следует нижняя континентальная красноцветная моласса долналинской свиты верхней перми — низов нижнего триаса, мощностью до 1 км. Последняя сменяется зеленоцветной морской сланцево-алевроитовой формацией тарталинской свиты нижнего триаса, мощностью до 500—800 м. Следующим элементом формационного ряда является морская моласса караджатыкской свиты верхней части нижнего триаса, мощностью до 500—800 м. Морскую молассу постепенно сменяет верхняя красноцветная моласса среднего триаса, мощностью до 300—350 м. Венчает разрез Мангышлакского прогиба антраконитовая формация верхнего триаса, мощностью до 2,8 км. В разрезе хр. Восточный Каратау зеленоцветная сланцево-алевроитовая формация и морская моласса замещается континентальной красноцветной молассой. Таким образом, в этой части Мангышлакского прогиба между сероцветной молассой и антраконитовой формацией развиты мощнейшие толщи континентальной красноцветной формации восточнокаратауской серии мощностью до 4 км. Общая вскрытая мощность комплекса пород, выполняющего Мангышлакский прогиб, достигает 8 км, а с учетом данных геофизики оценивается в 12—14 км.

Несколько иные состав и последовательность формаций наблюдаются в пределах прогиба Горного Крыма. Выполняющий его комплекс начинается флишем таврической серии среднего — верхнего триаса — верхнего триаса, мощностью до 3—4 км. Он с резким структурным несогласием перекрывается морской сероцветной молассой битакской свиты аалена — нижнего байоса, латерально переходящей в паралическую угленосную формацию бешуйской свиты мощностью до 1,5 км. Выше согласно залегает спилито-кератофировая формация верхнего байоса мощностью до 800 м. Венчает складчатый комплекс пород Горного Крыма формация сидеритовых глин верхней части бата — нижнего келловея, мощностью до 800 м.

Послескладчатый комплекс начинается морской сероцветной терригенной формацией нижнего — среднего келловея и нижнего оксфорда, мощностью до 1 км. Выше следует карбонатная формация верхнего оксфорда — кимериджа, латерально переходящая в морскую, преимущественно карбонатную молассу мощностью до 2,3 км. Следующий элемент формационного ряда составляет флиш титона мощностью до 3,5 км. На территории Восточного Крыма его постепенно сменяет флишеидная формация валанжина, в свою очередь переходящая в морскую сероцветную терригенную формацию готерива — нижнего баррема общей мощностью до 2 км.

Восточно-Забайкальский и Ольдойский прогибы сложены в основном аспидной формацией нижней и средней юры, мощностью до 6—6,5 км. По их периферии намечается ее замещение прибрежно-континентальной и континентальной сероцветной (алгачинская фация) молассами с одновременным сокращением мощностей до первых километров. В Ольдойском прогибе со значительным структурным несогласием выше лежит морская полимиктовая алеврито-песчаниковая формация средней — верхней юры, мощностью до 4—5 км. В зоне перехода Ольдойского кимерийского прогиба в Амуро-Зейский прогиб разрез рассматриваемого комплекса пород наращивается сероцветной континентальной молассой перемикинской свиты нижнего мела, мощностью до 2 км. Последняя с небольшим структурным несогласием перекрывает подстилающие породы верхней юры.

В строении других кимерийских прогибов существенное значение имеют также аспидная или близкие к ней формации, а в пределах Северного Афганистана — и осадочно-вулканогенные формации, среди которых большое значение имеют породы кислого состава.

Комплексы пород, выполняющие кимерийские прогибы, образуют всегда достаточно сложную складчатую структуру. В пределах Мангышлакского прогиба развита система линейных кулисообразных складок субширотного простирания. Углы наклона слоев на их крыльях в среднем равны 50—60°. В ряде мест пласты поставлены на голову или даже имеют опрокинутое залегание. Длина складок составляет десятки километров, ширина не превышает первых километров. Антиклинали имеют более крутые южные крылья. Близ их сводов падение слоев несколько выполаживается. Интенсивность дислокаций увеличивается на площадях распространения относительно пластичных пород верхнего триаса, слагающих центральные части синклиналей. Большую роль в структуре Мангышлакского прогиба имеют разломы, причем наибольшей амплитуды (до нескольких километров) достигают продольные крутопадающие надвиги и сдвиги.

Триас-нижнекелловейский комплекс пород, выполняющий прогиб Горного Крыма, образует ряд крупных антиклинорий и сопряженных с ни-

ми синклиналиев. Породы таврической серии, слагающие ядра антиклинорий, смяты в крутые складки, местами опрокинутые и осложненные надвигами. Породы средней юры также интенсивно дислоцированы. Однако развитые здесь вторичные складки построены проще.

Киммерийские прогибы Монголо-Охотского пояса отличаются сложной складчатой структурой. В центральной части Восточно-Забайкальского прогиба развиты крутые, протяженные, асимметричные, несколько опрокинутые к северо-западу складки с примерно одинаковым сочетанием антиклиналей и синклиналей, с углами падения слоев на крыльях до $40-70^\circ$. Основные структурные формы осложнены складками второго и третьего порядков. Ольдойский прогиб представляет собой асимметричный синклиналиев с более крутым северо-западным крылом. В нем развита сложная система линейных складок обычного геосинклинального типа.

Отложения чехла резко несогласно перекрывают складчатый комплекс киммерийских прогибов. В нем, как правило, развиты резко выраженные линейные дислокации, амплитуды которых достигает первых километров. Особенно показательна в этом отношении субширотная система мегантиклиналей и мегасинклиналей Мангышлака. Длина последних составляет многие десятки, реже — первые сотни километров, ширина — несколько километров, иногда — первые десятки километров. Они осложнены более мелкими частными структурами. На крыльях антиклиналей наклон слоев составляет несколько градусов, а во флексурах увеличивается до нескольких десятков градусов. Исключение составляет лишь прогиб Горного Крыма, где основное структурное несогласие проходит внутри выполняющего его комплекса пород, а верхняя часть (посленижнекелловейские образования) дислоцирована совместно с вышележащими платформенными отложениями мела и палеогена, образуя мегантиклинали и мегасинклинали, аналогичные структурам, распространенным на территории Мангышлакского прогиба.

В киммерийских прогибах Монголо-Охотского пояса на выполняющий их комплекс пород резко несогласно ложится вулканогенная моласса верхней юры, а на площади Ольдойского прогиба — моласса нижнего мела, образующая изометричные, как правило плоские впадины различных размеров. Верхняя часть разреза впадин Восточно-Забайкальского прогиба сложена сероцветной молассой нижнего мела. Местами она образует самостоятельный ряд впадин или остатки чехольного покрова. Послескладчатый комплекс верхней юры и нижнего мела на территории Монголо-Охотского пояса имеет в общем достаточно простую структуру. Его деформированность несколько увеличивается на площади синклинальных зон Восточно-Забайкальского прогиба.

Возникновение киммерийских прогибов шло разными путями. В конце палеозойской эры на территории юга герцинид Евразии сохранились изолированные участки вдоль крупных разломов, в пределах которых процессов складчатости не было и геосинклинальное прогибание не прекратилось. Эти участки представляли собой остаточные геосинклинальные прогибы, сохранившиеся на общем фоне консолидировавшегося к этому времени комплекса пород главной стадии геосинклинального режима. Такими остаточными геосинклиналями в конце палеозойского времени были, по-видимому, западные части Мангышлакского прогиба и прогиб Горного Крыма. В первой из них начало накопления формаций орогенного класса приходится на конец позднего карбона — раннюю

пермь. На площади прогиба Горного Крыма в позднем палеозое, по-видимому, шло образование карбонатной формации. В среднем, позднем триасе и ранней юре начал формироваться флиш. Процессы предсреднеюрской складчатости прервали погружение и привели к значительной деформации триас-нижнеюрских пород. В среднеюрское время вновь началось погружение, компенсированное орогенными и геосинклинальными формациями.

Образование же значительно большего числа киммерийских прогибов шло по другому пути. Они возникали вдоль крупных разломов на уже консолидированном палеозойском или докембрийском субстрате, представляя тем самым резко наложенные структуры. Развитию части из них предшествовало накопление относительно маломощных отложений, близких к платформенным. Последние имели значительно бóльшую площадь распространения по сравнению с контурами самих прогибов, но были там уничтожены денудацией. В другой группе наложенных киммерийских прогибов выполняющий их комплекс пород непосредственно лег на складчатое или кристаллическое основание.

Для всех киммерийских прогибов характерно максимальное их погружение в середине и конце их развития. Именно тогда накапливались наибольшие мощности пород и отлагались формации миогеосинклинального класса. Напротив, в первой половине своего развития киммерийские прогибы нередко развивались как структуры орогенного этапа. Режимы их погружения были близки, что приводило к накоплению формаций орогенного класса или даже относительно маломощных осадков, приближающихся к платформенным. Правда, по-видимому, имелись редкие случаи, когда главная стадия геосинклинального режима сменялась вторично-геосинклинальным этапом, минуя орогенный этап (прогиб Горного Крыма). В прогибах с относительно кратковременной жизнью (Гузерицкий, Восточно-Ферганский и др.) формации орогенного класса не образовывались, и активное погружение с накоплением миогеосинклинальных формаций пришлось на все время их существования. В киммерийских прогибах Монголо-Охотского пояса миогеосинклинальные формации накапливались преимущественно в центральных частях. По периферии они, как правило, латерально замещались формациями орогенного класса. Значение последних во времени также увеличивается, и они завершают формирование некоторых киммерийских прогибов Монголо-Охотского пояса (Геология СССР..., 1961, 1966).

Развитие киммерийских прогибов завершилось процессами складчатости, превратившими их в складчатые сооружения и приведшими к становлению на площади прогибов верхнего структурного яруса фундамента. Только развитие геосинклинального прогиба Горного Крыма в позднеюрскую эпоху не закончилось процессом складчатости. Смена выполняющего его комплекса пород платформенными отложениями мела произошла без структурной перестройки.

Складчатая структура киммерийских прогибов в большинстве случаев нашла свое отражение в отложениях платформенного чехла. Основные крупные складки, развитые в породах верхнего палеозоя — юры в значительно сглаженном виде повторяются в платформенных мезозойско-кайнозойских образованиях. Для Мангышлакского прогиба доказано наследование даже частных складок второго порядка (Шлезингер, 1965). Исключение составляют киммерийские прогибы северного склона Большого Кавказа. По-видимому, это связано, с одной стороны,

с тем фактором, что здесь процессы геосинклинальной складчатости проявились в ослабленном виде и не передали в платформенный этап импульса, необходимого для возникновения унаследованных тектонических движений. С другой стороны, в Гузерипльском и Тырнаузском прогибах геосинклинальная складчатость, хотя и была значительно интенсивной, однако эти прогибы имеют относительно узкую грабенообразную форму. Выполняющие их породы нижней и средней юры лежат преимущественно на жестком доверхнепалеозойском субстрате, и складчатые деформации, развитые в их пределах, хотя и очень резко выражены, но имеют пологое зеркало складчатости. Все это, по-видимому, привело к тому, что на их площади в платформенном этапе развития унаследованные движения не проявились.

Характер отражения складчатой структуры киммерийских прогибов Монголо-Охотского пояса в верхнеюрско-нижнемеловом комплексе пород еще недостаточно исследован. Только на площади Восточно-Забайкальского прогиба обнаруживается значительное увеличение деформированности послескладчатых верхнеюрских образований по сравнению с разновозрастными отложениями, распространенными в пределах палеозойских выступов. Это дает основание предполагать проявление на площади этого прогиба в послегеосинклинальный этап развития унаследованных тектонических движений.

Комплекс пород, выполняющий киммерийские прогибы, по формационной характеристике, строению и условиям образования близок к разновозрастным породам Альпийско-Гималайского пояса, мезозойско-Сихотэ-Алиния и Юго-Восточной Азии. В пределах последних эти образования составляют обычно комплекс главной стадии геосинклинального режима. Отсюда совершенно естественно может возникнуть вопрос о рассмотрении киммерийских прогибов в качестве структур, начинающих новый цикл тектогенеза, а не завершающих старый. Такая постановка в общем вполне правомерна. Однако тектоническое районирование, основанное на выделении определенной последовательности циклов тектогенеза, предусматривает, что каждый такой цикл, накладывающийся на предыдущий цикл (комплекс основания), начинается главной стадией геосинклинального режима и заканчивается заключительной стадией. В последующем ходе развития земной коры на территории проявления данного цикла тектогенеза может начаться новый цикл тектогенеза, и тогда комплекс пород, образовавшийся за предыдущий цикл, сам представит комплекс основания. Если же новый цикл геосинклинального режима не возобновится, то данная территория перейдет в платформу. С этих позиций киммерийские прогибы правильнее рассматривать как структуры конца старого цикла тектогенеза, а не начала нового. Ведь после завершения их формирования никакого нового орогенного этапа не происходило, а повсеместно наступил платформенный режим. Кроме того, ряд специфических черт строения и развития не позволяет рассматривать киммерийские прогибы в качестве зародышей областей альпийской или мезозойской складчатости в теле герцинид. Это, прежде всего, пространственная изолированность киммерийских прогибов, что в общем не свойственно для мезозойско-альпид.

Территория киммерийских прогибов Монголо-Охотского пояса имела существенно отличное развитие в позднем палеозое и раннем триасе по сравнению с мезозойскими Сихотэ-Алиния. Но главное заключается в том, что на площади киммерийских прогибов структуры орогенного этапа не

возникали. Таким образом, на тектонических картах, основанных на районировании по главной складчатости (выделение циклов тектогенеза), площади киммерийских прогибов следует включать в области герцинской складчатости, выделяя их особым знаком. При иных принципах тектонического районирования, при которых будут отсутствовать строгие рамки циклов тектогенеза, киммерийские прогибы следует резко отделить от герцинских геосинклинальных и орогенных структурных элементов и приблизить к разновозрастным геосинклинальным прогибам, расположенным на территории мезозой и альпид.

В частности, если рассматривать Альпийско-Гималайский пояс и области герцинской складчатости как сложные объекты, состоящие из отдельных геосинклинальных трогов и разделяющих их зон более древней консолидации (а для этого в настоящее время есть все основания) и не проводить между ними границы, то Горный Крым, центральная часть Большого Кавказа (исключая его южный склон), Большой Балхан и другие киммерийские прогибы, конечно, ближе по своему строению и развитию к мезозойским трогам Альпийско-Гималайского пояса, чем к палеозойским трогам областей герцинской складчатости. Тектоническое районирование участков поверхности земной коры на такой основе требует еще специальных методических исследований. Правда, в настоящее время на близкой основе составлена Карта тектоники докембрия континентов масштаба 1:15 000 000, в основу которой положено выделение структурно-вещественных комплексов определенного возраста (Борукаев и др., 1969, 1970).

ЛИТЕРАТУРА

- Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. 1969. Принципы тектонического районирования докембрия.— Геол. и геофиз., № 1.
- Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. 1970. Общие принципы составления Карты тектоники докембрия континентов в масштабе 1:15 000 000.— Геол. и геофиз., № 8.
- Браташ В. И., Егупов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И. 1966. Новые данные по геологии и нефтегазоносности юго-восточного обрамления Туранской плиты. В кн. «Тектоника Туркмении и сопредельных территорий». (Мат-лы тектонич. совещ. в Ашхабаде в октябре 1967 г.). М., «Наука».
- Геология СССР, т. XIX. Хабаровский край и Амурская область, ч. I. Геслогическое описание. М., «Недра», 1966.
- Геология СССР, т. XXXVI. Читинская область, часть I. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Головинский В. И. 1967. Тектоника северного обрамления Черноморской мегавпадины в связи с выяснением перспектив нефтегазоносности (по данным морских геофизических исследований). Автореф. канд. дисс., М.
- Зоненшайн Л. П. 1970. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса. Автореф. докт. дисс., М.
- Кулаков В. В. 1968. Тектоника и история развития Западного Афганистана и прилегающих территорий. Автореф. канд. дисс., М.
- Кулаков В. В., Колчанов В. П., Михайлов К. Я. 1969. О стратиграфии триасовых отложений Северо-Западного Афганистана.— Изв. Высш. учебн. завед. Геол. и развед., № 7.
- Моисеев А. С. 1937. О херсонесском (киммерийском) горообразовании и его проявлениях.— Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., 66, вып. 1.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 1:10 000 000. Изд. ГУГК при Совете Министров СССР. М., 1970.
- Шлезингер А. Е. 1965. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций.— Труды ГИН АН СССР, вып. 132.
- Шлезингер А. Е. 1968. Структура Добруджи и Придобруджского прогиба.— Бюлл. МОИП, отдел. геол., т. XLIII, вып. 2.
- Шлезингер А. Е. 1970. Положение Горного Крыма в общей структуре Европейской части СССР. В сб. «Методика и результаты геолого-геофизических исследований земной коры и верхней мантии». М., «Наука».
- Штилле Г. 1964. К экологии киммерийской складчатости. Избр. труды. М., «Мир».

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ; ОБОБЩЕНИЕ ОПЫТА СОСТАВЛЕНИЯ

Ю. М. Пушаровский

Общие замечания

С полным основанием можно считать, что составление тектонических карт является одной из самых характерных черт текущего периода развития геологии. При этом тектоническое картографирование, по-видимому, находится сейчас в своем расцвете. После опубликования двух сложных многокрасочных тектонических карт территории Советского Союза (в 1953 и 1956 гг.), в таком же стиле были составлены и изданы тектонические карты Европы (Международная тектоническая карта..., 1962), Арктики (1963), Евразии (1966), Индии (Tectonic map of India, 1963), Северной Америки (Tectonic map of North America, 1969), Африки (Carte tectonique..., 1968) и, наконец, карта Тихоокеанского сегмента Земли (1970). Как правило, всё это многолистные карты, отображающие строение больших частей земной поверхности в достаточно крупном масштабе.

Конечно, приведенный список карт далеко не полон. Если учесть карты, изданные для отдельных частей СССР, а также для отдельных стран или групп стран, то список увеличивается во много десятков раз. При этом, работа по составлению тектонических карт энергично продолжается, о чем красноречиво свидетельствуют последние сессии Международного геологического конгресса, на которых с большим интересом и вниманием рассматривались карты подобного рода, а также обсуждались планы на будущее. Все это позволяет считать, что тектоническое картографирование ныне находится в центре внимания геологов.

Имеются вполне четкие объективные предпосылки для столь значительного развития тектонического картографирования. Его рождение связано со всей предыдущей историей тектоники. Непосредственными предшественниками обзорных тектонических карт были мелкомасштабные схемы и карты, помещавшиеся в течение многих десятилетий на страницах журналов и книг. В лучшем случае это были небольшие по размерам вклейки, назначение которых — в какой-то мере иллюстрировать текст публикаций. Первоначально это вполне соответствовало имев-

шему конкретному материалу о тектоническом строении земной коры. Однако с течением времени геологические исследования развивались, охватывая все новые территории, и число тектонических фактов чрезвычайно возросло. Существенное влияние на увеличение числа фактов оказало также расширение буровых работ, особенно нефтепоисковых, внедрение в геологию аэрометодов, развитие геофизики и морской геологии. Естественную задачу науки о Земле — выяснение структурных черт ее поверхности — стало уже невозможно решать без специального графического обобщения накопившихся фактов.

В равной мере и дальнейшее развитие тектонической теории, выяснение законов структурного развития на Земле требовали более полного, чем прежде, и одновременно наглядного синтеза имеющихся фактических данных.

Наконец, к созданию тектонических карт привела необходимость более широкого и точного, чем на предшествующем этапе, знания условий возникновения и закономерностей распространения полезных ископаемых в земной коре, поскольку для этих целей тектонические представления в огромном большинстве случаев имеют чрезвычайно большое, если не решающее, значение.

Оценивая результаты всей проведенной работы по тектоническому картографированию, можно сказать, что она обусловила весьма важный качественный скачок в развитии знаний о Земле. Об этом свидетельствуют пересмотр или существенное уточнение многих, как казалось, устоявшихся геологических и прежде всего тектонических представлений и обоснование ряда новых и значительных выводов. Последние относятся, например, к проблеме эволюции тектонических процессов в ходе развития земной коры, к теории различия в структурной истории Тихоокеанской и противоположной ей областей земного шара, к выявлению многих новых типов тектонических структур, к соотношению между тектоническими зонами в пространстве и т. п.

В настоящее время тектонические карты приобретают, пожалуй, и еще одно значение: отражая фактическое строение земной коры, они служат сдерживающим фактором при построении особо умозрительных глобальных тектонических гипотез.

Предлагая определение сущности тектонических карт, Н. С. Шатский (1963, стр. 447) писал: «Тектоническими мы называем такие карты, на которых условными знаками нанесены структурные формы различных категорий и разного возраста». Насколько нам известно, это наиболее распространенное определение. Однако указание на разновозрастность структурных форм, содержащееся в формулировке Н. С. Шатского, не кажется обязательным для нее, и может быть предложено несколько иное определение: тектонические карты отображают познанные геологами структуры земной коры и их естественные сочетания, или, что то же самое, структурные формы и тектонические зоны разных порядков и свойств.

Все тектонические карты Н. П. Херасков (1948) подразделил на две основные категории: структурные и собственно тектонические. Структурные карты отображают морфологию тектонических структур, а тектонические, кроме морфологии, отражают в той или иной степени историю формирования структур¹. Такое разделение тектонических карт было

¹ Относительно собственно тектонических карт давались и иные определения, например Т. Н. Спичарским и Л. И. Боровиковым (1967), но они менее подходящи.

принято во многих последующих работах (Шатский, 1963; Шатский и Богданов — в кн. «Тектоника Европы», 1964; Габриелян и др., 1968; и др.).

Именно карты второго типа прежде всего и имелись в виду выше, когда речь шла о большом влиянии тектонического картографирования на развитие тектоники.

Собственно тектонические карты имеют две особенности: во-первых, они сводят очень большой и разнообразный фактический материал о структурах земной коры и, во-вторых, заключают теоретические элементы, относящиеся, например, к типизации и классификации структурных форм и тектонических зон, к трактовкам стадий и различных этапов их развития (отделение геосинклинальной стадии от орогенной, подразделение на структурные этажи и т. п.), к показу связей магматических процессов с тектоническими и пр. Эта вторая особенность существенно отличает тектонические карты от геологических, на которых элемент теоретической трактовки явлений минимален.

Кроме того, на тектонических картах, особенно на картах, охватывающих крупные площади поверхности земного шара, отражаются гипотетические представления. Это касается недостаточно изученных районов как суши, так и, в особенности, покрытых морями и океанами, а также проблемных вопросов, как, например, экстраполяции в отношении характера, направления, а иногда и размаха тектонических движений, трактовки типов тектонических областей в соответствии с современным строением коры (или коры и верхней мантии), некоторых генетических аспектов, таких, как вопрос о происхождении «гранитного» слоя и его судьбе в процессе структурного развития земной коры, и т. д. Соотношение между фактическими данными, теоретическими представлениями и гипотетическими построениями на карте определяется главным образом охватываемой ими площадью поверхности Земли, ее изученностью, масштабом карты и особенностями авторов.

Задача настоящей статьи — рассмотреть некоторые основные вопросы составления тектонических карт, охватывающих крупные материковые и океанические участки земной поверхности. При этом автор в основном будет опираться на опыт составления Тектонической карты Тихоокеанского сегмента Земли масштаба 1 : 10 000 000, изданной в 1970 г., в создании которой важную роль сыграла публикация в 1966 г. Тектонической карты Евразии.

Исходным положением данной работы является признание того, что ведущим подходом к составлению обзорных тектонических карт должен быть историко-геологический.

Структурные формы и естественные тектонические зоны рассматриваются как следствие более или менее длительного стадийного тектонического развития, запечатленного в геологических формациях и иных геологических образованиях (в том числе магматических), а также в морфологических свойствах. Чем глубже знание истории формирования структур и конкретных тектонических зон, тем надежнее их типизация и классификация, со всеми вытекающими отсюда выводами для выяснения пространственных, хронологических и генетических тектонических закономерностей. Тектоническое районирование той или иной области земной коры, составляющее одну из генеральных задач тектонических карт и полезное для прикладных геологических целей, должно вытекать прежде всего из анализа истории ее развития.

Историко-геологический подход легче осуществить при изучении континентальных структурных образований и современных геосинклинальных зон, но весьма сложно — океанических, поскольку сведения об их истории невелики. Однако и в этом случае необходимо стремиться к историческому анализу, пусть даже в большой степени — гипотетическому.

Складчатые образования континентов

Еще с конца XIX в. начал выкристаллизовываться принцип разделения складчатых областей Земли в зависимости от времени их образования. Это следовало из развития геосинклинальной теории, которая возникла как результат историко-геологического анализа ряда областей земной коры. Время образования складчатых сооружений на месте существовавших геосинклиналей — это такой показатель в истории развития структурных зон, который исследователями определяется обычно уверенно и однозначно. В отечественной литературе этот показатель часто характеризуется понятием «возраст главной складчатости» (Тектоника Евразии, 1966). Однако нужно подчеркнуть, что в первую очередь здесь речь идет о времени прекращения образования геосинклинальных толщ, а не о периоде формирования конкретных складчатых структур. Это время в общем случае отвечает эпохе становления на месте геосинклинали размываемой складчатой страны. В зарубежной литературе такой период часто называют периодом «орогении», но не складчатости, которая там обычно понимается в узком смысле (буквально).

Следует оговориться, что накопившийся опыт тектонического картографирования не позволяет при разделении складчатых областей придать ведущее значение времени окончания орогенной (последней) стадии геосинклинального развития. Во многих случаях оказывается очень сложным отделить эту орогенную стадию от послегеосинклинального развития. Так, например, Сихотэ-Алинская складчатая система, время становления которой относится к концу позднего мела, понимается иногда как зона, и ныне находящаяся в орогенной стадии развития. Тем самым она приравнивается, например, к Сахалинской зоне или Камчатке, где геосинклинальными являются миоценовые толщи. Очевидно, подобное приравнивание не может принести пользы тектоническому районированию.

В сущности, обособление в качестве особого типа структур Евразии средне- и позднепалеозойских впадин, развитых в пределах байкалид и каледонид (Яншин, 1965; Тектоническая карта Евразии, 1966), продиктовано в известной мере невозможностью признать продолжительность орогенной стадии развития байкальских или каледонских геосинклинальных областей вплоть до позднего палеозоя, когда многие из этих впадин еще продолжали развиваться. Обоснованную попытку разделения структур, свойственных позднегеосинклинальной стадии развития, и послегеосинклинальных — для Верхояно-Чукотской складчатой области предпринял недавно С. М. Тильман (1970). В основу этого разделения им положен парагенез структурных форм; в частности, для позднегеосинклинального структурного комплекса характерно присутствие остаточных геосинклинальных прогибов.

Таким образом, проводить тектоническое районирование, опираясь на время окончания орогенной стадии развития геосинклинальных зон, во многих случаях сложно; следовательно, этот критерий не следует класть

в основу составления тектонических карт для крупных площадей. В то же время последовательное применение принципа разделения структур в зависимости от времени становления складчатых зон, в указанном выше понимании, позволяет четко выявить области древних и молодых платформ, докембрийские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские складчатые образования, краевые прогибы, области эпиплатформенного орогенеза, т. е. все главнейшие структурные образования земной коры, что в первую очередь и требуется от тектонических карт, призванных служить тектоническому районированию. Соответственно, неверно ставить вопрос о замене рассматриваемого принципа каким-то другим, так же как ошибочно было бы призывать отказаться от понятий «древняя платформа», «молодая платформа» и т. п. Но, конечно, речь может идти о разработке новых принципов для составления тектонических карт иного целевого назначения.

Длительное время в тектонике считался универсальным для истории Земли известный ряд тектонических «циклов». Однако первые же работы по составлению обзорных тектонических карт (Тектоническая карта СССР, 1953; и др.) показали, что время становления складчатых зон геосинклинального происхождения не следует обязательно связывать с заданными тектоническими эпохами, или «циклами», предусмотренными «европейским стандартом» (каледониды, герциниды, альпиды). А. Л. Яншин (1965) пришел к заключению, что в истории Земли вообще не существовало планетарных эпох тектонического покоя и что эпохи складчатостей не приурочены к строго определенным хронологическим уровням. Нужно согласиться с А. Бертельсеном, который писал: «В геологии докембрия недавно стало модным понятие о геологических циклах. Однако это понятие следует использовать достаточно осторожно, поскольку его обоснованность зависит от региональных карт, а составление тектонических карт различных континентов является именно одним из методов выработки понятия о геологических циклах. Поэтому, если эту точку зрения мы кладем в основу выделения основных тектонических единиц, то рискуем попасть в порочный круг» (Бертельсен, 1967, стр. 19). Следует лишь добавить, что сказанное относится и к последокембрийским эпохам складчатости.

Сейчас стало очевидным, что при составлении тектонических карт больших районов Земли нецелесообразно пользоваться европейскими наименованиями эпох складчатостей (орогений), а необходимо датировать их, пользуясь единицами относительной геохронологической шкалы. Поясним это некоторыми примерами.

В Восточной Австралии давно и хорошо описана так называемая Лангланская складчатая система, в которой образование геосинклинальных толщ закончилось после раннего девона. Если систему сравнивать с европейскими каледонидами, то она окажется слишком молодой, но значительно древнее варисцид Европы. В то же время последние на 100 млн. лет древнее зоны особой позднепалеозойской складчатости Австралии. Очень большое различие во времени образования имеется также между европейскими альпидами и Андами, которые, тем не менее, нередко включаются в альпийские складчатые сооружения. Еще большее возрастное различие существует между альпидами Европы и мезозоидами Азии и Северной Америки, которые тоже иногда рассматриваются в качестве альпийских, и т. д. На упоминавшейся выше Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли в пределах Тихоокеанского пояса выде-

лены познедокембрийские, среднепалеозойские, позднепалеозойские, раннемезозойские, мезозойские (познемезозойские), раннекайнозойские, среднекайнозойские и позднекайнозойские складчатые зоны и показано обычными геологическими индексами время их становления. Такой эмпирический подход значительно полезнее для изучения тектонических процессов на Земле, чем старый, превратившийся уже в догматический. У Ф. Кинга на этот счет есть справедливое замечание: «Тектоническая наука будет очень медленно развиваться, если ее подчинить какому-то единому набору догм» (Кинг, 1967, стр. 37).

Однако нужно отметить, что полными выводы о хронологических и пространственных закономерностях проявления на Земле эпох тектогенеза (складчатости, орогении) будет лишь тогда, когда будет выяснена история тектонических движений на пространствах океанов, занимающих свыше $\frac{2}{3}$ поверхности планеты.

Существенным аспектом тектонических карт является отражение ими главнейших особенностей геосинклинального развития. Теория геосинклинального процесса, однако, еще недостаточно разработана, чтобы охватить все многообразие типов геосинклиналией. Предложенное Г. Штилле (Stille, 1940) и развитое М. Кэем (Кэй, 1955) весьма схематичное разделение геосинклиналией на эв- и миогеосинклинали продолжает и ныне оставаться нашим рабочим инструментом, несмотря на то, что некоторые геологи (Дюбертре, 1966) сильно критикуют такое подразделение. Трудности здесь возникают в связи с недостаточной определенностью критериев для разграничения обоих типов, а также в связи с тем, что в природе нередко наблюдается сменяемость одного определенно выраженного типа другим.

Стремясь к более широкому охвату явления, автор предлагает выделять три категории геосинклиналией: эв-, микто-¹ и миогеосинклинали. За основу такого деления следует принять присутствие и продолжительность проявления геосинклинального вулканизма, т. е. вулканизма до орогенной стадии геосинклинального развития. Изучая конкретные разрезы, можно установить частоту и общую длительность проявления вулканических процессов. Отсюда можно определить отношение этой длительности к общей протяженности геосинклинальной стадии, что будет характеризовать «степень геосинклинальности» зоны. Это отношение автор называет индексом вулканизма. Он выражается в процентах. Геосинклинали с индексом вулканизма до 10% называются миогеосинклиналиями; от 10 до 50% — миктогеосинклиналиями; более 50% — эвгеосинклиналиями. Вторую и третью группы можно разбить на две подгруппы: с меньшим и большим (или повышенным) индексом вулканизма.

В качестве примеров можно привести геосинклинальные зоны, развитые в пределах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. К миогеосинклиналиям относятся Яно-Колымская складчатая система и позднекайнозойские геосинклинали на Сахалине или юго-востоке Корякского нагорья; к миктогеосинклиналиям — Сихотэ-Алинская (по крайней мере, до конца палеозоя и мезозоя) и Анюйская. Эвгеосинклиналью является основная часть Корякского нагорья, где в поздней юре и мелу формировались эффузивные, эффузивно-осадочные и кремнистые толщи. Такой количественный подход к определению типов геосинклинального разви-

¹ От греческого слова *μικτός*, что означает — смешанный.

тия способствует более ясной характеристике геосинклиналей, а следовательно, и более четким выводам по теории геосинклинального процесса.

Той же цели служит и показ на тектонических картах резонансно-тектонических структур, возникающих в смежных с геосинклиналями областях под воздействием движений в этих геосинклиналях; однако такие структуры рассматривались автором прежде (Пушаровский, 1969).

Современные геосинклинальные зоны

Прежде чем касаться современных геосинклинальных зон, остановимся на содержании понятия «геосинклиналь» вообще, в соответствии с опытом тектонического районирования. Вполне объективными методами в структуре земной коры обособляются складчатые зоны, обычно линейного, значительно реже — мозаичного характера, отличавшиеся в истории своего развития большой подвижностью. Таким зонам обычно свойственно дифференцированное строение: сочетание в основном линейных и длительно развивавшихся прогибов и поднятий, история развития которых устанавливается по изменению мощностей и фаций отложений, а также по особенностям геологических формаций. Эти изменения часто резкие, контрастные; нередко они приурочены к большим разломам. Подвижность таких зон зафиксирована, кроме того, в магматических и вулканических проявлениях, сгруппированных в зоны линейной ориентировки и достигающих часто большого масштаба. Конечная эпоха тектонического развития подобных зон характеризуется интенсивным складкообразованием, общим их поднятием, формированием структур, наложенных на геосинклинальные комплексы и заполненных молассаами, а также нередко развитием краевых прогибов, расположенных на стыке таких зон с платформами. Подробные зоны поясового характера, длительно динамичные и отличающиеся контрастным тектоническим рельефом, и понимаются как геосинклинальные. Они, как известно, противопоставляются платформам.

Все главные признаки собственно геосинклинальной стадии развития мы находим в пределах современной периферии ложа Тихого океана: в Азии и Меланезии, в районе Южно-Сандвичевых островов, в Карибском районе, Алеутско-Аляскинской зоне и других местах. Разумеется, есть и структурная специфика, но она может быть объяснена эволюционной изменчивостью геосинклинального процесса в истории Земли и наложением особых неотектонических (глыбовых) движений. Отсюда с очевидностью следует представление, что ложе Тихого океана, по крайней мере с запада, окаймлено огромным современным геосинклинальным поясом. Большие геосинклинальные пространства существуют и на востоке Тихого океана. Имеющиеся сейчас знания о тектонике современных (развивающихся) геосинклинальных образований таковы, что последние должны вполне четко выделяться на тектонических картах. Теперь обратимся к методическим аспектам их анализа и отображения.

Отметим, что противопоставление геосинклинальных структур складчатым является результатом историко-геологического подхода к тектоническому анализу. Однако разделение современных геосинклинальных зон, естественно, не может проводиться по тому же принципу, что и складчатых зон, хотя в ходе дальнейших исследований, возможно, также удастся ввести временной критерий и делить их в зависимости от ста-

дий развития. Сейчас такие зоны отделяются одна от другой лишь естественными комплексами образующих их структурных элементов, выявляемыми при исследовании тектонического плана той или иной области земной поверхности. Анализируя эти комплексы, в Тихоокеанском геосинклинальном кольце можно выделить крупные обособленные секторы, а внутри последних — более частные тектонические зоны.

В естественные структурные комплексы современных геосинклинальных зон входят различного рода поднятия (в том числе островные гряды) и прогибы (например, глубоководные желоба, сопровождающие островные гряды). Хотя характер таких структур, в особенности морфологический, таков, что мы не знаем их точных аналогов в геологическом прошлом, тем не менее с позиций геосинклинальной теории для них нужно применять ту же терминологию, что и для случая структурного анализа геосинклинальных этапов развития складчатых зон. Терминология эта следующая: «геоантиклинальные зоны», «геоантиклинали», «геосинклинальные зоны» (а также рвы, трюги, прогибы, желоба, впадины), «внутренние массивы», «краевые поднятия». Здесь мы вновь возвращаемся к историко-геологическому подходу в структурном анализе, ибо указанное подразделение определяется различием в характере развития структурных форм.

Имеется настоятельная необходимость в изучении с позиции геосинклинальной теории глубоководных впадин внутриконтинентальных морей — Средиземного, Черного, Каспийского и т. п. Было бы полезно показывать на тектонических картах их генетическую сущность. В ином случае они всегда будут как бы «вещью в себе», что сейчас не оправдано ни с фактической, ни с теоретической точки зрения.

Структуры океанского ложа

Вполне ясно, что возможность историко-геологического подхода к изучению структур ложа океанов из-за многих неизвестных черт их развития в настоящее время ограничена. Тем не менее следует, в той мере, в какой это допустимо требованиями научной гипотезы, ориентироваться именно на такой подход. При этом сейчас при составлении тектонических карт больших площадей Земли, включающих и океанское ложе, невозможно уйти от представлений о возрасте океанов, пусть хотя бы относительно. С общих позиций это противоречило бы современным тенденциям развития теоретической тектоники, стремящейся поднимать и решать глобальные тектонические проблемы. Было бы неоправданным продолжать и ныне, как много времени тому назад, когда структурные черты земного шара были не столь ясны, стоять на месте в вопросе возраста океанов. Такая позиция была бы сейчас шагом назад в тектонике, нежелательной робостью. Нельзя признать случайностью, что в последние годы тема о происхождении и возрасте океанов не сходит со страниц геологических журналов и книг. Поэтому не представляется возможным поддержать рекомендацию тектонического коллоквиума, созданного в 1966 г. подкомиссией по Международной тектонической карте мира (Богданов, Хаин, 1967, стр. 134), заключающуюся в том, что «на тектонических картах океанических пространств прежде всего должна быть наиболее подробно и выпукло показана батиметрия океанического дна».

Однако, пожалуй, более существенно то, что обзорные тектонические карты континентов и океанов выявляют такие структурные соотношения между ними, которые позволяют предлагать обоснованные концепции относительно соотношений во времени и в пространстве континентов и океанов и так или иначе подходить к вопросу возраста океанского ложа. Мы убедились в этом на опыте составления тектонической карты Тихоокеанского сегмента.

Так, рассмотрение структурного плана Тихоокеанского пояса выявляет весьма закономерное расположение в нем тектонических зон разного возраста. Наблюдается смена вкрест простираения пояса более древних складчатых образований его внешних частей более молодыми, а в непосредственном окружении океана — и современными геосинклинальными зонами. Кроме того, все эвгеосинклинальные зоны складчатых областей, окружающих Тихий океан, в том числе и древние, располагаются вблизи современного океанского ложа. Далее, для ряда древних геологических эпох на западе Тихоокеанского пояса выявляются зоны, подобные современным зонам раздела континентов и океана. Наконец, в краевых частях складчатых областей установлены позднепалеозойские и мезозойские геосинклинали, заложившиеся на коре океанического типа (талассогеосинклинали). Все эти данные свидетельствуют о большой древности Тихого океана.

Другой вопрос — обособление тектонических структур и зон ложа океана. Они выделяются (и типизируются) по комплексу признаков: морфологии, геологическим и геофизическим свойствам, тектоническому положению (либо по всей совокупности этих признаков, либо по части их). Хотя история тектонического развития многих из них остается не расшифрованной, по крайней мере в отношении ряда крупных и сложных элементов и зон, на основании уже сейчас имеющихся данных необходимо допускать длительность их формирования. Во всяком случае, для нас ясно, что при анализе тектоники океанского ложа наиболее правильно исходить из представления о разновозрастности образующих его тектонических единиц (или их частей). Такой взгляд противопоставляется другому, согласно которому структурные образования ложа океанов являются результатом только неотектонических движений — движений новейшего геологического времени.

Перейдем к основным конкретным структурным единицам океанского ложа.

Сейчас уже вполне определилось, что ложе океанов делится на две главные категории тектонических образований: океанические подвижные пояса и тектонические области, лежащие за их пределами. Океаническими подвижными поясами в литературе называются проходящие на океаническом дне линейные тектонические пояса, обычно (но не всегда) выраженные в рельефе крупными расчлененными поднятиями, к срединным частям которых часто приурочены рифтовые зоны и где отмечаются повышенные значения теплового потока и сейсмические явления. Такие пояса занимают неодинаковое структурное положение и различаются морфологически. Например, в Атлантике подвижный океанический пояс проходит посредине океана и имеет почти на всем своем протяжении хорошо выраженную рифтовую долину. В то же время в Тихом океане подвижный пояс прижат к его юго-восточной части и, по данным Г. Менарда (1966), А. В. Живаго (Zhivago, 1967), Х. Хесса (1969), Г. Б. Удинцева (1964, 1966) и других авторов, в основной своей части рифтовой

долины не имеет. Более того, севернее экватора, в пределах плато Альбатрос и далее по направлению к Калифорнии, этот пояс представляет собой не крупное сводовое поднятие, как в более южных районах, а как бы широкий шрам на океанском дне.

Если в Атлантическом и Тихом океанах подвижные пояса в целом образуют огромные единые линейные зоны, то в Индийском океане план их расположения значительно более сложен. Он здесь разветвленный, причем в районе Аденского залива рифтовая впадина внедряется в континент. Тем самым намечается еще одна разновидность структур, относящихся к океаническим подвижным поясам.

Остановимся далее на областях океанского ложа, лежащих за пределами океанических подвижных поясов. Они имеют разное геологическое строение, занимают разную площадь и не сходны по форме. Однако всем им не свойственны те главные признаки тектонической активности, которые указывались для океанических подвижных поясов. В их пределах могут быть встречены вулканы, гайоты, структурные поднятия, участки типа тектонических плит, а также разломы. В настоящее время такие области обычно описываются как талассократоны. Однако ни по форме, ни по структурному плану, ни по режиму тектонических движений эти области не отвечают понятию щита (кратон) и должны получить новое название. Представляется подходящим термин «талассоген», что по смыслу отвечает генетической связи с океаном. Из имеющихся данных, которые здесь нет возможности привести, следует, что отдельные участки талассогенов могут быть разновозрастными и могут иметь разное происхождение. Если это так, то талассогены можно расчленить на отдельные тектонические районы: остаточные и новообразованные, древние и молодые, длительно развивавшиеся и с коротким периодом развития и т. д.

Площади талассогенов поддаются расчленению на составляющие их структурные формы. Среди последних могут быть выделены океанические плиты, или, иначе, талассоплены, а также глыбовые поднятия, сводовые поднятия и так называемые краевые валы, развитые по краям талассогенов. Вся эта систематика и терминология была разобрана Г. Б. Удинцевым (1964, 1966) и Г. Б. Удинцевым и А. Л. Яншиным (Тектоника Евразии, 1966), и мы на ней останавливаться не будем. Нужно только отметить, что в ходе дальнейших исследований классификация структур будет несомненно расширяться.

Выводы

1. Принцип расчленения складчатых зон в зависимости от времени их становления («возраста главной складчатости», «главной орогении») является научно состоятельным и обеспечивающим обособление в структуре материков основных тектонических элементов: древних и молодых платформ, разнородных складчатых зон, а также всевозможных подчиненных им иных структурных образований. Тем самым осуществляется тектоническое районирование поверхности Земли, рациональное как с точки зрения изучения истории структур земной коры, так и в отношении изучения связи с тектоническими структурами, образования и размещения полезных ископаемых и магматических процессов. Данный принцип опирается на огромный фактический материал, добытый прежде всего при площадных геологических съемках. Тектоническое картографирова-

ние материков может основываться и на других принципах структурного анализа, если оно преследует иные цели, чем указанные выше.

Совершенствование тектонического картографирования больших частей суши возможно при использовании для датировки времени образования складчатых областей относительной геохронологической шкалы, а также при более дробном разделении геосинклиналей, чем применяющееся обычно деление на эв- и миогеосинклинали.

2. Назрела необходимость четкого отражения на тектонических картах (в виде особой системы знаков) строения современных геосинклинальных зон. Дальнейшее углубление понимания таких зон связано с изучением стадий их эволюции. Объекты конкретного изучения для этого располагаются на периферии ложа Тихого океана.

3. Следует энергично развивать тектоническое картографирование ложа океанов с максимальным использованием метода историко-геологического анализа. Основными структурными областями океанского ложа являются океанические подвижные пояса и талассогены. И те и другие неоднородны по своему строению. Их отдельные зоны могут различаться также по возрасту. Вообще при анализе тектоники океанского ложа следует исходить из представления о разновозрастности образующих его тектонических единиц (или их частей).

ЛИТЕРАТУРА

- Бертельсен А.* 1967. Тектоническая карта Гренландии. В кн. «Тектонические карты континентов». М., «Наука».
- Богданов А. А., Хаин В. Е.* 1967. По поводу создания тектонических карт океанических пространств.— *Геотектоника*, № 1.
- Габриелян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т., Арзуманян С. К., Вегуни А. Т., Саркисян О. А., Симолян Г. П.* 1968. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Ереван.
- Дюбюртре Л.* 1966. Краткая характеристика 16-го листа Международной тектонической карты Европы в масштабе 1 : 2 500 000 и 3-го листа Международной тектонической карты Африки в масштабе 1 : 5 000 000.— *Геотектоника*, № 4.
- Кинг Ф. Б.* 1967. Тектоническая карта Северной Америки. В кн. «Тектонические карты континентов». М., «Наука».
- Кэй М.* 1955. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ.
- Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 2 500 000. Ред. Н. С. Шатский и др. М., 1962.
- Объяснительная записка к Тектонической карте СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Менард Г. У.* 1966. Геология дна Тихого океана. М., «Мир».
- Пушаровский Ю. М.* 1969. Резонансно-тектонические структуры.— *Геотектоника*, № 1.
- Спижарский Т. Н., Боровиков Л. И.* 1967. Тектоническая карта территории СССР. В кн. «Тектонические карты континентов». М., «Наука».
- Тектоника Евразии. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., «Наука», 1966.
- Тектоника Европы. Ред. А. А. Богданов, М. В. Муратов, Н. С. Шатский. М., «Недра», 1964.
- Тектоническая карта Арктики. Масштаб 1 : 10 000 000. Сост. Ю. М. Пушаровский. М., изд. ГИН АН СССР, 1963.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., изд. ГИН АН СССР, ГУГК МГ СССР, 1966.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 4 000 000. Ред. Н. С. Шатский. М., изд. ГУГК, ИГН АН СССР, 1953.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. Гл. ред. Н. С. Шатский. М., изд. МГЮОН СССР, АН СССР и Министерство высшего образования СССР, 1956.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 1 : 10 000 000. Ред. Ю. М. Пушаровский и Г. Б. Удинцев. М., изд. ГИН АН СССР, Ин-т океанол. АН СССР, 1970.

- Тильман С. М. 1970. Сравнительная тектоника мезозонд севера Тихоокеанского кольца. Автореф. докт. дисс. Новосибирск.
- Удинцев Г. Б. 1964. Рельеф и структура дна Тихого океана. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11. М., «Недра».
- Удинцев Г. Б. 1966. Геоморфология дна Тихого океана.— Автореф. докт. дисс. М.
- Херасков Н. П. 1948. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Хесс Х. 1969. Срединноокеанические хребты и тектоника дна океана. В кн. «Геология и геофизика морского дна». М., «Мир».
- Шатский Н. С. 1963. Методы составления мелкомасштабных тектонических карт. Избр. труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Янишин А. Л. 1965. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, № 5.
- Carte tectonique internationale de l'Afrique. E 1:5 000 000. General Co-ordinator G. Choubert.— Assoc. serv. géol. Afric. UNESCO, 1968.
- Stille H. 1940. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin.
- Tectonic map of India. Sc. 1:2 000 000. Compiled by D. K. Ray. Geol. Surv. India, 1963.
- Tectonic map of North America. Sc. 1:5 000 000. Compiled by Ph. B. King. Geol. Surv. U. S. A., 1969.
- Zhivago A. V. 1967. Bottom morphology and tectonics of the Southern Ocean. In «Proc. Sympos. Pacific-Antarctic Sci.», Tokyo.

ТИПЫ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ КРУПНЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

Р. А. Гафаров

Широкое использование аномального магнитного поля для изучения глубинного строения земной коры и анализа ее движений началось недавно, но развивается в настоящее время бурными темпами. Достаточно назвать обобщения Дж. Аффлека (Afflec, 1963), М. Рефорда и Дж. Самнера (1966), Р. М. Деменицкой (1967), М. М. Иванова (1966), Л. Олдриджа (Alldredge, 1963), Т. Н. Симоненко (1963, 1968) и других, а также многочисленные работы по океанам Т. Вильсона (Wilson, 1965), В. Вакье (1966), Х. Хесса (1969, Hess, 1962), Р. Дитца (1966), Ф. Вайна и Д. Мэтьюза (Vine, Matthews, 1963), Дж. Хейртцлера и других (Heirtzler a. oth., 1968) и др.

В Геологическом институте АН СССР в течение нескольких лет проводятся систематизация и тектоническая интерпретация аномальных магнитных полей в зависимости от возраста и строения различных типов земной коры с целью выяснения происхождения тектонических структур. Были опубликованы результаты обобщений о тектонике и типах магнитных аномалий древних платформ северного ряда и некоторые итоги сравнительного анализа магнитных полей материков и океанов (Гафаров, 1970а, б).

Современная изученность магнитного поля Земли крайне неравномерна и, судя по опубликованным данным, основные из которых учтены на прилагаемой схеме магнитных аномалий (см. схему), обширные пространства остаются не заснятыми магнитными съемками. Однако этими исследованиями охвачены области материков и океанов, являющиеся во многих случаях классическими тектонотипами различных структурных зон земной коры.

По данным мировых магнитных съемок, четко выделяются основные типы резко различающихся аномальных магнитных полей, соответствующих континентам и океанам. Однако имеются высказывания и об отсутствии принципиальной разницы между аномальными полями континентов и океанов (Иванов, 1966; Симоненко, 1968; и др.).

Накопленные к настоящему времени данные о распределении магнитного поля на поверхности Земли позволяют рассматривать наблюдаемое магнитное поле как сумму главного (планетарного) поля, обусловленного глубинными электрическими токами во внешней части ядра Земли, и аномального поля, связанного с магнитными неоднородностями земной коры и верхней мантии, расположенной выше поверхности точки Кюри. Ниже последней, колеблющейся по глубине в широких пределах для различных ферромагнитных минералов, намагничивание отсутствует. Как известно, точка Кюри ферромагнетиков зависит не только от температуры и вещественного состава горных пород, но и от давления в недрах Земли. Вследствие этого поверхность Кюри может иметь достаточно сложную конфигурацию. Наиболее вероятная ее глубина составляет примерно 60 км. При этом в океанах источники магнитных аномалий проникают в мантию в целом глубже. Весьма важно в этом отношении выявление магнитной неоднородности верхней мантии (Гайнанов, 1966).

Для выделения главного поля из наблюдаемого и для определения основных характеристик аномального поля в последние годы успешно применяется метод частотного анализа (Allredge, 1963; Симоненко, 1968), при котором аномальное поле рассматривается как случайная функция по отношению к главному (нормальному) полю Земли. Результаты частотного анализа магнитного поля, наблюдаемого по протяженным профилям над отдельными материками и океанами и вокруг всей Земли (Allredge, 1963), достаточно убедительно показывают разрывы в спектре геомагнитного поля, вызванные различиями в физической природе главного и аномального полей. Аномальное магнитное поле рассматривается при этом как поле вторичного происхождения, вызванное намагничиванием неоднородной земной коры общим полем Земли.

Систематизация и тектоническая интерпретация различных типов магнитных аномалий, как показывает сводка мировых данных (рисунок), имеют важнейшее значение для тектонического районирования и анализа характера движений земной коры с целью выяснения происхождения тектонических структур. Сравнительный тектонический анализ типов магнитных аномалий материков и океанов в конечном итоге служит выявлению пространственных и временных закономерностей развития структур земной коры.

Магнитные аномалии материков

В пределах континентов магнитные поля весьма разнообразны по спектру, форме и интенсивности аномалий.

Характерной особенностью магнитного поля материков является приуроченность магнитовозмущающих масс не к одному, а к нескольким горизонтам земной коры. Ярким примером служит резко переменное аномальное поле трапзов Сибирской платформы, наложенное на региональные магнитные аномалии ее фундамента.

В пределах Канадского щита также выявлены намагниченные комплексы, верхние кромки которых расположены на глубинах от 5 до 8 км под поверхностью складчатого докембрия (Bhattacharyya, Morley, 1965). Аналогичные закономерности распределения магнитных тел установлены для Балтийского и Алданского щитов (Булина, 1963; и др.).

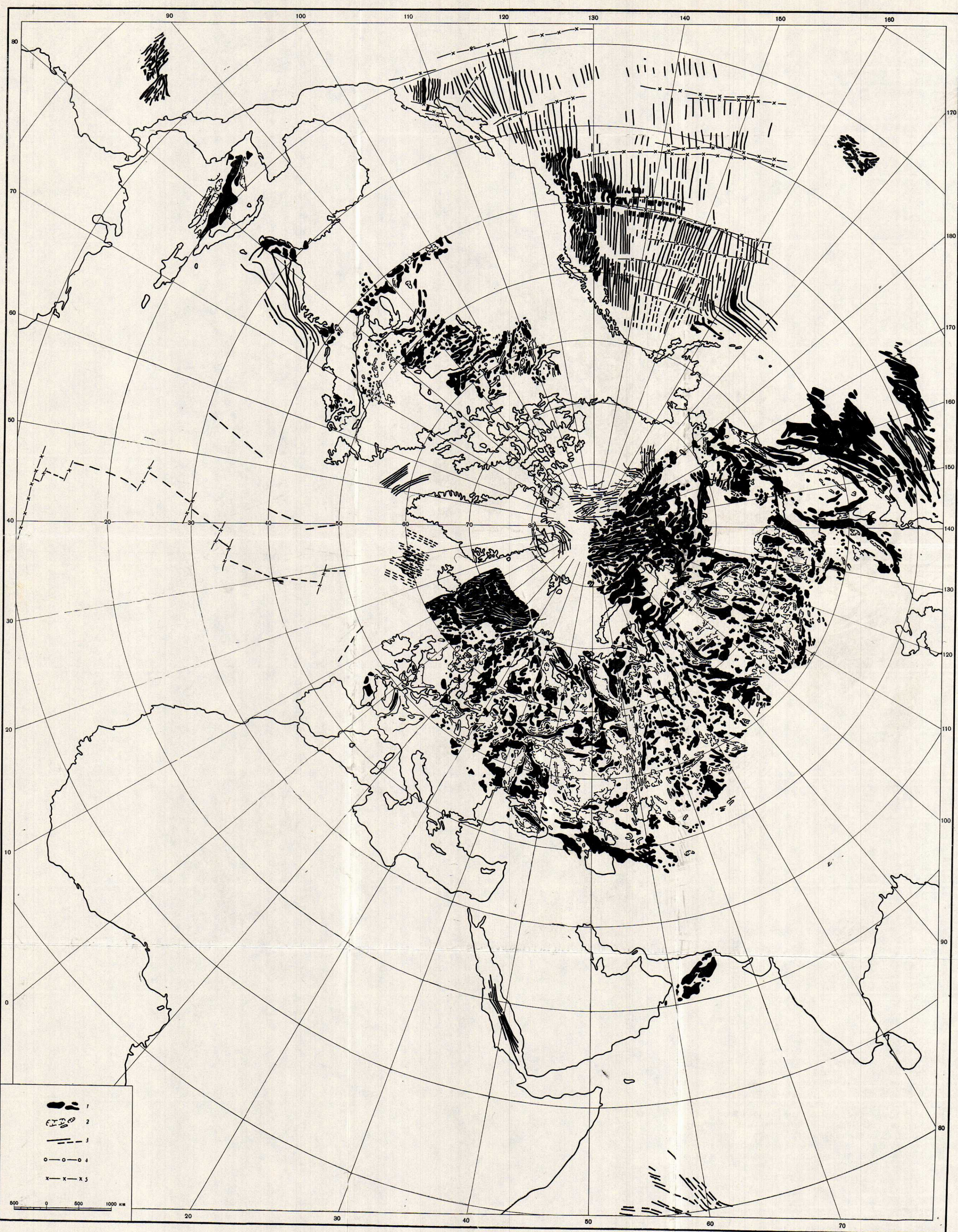


Схема магнитных аномалий Северного полушария
 1 — контуры магнитных максимумов; 2 — контуры магнитных минимумов; 3 — оси магнитных максимумов; 4 — оси магнитных минимумов; 5 — линии нарушения корреляции магнитных аномалий

В пределах молодых плит на Устьурте и в Приаралье значительная часть магнитных тел расположена как у поверхности складчатого фундамента, так и на несколько километров ниже ее в виде второго горизонта (Симоненко, 1968).

Аномальные магнитные поля материков ярко отражают крупнейшие складчатые области и зоны глубинных разломов. Наибольшие успехи здесь достигнуты в изучении геологической природы магнитных аномалий древних и молодых платформ (в основном северных материков) в связи с выяснением строения их фундамента. Анализ магнитных карт совместно с другими геолого-геофизическими данными позволяет установить пространственное распределение и структурные соотношения основных складчатых комплексов магнитных пород фундамента.

Древние платформы северных материков Земли (за исключением Китайско-Корейской и Южно-Китайской) изучены в настоящее время геофизическими методами разведки сравнительно детально. Это обстоятельство создает возможность построения достаточно обоснованных схем строения фундамента крупнейших древних платформ — Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской (Муратов, 1966; Фотиади, 1967; Кинг, 1967; Гафаров, 1970а; и др.).

Названные и другие древние платформы характеризуются особым «кратонным» типом магнитных полей, выраженных чередованием обширных областей мозаичных аномалий и опоясывающих их зон линейных и дугообразных магнитных максимумов и минимумов. Они в основном отражают гетерогенность строения и состава фундамента платформ.

В пределах щитов древних платформ массивы древнейших нуклеарных образований архея, как, например, массив озера Верхнего (*Magnetic anomaly map of Canada*, 1968; и др.), характеризуются сложным мозаичным магнитным полем, а разделяющие и опоясывающие их складчатые системы нижнего и среднего протерозоя (свекофенно-карелиды, гудзониды и т. д.) — протяженными системами полосовых магнитных максимумов и минимумов (Гафаров, 1970а). При этом среди зон полосовых магнитных аномалий отчетливо выделяются, с одной стороны, полосы интенсивных максимумов наложенных протерозойских геосинклинальных трогов (Криворожско-Кременчугский, КМА, Лабрадорский и др.), а с другой — широкие зоны линейных аномалий обширных протогеосинклинальных систем (Анабаро-Алданская, зона Черчилл). Характерно, что Анабаро-Алданская система Сибирской платформы по выдержанности простираций магнитных аномалий и правильному чередованию максимумов и минимумов сопоставима в общем лишь с океанической полосовой структурой магнитного поля.

Выделенные на древних платформах два основных типа аномальных магнитных полей — области мозаичных аномалий и полосовые и дугообразные системы линейных максимумов и минимумов — ярко отражают характер внутреннего строения основных структурных элементов фундамента: древнейших архейских массивов и разделяющих и опоясывающих их складчатых систем структур геосинклинального типа (Гафаров, 1970а). Зоны байкальской складчатости резко отличаются от эпикарельских остовов древних платформ (Тиман, Енисейский кряж и др.) по характеру строения зон полосовых магнитных аномалий. В региональных особенностях магнитных полей байкалид слагающие их мио- и эвгеосинклинальные зоны ярко отражаются в виде сопряженных систем региональных максимумов и минимумов.

Палеозойские, мезозойские и альпийские геосинклинальные складчатые системы и их пояса на континентах характеризуются дугообразными системами полосовых магнитных аномалий (максимумов и минимумов), которые рельефно отражают пространственные и временные соотношения этих глобальных структур сжатия земной коры (Тектоническая карта Евразии, 1966; и др.). Характерно, что молодые (эпипалеозойские и другие) платформы характеризуются теми же типами аномальных магнитных полей, что и смежные складчатые области.

Одним из наиболее характерных и в то же время наиболее изученных является полосовое магнитное поле Уральской складчатой системы варицид. Сложные, резко дифференцированные линейные аномалии в основном субмеридионального простирания хорошо вырисовывают особенности строения его тектонических зон. Однако в западной части Урала, сложенной комплексами практически немагнитных миогеосинклинальных образований палеозоя и рифея и ограниченной на востоке Главным Уральским глубинным разломом-надвигом, развиты субширотные магнитные аномалии иного типа. Они являются прямым продолжением зон глубинных аномалий восточной части платформы, отражающих состав и строение фундамента. Непосредственно к востоку от Главного глубинного разлома развиты узкие линейные максимумы и минимумы субмеридионального простирания над поясами гипербазитов и вулканогенными комплексами Тагильского, Магнитогорского и других зеленокаменных синклиналиев эвгеосинклинальной зоны восточного склона Урала, осложненных глубинными надвигами и покровами с региональными восточными падениями.

В пределах обширной Западно-Сибирской платформы и Туранской плиты развиты различные, в основном полосовые магнитные аномалии. Они образуют разноориентированные системы, которые, по-видимому, наиболее полно характеризуют типы аномальных полей, свойственных молодым плитам.

В центральных районах Западно-Сибирской низменности обращает на себя внимание своеобразная полосовая структура магнитного поля Колтогорской системы аномалий, которая в известной мере сопоставима с аномалиями океанического типа (Симоненко, 1968). Как известно, данные аэромагнитных съемок послужили основой составления первых тектонических схем Западно-Сибирской плиты (Фотиади, 1967). Важно отметить, что в ее пределах аналоги аномальных магнитных полей, свойственных древним платформам, не развиты на сколько-нибудь обширных участках.

Характерные магнитные поля отмечаются над палеозоидами эпипалеозойской молодой платформы Западной Европы (Hahn, Zitzmann, 1969).

Дифференцированным, в целом пониженным магнитным полем вырисовывается область варицид Европы. В магнитном поле здесь ярко отражается стык эпикарельской Восточно-Европейской платформы и эпипалеозойской молодой платформы (Гафаров, 1970а).

Магнитные поля мезозоид изучены лишь на Северо-Востоке СССР (Симоненко, 1963) и на отдельных участках Северо-Американских Кордильер (Zietz, King, 1966). Весьма характерно спокойное, близкое к нормальному магнитное поле Верхоянской складчатой системы, тогда как более восточные внутренние части мезозоид Северо-Востока СССР характеризуются сложными магнитными полями.

Альпийские складчатые системы изучены аэромагнитными съемками в отдельных частях (Кавказ, Карпаты, Копетдаг, Охотско-Чукотский пояс, Альпы и т. д.).

В пределах Предкавказья и Кавказа наблюдаются отчетливые северо-западные простирания магнитных аномалий. Антиклинорию Большого Кавказа соответствует полоса регионального магнитного минимума. Поле Малого Кавказа, наоборот, резко дифференцировано.

Сложно варьирующее повышенное магнитное поле отвечает Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Более крупные линейные аномалии развиты в пределах Камчатки, где они смыкаются уже с полосовыми магнитными полями Тихого океана.

Анализ магнитных (и гравитационных) аномалий весьма важен для выявления и изучения зон глубинных разломов на континентах. Существует ряд классификаций глубинных разломов по комплексу геолого-геофизических данных (Борисов, 1967; Пейве, 1967; Симоненко, 1968; и др.). Большие успехи достигнуты в выявлении и изучении скрытых разломов в фундаменте платформ (Zietz, 1969).

Разломы земной коры континентов проявляются в магнитном поле весьма разнообразно. Разломы, согласные с общим простиранием складчатых систем, обычно отражаются цепочкой положительных магнитных аномалий, приуроченных к гравитационной ступени и фиксируются по данным ГСЗ (Урал, Кольский полуостров, Северо-Американская плита и т. д.). Ширина зон разломов, определенная по сейсмическим данным, изменяется в пределах 10—15 км.

Секущие, поперечные (по отношению к общему простиранию систем) или «сквозные» разломы могут быть намечены по линиям нарушения основной структуры магнитного поля (выражаются в резком изменении простирания аномалий, в их разрывах и сдвигах и т. д.). Выделение линий нарушения структуры магнитного поля и продольных аномалий положены А. А. Борисовым (1967), Т. Н. Симоненко (1968) и другими авторами в основу построения сложной сети разломов на территории СССР.

В общем случае глубинные разломы отмечаются границами магнитных полей разных типов (Тиман и Русская плита, Прибайкалье и Патомское нагорье, массив озера Верхнего и зона Черчилл на Канадском щите; Magnetic anomaly map of Canada, 1968; и др.).

Магнитные аномалии океанов

Исследования аномального магнитного поля, проведенные за последние десятилетия, привели к открытию уникальной полосовой структуры магнитного поля океанов, которая охватывает большую часть их площади и принципиально отличается от разнообразных структур аномального поля материков.

Магнитное поле океанов характеризуется очень правильной полосовой, часто симметричной структурой. При этом было установлено удивительное сходство магнитных аномалий срединных океанических хребтов и разломов различных океанов. Одним из наиболее ярких и первых примеров может служить аномальное магнитное поле северо-восточной части Тихого океана (Mason, Raff, 1961; Atwater, Menard, 1970). Обширные площади (первые тысячи километров) заняты здесь, по существу, единой, однородной меридиональной и весьма упорядоченной структурой

полосовых магнитных аномалий. Магнитные аномалии однородны также по интенсивности (около 500 до 1000 гамм). Аномальное магнитное поле нарушено поперечными разрывами, которые делят его на ряд секторов, смещенных друг относительно друга. Как известно, подобные смещения аномалий трактуются как сдвиги блоков океанического дна (разломы Пионер, Меррей, Мендосино и др.; Mason, Raff, 1961; Вакье, 1966). Необходимо отметить, что подобная полосовая структура магнитного поля присуща большинству, но не всем глубоководным частям океанов. По мнению Р. М. Деменицкой (1967), аномалии впадины Макарова в Северном Ледовитом океане и в некоторых других районах (северо-западная часть Аравийского моря) имеют более расплывчатые, «размазанные» контуры. Э. К. Буллард (1968) тоже обращает внимание на так называемые «немагнитные» структуры глубоководных частей океана с континентальным типом земной коры (микроконтинент Сейшельских островов, сложенный гранито-гнейсами докембрия, острова Рокол, Вознесения, плато Блейк, Галисийская отмель и др.).

Особый тип немагнитных глубоководных структур представляет собой хребет 90-го меридиана в восточной части Индийского океана (возможный аналог хр. Ломоносова, по Э. Булларду, 1968). Весьма проблематично пока выделение в океанах областей со спокойным слабо повышенным магнитным полем (Антарктида и др.).

В настоящее время в пределах океанов наиболее изучены магнитные аномалии срединных океанических хребтов и непосредственно прилегающих к ним участков океанического ложа (Heirtzler a. oth., 1966, 1968). Типичными признаками, свойственными магнитным аномалиям мировой системы срединно-океанических хребтов, являются их замечательная упорядоченность (регулярность), билатеральная симметрия относительно оси хребта, наличие осевой магнитной аномалии вдоль него, однотипность, зональность, знакопеременность (определенная последовательность максимумов и минимумов) и, наконец, анизотропность (нарушенность разломами).

Тожественная структура аномального магнитного поля срединно-океанических хребтов различных океанов свидетельствует, по-видимому, о едином глобальном механизме формирования магнитных масс на дне океанов.

Характерно, что магнитные аномалии рассмотренного типа обнаружены также в ряде областей Мирового океана, которые не являются срединно-океаническими хребтами — проливе Дрейка, зоне разлома Галапагос, акватории Тихого океана между Алеутскими и Гавайскими островами, в Аляскинском заливе и к востоку от Японии и Курил (Федынский и др., 1970), абиссальной котловине Норвежского моря (Avery, Burton, 1968) и котловине Нансена и Амундсена в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана (King a. oth., 1966). Следовательно, области развития полосового, знакопеременного, упорядоченного магнитного поля в океанах значительно обширнее площади, занимаемой срединно-океаническими хребтами.

Структура магнитного поля океанов в целом уникальна и принципиально отличается от поля материков. Как известно, на континентах магнитные комплексы сосредоточены в основном в гранитном слое, в океанах — в базальтовом слое и верхней мантии. По-видимому, это обстоятельство определяет коренное различие в структуре магнитного поля материков и океанов. При сравнении отдельных аномалий океанов и материков, рассматриваемых вне структуры поля в целом, никакого разли-

чия между ними может и не быть. Но это, видимо, указывает лишь на то, что диапазоны изменения свойств магнитных масс (элементов их залегания и намагниченности слагающих пород) тех и других перекрываются. Не может служить доказательством сходства аномалий материков и океанов также близость статистических параметров — дисперсии и радиуса корреляции аномального поля, рассчитываемых по глобальным сводным магнитным профилям (Allredge, 1963; Симоненко, 1968). Применяя методы математической статистики для характеристики особенностей поля, не следует упускать из виду, что при этом игнорируется важнейшая особенность распределения аномалий в океанах, выражающаяся в упорядоченности и симметрии полосовой структуры поля. Необходимо подчеркнуть, что различие магнитных аномалий материков и океанов выявляется именно при сопоставлении структур аномального поля. В связи с этим очевидно, что механизм формирования магнитоактивного поля на материках и океанах весьма различен.

Проблема происхождения магнитных аномалий океана весьма сложна. Большинство существующих гипотез не в состоянии объяснить всю совокупность особенностей структуры магнитного поля океанов.

В настоящее время одной из наиболее распространенных является гипотеза, связывающая возникновение структуры магнитных аномалий с системами разрывных нарушений океанического дна (Hess, 1962; и др.). По этой гипотезе, линейные положительные аномалии соответствуют разломам, заполненным породами с повышенной намагниченностью, и полосчатость аномалий получает, таким образом, простое и наглядное объяснение (соответствие с интерпретацией подобных аномалий на суше). В пользу этой гипотезы свидетельствует и несомненная «разломная» природа осевой аномалии на срединно-океаническом хребте. Однако рассматриваемая гипотеза пока как будто не объясняет некоторых особенностей структуры магнитного поля океанов, особенно его упорядоченности и симметрии. Эти свойства поля выдвигают проблему возникновения глобальной системы параллельных разломов, протягивающихся на десятки тысяч километров, располагающихся симметрично относительно оси хребта и в определенной последовательности, которая совпадает с ритмом инверсий геомагнитного поля. Высказываются мнения, что подобные процессы механически трудно разрешимы. Однако гипотеза разломного происхождения океанических аномалий является в целом одной из наиболее обоснованных.

Гипотеза Ф. Вайна и Д. Мэтьюза (Vine, Matthews, 1963) в общем является следствием и дальнейшим развитием гипотезы разрастания океанического дна (Hess, 1962; Дитц, 1966). Основными моментами гипотезы являются поступление магмы по разломам вдоль гребней срединно-океанических хребтов и латеральный перенос ее в стороны от оси поднятий под воздействием конвекционных течений мантии. Таким образом, происходит непрерывное разрастание и расширение океанического дна, возраст которого должен быть тем древнее, чем дальше оно расположено от гребня поднятия. Гипотеза Вайна — Мэтьюза рассматривает геомагнитные особенности этого процесса, который происходит в условиях регулярных инверсий главного геомагнитного поля (Heirtzler a. oth., 1968). При этом по обе стороны от оси поднятия располагаются в одинаковой последовательности прямо и обратно намагниченные тела, причем на оси хребта находятся прямо намагниченные магнитные комплексы, соответствующие современному направлению геомагнитного поля.

Подтверждение разрастания океанического дна ищут в пригодности инверсионной модели магнитоактивного слоя океанов для объяснения магнитных аномалий. Как следует из гипотезы Вайна — Мэтьюза, структура инверсионного слоя должна определять возраст инверсий геомагнитного поля. Сопоставление расстояний магнитных аномалий от оси хребта с независимой временной палеомагнитной шкалой различных полярностей геомагнитного поля показывает, что ритм в расположении положительных и отрицательных аномалий относительно осевой зоны хребтов Рейкьянес, Хуан-Дефука и Восточно-Тихоокеанского поднятия совпадает с ритмом инверсий (Vine, 1966).

Привлекательная сторона этой гипотезы заключается в первую очередь в возможности геохронологических выводов на ее основе (Heirtzler a. oth., 1968).

В то же время гипотеза Вайна — Мэтьюза имеет и ряд слабых положений. Остаются неясными природа и типы намагниченных пород океанов, вызывающие, согласно этой гипотезе, магнитные аномалии.

Гипотеза Вайна — Мэтьюза, объясняя линейные магнитные аномалии срединно-океанических хребтов процессом формирования вулканических комплексов и даек базальтов и других основных пород в условиях инверсионного магнитного поля Земли, не учитывает влияния третьего слоя (основного слоя океанической земной коры, сложенного серпентинизированными перидотитами; Хесс, 1969). Объяснение этих магнитных аномалий только присутствием даек базальтов в настоящее время уже невозможно. Очевидно, гипотеза Вайна — Мэтьюза в настоящее время не может приниматься в том виде, как она была предложена в 1963 г.

В последнее время были высказаны основанные на расчетах по моделям мнения (Удинцев, 1968, 1969; Хесс, 1969), что магнитные аномалии океанов обусловлены не только базальтовым слоем, но и находящимися под ними ультраосновными породами, которые залегают на глубинах около 4 км от дна. С этой точки зрения становится понятным отсутствие связи магнитных аномалий с рельефом. Магнитные аномалии отвечают блокам серпентинитов (не выраженным в рельефе), которые широко распространены не только в рифтовых зонах, но и на остальной части океана, вплоть до материкового склона. Г. Б. Удинцев (1969) указывает на возможность объяснения происхождения магнитных аномалий океанов контрастом в намагниченности протрузий серпентинитов (обладающих высокой остаточной намагниченностью) и габбро (не обладающих практически остаточной намагниченностью). Этот контраст подчеркивается и усиливается высокой намагниченностью серпентинитов в зонах контактового метаморфизма на границах протрузий. Процесс мегапротрузий глубинного вещества к поверхности вызывает большие горизонтальные растяжения. Таким образом, происходит раздвигание блоков океанической коры под воздействием массовых вторжений мантийного вещества.

Исследования природы магнитных аномалий рифтовой зоны Атлантического океана (Andel, 1969; Е. Г. Мирлин и др., 1970) показали значительную неоднородность по строению и составу дна океана в ее пределах. Породы, создающие магнитные аномалии, представлены серпентинизированными перидотитами и габбро, кайнотипными и метаморфизованными базальтами. Характерно при этом, что симметрия в распределении пород относительно оси хребта обычно отсутствует. Блоковое строение дна океана наблюдается не только в пределах ущелий средин-

ных хребтов, но и вдали от них. Следовательно, природа аномалий океана весьма неоднородна. По вычислениям В. Н. Страхова (1970), источники магнитных аномалий располагаются вблизи поверхности дна океана. Об этом свидетельствует корреляция от профиля к профилю так называемой «тонкой» структуры магнитных аномалий, выраженной множеством осложняющих их локальных максимумов и, видимо, связанных с выдержанными по простиранию разломами и дайками основных пород.

Новые данные о большой сложности строения и состава пород дна океанов позволяют в известной мере синтезировать идеи гипотезы Вайна — Мэтьюза и других исследователей (Кропоткин, 1967; Удинцев, 1969; Хесс, 1969; Страхов, 1970; и др.). Источником магнитных аномалий являются сложные комплексы пород различного генезиса. Процесс формирования коры срединно-океанических хребтов определялся многократными и разнообразными процессами разрыва коры и подъема вещества верхней мантии не только вдоль их оси, но и по всей площади их систем. При этом основной вклад в формирование полосовых аномалий того или иного знака вносят комплексы пород, сформировавшиеся в основные фазы раскола и растяжения земной коры океанов. Подобное статистическое суммирование в магнитном поле намагниченности разнородных комплексов лучше отвечает данным о геологическом строении океанического дна, чем гипотеза Вайна — Мэтьюза в ее первоначальном виде.

Следовательно, полосовая структура магнитного поля характеризует динамичность литосферы в пределах океанов, раздробление ее трещинами и разломами, параллельными оси хребтов (Кропоткин, 1967). Магнитное поле океанов, таким образом, отражает весьма упорядоченный дизъюнктивный стиль тектоники его дна, который мог возникнуть лишь в весьма однородном поле растягивающих тектонических напряжений.

Заключение

1. Систематизация и тектоническая интерпретация различных типов магнитных аномалий в зависимости от различных типов земной коры имеет важное значение в связи с широким использованием в настоящее время аномального магнитного поля для изучения глубинного строения земной коры и анализа ее движений.

Аномальное магнитное поле является одним из главнейших диагностических признаков типа строения земной коры.

2. По данным мировых магнитных съемок четко устанавливаются значительные различия аномалий материков и океанов. При этом выделяются два основных типа аномальных магнитных полей (мозаичные и дугообразно-полосовые), соответствующих континентам (Гафаров, 1970а, б), и один тип (полосчатые линейные аномалии) — океанам. Материковый склон не имеет самостоятельной магнитной характеристики (магнитные аномалии тяготеют к полю шельфа, обычно составляя его продолжение).

3. Обнаружение уникальной полосовой структуры аномального магнитного поля океанов явилось одним из важнейших открытий последних лет в области наук о Земле. В настоящее время можно достаточно уверенно утверждать, что полосовая структура аномального магнитного поля океанов может служить диагностическим признаком генезиса тех

или иных областей его дна либо указывать на определенный этап его развития (Деменицкая, 1967).

4. На континентах наибольшие успехи достигнуты в изучении тектонической природы полей древних и молодых платформ в связи с выяснением строения их фундамента.

Области палеозойской, мезозойской и альпийской складчатостей на материках отражаются дугообразными системами аномалий, которые отчетливо фиксируют пространственные и временные соотношения этих глобальных структур сжатия земной коры, наиболее полно отраженных на Тектонической карте Евразии (1966), составленной под редакцией А. Л. Яншина.

5. Интересной и еще мало изученной особенностью аномальных магнитных полей отдельных областей материков (Западно-Сибирская плита, Урал, Анабаро-Алданская система) является наличие зон полосовых аномалий, сходных по своему типу с океанической структурой поля (возможные «реликтовые» участки с океаническим типом строения земной коры). Обращает на себя внимание также сходное ограждение в магнитном поле этих районов нарушений типа сдвигов (центральная часть Западно-Сибирской низменности и северо-восточная часть Тихого океана) (Симоненко, 1968; Гафаров, 1970б).

6. Основные типы аномальных магнитных полей отражают, таким образом, главнейшие тектонические особенности земной коры и верхней мантии: ее глобальные структуры сжатия (материки, подразделяющиеся на складчатые пояса различного возраста) и растяжения (океаны), характеризуя тем самым некоторые геомагнитные особенности структуры и тектонической эволюции Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисов А. А. 1967. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра».
- Булина Л. В. 1963. О строении фундамента юго-восточной части Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Буллард Э. К. 1968. Коренные породы под океанами. В кн. «Второй Международный океанографический конгресс». Основные проблемы океанологии. М., «Наука».
- Вакье В. 1966. Магнитные данные о горизонтальных смещениях ложа Тихого океана. В кн. «Дрейф континентов». М., «Мир».
- Гайнанов А. Г. 1966. Магнитные неоднородности верхней мантии. В сб. «Геофизические исследования», вып. 2. Изд-во МГУ.
- Гафаров Р. А. 1970а. Глубинная тектоника и типы магнитных полей древних платформ северных материков Земли. — Геотектоника, № 4.
- Гафаров Р. А. 1970б. Магнитные аномалии и тектоника материков и океанов (сравнительный анализ). — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLV (5).
- Деменицкая Р. М. 1967. Кора и мантия Земли. М., «Недра».
- Дитц Р. С. 1966. Эволюция океанов как следствие разрастания площади их дна. В кн. «Дрейф континентов». М., «Мир».
- Иванов М. М. 1966. Магнитная съемка океанов. — Геомагнетизм, № 7.
- Кинг Ф. 1967. Тектоническая карта Северной Америки. В кн. «Тектонические карты континентов». М., «Наука».
- Кропоткин П. Н. 1967. Механизм движений земной коры. — Геотектоника, № 5.
- Муратов М. В. 1966. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. — Изв. высш. учебн. завед. Геол. и развед., № 3.
- Пейве А. В. 1967. Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, № 5.
- Рефорд М. С., Самнер Дж. С. 1966. Аэромагнитная съемка (обзор). В кн. «Аэромагнитные методы в геофизике». М., «Мир».

- Симоненко Т. Н. 1963. Аномальное магнитное поле СССР. В сб. «Аэромагнитная съемка в геологии». М., Госгеолтехиздат.
- Симоненко Т. Н. 1968. Магнитное поле кристаллической оболочки Земли. В сб. «Кора и верхняя мантия». Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 1. М., «Наука».
- Страхов В. Н. 1970. О состоянии и задачах математической интерпретации магнитных и гравитационных аномалий.— Физика Земли, № 5.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., изд. ГИН АН СССР, ГУГК МГ СССР, 1966.
- Удинцев Г. Б. 1968. Геоморфология и тектоника дна океанов. В кн. «Второй Международный океанографический конгресс». Основные проблемы океанологии. М., «Наука».
- Удинцев Г. Б. 1969. Рельеф и тектоника дна океанов.— Океанология, № 5.
- Фединский В. В., Гайнанов А. Г., Ушаков С. А. 1970. Геофизические исследования глубинного строения дна морей и океанов.— Вестн. МГУ, отд. геол., № 2.
- Фотиади Э. Э. 1967. Крупные черты тектонического строения Сибири в свете региональных геологических и геофизических данных.— Труды СНИИГГиМС, вып. 57.
- Хесс Х. 1969. Срединно-океанические хребты и тектоника дна океана.— В кн. «Геология и геофизика морского дна». М., «Мир».
- Хортон С. У., Хемпкинс У. Б., Хоффман А. А. Дж. 1966. Статистический анализ некоторых аэромагнитных карт северо-запада Канадского щита. В кн. «Аэромагнитные методы в геофизике». М., «Мир».
- Яншин А. Л. 1964. Тектоническая карта Евразии. М.
- Ajtlec J. 1963. Magnetic anomaly trend and spacing patterns.— Geophysics, 28, N 3.
- Allredge L. R. 1963. A magnetic profile around the world.— J. Geophys. Res., 68, N 12.
- Andel T. H. 1969. Recent uplift of the mid-Atlantic ridge south of the Vema fracture zone.— Earth and Planet Sci. Letters, 7, N 3.
- Atwater T., Menard H. M. 1970. Magnetic lineations in the North east Pacific.— Earth and Planet. Sci. Letters, 7, N 5.
- Avery O. E., Burton J. D., Heirtzler J. K. 1963. An aeromagnetic survey of Norwegian Sea.— J. Geophys. Res., 73, N 14.
- Bhattacharyya B. K., Morley L. W. 1965. The delineation of deep crustal magnetic bodies from total field aeromagnetic anomalies.— J. Geomagn., Geoelectr., 17, N 3, 4.
- Drake C. L., Heirtzler J., Hirshman J. 1963. Magnetic anomalies of eastern North America.— J. Geophys. Res., 78, N 18.
- Hahn A., Zitzmann A. 1969. The relation of magnetic anomalies to topography and geologic features in Europe. «Earth crust and upper mantle».— Geophys. Monogr., 13.
- Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M., Pitman W. C. III, Le Pichon Z. 1968. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents.— J. Geophys. Res., 73, N 6.
- Heirtzler J. R., Le Pichon Z., Baron J. G. 1966. Magnetic anomalies over the Reykjanes ridge.— Deep-Sea Res., 13.
- Hess H. H. 1962. History of ocean basins. Petrological studies — Bull. Geol. Soc. America.
- King E. R., Zietz J., Allredge L. R. 1966. Magnetic data on the structure of the central Arctic region.— Bull. Geol. Soc. America, 77, N 6.
- Magnetic anomaly map of Canada. Sc. 1:5 000 000. Geol. Surv. Canada, 1968.
- Mason R. G., Raff A. D. 1961. Magnetic survey of the west coast of North America, 32° N. latitude to 42° N. latitude.— Bull. Geol. Soc. America, 72, N 8.
- Vine T. J., Matthews D. H. 1963. Magnetic anomalies over ocean ridges.— Nature, 199, N 4897.
- Vine T. J. 1966. Spreading of the ocean floor: new evidence.— Science, 207, N 3755.
- Wilson J. T. 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift.— Nature, 207, N 4995.
- Zietz J., King E. R. 1966. Crustal study along a transcontinental great circle from Washington, D. C., to San Francisco. Calif. Rep. Sympos. «Continental margins and island arcs». Ottawa, Canada.
- Zietz J. 1969. Aeromagnetic investigations of the Earth crust in the United States. «Earth crust and upper mantle».— Geophys. Monogr., 13.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ В ГОРНЫХ ВЫРАБОТКАХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

П. Н. Кропоткин

Новое и старое в концепциях глобальной тектоники

При взгляде на такую тектоническую карту земного шара, на которой отмечены не только возраст и простираение складчатых систем, но и направление горизонтальных перемещений блоков земной коры в течение мезозоя и кайнозоя, а также движение масс по надвигам альпийских хребтов и сейсмическим глубинным разломам вокруг Тихого океана (см. чертежи в работах: Кропоткин, 1967, 1969), бросается в глаза одна характерная особенность. Она состоит в том, что как сокращение земной поверхности под надвигами и в складках, так и увеличение ее площади при образовании сбросов и грабенов (в зонах растяжения) происходят в узких тектонических поясах. Они занимают не больше 5% всей площади земного шара.

В грубом приближении можно даже считать, что почти вся деформация, приводящая к сокращению или росту поверхности земной коры, сосредоточена, с одной стороны, на линиях надвигов, которые отделяют краевые прогибы и глубокие океанические желоба от молодых складчатых хребтов и островных дуг, а с другой — на осях рифтов океанических хребтов и грабенов (Восточная Африка, Байкал). При таком упрощенном представлении, отражающем, однако, существо вопроса, мы приходим к концепции глобальной блоковой тектоники («new global tectonics») или тектоники плит земной коры («plate tectonics»), которую в настоящее время развивают К. Ле Пичон (Le Pichon, Heirtzier, 1968), У. Морган (Morgan, 1968; Mac Kenzie, Morgan, 1969) и другие ученые (Dietz, 1961; Pitman a. oth., 1968; McKenzie, Davies, Molnar, 1970; см. также History Earth..., 1968; Земная кора и верхняя мантия, 1971).

В подобных схемах вся кора, вместе с частью мантии, оказывается разделенной линиями активных раздвигов, надвигов и сдвигов на де-

вать крупных блоков («плит») и несколько более мелких (рис. 1). В одних местах они расходятся, давая место для роста новой базальтовой коры (за счет проникновения глубинного магматического вещества в «щели» раздвигов), в других — поддвигаются друг под друга, сдвигая толщину коры (например, в Андах и Гималаях). В некоторых зонах плиты скользят друг относительно друга в горизонтальном направлении вдоль сдвигов. Повторные геодезические триангуляции показывают, что в молодых складчатых системах (Япония, Таджикистан) происходит сближение пунктов со скоростью 0,5—5 см в год. Доказаны также локальные процессы раздвигания. Берега Красного моря расходятся со скоростью 1,4 см в год, Аденского залива — 4 см в год. Смещение по сдвигам происходит со скоростью 0,5—3 см в год на разломах Сан-Андреас и Гарлок в Калифорнии (Разломы и горизонтальные движения..., 1967; Проблемы современных движений земной коры, 1969; Харада, Исава, 1970).

В концепции глобальной тектоники предполагается, что огромные плиты, расположенные между активными зонами разломов, разнородные по строению и охватывающие как материковые, так и океанические области, являются жесткими, не испытывают заметных деформаций и лишь перемещаются постепенно от океанических хребтов к зонам сжатия. Типична, например, обширная плита, охватывающая территорию от Срединного Атлантического хребта до восточного склона Анд, т. е. всю юго-западную часть Атлантики и Южно-Американскую платформу до тех мест, где эта платформа погружается под молодые надвиги.

Будучи преимущественно концепцией геометрической, призванной осветить вопросы кинематики, а не динамики тектогенеза, схема глобальной тектоники обнаруживает хорошую сходимость с рядом геофизических данных. Они дают возможность количественной проверки теории. Так как на сфере любое горизонтальное смещение монолитной поверхностной глыбы представляет собой поворот около некоторого полюса вращения, то можно проанализировать движение вышеописанных плит двумя способами. Первый способ базируется на расчетах смещения глыб, основанных на оценке ширины полос молодой коры, возникшей на срединных океанических хребтах за последние 10 млн. лет. При этом используется датировка возраста коры по чередованию положительных и отрицательных магнитных аномалий, согласно теории расширения океанического дна. Как известно, магнитные профили поперек срединных хребтов на разных океанах обнаруживают такое же внешнее сходство между собой, как каротажные кривые скважин в районах со сходными литолого-стратиграфическими разрезами, но с различными мощностями синхронных отложений. Это позволяет довольно уверенно сопоставлять поперечные разрезы срединных хребтов, приписывая сопоставимым полосам магнитных аномалий одинаковый возраст.

Второй метод основан на том, что субширотные и косые разломы, которые рассекают океанические хребты, рассматриваются как линии сдвига, своего рода «рельсы». Вдоль них происходит скольжение неровных краев глыб при расхождении каждой пары смежных плит. Этим путем также определяются полюсы вращения; их координаты попадают недалеко от полюсов, определенных первым способом (Le Pichon, Heirtzler, 1968). Количество сильных землетрясений и та глубина, до которой прослеживается в мантии сейсмическая активность

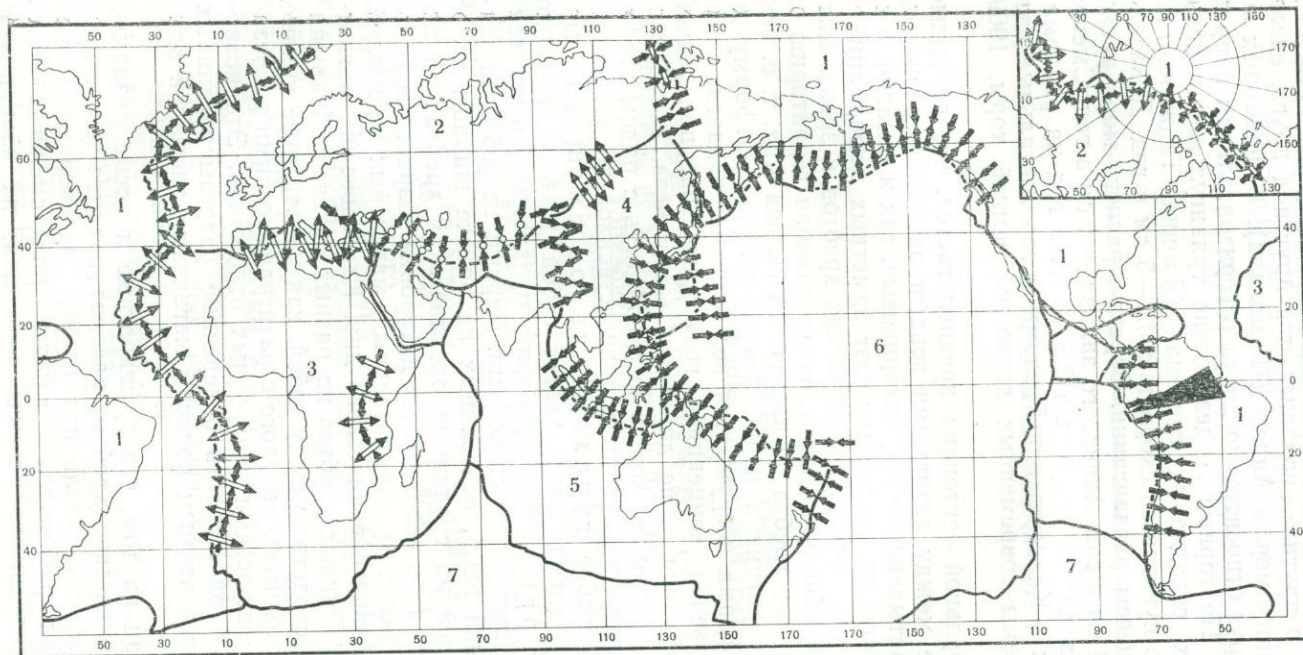


Рис. 1. Ориентация главных осей напряжений в очагах землетрясений (по А. В. Введенской, 1969) и разделение земной коры на крупные плиты (по W. J. Morgan, 1968)

Черные стрелки — оси наибольшего сжатия (ориентированные горизонтально или с наклоном менее 45°); черные кружки — оси наибольшего сжатия, ориентированные вертикально или с наклоном более 45° ; белые (полые) стрелки — оси наибольшего растяжения (ориентированные горизонтально или с наклоном менее 45°); белые (полые) кружки — оси наибольшего растяжения, ориентированные вертикально или с наклоном более 45° . В районе Средиземноморья ориентировка осей сжатия не отмечена, так как не имеет определенного характера.

Черные линии — границы плит. Цифрами обозначены плиты: 1 — Америко-Атлантическая, включающая западную Арктику; 2 — Северной Евразии и Северо-Восточной Атлантики; 3 — Африканская, включающая части Индийского и Атлантического океанов; 4 — Юго-Восточной Азии; 5 — Индо-Австралийская; 6 — Тихоокеанская; 7 — Антарктическая. Более мелкие плиты (Восточно-Тихоокеанская, Карибская, Аравийская, Филиппинская и др.) цифрами не отмечены. Положение сейсмичной осевой зоны Среднего Атлантического хребта, разделяющей плиты и проходящей через Исландию, указано более точно, чем на схеме А. В. Введенской

на наклонных зонах скалывания, обнаруживают отчетливую корреляцию с рассчитанной по магнитным аномалиям скоростью поддвижения океанических плит под материка и островные дуги (Isacks a. oth., 1968). Локализация сейсмичности в узких поясах и ориентировка напряжений в очагах землетрясений (см. рис. 1) (Балакина и др., 1967; Введенская, 1969) и изостатических аномалий (Артемьев, 1966) также согласуются с принципом узкой локализации процессов сжатия, растяжения и сдвига глыб земной коры. Наибольшая сейсмичность и наиболее высокий градиент изменения изостатических аномалий в горизонтальном направлении наблюдаются там, где глубинные надвиги или поддвиги пересекают земную кору и выходят на ее поверхность.

Принцип узкой локализации складчатости (сопровождаемой надвигами и пр.), так же как и локализация растяжения в сравнительно узких полосах рифтов и грабенов (Восточная Африка и другие зоны), по существу, уже давно признан в геологии и является основой общепринятого метода тектонического районирования. Этот метод предполагает, что в каждую геологическую эпоху интенсивная складчатость, замыкающая геосинклиналь, происходит лишь в узких зонах наиболее активного орогенеза. Но известна и миграция складчатости, т. е. перемещение активного процесса, происходящего в таких зонах.

Пространства, лежащие за их пределами и не испытывающие складчатости, было предложено называть платформами складчатости соответствующего времени, или цикла. Так, например, в платформу альпийской складчатости включались как области докембрийской и палеозойской консолидации (платформы материкового строения), так и океанические плиты (Белоусов, 1948). Понятие о монолитности, или жесткости «плит», охватывающих огромные пространства за пределами тех узких зон, где в соответствующую эпоху идут активные процессы складкообразования или рифтообразования, органически входило во все концепции фиксизма (контракционная и другие гипотезы) и мобилизма (дрейф материков вместе с припаянными к ним частями океанов), равно как и в концепцию, связанную с пульсационной геотектонической гипотезой (Обручев, 1940; Кропоткин, 1967). Хороший пример тектонического районирования, основанного на возрасте складчатости, представляет карта Евразии, составленная под редакцией А. Л. Яншина (Яншин, 1965; Тектоника Евразии, 1966).

Таким образом, «новая глобальная тектоника» — это, по существу, оформление старых, проверенных наукой со времен Э. Зюсса идей о жестких платформах и мобильных поясах в свете современных геофизических данных.

Однако заслуживает внимания другой вопрос, а именно: оценка величины напряжений, действующих в земной коре, с целью выяснить, достаточны ли они для того, чтобы происходило горизонтальное перемещение огромных плит без нарушения их сплошности и без внутренних деформаций. Механические трудности этой проблемы рассматривались в некоторых работах (Белоусов, 1948; Люстих, 1951).

Напряженное состояние горных пород по данным непосредственных измерений

Во многих районах при проходке туннелей, шахт и других подземных выработок наблюдаются горизонтальные сжимающие напряжения, которые в несколько раз выше геостатического (гидростатического) давления. Они вызывают «стреляние» и выпячивание пород в стенках выработок, деформируют скважины и обычно характеризуются анизотропией, достигая максимума в одном направлении. Эти избыточные напряжения обнаружены главным образом в кристаллическом фундаменте щитов и в складчатых комплексах. В осадочном чехле и трещиноватых разностях массивных пород они обычно отсутствуют.

На рис. 2 представлены результаты измерений напряженного состояния горных пород, заимствованные из работ Н. Хаста (Хаст, Нильсон, 1967; Hast, 1967, 1969), сводок Н. К. Булина (Булин, 1971) и Д. П. Прочухана (Прочухан, 1966) и других источников. Почти все данные получены методами разгрузки напряжений. Эти методы основаны на способности горных пород восстанавливать свою форму, соответствующую нулевым напряжениям, после отделения керна от сплошного массива. Применяемая аппаратура обеспечивает измерение размеров самого керна или размеров скважин в деформированном и недеформированном состояниях. Эти методы дают наиболее точные результаты. В лучших определениях их ошибки не превышают 5% (Hast, 1969), в менее точных достигают 20—30%.

Нами нанесены все результаты измерений в кристаллическом или складчатом фундаменте, какие удалось почерпнуть из литературы. Что касается многочисленных измерений в породах осадочного чехла, то из них нанесены только те, которые указывают на аномально высокие напряжения, заметно превышающие геостатическое (гидростатическое) давление. По двум горизонтальным осям сумма таких сжимающих напряжений, обусловленных весом вышележащих пород, составляет $2p = 2dgH$ (d — плотность пород, g — ускорение силы тяжести).

Геостатическое давление ($2p$) на рис. 2 сопоставлено с суммой $\Sigma\sigma_h = \sigma_1 + \sigma_2$ напряжений сжатия, измеренных по двум взаимно перпендикулярным горизонтальным направлениям. Наибольшая глубина, на которой производились такие измерения, достигает 900 м (Швеция, Донбасс) — 1000 м (Кольский полуостров). Результаты, полученные в этих районах, мало различаются; сумма напряжений ($\sigma_1 + \sigma_2$) составляет на такой глубине 1000—1200 кг/см², превышая удвоенное гидростатическое давление $2p$ на 530—600 кг/см² (Турчанинов, Марков, 1966; Hast, 1967; Галушко и др., 1968; Турчанинов, 1970). Напряжения, действующие в вертикальном направлении, также часто оказываются более высокими, чем p , но не в такой степени, как горизонтальные (Булин, 1971).

На рис. 2 видно, что измеренные горизонтальные напряжения $\Sigma\sigma_h = \sigma_1 + \sigma_2$ группируются в двух полосах: 1) около линии геостатического давления (OC) и еще более низких значений, соответствующих нерелаксированным напряжениям нагрузки (OD). Сюда попадают точки измерений в осадочных породах чехла, не нанесенные на чертеж, и некоторые измерения в фундаменте. Таковы, например, измерения в Кривом Роге и у побережья Норвегии в районе с глубокими открытыми разломами (точка 22), а также в сильно трещиноватых породах Кируны в Швеции (точка 9); 2) у линии АВ, соответствующей формуле Хаста:

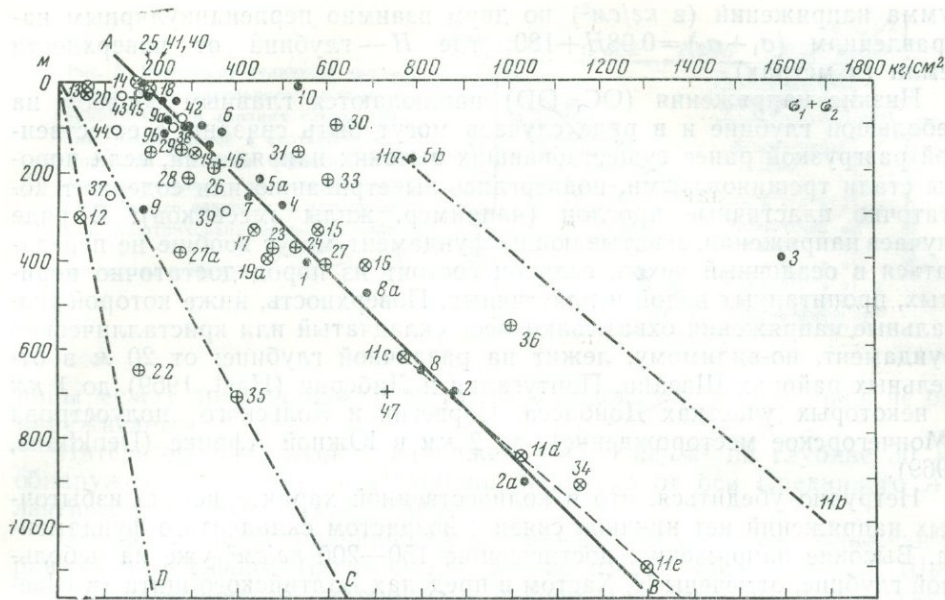


Рис. 2. Изменение величины напряжений (кг/см^2) в породах кристаллического или складчатого фундамента с глубиной ($H, \text{м}$)

Показана сумма напряжений сжатия ($\sigma_1 + \sigma_2$) по двум взаимно перпендикулярным горизонтальным осям. AB — изменение напряжений по формуле Хаста (Hast, 1967); OC — удвоенное гидростатическое давление; OD — удвоенная величина нерелаксированного давления, возникающего под действием нагрузок.

Цифры и кружки на графике: 1–10 — Балтийский щит, Швеция (черные кружки): 1 — Гренгесберг, 2, 2а — Стельберг, 3 — Вингесбэк, 4 — Мальмбергет, 5а, 5б — Лайсвалль, 6 — различные районы, 7 — восточное побережье, 8, 8а — Ниенг, 9, 9а, 9б — Кируна, 10 — Хальмстадт (Hast, 1967); 11–21 — докембрийские платформы (кружки со знаком \times), в том числе: 11а, 11б — Балтийский щит, Хибинский массив — напряжения на глубине 175–100 м от уровня подножия гор (Турчанинов, 1970), 11с — то же, с учетом среднего уровня рельефа Хибинской возвышенности (450 м от уровня подножия гор), 12 — Кривой Рог (Тохтуев, Ривкин, 1966), 13–17 — докембрий Канады [13 — Оттава, 14 — Норт-Бей, 15 — Уава, 16 — Эллиот-Лейк, Онтарио (Coates, Grant, 1966), 17 — Железный рудник (Coates, Ignatieff, 1966, 18 — гранитный карьер в США (Прочухан 1966); 19–21 — докембрий Африканской платформы [19, 19а — Замбия, 20 — Либерия (Hast, 1969), 21 — золотые рудники Южной Африки (Denkhaus, 1969)]; 22–36 — складчатые пояса палеозойской консолидации (кружки со знаком +), в том числе: 22–27а — каледониды [22 — Мальм, Норвегия, 23 — Леккен, Норвегия (Hast, 1967), 24 — Шницберген (Hast, 1969), 25 — Саяно-Шушенская ГЭС (Кутелов, 1965), 26 — Ирландия (Hast, 1969), 27, 27а — Таштагол, Горная Шория (Егоров, Шаманская, 1968; Батугин, Шаманская, 1965)], 28–36а — герциниды [28 — Коунрад (Булин, 1971), 29 — Тасмания (Прочухан, 1966), 30 — Урал, Покровское месторождение, 31 — Урал, Гороблагодатское месторождение, 32 — Урал, Высокогорское месторождение (Трифонов и др., 1969), 33 — Джезказган (Сиразутдинов и др., 1969); 34–36 — Донбасс (Галушко и др., 1968)]; 37–44 — области мезозойской и кайнозойской складчатости (полые кружки, в том числе: 37–40 — мезозонды [37 — Невада, США (Obert, 1962), 38 — Британская Колумбия, Канада (Hast, 1969), 39 — электростанция Джор, Малайзия (Прочухан, 1966), 40–43 — альпийские складчатые зоны [40 — Португалия, электростанция Пикота, 41 — плотина Пахлави, Иран (Прочухан, 1966), 42 — Хайдаркан, Алайский хребт (Степанов, Ялымов, 1967), 43 — г. Брага, Португалия (Hast, 1969)]; 44 — Калифорния (Булин, 1971); 45–47 — измерения (отмеченные +): 45 — в изверженных породах восточной Исландии (Hast, 1969), 46 — в осадочном чехле Северо-Американской платформы [ангидритовая шахта (Робертс, Кокс и др., 1967)], 47 — палеозойские известняки, г. Барбертон, Огайо (Obert, 1962). Точка 22 находится в сильно трещиноватых породах. Точка 21 находится ниже рамки чертежа, у линии OC

сумма напряжений (в $кг/см^2$) по двум взаимно перпендикулярным направлениям $(\sigma_1 + \sigma_2) = 0,98H + 180$; где H — глубина от поверхности земли (в метрах).

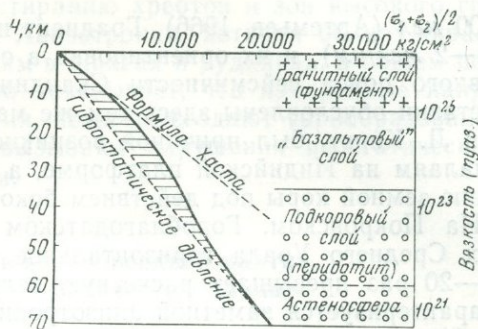
Низкие напряжения (ОС, ОД) наблюдаются главным образом на небольшой глубине и в ряде случаев могут быть связаны с естественной разгрузкой ранее существовавших высоких напряжений, если породы стали трещиноватыми, подверглись выветриванию или содержат достаточно пластичные прослои (например, жилы змеевиков). В ряде случаев напряжения, охватывающие фундамент, могут вообще не передаваться в осадочный чехол, если он состоит из пород достаточно пористых, пропитанных водой и пластичных. Поверхность, ниже которой аномальные напряжения охватывают весь складчатый или кристаллический фундамент, по-видимому, лежит на различной глубине: от 20 м в отдельных районах Швеции, Португалии и Либерии (Наст, 1969) до 1 км в некоторых участках Донбасса, Норвегии и Кольского полуострова (Мончегорское месторождение), до 2 км в Южной Африке (Denkhaus, 1969).

Нетрудно убедиться, что в количественной характеристике избыточных напряжений нет никакой связи с возрастом складчатого фундамента. Высокие напряжения, достигающие 150—200 $кг/см^2$ уже на небольшой глубине, отмечены Н. Хастом в пределах Балтийского щита (в Швеции и Финляндии) и байкалид Северной Норвегии, а также в норвежских каледонидах (точки 1—10, 23). Они хорошо изучены в Хибинском и Ловозерском массивах Кольского полуострова (Турчанинов, Марков, 1966; Турчанинов, 1970), обнаружены в Замбии и Либерии на Африканской платформе (Наст, 1969) и в докембрийском кристаллическом фундаменте штата Онтарио и других районов Канады (Coates, Grant, 1966; Coates, Ignatieff, 1966) и США (Прочухан, 1966) на Северо-Американской платформе. На той же платформе они известны в осадочном чехле в нижнепалеозойских отложениях штатов Огайо ($\sigma_1 + \sigma_2$ на глубине 700 м на 350 $кг/см^2$ выше геостатического давления) (Obert, 1962), в кристаллических силурийских песчаниках в окрестностях Чикаго и в ангидритовой шахте одного из районов США (Робертс и др., 1967).

В каледонидах мы видим такие же высокие напряжения, помимо Норвегии (Наст, 1967), в Ирландии и на Шпицбергене (Наст, 1969), в районе Саяно-Шушенской ГЭС (Кутепов, 1965; Прочухан, 1966) и в Горной Шории (Егоров, Шаманская, 1968; Егоров и др. 1970). В герцинидах аналогичная картина отмечена в Тасмании (Прочухан, 1966), на юге Кузбасса (Егоров и др., 1968), на рудниках Урала (Трифонов и др., 1969), в Джезказгане (Сиразутдинов и др., 1969; Чабдарова, Букин, 1970) и в глубоких шахтах Донбасса (Галушко и др., 1968).

Высокие напряжения зарегистрированы в мезозоидах в Малайзии, в гранитах у электростанции Джор (Прочухан, 1966) и в Британской Колумбии (Наст, 1969), в альпийской складчатой системе — в Иране (Прочухан, 1966), Португалии у электростанции Пикота (Прочухан, 1966) и у г. Брага (Наст, 1969), а также в Алайском хребте (Хайдаркан) (Степанов, Яльмов, 1967). Уже на небольшой глубине в Британской Колумбии $(\sigma_1 + \sigma_2) = 253 кг/см^2$ (на глубине $H = 100 м$), в Португалии — 140 ($H = 30 м$) и 200 $кг/см^2$, в Хайдаркане — около 280 $кг/см^2$ ($H = 80 м$). По формуле Хаста, выведенной из наблюдений на Балтийском щите, эта величина на указанных глубинах должна была бы составлять соответственно 280, 210 и 260 $кг/см^2$. Таким образом, никакой существенной раз-

Рис. 3. Изменение величины напряжений горизонтального сжатия в земной коре и верхних слоях мантии, рассчитанное в соответствии с формулой Хаста (в верхней части гранитного слоя) и величиной гидростатического давления (в астеносфере). Заштрихована величина добавочных напряжений $\left(\frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} - p\right)$



ницы между докембрийским щитом и молодой складчатой зоной не обнаруживается.

Интересно, что высокие напряжения (160 кг/см^2 на глубине 30 м) обнаружены в Восточной Исландии, недалеко от оси Срединного Атлантического хребта (Hast, 1969).

Не наблюдается разницы также между равнинными, невысокими районами платформ (штат Огайо, юго-восточная часть Канады, Швеция, эпипалеозойская платформа в районе Джезказгана) и областями, охваченными интенсивными неотектоническими поднятиями (Норвежские горы, Саяны, Горная Шория, Алайский хребет, Альпы).

Таким образом, по-видимому, мы имеем дело с глобальным, слабо дифференцированным полем напряжений, охватывающим фундамент («гранитный слой» коры) и часть отложений чехла. Личейный характер зависимости $(\sigma_1 + \sigma_2) = f(H)$ позволяет произвести экстраполяцию на глубину. С учетом того обстоятельства, что в сравнительно пластичном слое астеносферы (на глубине 60—100 км) напряжения должны быть близки к гидростатическим, такая экстраполяция приводит к выводу, что избыточные напряжения достигают максимума на глубине 10—

40 км (рис. 3). Вероятно, величина $\left(\frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} - p\right)$ составляет здесь 2000—5000 кг/см^2 . На этом же уровне, в целом по земному шару, происходит наибольшее выделение энергии упругих волн при землетрясениях (более 70% всей сейсмической энергии).

Более тесная связь с тектоникой намечается в ориентировке сжимающих напряжений там, где они характеризуются резкой анизотропией. В прибрежных районах Норвегии, а также в северной и, отчасти, средней Швеции ось наибольшего сжатия ориентирована в северо-западном направлении (рис. 4) (Hast, 1958, 1969). В северной Норвегии (на южном берегу Варангер-фьорда) ориентировка сжатия северо-северо-восточная — юго-юго-западная, но уже в районе Хибинского и Ловозерского массивов она опять приобретает северо-западное направление (азимут 300°) (Турчанинов, Марков, 1966) с резко выраженной анизотропией. Эта ориентировка перпендикулярна к простиранию Норвежских гор, на которых третичные поверхности выравнивания (фьельды) подняты неотектоническими процессами на высоту 800—1000 м. Омоложение древнего складчатого хребта сопровождалось здесь таким же резким нарушением изостазии, как в альпийских зонах. На возвышенности отрицательные значения аномалий доходят до -40 мгл , а в океане, юго-западнее Лофотенских островов, положительные аномалии превышают

+100 мгл (Артемьев, 1966). Градиент изменения аномалий очень высок (1,4—2 мгл/км), и их ориентировка в общем совпадает с простиранием главного пояса сейсмичности Скандинавии. По-видимому, нарушением изостазии обусловлены здесь тем же механизмом, который, по Д. Гленни и Л. Кингу, был причиной возникновения аномалий, параллельных Гималаям на Индийской платформе, а именно: волнообразному короблению земной коры под действием бокового сжатия (Кинг, 1967).

На Покровском, Гороблагодатском и Высокогорском месторождениях Среднего Урала горизонтальное сжатие на глубине 100—160 м в 5—20 раз превышает расчетную величину геостатического давления и характеризуется заметной анизотропией. Сжатие в широтном направлении, перпендикулярном к простиранию хребта, значительно больше, чем в меридиональном (Трифонов и др., 1969). В этих районах отчетливо проявились контрастные неотектонические движения — поднятие Урала и опускание Западно-Сибирской низменности.

В Северной Португалии (у г. Брага) ось наибольшего сжатия ориентирована почти широтно по азимуту 98° , т. е. перпендикулярно к береговой линии и простиранию прибрежных возвышенностей и изостатических аномалий (Hast, 1969). В противоположность Скандинавии положительные аномалии (до +40 мгл) находятся здесь на материке, а отрицательные (до -120 мгл) — в соседних частях океана; градиент изменения аномалий довольно высокий, до 1,3 мгл/км (Артемьев, 1966). Резкая анизотропия с преобладанием сжатия в меридиональном направлении отмечена в Алайском хребте (Степанов, Ялымов, 1967).

Имеющиеся данные об ориентировке напряжений, полученные по геодезическим измерениям современных деформаций (Проблемы современных движений земной коры, 1969; Харада, Исава, 1969), указывают на

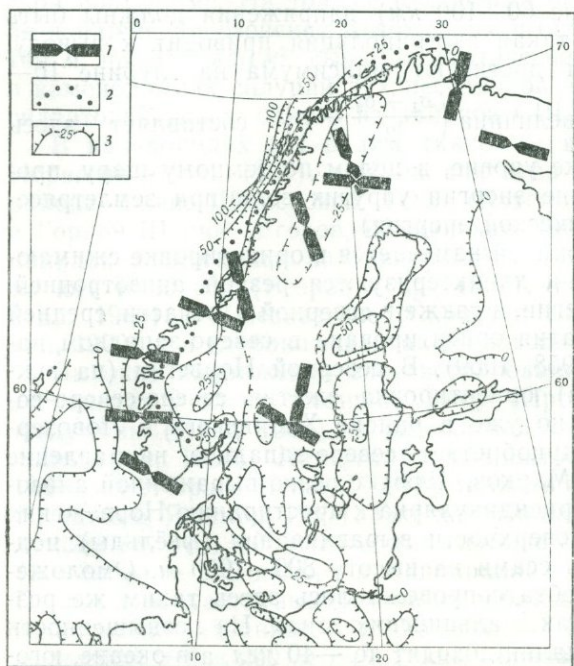


Рис. 4. Сравнение ориентировки напряжений в земной коре с расположением изостатических аномалий и сейсмических зон

1 — ориентировка оси наибольшего горизонтального сжатия по данным непосредственных измерений в горных выработках в Скандинавии (по N. Hast, 1958, 1969) и на Кольском полуострове (по И. А. Турчанинову и Г. А. Маркову, 1966); 2 — зона наибольшего градиента изостатических аномалий и главный пояс сейсмичности Скандинавии; 3 — аномалии силы тяжести в изостатической редукции (по М. Е. Артемьеву, 1966). Знаком + отмечены главные максимумы, знаком — минимумы; штрихи обращены от положительных аномалий к отрицательным

сжатия, перпендикулярные к простиранию хребтов и зон высокого градиента изостатических аномалий. Анизотропия, которая обнаруживается по непосредственным измерениям в шахтах и рудниках, в общем подчиняется такому же правилу. Это показывает, что измеренные напряжения — это те самые силы сжатия, которые создают горообразование, складчатость и сейсмичность и вызывают нарушения изостатического равновесия и динамометаморфизм.

Поля напряжений в коре и верхней мантии, выясняющиеся по геофизическим данным

Сейсмичные зоны можно рассматривать как такие части коры и мантии, которые находятся в неравновесном, в смысле баланса механических напряжений, состоянии. Здесь протекает непрерывная деформация, разрешающаяся во множестве внезапных актов смещения по поверхностям скальвания. Изучая особенности сейсмических волн, которые распространяются из очага землетрясения, можно довольно точно определить в нем ориентировку осей условного «эллипсоида напряжений» (см. рис. 1), который соответствует разности в величине и ориентировке напряжений, существовавших до и после землетрясения. В общем случае возможны три типа такой ориентировки.

I. Ось наибольшего сжатия и средняя ось приблизительно горизонтальны или образуют углы меньше 45° с горизонтальной плоскостью. Дислокация в очаге землетрясения представляет собой надвиг, взброс или взбросо-сдвиг и приводит к уменьшению поверхности земной коры. Этот тип землетрясений характерен для сейсмичного пояса, окаймляющего Тихий океан, для Карпат, Кавказа, Гиндукуш-Гималайского пояса, продолжающегося в Индонезию, а также для Тянь-Шаня, Верхоянского хребта и восточной части Арктического сейсмичного пояса (Балакина, Введенская, 1967; Введенская, 1969). При этом ось наибольшего сжатия ориентирована обычно вкрест простирания горных хребтов и океанических желобов, а ось наибольшего растяжения в эллипсоиде напряжений почти вертикальна.

II. Ось наибольшего сжатия и ось наибольшего растяжения образуют углы менее 45° с горизонтом, средняя ось близка к вертикали. В зависимости от ориентировки осей по отношению к структурам здесь наблюдаются два подтипа.

1. Ось сжатия перпендикулярна, а ось растяжения приблизительно параллельна простиранию хребтов. Эта ориентировка характерна для Тихоокеанского и других сейсмических поясов, перечисленных выше. Она отличается от предыдущей только тем, что ось наибольшего растяжения и средняя ось меняются местами. Типичная дислокация — взбросо-сдвиг.

2. Ось наибольшего сжатия почти горизонтальна и параллельна простиранию хребта или рифта, а ось растяжения — перпендикулярна к нему. Такая ориентировка отличается на 90° от подтипа II-1 и характерна для Среднего Атлантического хребта, Восточно-Африканских рифтов и некоторых районов Средиземноморья. Соответствующая дислокация — очевидно, сдвиг или сбросо-сдвиг.

III. Ось наибольшего сжатия почти вертикальна, а ось растяжения и средняя ось образуют небольшие углы с горизонтальной плоскостью.

Дислокация в этом случае — сброс или сбросо-сдвиг. Этот тип встречается редко (около 3% от общего количества землетрясений) и характерен только для Байкальской зоны. Единичные землетрясения такого же типа случаются в Средиземноморье.

Таким образом, распространенность землетрясений, связанных со сжатием и сокращением поверхности земной коры (типы I и II-1), отнюдь не уравновешена распространенностью сбросовых землетрясений (III тип). В 83% изученных очагов ось наибольшего сжатия образует с горизонтальной плоскостью угол меньше 45° , в том числе в 52% — меньше 20° . Сейсмологические данные говорят, следовательно, о преобладании сжатия в глобальной деформации Земли. Сейсмичные глубинные разломы вокруг Тихого океана и в Альпийско-Гималайском поясе представляют собой поверхности надвигов, наклоненные под углами $20-70^\circ$ (Кропоткин, 1967; Isacks and others, 1968).

Прямым доказательством горизонтально ориентированного стресса являются складчатые деформации, ориентировка и характер структурных изменений горных пород при динамометаморфизме (Ажгирей, 1966) и наличие резких изостатических аномалий, связанных с крупными надвигами или поддвигами. Верхнее, надвинутое, крыло в таких структурах поднято выше положения равновесия и характеризуется положительными аномалиями; нижнее, подвинутое, крыло опущено ниже того уровня, который соответствует равновесию. Над опущенным крылом в глубоких желобах по периферии океанов и в передовых прогибах молодых складчатых хребтов наблюдаются отрицательные аномалии.

Величину напряжений в наклонных зонах таких глубинных надвигов (или поддвигов) можно определить по правилу параллелограмма сил, зная величину отклонений от изостазии (Артемьев, 1966) или изобарии (подсчет гидростатического давления на определенном уровне, например на 40 км ниже уровня моря, основанный на плотности слоев, определяемой по скоростям сейсмических волн; Исаев, Ушаков, 1970). Оба метода приводят к близким результатам. Они показывают, что в подкоровом слое нарушения изобарии достигают $1000-2000 \text{ кг/см}^2$. Соответствующая горизонтальная компонента напряжений в надвигах составляет $1500-3000 \text{ кг/см}^2$ (Кропоткин, 1970).

Заключение

Таким образом, непосредственные измерения напряженного состояния и анализ изостатических аномалий указывают на существование внутри Земли высоких горизонтальных напряжений сжатия. Они преобладают также в очагах землетрясений. Судя по измерениям, сумма напряжений ($\sigma_1 + \sigma_2$) уже на глубине 1 км превышает гидростатическое давление на 600 кг/см^2 , а в более глубоких слоях коры они достигают, вероятно, нескольких тысяч килограммов на квадратный сантиметр. Близкие оценки получаются из экспериментов по моделированию динамометаморфизма (Лучицкий и др., 1967; Sonder, 1922).

Эти оценки значительно выше, чем те определения величины напряжений ($50-200 \text{ кг/см}^2$), которые делались на основании энергии землетрясений. Разница, по-видимому, связана с тем, что при землетрясениях напряжения снимаются частично, а из освобождающейся при этом упругой энергии только меньшая часть переходит в энергию сей-

смических волн. Остальная часть переходит в теплоту и механическую работу раздробления пород.

Существование глобального поля сжимающих напряжений вряд ли можно объяснить иначе, чем приняв предположение Н. Хаста, что мы живем в эпоху прогрессирующего сжатия Земли. Из анализа современных и древних (по ассирийским и египетским записям) затмений Солнца и Луны найдено, что радиус Земли сокращается на 0,5 мм в год (Meuermann, 1928; Парийский, 1955). При этих астрономических вычислениях использовался изящный метод, который исключал влияние приливного трения на скорость вращения Земли и Луны. Таким образом, получался чистый результат, связывающий вариации скорости вращения Земли вокруг своей оси только с изменением ее момента количества движения и, соответственно, ее радиуса.

Потенциальной гравитационной энергии, освобождающейся при таком перемещении верхнего 60-километрового слоя к центру Земли, было бы достаточно для обеспечения наблюдаемого выхода упругой энергии в форме сейсмических волн и поддержания сейсмической активности на современном уровне.

Однако трудно предположить, что сокращение Земли с такой скоростью (50 км за 100 млн. лет) происходило на протяжении ряда геологических периодов. Палеомагнитные данные указывают, скорее всего, на некоторое увеличение радиуса Земли с пермского периода (Храмоз, 1967; Кропоткин, 1970). Поэтому наиболее естественным предположением, которое согласуется с известным фактом чередования тектонически активных фаз орогенеза и периодов покоя в истории Земли (Обручев, 1940), является гипотеза о «пульсациях», т. е. о чередовании сжатия и расширения Земли. В качестве причины таких вариаций можно иметь в виду фазовые физико-химические превращения, происходящие с изменением объема внутри Земли, и влияние переменного гравитационного поля космоса (Кропоткин, 1953, 1970; Machado, 1967).

Напряжения, которые создает контракция Земли в земной коре, могут быть очень велики. Теоретически они могли бы достигать $1\,000\,000\text{ кг/см}^2$, если бы вся освобождающаяся при этом гравитационная энергия переходила в упругую энергию тангенциального сжатия верхних слоев (Люстих, 1951). Во всяком случае, они значительно выше прочности любых пород и, по-видимому, достаточны для смещения «плит» большой толщины в горизонтальном направлении.

Колебательный характер вертикальных движений (Белоусов, 1948) и смена эпох прямой и обратной палеомагнитной полярности дают нам примеры знакопеременных геологических процессов в истории Земли. Если изменение ее размеров имеет такой же характер, и при многократном чередовании положительных и отрицательных вариаций радиуса Земли деформации сжатия накапливаются в одних зонах, а деформации растяжения — в других, то суммарный эффект будет состоять в дрейфе недеформированных плит от зон растяжения к зонам сжатия. Такая неравномерность может быть результатом различий в вязкости и плотности мантии Земли, связанных с гравитационной дифференциацией и температурной неоднородностью.

Остается, однако, серьезный вопрос: как же, все-таки, сейчас могут происходить процессы растяжения в некоторых зонах земной коры, если мы живем в эпоху глобального сжатия и сокращения земного радиуса? Такие процессы растяжения, как уже говорилось, доказаны геодезиче-

скими измерениями в районе Красного моря и Аденского залива и сейсмологическими — в рифтах Байкальской зоны.

Для объяснения локальных процессов растяжения могут быть предложены три механизма.

1. Растяжение и разрыв коры в результате поворота жестких глыб. Уже давно замечено, что из реконструкций прежнего расположения материков, предложенных А. Вегенером, Э. Буллардом и другими, вытекает как простое геометрическое следствие некоторое перемещение Африки в течение мезозоя и кайнозоя на восток по отношению к Западной Европе. В связи с этим относительным сдвигом можно было ожидать, что в области Средиземноморья глыбы земной коры должны были немного поворачиваться против часовой стрелки. Как предполагал Э. Арган, при таком повороте Пиренейского полуострова можно объяснить образование Бискайского залива. Палеомагнитные измерения в Испании и Италии подтверждают эту гипотезу. Аналогичный поворот Аравийской глыбы против часовой стрелки по отношению к Африке объясняет, по Д. Маккензи и другим, образование рифтов Красного моря и Аденского залива (McKenzie *a. oth.*, 1970).

2. Растяжение и разрыв при относительном сдвиге глыб, если граница между ними имеет угловатую (в плане) форму, непараллельную общему направлению сдвигового смещения. Такой механизм принимается Л. Кингом, У. Гамильтоном и другими геологами для объяснения генезиса южной части Калифорнийского залива (где структуры Калифорнийского полуострова оторваны от берегов Мексики) и может быть предложен для рифта Байкала.

3. «Магматический клин». Поскольку добавочные, помимо гидростатического давления, напряжения сжатия ($\sigma_1 + \sigma_2$) составляют по формуле Хаста у поверхности земной коры 180 кг/см^2 , а на глубине 40 км — более 3000 кг/см^2 , любая пластичная или жидкая масса должна была бы выдавливаться с этой глубины к поверхности земли. Добавочные напряжения передаются в пластичной среде снизу вверх и могут быть достаточны для раздвижений верхних слоев. Механизм «магматического клина», вероятно, широко проявляется в рифтовых зонах срединных океанических хребтов, Восточной Африки и Байкала. На это указывают высокие (до $+73 \text{ мгл}$) положительные изостатические аномалии в полосе, протягивающейся по оси Красного моря. Молодая кора здесь выдавлена на $0,5\text{—}1 \text{ км}$ выше того положения, которое соответствует изостатическому равновесию.

Таким образом, измерение напряжений в горных выработках и скважинах имеет большое значение не только для инженерной геологии и техники подземных горных работ. В сочетании с другими геофизическими и геологическими данными эти измерения приобретают первостепенное значение для сейсмологии и тектоники. Только они дают нам информацию об основном — глобальном — поле напряжений Земли. Это поле не проявляется ни в тектонических дислокациях (складках, сбросах и пр.), ни в сейсмичности и нарушениях изостазии на всех тех площадях, где напряжения σ_1 и σ_2 приблизительно равны или различаются не очень сильно (например, $0,5 < (\sigma_2/\sigma_1) < 1$). В таких областях — а к ним относятся «плиты», охватывающие не активизированные неотектоникой докембрийские и эпипалеозойские платформы и обширные площади океанов, о которых говорилось вначале — сферические объемы деформированы в почти одинаковые (на данном уровне) эллипсоиды вращения,

удлиненные по вертикальной оси и почти круглые в горизонтальном сечении.

Вся современная тектоника, сейсмичность, нарушения изостазии, по-видимому, сосредоточены там, где $\sigma_1 > 2\sigma_2$, т. е. там, где имеется резкая анизотропия напряжений. Именно здесь возникают скальвающие напряжения (пропорциональные разности $\sigma_1 - \sigma_2$), и все сферы превращены в трехосные эллипсоиды с горизонтальным сечением в виде эллипсов. Информация, которую дают нам новейшая складчатость, смещения по разломам, сейсмичность, нарушения изостатического равновесия, целиком относится к этим «аномальным» зонам. Деформации и картина напряжений имеют в них неоднородный характер. В то же время об однородных напряжениях на большей, тектонически не активной территории земного шара мы, к сожалению, можем судить только по косвенным данным и по непосредственным измерениям напряженного состояния пород в шахтах и скважинах.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. 1966. Структурная геология. Изд-во МГУ.
- Артемов М. Е. 1966. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука».
- Балакина Л. М., Введенская А. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И. 1967. Напряженное состояние в очагах землетрясений и поле упругих напряжений Земли.—Изв. АН СССР, серия Физика Земли, № 6.
- Батугин С. А., Шаманская А. Т. 1965. Исследование напряженного состояния массива горных пород методом разгрузки в условиях Таштагольского железорудного месторождения.—Физ.-техн. пробл. разраб. полезн. ископ., № 2.
- Белоусов В. В. 1948. Общая геотектоника. М.—Л., Госгеолгиздат.
- Булия Н. К. 1971. Современное поле напряжений в верхних горизонтах земной коры.—Геотектоника, № 3.
- Введенская А. В. 1969. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., «Наука».
- Галушко П. Я., Куренков Я. Н., Френзе Ю. К., Халимозский М. А. 1968. Результаты исследований напряжений в массиве горных пород.—Изв. высш. учебн. завед. Горн. ж., № 11.
- Егоров П. В., Шаманская А. Т. 1968. Исследование напряженного состояния горных пород в районах разрывных нарушений методом разгрузки на Таштагольском железорудном месторождении. В сб. «Исследование напряжений в массиве горных пород». Новосибирск.
- Егоров П. В., Шаманская А. Т., Аман И. П. 1968. Напряженное состояние горных пород Горной Шории и южной части Кузбасса. Всес. совещ. по механике горн. пород и горн. давлению. Тезисы докл. Новосибирск.
- Егоров П. В., Шаманская А. Т., Бояркин В. Я., Шренн Б. В. 1970. Сравнение двух методов измерения напряжений в горных породах. В кн. «Измерения напряжений в массиве горных пород» (мат-лы 2-го семинара, 16—19 июня 1969 г.). Новосибирск.
- Земная кора и верхняя мантия. 1971. Сб. статей. Пер. с англ. М., «Мир».
- Исаев Е. Н., Ушаков С. А. 1970. Геофизические данные о закономерностях структуры коры в северной части Тихоокеанской переходной зоны. В сб. «Земная кора окраин материков и внутренних морей». М., «Наука».
- Кинг Л. 1967. Морфология Земли. М., «Прогресс».
- Кропоткин П. Н. 1953. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы.—Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Кропоткин П. Н. 1967. Механизм движений земной коры.—Геотектоника, № 5.
- Кропоткин П. Н. 1969. Проблема дрейфа материков (мобилизма).—Изв. АН СССР, серия Физика Земли, № 3.
- Кропоткин П. Н. 1970. Возможная роль космических факторов в геотектонике.—Геотектоника, № 2.

- Кутепов В. М.* 1965. Опыт определения напряженного состояния в массиве метаморфических пород створа Саяно-Шушенской ГЭС.— Гидротехн. строительство, № 1.
- Луцицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д.* 1967. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск.
- Люстих Е. Н.* 1951. Проблема энергетического баланса в геотектонических гипотезах.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3.
- Обручев В. А.* 1940. Пульсационная гипотеза геотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Парийский Н. Н.* 1955. Неравномерность вращения Земли.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 26(153).
- Проблемы современных движений земной коры. 1969. Третий Междунар. симпозиум. Ленинград, 1968 г. М., Изд-во Сов. геофиз. ком.
- Прочухан Д. П.* 1966. Остаточные напряжения в скальных массивах и возникающие при их разгрузке деформации. Тезисы докл. к III регион. совещ. по инженерн. геол., октябрь 1966 г. Изд-во Ленингр. горного ин-та.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры. 1963.— Труды ГИН АН СССР, вып. 80.
- Робертс А., Кокс И., Уильямс Ф., Мюррел С.* 1967. Определение прочности и напряженного состояния скальных пород в условиях естественного залегания. В сб. «Проблемы инженерной геологии», вып. 4. М., «Мир».
- Сиразутдинов А. М., Чабдарова Ю. И., Букин А. Н., Москвичев А. Е.* 1969. Результаты экспериментальных исследований природного поля напряжений массива горных пород в условиях Джекказганского месторождения.— Труды Ин-та горн. дела АН КазССР, 40.
- Степанов В. Я., Ялымов Н. Г.* 1967. К обоснованию схемы расчета опорных целиков на Хайдарканском месторождении. Исследования по механике горных пород. Фрунзе.
- Тектоника Евразии. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., «Наука», 1966.
- Тохтуев Г. В., Ривкин И. Д.* 1966. Остаточные тектонические напряжения в докембрии Кривого Рога.— Геол. ж., 26, вып. 1.
- Трифонов В. П., Блох Н. П., Алейников А. Л., Белавин О. В., Зубков, А. В., Овчинникова Л. И.* 1969. Неотектоника Урала и ее соотношение с геофизическими аномалиями.— Геотектоника, № 6.
- Турчанинов И. А.* 1970. Исследование напряженно-деформированного состояния массива скальных пород и управление горным давлением при разработке месторождений Кольского полуострова. Автореф. докт. дисс. Апатиты.
- Турчанинов И. А., Марков Г. А.* 1966. Влияние новейшей тектоники на напряженное состояние пород в Хибинских апатитовых рудниках.— Изв. АН СССР, серия Физика Земли, № 8.
- Хаст Н., Нильсон Т.* 1967. Напряжения в массивах пород и их изучение в естественных условиях и на моделях. В сб. «Проблемы инженерной геологии», вып. 4. М., «Мир».
- Харада Т., Исава Н.* 1970. Горизонтальные деформации земной коры в Японии. Результаты, полученные по многочисленным фиксированным пунктам.— J. Geol. Soc. Japan, 14, N 2—3, 1969 (яп., резюме англ.).
- Храмов А. Н.* 1967. Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных).— Изв. АН СССР, серия Физика Земли, № 1.
- Чабдарова Ю. И., Букин А. Н.* 1970. Исследования напряжений в массиве горных пород Джекказганского месторождения. В кн. «Измерения напряжений в массиве горных пород» (мат-лы 2-го семинара, 16—19 июня 1969 г.). Новосибирск.
- Чернышев М. Ф., Дьяковский В. Б.* 1969. О напряженном состоянии массива горных пород вне зоны влияния подготовительных и очистных работ в условиях Высокогорского месторождения.— Физ.-техн. проблемы разраб. полезн. ископ., № 5.
- Яншин А. Л.* 1965. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, № 5.
- Coates D. F., Ignatieff A.* 1966. Prediction and measurement of pillar stresses.— Canad. Mining J., 87, N 1.
- Coates D. F., Grant F.* 1966. Stress measurements at Elliot Lake.— Bull. Canad. Mining and Metallurgy, 59, N 649.
- Denkhaus H. C.* 1969. In «Internat. sympos. rock mech. held in Madrid», pt II—Water Power, 21, N 4.
- Dietz R.* 1961. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.— Nature, 290, N 4779.
- Hast N.* 1958. The measurement of rock pressure in mines.— Sver. geol. undersökn., N 560, ser. C, Arsbok, 52, N 3.
- Hast N.* 1967. The state of stresses in the upper part of the Earth's crust.— Engng Geol., 2, N 1.

- Hast N. 1969. The state of stresses in the upper part of the Earth's crust.—Tectonophysics, 8, N 3.
- Isacks B., Oliver J., Sykes J. R. 1968. Seismology and the new global tectonics.—J. Geophys. Res., 73, N 18.
- Leeman E. K. 1964. Rock stress measurements using the trepaning stress-relieving technique.—Mine and Quarry Engng, 30, N 6.
- Le Pichon X., Heirtzler J. R. 1968. Magnetic anomalies in the Indian ocean and sea-floor spreading.—J. Geophys. Res., 73, N 6.
- Machado F. 1967. Geological evidence for a pulsating gravitation.—Nature, 214, N 5095.
- McKenzie D. P., Davies D., Molnar P. 1970. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa.—Nature, 226, N 5242.
- McKenzie D. P., Morgan W. J. 1969. Evolution of triple junctions.—Nature, 224, N 5215.
- Meyermann B. 1928. Die Schrumpfungsgeschwindigkeit des Erdradius aus astronomischen Beobachtungen.—Z. Geophys., H. 4, S. 153—154.
- Morgan W. J. 1968. Rises, trenches, great faults and crustal blocks.—J. Geophys. Res., 73, N 6.
- Obert L. 1962. In situ determination of stress in rock.—Mining Engng, 14, N 8.
- Pitman W. C. III., Herron E. M., Heirtzler J. R. 1968. Magnetic anomalies in the Pacific and sea-floor spreading.—J. Geophys. Res., 73, N 6.
- Sonder R. A. 1922. Die erdgeschichtlichen Diastrophismen im Lichte der Kontraktionslehre.—Geol. Rundschau, Bd. XIII, S. 217—272.
- The history of the Earth's crust. A Symposium. 1968. Ed. by R. A. Phinney. Princeton, N. Y. Princeton Univ. Press.

ДРЕЙФ МАТЕРИКОВ В СВЕТЕ ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В. А. Вахрамеев

Казань

Гипотеза дрейфа материков, казалось бы похороненная усилиями многих геологов и геофизиков, в 60-х годах вновь возродилась в результате палеомагнитных исследований и теоретических работ в области тепловой конвекции в верхней мантии Земли. Начавшееся бурение дна Атлантического океана дало веские доказательства о его происхождении путем раздвигания окружающих континентов.

Палеоботанические данные, подтверждающие дрейф континентов, и, в частности, однородность своеобразной позднепалеозойской флоры Индии и материков южного полушария, ныне отделенных друг от друга океаническими просторами, привлекались еще А. Вегенером. Любопытно, однако, что противники этой гипотезы, мнение которых о ее ошибочности возобладавало в 40-х и 50-х годах, не сделали серьезных попыток объяснить современное распределение местонахождений остатков упомянутой флоры с позиций фиксизма. Они предоставили палеоботаникам возможность самим искать выход из создавшегося положения.

Однако продолжавшиеся исследования не опровергли представления о единстве позднекаменноугольных и пермских флор южного полушария в Индии, а наоборот, еще более укрепили его. Назовем хотя бы работу Э. Пламстед (Plumstead, 1962), посвященную ископаемым флорам Антарктиды, кстати сказать, почти неизвестным до конца 50-х годов. Необходимо упомянуть, что крупнейший советский палеоботаник А. Н. Криштофович (1957) до конца своей жизни оставался сторонником гипотезы дрейфа материков, так как без ее помощи он не мог объяснить развития флор на поверхности нашей планеты.

Ныне, когда идея дрейфа континентов, по мнению ряда геофизиков (см. «Дрейф континентов», 1966), стала значительно более доказательной, полезно проанализировать хотя бы кратко, какие же основные факты из области палеоботаники могут свидетельствовать о дрейфе материков в те или иные геологические эпохи.

В настоящее время можно считать установленным, что начиная с карбона на Земле в размещении флор намечается зональность (Вахра-

меев и др., 1970), выражающаяся в существовании средней зоны, занятой тропической и субтропической растительностью, и двух зон, расположенных, соответственно, к северу и югу от средней, занятых умеренными и умеренно теплыми лесными флорами.

Расположение этих зон на протяжении той или иной эпохи под значительным углом к современному экватору, естественно, должно наводить на мысль об ином положении полюсов в соответствующее время или заставлять искать причину в особенностях расположения горных хребтов либо направлении течений. Если же обнаруживается, что зональность палеофлор резко нарушена, как, например, в случае умеренных позднекаменноугольных и пермских флор Индии, вторгшихся в чуждую им зону тропических флор, то, естественно, встает вопрос о возможном дрейфе материковых масс. Об этом может свидетельствовать почти полное единство палеофлор двух континентов, ныне разделенных широким океаническим пространством.

За почти половину века, прошедшего с момента появления вегенеровской гипотезы дрейфа материков, наши знания о составе и размещении палеофлор необычайно выросли. Это касается, прежде всего, палеофлор нашей страны, особенно ее Азиатской части, а также Китая, Индии и палеофлор южного полушария.

Вопрос о существовании единого континента Гондваны в позднепалеозойское время многократно обсуждался в печати, особенно зарубежной. Недавно ему была посвящена статья С. В. Мейена (1969), рассмотревшего факты из области палеоботаники, известные нам в настоящее время, и поддержавшего, хотя и в осторожной форме, гипотезу о расположении отдельных частей Гондваны в послетриасовое время. Все же стоит кратко остановиться на этом и в нашей статье.

Сходство между позднепалеозойскими флорами Индии, Южной Америки, Южной и Центральной Африки и Австралии было установлено еще в прошлом веке и подтверждено и расширено последующими исследованиями. Основными компонентами этой флоры являются глоссоптериды, представленные родами *Glossopteris*, *Gangamopteris* и, реже, *Palaeovittaria*, а также родом *Vertebraria*, под наименованием которого описываются корневища, принадлежащие глоссоптеридам. Вместе с ними, но значительно реже, встречаются членистостебельные — *Phyllothea* (*Schizoneura*), древесины хвойных — *Dadoxylon* и др. Найдены и репродуктивные органы глоссоптерид (*Scutum*, *Lanceolatus*, *Hirsutum* и др.).

Как видно из этой характеристики, состав позднепалеозойских флор Гондваны очень беден. Это обстоятельство, наряду с находкой древесин голосеменных, обладающих кольцами прироста, а также листопадностью глоссоптерид, принималось как указание на умеренный сезонный климат, что находилось в соответствии с представлением о предшествующей ледниковой эпохе.

Сторонники фиксизма пытались объяснить находки умеренных флор, сделанные не только в субтропической, но и в экваториальной зоне (Конго, Индия, Бразилия), либо изменением положения полюса, либо горным местообитанием, обусловившим ее умеренный характер.

Некоторые исследователи, не придавая значения удивительному сходству позднекаменноугольных и пермских флор южного полушария и Индии, искусственно разрывали отдельные местонахождения этих флор, помещая их в различные климатические зоны. Так, Н. М. Страхов (1960) поместил на своих реконструкциях Южную Африку и Южную

Америку в пояс умеренного и влажного климата, а Индию и Австралию — в экваториальный пояс, считая, что глоссоптериевые флоры двух последних регионов, равно как и оледенение, связаны с горными массивами. Другие авторы, как, например, Г. П. Леонов (1964), искали объяснение в особенностях климата южного полушария, отличавшегося от северного резким преобладанием океанических масс над материками.

Сильный удар всем этим представлениям был нанесен исследованиями Э. Пламстед (Plumstead, 1962), детально изучившей позднеледниковые флоры Антарктиды по сборам многочисленных экспедиций, работавших на окраине Антарктической платформы между морями Уэддела и Росса. Изученная ею пермская наземная глоссоптериевая флора Антарктиды представлена 26 видами (не считая древесин и репродуктивных органов, определенных до рода), из которых 24 вида, а также некоторые органы размножения принадлежат глоссоптеридам. Из 26 видов 20, 17 и 16 соответственно являются общими с пермскими флорами Индии, Африки и Австралии.

Такое поразительное сходство глоссоптериевых флор Индии и Антарктиды, расположенных на расстоянии более четверти земной окружности, а с другой стороны, такое же сходство обеих флор с флорами Южной и Центральной Африки и Австралии заставляет прибегнуть к теории дрейфа для объяснения парадоксального размещения в современную нам эпоху местонахождений глоссоптериевых флор, очень однородных по своему составу. Никакие перемещения полюсов не способны объяснить это явление, так как при любом положении их одна часть глоссоптериевых флор неизбежно окажется в приполярных районах, а другая — в экваториальной зоне.

Вместе с тем, как уже говорилось, с карбона устанавливается палеофлористическая зональность, особенно четко проявляющаяся со среднекаменноугольной эпохи. Начиная с этого времени, помимо глоссоптериевой флоры, рассматриваемой в качестве флоры умеренного пояса южного полушария, существовали флоры тропического пояса (Еврамерийская и Катазиатская) и флора умеренного пояса северного полушария (Ангарская).

На тропический характер Еврамерийской и Катазиатской флор указывают особенности морфологии древовидных плауновидных, образовавших прибрежные леса мангрового типа, преобладание многолетних стволов маноксилического типа, отсутствие у древесин колец прироста, значительное систематическое разнообразие. Все эти признаки подтверждают существование в это время в зоне развития этих флор равномерного жаркого и влажного климата.

Рассматривая на современной карте расположение палеофлор, мы замечаем, что умеренная глоссоптериевая флора Индии, очень незначительно отличающаяся от одновозрастных флор Антарктиды (все роды общие, а из 26 видов 20 одинаковые), располагается примерно в одном широтном поясе с флорами Малой и Средней Азии, Китая и Суматры, с которыми она не имеет практически ни одного общего вида, а немногочисленные общие роды являются формальными.

Попытка объяснения совместного присутствия в одном регионе тропической «каламитово-лепидофитовой» и «умеренной глоссоптериевой» флор наличием вертикальной зональности в распределении растений, т. е. приуроченностью первой из них к заболоченным низменностям, а второй — к склонам гор, не подкрепляется фактами. Остатки глоссоптерид

обнаружены в угленосных отложениях Индии, а, как известно, угли в горах не формируются. Вместе с тем хорошая сохранность листьев не допускает возможности их переноса с гор в низины.

Интересно отметить и факт, на который недавно указывал С. В. Мейен (1969), а именно: на резкое сужение пояса тропической флоры позднего карбона и перми к северу от Индии. Ширина этого пояса на берегах Атлантики достигает 6000—8000 км, в районе Памира и Тибета он сужается до 1000 км, а в Юго-Восточной Азии его ширина составляет 5000 км. Мобилисты считают, что такое сужение имеет вторичное происхождение и вызвано движением Индии из умеренного пояса южного полушария на север, в область тропиков.

Предполагавшееся в первую половину нашего века присутствие в составе умеренных позднекаменноугольных и пермских флор северного полушария (Ангарская палеофлористическая область) различных расчленений Гондваны, главным образом глоссоптерид, дальнейшие исследования не подтвердили. Этому выводу значительно способствовали поездки в Индию С. В. Мейена и приезд в Советский Союз индийского палеоботаника К. Суранге, изучавших соответствующие коллекции. В частности, не подтвердилась принадлежность растительных остатков, происходящих из позднего карбона Сибири, индийскому роду *Gondwanidium*. Оказалось, также, что сходство между некоторыми формами, найденными в составе ангарской флоры бассейна р. Печоры, было преувеличено М. Д. Залесским, отождествлявшим их с глоссоптеридами Гондваны. Некоторое сходство в строении листовых пластинок вызвано конвергенцией. Только из верхних горизонтов перми Южного Приморья недавно описаны хорошо сохранившиеся остатки листьев, неотличимые от листьев глоссоптерид. Добавим, что репродуктивные органы глоссоптерид, найденные на материках Гондваны, до сих пор не известны в Ангариде. Таким образом, новейшие исследования еще больше укрепили представление о своеобразии глоссоптериевой флоры и ее изоляции.

Если для пермского периода в число общих таксонов, представители которых обнаружены как во флорах Гондваны, так и материков северного полушария, как правило, входят либо формальные, т. е. сборные, роды, представленные видами, возможно не связанными друг с другом генетически (*Phyllothea*, *Sphenopteris*, *Pecopteris* и др.), либо роды космополитные (*Equisetites*, *Sphenophyllum*), то в триасе картина меняется.

По данным С. М. Архангельского (1968), в составе поздне триасовых флор Гондваны присутствуют такие широко распространенные в одно-возрастных отложениях Северной Америки и Евразии роды, как *Neocalamites*, *Todites*, *Dictyophyllum*, *Hausmannia*, *Nilssonia*, *Pterophyllum*, *Czekanowskia*, *Phoenicopsis*, *Cycadocarpidium* и мн. др. Вместе с тем в состав триасовых флор Гондваны входит ряд родов, распространение которых ограничено только ее территорией (*Dicroidium*, *Johnsonia*, *Pteruchus*, *Xylopteris*, *Yabiella*, *Linguifolium*, *Rhexoxylon*). Из них, пожалуй, наиболее распространенным является род *Dicroidium*, по наименованию которого вся триасовая флора Гондваны называется дикроидиевой. Отметим, что в нижних слоях триаса еще сохраняется *Glossopteris*.

Если мы обратимся к юрской флоре, то увидим, что связи между флорами северного и южного полушарий возрастают настолько, что Гондванская палеофлористическая область как самостоятельная единица исчезает. Проведенное автором статьи (Вахрамеев, 1964) сравнение юрских флор Евразии показало, что в юрское время здесь существовали

две палеофлористические области. Одна из них — Индо-Европейская занимала почти всю Европу, Среднюю и Восточную Азию и Индию, располагаясь в зоне тропического климата. К северу от нее находилась Сибирская область, флора которой обнаруживает более умеренный характер. Родовой состав юрской флоры Индии настолько близок к составу одновозрастных флор Европы и Средней Азии, что имеющиеся отличия в составе видов, а также присутствие в юре Индии порядка *Pentoxylales*, пока не обнаруженного в других районах, дают право рассматривать Индию только в качестве самостоятельной провинции, входящей в состав Индо-Европейской области.

Рассматривая ранне- и среднеюрские флоры Австралии, Южной Америки и Земли Грейама (Антарктида), мы также обнаруживаем их удивительное сходство с флорами Европы и Средней Азии. В состав последних (Halle, 1913; Hill, Playford, Woods, 1966; Menendez, 1969) входят типичные для европейских юрских флор роды: *Coniopteris*, *Todites*, *Dicthyophyllum*, *Hausmannia*, *Sagenopteris*, *Pachypteris*, *Nilssonia*, *Pseudoctenis*, *Zamites*, *Otozamites*, *Ptilophyllum*, *Williamsonia*, *Cycadolepis*, не говоря уже о таких формальных родах, как *Cladophlebis*, *Scleropteris*, *Elatocladus*, *Brachyphyllum* и *Fagiophyllum*.

Если в состав триасовых флор южного полушария и Индии входил ряд родов, свойственных только им, то юрские флоры этих регионов отличаются от одновозрастных флор Европы, Кавказа, Средней и Восточной Азии главным образом несколько иным видовым составом. Наибольшим отличием, бросающимся в глаза, является крайняя редкость в юре Индии и материков южного полушария остатков гинкговых и подозамитов и полное отсутствие чекановскиевых. Представители этих групп часто встречаются в составе юрских флор Евразии (без Индии) и являются доминантами юрской флоры ее северной части (Сибирская область). К сожалению, юрские флоры Африки остаются пока неизвестными.

Обрисованные выше изменения в составе флор на протяжении конца палеозоя и начала мезозоя наиболее естественно объяснить тем, что материк Гондвана, располагавшийся в пермское время в умеренном поясе южного полушария, начал постепенно распадаться на части, расползавшиеся в разные стороны (Schopf, 1970). Перемещение Индии на север, в более низкие широты с жарким климатом, и ее приближение к Евразии постепенно усиливало обмен растениями, в котором, вероятно, преобладал приток тропических форм с севера. Если триасовая флора Индии, как и одновозрастные флоры других материков южного полушария, несут несомненные черты своего происхождения от глоссоптериевой пермской флоры, то в юрском периоде укрепившаяся связь с Евразией, осуществлявшаяся, возможно, через цепь островов, в значительной мере стирает различие между ними и флорами Средней Азии, Южного Китая, Кавказа и Западной Европы, и только почти полное отсутствие гинкговых, чекановскиевых и подозамитов придает ей некоторое своеобразие.

Распространению довольно однородной теплолюбивой ранне- и среднеюрской флоры на огромных пространствах от Западной Европы до Индии и Земли Грейама и от Южного Китая до Австралии, несомненно, способствовал необычайно температурно выравненный влажный климат этого периода, просуществовавший с конца триаса до начала позднеюрской эпохи.

Недавно найденные в Индии остатки раннемеловых растений также показывают тесную связь между раннемеловыми флорами Индии и только что упомянутых регионов. Однако раннемеловые флоры Патагонии

уже обнаруживают заметные отличия от них, что может быть связано с дальнейшим расхождением частей Гондваны.

Перейдем к рассмотрению палеоботанических данных, проливающих свет на время возникновения Атлантического океана. Как говорилось выше, необычайное сходство позднепалеозойских флор Южной Америки и Африки подтверждает гипотезу об отсутствии в это время Южной Атлантики и существование единого континента Гондваны.

Такое же единство обнаруживают каменноугольные и раннепермские флоры, расположенные по обеим сторонам Северной Атлантики, установленные палеоботаниками с самого начала их исследования. Вот что писал по этому поводу А. Н. Криштофович (1957, стр. 472): «Каменноугольная флора Северной Америки не имеет каких-либо своеобразных черт, представляя западные продолжения растительности Вестфальской области, вследствие чего нередко под названием Еврамерийской флоры объединяют флору Европы и Северной Америки». Заметим, что ныне вместо наименования «Вестфальская область» на основании правила приоритета употребляется название «Еврамерийская».

И действительно, сравнивая списки каменноугольных растений восточных районов США, Канады и Западной Европы, мы убеждаемся, что общими между ними являются все роды и подавляющее большинство видов (Read, Matay, 1964). Особенно близкое сходство обнаруживается между флорами Северной Америки и Британии. Как уже упоминалось ранее, каменноугольная флора Еврамерийской области развивалась, в отличие от Гондванской, в условиях влажного тропического климата. Это же единство сохраняется и между раннепермскими флорами востока Северной Америки и Западной Европы.

В поздней перми в связи с аридизацией климата, охватившей многие районы, произошла резкая пространственная дифференциация флор как в Северной Америке, так и в Европе.

Общее увлажнение климата, начавшееся в среднем триасе, постепенно сгладило эту дифференциацию, и уже в позднем триасе мы обнаруживаем много общих черт между поздне триасовыми флорами восточных районов США (штат Виргиния) и Западной Европы, но особенно поразительное сходство существует между рэт-лейасовыми флорами Восточной Гренландии (залив Скорсби) и Западной Европы (Швеция, ФРГ). Из приведенной Харрисом (Harris, 1937) таблицы сравнения видно, что из 53 основных видов, известных в Швеции и ФРГ, только 5 не были найдены в Гренландии, и лишь один вид свойствен только последней. Несомненно, обе флоры должны рассматриваться в рамках даже одной палеофлористической провинции, входящей в Индо-Европейскую область.

К сожалению, нам остаются почти неизвестными юрские флоры Северной Америки. Раннемеловые и поздне меловые флоры атлантического побережья США (штаты Виргиния и Мериленд), а также одновозрастные флоры Западной Гренландии (п-ов Нугсуак) уже не обладают таким удивительным сходством с флорами Западной Европы, хотя близость между ними и сохраняется, так как многие роды имеют своих представителей по обеим сторонам Атлантики. Значительно реже обнаруживаются общие виды.

Не всегда однороден и родовой состав. Так, мы не находим в ранне меловых флорах атлантического побережья США (серия Потомак) широко распространенных в вельде Западной Европы (Англия, Бельгия, ФРГ) папоротников *Weichselia*, *Matonidium*, *Phlebopteris* (*Nathorstia*), *Haus-*

Генд
авол
Атлант.
Флора



mannia. Заметное отличие в видовом составе наблюдается и между поздне меловыми флорами атлантического побережья США и флорами Чехословакии, ФРГ и ГДР, хотя большинство родов и является общим. Черты сходства подтверждаются и распространением формальных родов пыльцы, объединяемых в группу *Normapolles* в верхнемеловых отложениях Европы и восточной половины США (Заклинская, 1963).

В. Мюллер (Müller, 1970), проанализировав состав пыльцы покрытосеменных, извлеченных из отложений маастрихта северной окраины Южной Америки и Западной Африки, пришел к выводу о наличии в этих регионах некоторых общих форм (*Buttinia* и др.).

С начала мелового периода (по юрскому периоду надежных данных нет ввиду редкости местонахождений остатков юрских растений в Северной Америке), несомненно, установился обмен растениями между Азией и Америкой через район Берингова пролива. Это подтверждают хотя бы поздне меловые ареалы таких хвойных, как *Metasequoia* и *Taxodium*, тяготеющие к западу Северной Америки и Восточной Азии. На это указывает и состав поздне меловых флор Канады и северо-восточных районов Азии, изученных по остаткам листьев, а также присутствие в верхнемеловых отложениях этих регионов пыльцы покрытосеменных из групп *Aquipollenites*, отсутствующей западнее р. Оби и на атлантическом побережье Северной Америки.

Миграция через район Берингова пролива продолжалась и на протяжении палеогена и неогена, вплоть до ледникового периода, хотя временами она нарушалась. Наоборот, связи между флорами, произраставшими по обоим берегам Атлантики, постепенно все более ослабевали.

Вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы. Необычайно близкое сходство каменноугольных и пермских флор Южной Америки и Южной и Центральной Африки, входивших в состав Гондванской области, а также не меньшая близость между собой каменноугольных и раннепермских флор приатлантических районов Северной Америки и Западной Европы, входящих в Еврамерийскую область, свидетельствуют прогив существования в это время сколько-нибудь крупного океанического бассейна на месте современной Атлантики. Не менее поразительное сходство поздне триасовых и раннеюрских флор Гренландии и Западной Европы делает маловероятным и для этого времени присутствие широкого океана между Северной Америкой и Европой.

Если для каменноугольных, пермских и рэт-лейасовых флор сходство выражалось в почти одинаковом видовом составе, то для мелового периода оно ограничивалось набором родов, тогда как большинство видов, произраставших на атлантическом побережье Европы и Северной Америки, различны. Факты, полученные палеоботаниками, хорошо согласуются с данными бурения дна Атлантического океана, вскрывшего в ряде мест морские карбонатные осадки мелового и даже (в одном месте) позднеюрского возраста, свидетельствующие о существовании в это время Атлантики, ширина которой, как предполагают, была значительно меньше современной. Несомненно, что образование где-то в начале мезозоя Праатлантики, к тому же в начале своего существования достаточно узкой, не сразу повлекло за собой появление заметных различий в составе флор, произраставших к востоку и западу от нее, т. к. исходная позднепалеозойская, а возможно, и триасовая флора, из которой произошла флора второй половины мезозоя, произрастала на одном континенте, не разделенном или почти не разделенном океаном на Северную Америку и Европу.

Дальнейшее ослабление связей между флорами С. Америки и Европы и, особенно, Ю. Америки и Африки, происшедшее в третичное время, о чем свидетельствует хотя бы отнесение современных флор двух последних континентов к самостоятельным флористическим областям (палеотропической и неотропической), хорошо согласуется с гипотезой расширения дна Атлантического океана в меловое и третичное время.

В заключение можно сказать, что данные палеоботаники, имеющиеся ныне в нашем распоряжении, с еще большей убедительностью, чем 50 лет назад, свидетельствует о существовании в позднем палеозое материка Гондваны, располагавшегося в умеренных широтах южного полушария. Состав позднепалеозойских, триасовых и раннеюрских флор, местонахождения которых ныне известны по обеим сторонам Атлантического океана, согласуется с гипотезой, предполагающей отсутствие широкого океанического пространства между Северной Америкой и Европой в доюрское время. Тем самым данные палеоботаники, как и во времена Вегенера, но на значительно более широкой основе, подтверждают возможность дрейфа материков.

Что же касается Тихого океана, то у палеоботаников нет фактического материала, который бы противоречил представлениям о его древнем происхождении. Несомненно, Южная Америка в позднем палеозое примыкала к Африке и только через нее была связана с Австралией. Обмен растениями в мезозое и третичное время между Восточной и Северо-Восточной Азией, с одной стороны, и Северной Америкой, — с другой, происходил в северной части Тихого океана в районе Берингова пролива.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский С. М. 1968. Пермские и триасовые флоры Южной Америки. В кн. «Растения мезозоя». Труды ГИН АН СССР, вып. 191.
- Вахрамеев В. А. 1964. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. — Труды ГИН АН СССР, вып. 102.
- Вахрамеев В. А., Добрускина И. А., Заклинская Е. Д., Мейен С. В. 1970. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. — Труды ГИН АН СССР, вып. 208.
- Дрейф континентов. Под ред. С. К. Ранкорна. М., «Мир», 1966.
- Заклинская Е. Д. 1963. Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена. — Труды ГИН АН СССР, вып. 74.
- Криштофович А. Н. 1957. Палеоботаника Л., Гостоптехиздат.
- Леонов Г. П. 1964. Верхнепалеозойское оледенение Гондваны в связи с общей проблемой перемещения полюсов и континентов. В кн. «Гондвана». М., «Наука».
- Мейен С. В. 1969. О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми. — Геотектоника, № 5.
- Страхов Н. М. 1960. Основы теории литогенеза, т. I. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М., Изд-во АН СССР.
- Halle T. G. 1913. Mesozoic flora of Graham Land. Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Südpolar Expedition (1901—1903). Bd. III. Lief. 14.
- Harris T. M. 1937. Fossil flora of Scoresby Sound East Greenland, v. 5.—Medd. Grönland, 112, N 2.
- Hill D., Playford G., Woods J. 1966. Jurassic fossils of Queensland. Brisbane.
- Menendez C. A. 1969. Fossil floras of Südamerica. В кн. «Biogeography and ecology in South America». Hague.
- Müller J. 1970. Palynological evidence on early differentiation of angiosperms.—Biol. Revs Cambridge Philos. Soc., 45, N 3.
- Plumstead E. P. 1962. Fossil floras of Antarctica. В кн. «Trans-Antarctic Expedition, 1955—1958».—Sci. Rept, N 9, Geol. 2. London.
- Read Ch. B., Mamay S. H. 1964. Upper Paleozoic floral zones and floral provinces of the United States.—U. S. Geol. Surv., Profess. Papers, 454-K.
- Schopf J. M. 1970. Relation of floras of the Southern Hemisphere to continental drift.—Taxon, 19.

ПЛАНЕТАРНЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОЛОГИИ

Ю. А. Косыгин

Уровни организации вещества и системный подход в геологических исследованиях

Представления об уровнях организации вещества зародились в процессе изучения Земли. Планетарный уровень организации вещества определяет существование нашей планеты в целом, а атомно-молекулярный уровень — существование кристаллов, минералов и отчасти горных пород. При геологических исследованиях, таким образом, приходится иметь дело по крайней мере с двумя уровнями организации вещества. Существование органичных целостностей — агрегатов, которые образуют вещество, на каждом уровне организации обусловлено специфическими для данного уровня связями и отношениями элементов целостности, а также типами структур. Специфическими, следовательно, являются также принципы и методы исследований на каждом уровне. С этим связано наметившееся в последние десятилетия разделение геологических исследований и дисциплин на геохимический и геологический циклы, что нашло отражение в учебных планах Высшей школы и в структуре научно-исследовательских учреждений. В этой схеме наиболее трудно определимым является место петрографии (литологии, петрологии и т. д.), в равной степени отвечающей обоим уровням организации вещества.

Атомно-молекулярный и планетарный уровни организации вещества мы называем главными уровнями, подчеркивая их отличие от выделяемых иногда (Попов, 1959; Драгунов, 1968) «уровня минералов», «уровня горных пород», «уровня геологических формаций» и т. д. Специфические отличия между агрегатами вещества этих уровней значительно менее существенны, чем между главными уровнями.

Вопрос об уровнях организации имеет общепhilosophическое значение и находит широкое отражение в других науках о природе и в науках об обществе. Например, в биологии применяется понятие об «уровне организации живой природы» (Ляпунов, 1970) с выделением клеточно-молеку-

лярного, организменного, популяционного и биогеоценологического уровней. Понятие это не чуждо физике и выражается в существовании особой физики микромира с ее специфическими законами, социологии, в которой выделяются, например, микроструктуры и макроструктуры социальных общностей, причем «макроструктуры имеют свои особые законы, и не всё, что в них делается, можно объяснить процессами, происходящими в микроструктурах» (Щепаньский, 1969, стр. 134), и другим областям знания. Поэтому в общем случае лучше говорить об уровнях организации и, рассматривая уровни организации вещества лишь как частный случай.

В исследованиях органичных целостностей, существующих (возникающих, развивающихся) на различных уровнях организации, оказывается существенно важным системный подход. Этот подход обусловлен необходимостью выделения, описания и анализа сложных объектов, которые могут быть представлены как органичные целостности, или системы, что ведет, как пишет основоположник общей теории систем Л. Берталани, «к фундаментальной переориентации научного мышления» (Берталани, 1969, стр. 32). Такая переориентация состоит в переходе от исследования отдельных тел, явлений, событий, законов к исследованию сложных объектов, в частности связей, отношений и структур, объединяющих и упорядочивающих их элементы и обуславливающих существование и развитие этих сложных объектов как органичных целостностей. С системным подходом связано более упорядоченное (системное) познание окружающего нас мира и возможность создания сложных искусственных систем (кибернетика, системы управления).

Пути приложения системного подхода в геологических исследованиях только лишь намечаются. Такие сложные объекты, как кристалл, минерал, горная порода, геологическая формация, осадочная оболочка Земли, планета Земля, а также геологический процесс, геологическая история могут рассматриваться как системы. Под структурой системы понимают совокупность системообразующих связей и отношений между элементами систем. Другие понятия, связанные с системным анализом, такие как элемент, оригинал, модель, уровень наблюдений и уровень конструкторов, были недавно рассмотрены в специальных статьях (Косыгин, Соловьев, 1969; Косыгин, 1970а). Были выделены системы трех типов: статические (геологическое строение), динамические (геологические процессы) и ретроспективные (геологическая история, эволюция и события геологического прошлого). Эти системы в общем соответствуют трем аспектам, указанным Р. Жераром для живых систем. «По Жерару, эти три аспекта, т. е. структура, функция и история, или, иначе, существование, действие и становление являются характерными для всех систем» (Блауберг и др., 1969, стр. 65). В основе исследования систем каждого из трех типов лежат особые принципы и специфическая методика. При решении конкретной достаточно сложной геологической задачи строят модели всех трех систем, как научные абстракции, объединяемые затем в единую методологическую систему. Таким образом, намечается путь к решению поставленной задачи с использованием всей совокупности принципов и методов, применяемых в исследованиях систем всех трех типов (Косыгин, 1970а).

Системный подход имеет непосредственно отношение к поставленной в этой статье вопросу, так как планетарные аспекты геологии связаны преимущественно с изучением органично целостностных сложных объектов, рассматриваемых в качестве систем.

Сложные геологические объекты (системы) планетарного уровня организации вещества

Горные породы представляют собой органичные целостности (и, следовательно, могут рассматриваться как системы), лежащие на границе атомно-молекулярного и планетарного уровней организации вещества. По одну сторону этой границы структуры систем определяются ионными и другими видами химических связей и принадлежат к сфере химических и физико-химических исследований, по другую — структуры систем имеют существенно иную природу и определяются отношениями и связями, возникающими при формировании этих систем при доминирующем влиянии гравитационного поля Земли. Здесь лежит сфера собственно геологических исследований, тесно связанная с планетарной обстановкой.

Природа горных пород как пограничных систем является двойственной, т. е., с одной стороны, химической, с другой — геологической (планетарной). Принадлежность горных пород одновременно к двум различным уровням организации вещества чрезвычайно усложняет проблему упорядочения их разновидностей, т. е. проблему построения их классификаций. В этом отношении показательно следующее высказывание Ф. Ю. Левинсон-Лессинга: «Сообразно с двойственным характером горных пород, с одной стороны это минеральные агрегаты, с другой — геологические тела, и вопрос об их классификации ставит нам теперь дилемму: должна ли классификация горных пород быть минералогической или геологической? Вряд ли можно в настоящее время на этот вопрос дать ответ, категорически отдающий предпочтение геологическому моменту в ущерб минералогическому или наоборот. Оба признака одинаково важны, или, вернее сказать, одинаково необходимы; поэтому всякая геологическая классификация будет неполной, если она не примет во внимание минералогических признаков, и, наоборот, всякая минералогическая классификация должна, чтобы не быть односторонней, опираться на геологические моменты» (Левинсон-Лессинг, 1933, стр. 15). Как видим, здесь очень точно отражена двойственность горных пород, обусловленная их отношением к атомно-молекулярному и планетарному уровням.

Двойственный характер горных пород, рассматриваемых как системы, сказывается в их структуре. Так, по характеру структурных решеток горные породы занимают промежуточное положение между кристаллами и минералами с их существенно регулярными структурными решетками и осадочной оболочкой Земли с ее существенно нерегулярной структурной решеткой. Если описание структурной (кристаллической) решетки кристаллов (минералов) сводится к определению плоскостей и углов и принадлежности этой решетки к тому или иному типу симметрии, то описание структурных решеток горных пород носит статистический характер. Так, характеризующая структурную решетку горной породы «степень нерегулярности» количественно выражается дисперсией величин расстояний между центрами масс структурных элементов (Косыгин, 1970б).

Связи структурных элементов горной породы также двойственны. С одной стороны — это химические связи, развивающиеся по эпитаксиальным контактам в кристаллических породах (Бэрри, 1969). «Случайный» характер эпитаксиальных контактов, развитие которых в основном определяет прочность породы, выражается в большом разбросе величин прочности в полнокристаллических породах однородного минерального состава. Так, для гранитов временное сопротивление сжатию указыва-

ется в пределах 1706—3380 кг/см² (Беликов, 1952), а для кварцевых порфиров — 880—4090 кг/см² (Беликов, 1961). С другой стороны, структурные элементы горных пород объединяются значительно менее эффективными в отношении прочности «геологическими» связями — это сочленения шунтового, шипового и каркасного типов, коллоидные связи (силы молекулярного притяжения в глинистых породах), поверхностное натяжение заполняющих поры жидкостей и, наконец, гравитационные связи, имеющие главное значение в рыхлых породах.

Более крупные, по сравнению с горными породами, геологические объекты принадлежат целиком к планетарному уровню организации вещества.

В основе ряда этих крупных объектов лежат наслоенные геологические формации, совокупности которых образуют формационные ряды, геосинклинали, платформы, геосинклинальные системы и другие крупные структурные элементы осадочной оболочки Земли и, наконец, саму осадочную оболочку.

Заслуга выделения наслоенных формаций в качестве систем принадлежит Н. С. Шатскому (1945), который, определив формации через их элементы (породы, пакки пород, свиты, отложения) и отношения (парагенетические), фактически положил начало системным исследованиям крупных геологических объектов. Надо, впрочем, отметить, что парагенетические отношения характеризуют скорее состав формаций, нежели их структуру. Структурная решетка наслоенных формаций сохраняет лишь одномерную регулярность по вертикальной оси и сказывается в ритмичном наложении. В формациях слои образуют некоторые элементарные группы (ритмы), состав и мощность которых могут варьировать в широких пределах, с чем связана значительная степень нерегулярности одномерной структурной решетки. В горизонтальной плоскости структурная решетка наслоенных формаций существенно нерегулярна. Структурные решетки более крупных систем, в которых наслоенные формации выступают в качестве элементов, являются нерегулярными; количество структурных элементов в этих системах недостаточно для периодического строения их структурных решеток. Если для описания таких систем, как минерал, горная порода, отчасти (при описании вертикального разреза) геологическая формация, достаточно описать элементарную группу и указать область ее распространения, то для описания более крупных систем необходимо охарактеризовать каждый структурный элемент в отдельности и указать для каждого элемента координаты центров масс, образующих в совокупности нерегулярную структурную решетку.

Связи между структурными элементами наслоенных формаций и более крупных систем планетарного уровня организации вещества являются гравитационными как в статическом, так и генетическом аспекте. Все эти системы — слоистые. Слои в своей последовательности налегают друг на друга, прижимаясь собственным весом или весом вышележащих слоев, т. е. силой тяжести. Образование слоев связано с распределением вещества на поверхности Земли в условиях и под влиянием ее гравитационного поля. Химические и другие виды связей в структурах крупных геологических систем играют ничтожно малую роль.

В целом переход от геологических объектов (систем) атомно-молекулярного уровня к объектам планетарного уровня сопровождается уменьшением и полным изживанием регулярности структурных решеток и заменой химических связей гравитационными.

Основные атрибуты планетарного уровня организации вещества

Основными атрибутами планетарного уровня организации вещества являются: а) достаточно большая масса планетного тела и его сфероидальная форма; б) собственное тепловое поле и тектоническая активность; в) слоистая структура.

Сравнительно мелкие небесные тела (метеориты, астероиды, малые спутники), как правило, не обладают сфероидальной формой. Так, даже для наиболее крупного астероида — Цереры диаметром 770 км установлены флюктуации блеска, указывающие на его неправильную форму. Массы этих тел недостаточно велики, и создаваемые ими гравитационные поля недостаточно эффективны для расплывания вещества под влиянием значительных глубинных давлений и сообщения телу необходимой пластичности для приобретения им фигуры, близкой к фигуре гидростатического равновесия. Луна имеет диаметр 3300 км. Близкие к ней по размерам Галилеевы спутники Юпитера, Титан Татурна и Тритон Нептуна по всем данным также обладают сфероидальной формой. Очевидно, в сфероидальных небесных телах гравитационные связи существенно преобладают над молекулярными. Именно в таких телах осуществляется организация вещества на планетарном уровне. Нижний предел их размеров лежит где-то между размерами Луны и Цереры. Сфероидальная форма, приобретаемая небесными телами при достижении ими некоторых критических размеров (массы), является важнейшим атрибутом планетарного уровня организации вещества. Вопрос о сферичности крупных небесных тел типа Земли рассматривался подробно Б. Л. Личковым. Он писал: «При переходе тела из астероидного положения в планетарное меняется состояние пространства этого тела, а именно: из пространства частичных сил оно переходит в пространство сил гравитационных» (Личков, 1965, стр. 31). «К сожалению, — отмечает Б. Л. Личков (там же, стр. 24), — нет точных данных о том, с какой величины массы астероида теряется или начинает теряться угловатость его форм; но если эту грань найти, это было бы вместе с тем гранью между состояниями пространства гравитационным и кристаллическим». Иными словами, это было бы гранью между планетарным и атомно-молекулярным уровнями организации вещества.

Существование собственного теплового поля у планетарных тел является прямым логическим следствием и функцией их размеров и сфероидальной формы, как фигуры гидростатического равновесия. Действительно, расплывание вещества в недрах планетных тел, его перемещение и перераспределение внутри планеты при достижении ею фигуры гидростатического равновесия неизбежно связаны с разогреванием, а местами даже с расплавлением вещества и созданием, таким образом, источников тепла в теле планеты. Источники тепла могут также возникать в процессе приспособления фигуры гидростатического равновесия Земли в изменяющейся космической обстановке. Если допустить, что тектонические дислокации являются результатом приспособления фигуры Земли к фигуре гидростатического равновесия после деформации ее за счет космического воздействия, то энергия тектонической дислокации должна представлять собой лишь часть энергии, развивавшейся при деформации земного шара. Принимая, согласно П. Н. Кропоткину и Ю. А. Трапезникову (1963), величину общей тектонической энергии

в 10^{28} эрг в год, можно прийти к выводу, что энергия деформации земного шара полностью обеспечивает расход тепла Земли (тепловой поток, вулканические извержения и т. д.). Если это так, то вопрос о природе теплового потока Земли нуждается в уточнении. Приблизительное равенство величин теплового потока при различном петрографическом составе осадочной оболочки на континентальных и океанических площадях говорит о том, что тепловой поток обусловлен не неравномерно распределенным по различным типам горных пород содержанием радиоактивных элементов, а общей для земного шара причиной. Создается впечатление, что равномерно распределенный тепловой поток является функцией массы планеты и появляется при достижении ею некоторой критической величины, при которой гравитационное поле становится эффективным в смысле придания ей сферической формы. Равномерный тепловой поток, таким образом, можно рассматривать как общее свойство планет земного типа. Вулканическая деятельность на планетах может быть связана с этим их общим свойством.

Слоистая структура Земли является третьим важнейшим атрибутом планетарного уровня организации вещества и связана с его гравитационным распределением в теле планеты. Из того факта, что плотность горных пород, слагающих поверхностные части Земли, намного меньше средней ее плотности, следует, что плотность Земли, возрастает к ее центру, и Земля, таким образом, состоит из концентрических оболочек разной плотности, т. е. имеет слоистое строение (представление о слоистом строении Земли вытекает также из сейсмологических данных). Такое распределение плотности в недрах Земли вряд ли является следствием гравитационной дифференциации в том смысле, что содержащиеся в ранее гомогенной массе тяжелые частицы, или блоки, опускались, а легкие (например, «пузыри» кислого материала) поднимались, как это происходит при разделении жидкостей. Более вероятно предположение, что плотностная слоистость Земли связана в основном с возрастанием давления к ее центру и соответствующими фазовыми изменениями вещества. Это слоистое строение, обязанное распределению вещества или его свойств и состояний в недрах Земли, называется гипогенным, в отличие от гипергенного слоистого строения, возникающего за счет гравитационного распределения вещества на поверхности планеты.

Гипергенная слоистая структура формируется в результате переноса и переотложения обломочного, а также растворенного материала реками, морскими течениями, ветрами, ледниками, в результате расплывания вещества на поверхности Земли в виде лавовых и грязевых потоков, в результате расселения организмов и осадения космических частиц на поверхности планеты. Гипергенная слоистость, создаваемая за счет распределения вещества на поверхности Земли, зафиксирована в осадочной оболочке, т. е. во внешней оболочке земного шара, в пределах которой по тем или иным признакам можно распознать слои, ранее сформированные на поверхности Земли. Гипергенные слоистые структуры и осадочные оболочки должны быть и на других планетах земного типа, даже лишенных атмосферы, гидросферы и биосферы; в этих случаях они будут как бы редуцированными и должны состоять только из вулканических и космических продуктов.

В осадочной оболочке запечатлены определенные геологические события в их исторической последовательности. Поэтому исследование

именно гипергенной слоистой структуры с использованием в качестве аксиомы закона последовательности напластования лежит в основе изучения как истории земной поверхности, так и геологической истории вообще. Историко-геологические реконструкции в принципе возможны и для лишенных органического мира планет земного типа. Однако историко-геологическая информативность их осадочных оболочек будет ничтожно мала по сравнению с информативностью осадочной оболочки Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Беликов Б. Н. 1952. Модули упругости различных типов горных пород СССР.—Труды ИГН АН СССР, вып. 146, петрограф. серия, № 42.
- Беликов Б. Н. 1961. Упругие и прочностные свойства горных пород.—Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 43.
- Берталанфи Л. фон. 1969. Общая теория систем— обзор проблем и результатов. В кн. «Системные исследования. Ежегодник, 1969». М., «Наука».
- Блауберг Н. В., Садовский В. Н., Юдин И. Г. 1969. Системные исследования и общая теория систем. В кн. «Системные исследования. Ежегодник, 1969». М., «Наука».
- Бэрри Б. М. 1969. Эпитаксия. В кн. «Основная технология кремниевых интегральных схем». М., «Мир».
- Драгунов В. И. 1968. Основные понятия учения о геологических формациях. В кн. «Геологические формации». Л.
- Косыгин Ю. А. 1970а. Методологические вопросы системных исследований в геологии.—Геотектоника, № 2.
- Косыгин Ю. А. 1970б. Понятие структуры в геологических исследованиях.—Геол. и геофиз., № 4.
- Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. 1969. Геологические формации и тектоника.—Геол. и геофиз., № 3.
- Кропоткин П. Н., Трапезников Ю. А. 1963. Вариации угловой скорости вращения Земли, колебания полюса и скорости дрейфа геомагнитных полей и возможные связи с геотектоническими процессами.—Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1933. Петрография. М., Горно-геол. нефт. изд-во.
- Личков Б. Л. 1965. К основам современной теории Земли. Изд-во ЛГУ.
- Ляпунов А. А. 1970. О рассмотрении биологии с позиции изучения живой природы, как большой системы. В сб. «Проблемы методологии системного исследования». М., «Мысль».
- Попов В. И. 1959. Очерки учения о геологических формациях. Самарканд.
- Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Изд-во МОИП.
- Шепаньский Я. Н. 1969. Элементарные понятия социологии. Пер. с польск. М.

О ЗНАЧЕНИИ ЭКСПЕРИМЕНТА В ГЕОЛОГИИ

И. В. Лучицкий

Около пяти лет тому назад значение эксперимента было рассмотрено Ф. Кюененом (Kuenen, 1965). Его высказывания по этому вопросу кажутся симптоматичными. Дело в том, что несмотря на более чем полуторавековую историю геологический эксперимент и сейчас оценивают далеко не так, как он того заслуживает. Известно, что эксперимент проник в самые различные области геологических знаний и составляет их неотъемлемую часть. Он получил широкое распространение в наше время и в непрерывно возрастающих размерах приносит человечеству полезные практические результаты. Между тем, многие, если не большинство исследователей, относятся к эксперименту в геологии скептически. Нарастает, таким образом, противоречие между действительным значением геологического эксперимента и его оценкой в трудах современников.

В такой обстановке обсуждение и выяснение действительной роли эксперимента в развитии современной геологической науки следует считать не только своевременным, но и необходимым.

Терминология

Предпринимая попытку разобраться в создавшейся ситуации, следует прежде всего определить рамки обсуждаемой проблемы. Это возможно лишь в том случае, если будет установлено, какие представления вызывают у нас слова «эксперимент» и «геология». Иначе обсуждение и возможный спор окажутся беспредметными. Естественно, что в этом вопросе нет единогласия. По-разному, в узком или широком смысле, понимают рамки геологической науки и так же, более широко или узко, толкуют эксперимент.

В самом деле, можно, конечно, следовать весьма общим представлениям и, соответственно, считать всю окружающую нас природу огромной лабораторией. Но в таком случае придется относить к экспериментам лю-

ую совокупность наблюдений, проводимых исследователем в процессе изучения природных явлений. В геологических науках это означает включить в представление об эксперименте все полевые и так называемые камеральные наблюдения. Естественно, при таком широком толковании эксперимента мы переходим границу, отделяющую его от наблюдения. Но совершенно очевидно, что эксперимент рассматривают обычно в более узких рамках. Если бы считали возможным приравнивать эксперимент к наблюдению, то не возник бы скепсис в отношении геологического эксперимента, и его значение считалось бы столь же несомненным и важным, как полевых и камеральных работ.

Такие более узкие рамки установлены для эксперимента в определении, приведенном в Большой Советской Энциклопедии (1957, т. 48, стр. 410), где написано, что он представляет «научно поставленный опыт, наблюдение исследуемого явления в точно учитываемых условиях, позволяющих следить за ходом явления и воссоздавать его каждый раз при повторении этих условий». Это определение несколько отличается от предложенного Ф. Кюененом, ссылавшимся на Наттальский стандартный словарь 1890 г., в котором эксперименты рассматриваются как действия или операции, способствующие открытию некоторых ранее неизвестных положений, принципов или явлений или облегчающие их открытие и приводящие к получению одинаковых результатов при повторении таких действий или операций. Главным отличием определения Ф. Кюенена следует считать вводимое в нем представление о том, что эксперимент должен приводить к открытию или облегчать путь к открытию ранее неизвестных положений, принципов или явлений. Таким определением уже заранее устанавливается важное значение эксперимента, тогда как в соответствии с поставленной задачей нам предстоит еще выяснить его роль. Поэтому предпочтительно остановиться на определении, принятом в Большой Советской Энциклопедии, и не стремиться к дальнейшему его сужению.

Если, таким образом, для целей обсуждаемой проблемы можно достаточно четко представить ограничения понятия «эксперимент», то остается пока неясным, как следует понимать геологию.

Широкий взгляд на геологию как науку, изучающую разные стороны жизни нашей планеты, разделяется многими исследователями, в частности Ю. А. Косыгиным (1963), подчеркнувшим, что геофизика, как и геохимия, может быть отнесена к методическим подразделениям геологии. Подобные «подразделения», или «филиалы», в понимании Ю. А. Косыгина, получают из недр фундаментальных наук методiku, которой они оснащают геологию. Такое представление о геологии является, в известной мере, развитием взглядов Э. Ога (Oga, 1907, и более поздние издания), включившего в геологию не только петрографию, но и геофизику.

Придерживаясь более узкой точки зрения на определение геологии, можно, конечно, защищать самостоятельность каждой отрасли геологических знаний, опираясь на утверждение о том, что в различных отраслях знания применяются разные методы. Однако необходимо при этом считаться со следующими моментами. Во-первых, предмет исследования во всех этих различных отраслях знания один и тот же — земной шар, наша планета Земля. Во-вторых, независимо от того, будем ли мы разделять взгляд на самостоятельность различных отраслей геологической науки или предпочтем считать геологическую науку объединяющей, наряду с собственно геологическими исследованиями, также геофизические

и геохимические, при оценке значения эксперимента в геологии придется рассматривать его роль в различных звеньях этой науки. Именно поэтому, независимо от принимаемого взгляда на геологию, необходимо обсудить значение эксперимента в достаточно широком круге проблем, касающихся различных сторон изучения нашей планеты. Что касается содержания, вкладываемого в понятие о геологическом эксперименте, то в самом общем виде можно сказать, согласно изложенным выше соображениям, что к этой категории следует относить любой эксперимент, проведенный в рамках геологического исследования (в широком смысле слова) и направленный на решение задач, связанных с изучением земного шара.

Некоторые вопросы истории

Эксперимент был привлечен к научным исследованиям значительно раньше, чем сформировалась геология как наука, в виде более или менее близком к современному. Первоначально значение эксперимента вообще не выходило за пределы обычных иллюстраций к результатам проведенных научных исследований. Только в XVI—XVII столетиях в трудах Г. Галилея он приобрел, по-видимому, впервые исследовательский и даже количественный характер, позволивший связать его с математической теорией (Берналл, 1956).

В геологии эксперименты были осуществлены первоначально Дж. Холлом на рубеже XVIII и XIX столетий, т. е. тогда, когда в физике они уже широко применялись в качестве одного из важнейших методов научного исследования. Эти первые геологические эксперименты были проведены в разгар жестоких столкновений между двумя соперничавшими тогда воззрениями и позволили решить возникшие споры на подлинно научной основе. Конечно, опыты были не единственным критерием оценки научного смысла взглядов непутистов, исключавших роль так называемых «огневых сил» и глубинных огненно-жидких расплавов, и плутонистов, не мысливших существование Земли без этих «сил» и расплавов. Тем не менее эксперименты были едва ли не решающими при выяснении роли огненно-жидких расплавов в формировании земной коры.

Дж. Холл блестяще подтвердил плутоническую концепцию своего учителя Дж. Хеттона (Hutton, 1795), поставив опыты по плавлению и кристаллизации базальтов, а также по преобразованию известковистых масс в мрамор при высоких температурах. Опыты Дж. Холла наметили путь дальнейших экспериментов в трех главных направлениях. Во-первых, они позволили создать основу для последующего развертывания исследований в области создания искусственных минералов и кристаллов. Во-вторых, они способствовали развитию впоследствии петрографического эксперимента, обосновывающего современные представления о магме. Однако эксперименты Дж. Холла включали, кроме того, исследования, направленные на выяснение природы складчатых структур, и в этом плане явились родоначальными для тектонических экспериментов и исследования деформаций горных пород.

Во второй половине XIX столетия, т. е. почти 100 лет спустя, огромная работа в области геологического эксперимента была проведена А. Добре (Daubrée, 1879). Он подвел итог проделанным прежде экспе-

риментам, осуществил серию экспериментов лично и опубликовал огромное двухтомное сочинение, в котором к трем направлениям Дж. Холла присоединил еще четвертое — исследование процессов разрушения (измельчения) и переноса материала горных пород и его транспортировки. Второй том своего труда А. Добре посвятил космическому эксперименту, который рассматривал как одно из звеньев геологического экспериментального исследования. Эти космические эксперименты А. Добре проводил, изучая, в частности, метеориты (второй раздел его труда носит название «Приложение экспериментальных исследований к изучению космических явлений»).

Все геологические эксперименты А. Добре разделил на две обширные группы, связанные, соответственно, с явлениями химическими и физическими (первая группа) и механическими (вторая группа). В области химических и физических явлений эксперименты А. Добре были применены к изучению «истории отложения металлов» (т. е. к условиям образования «металлических», рудных минералов) и к изучению метаморфических и изверженных пород. В области механических явлений опыты были направлены на изучение «истории» измельчения и транспортировки материала, исследование деформаций, в частности разрывов, сланцеватости и, наконец, были связаны с анализом процессов выделения теплоты, образующейся вследствие деформации горных пород. В более позднее время изучение тепла, возникающего при деформации горных пород, экспериментальными методами не осуществлялось. Таким образом, А. Добре не только обобщил предшествующий опыт и лично провел огромное число различных геологических экспериментов, но и очертил круг стоящих перед экспериментами задач, которые частично и до настоящего времени остались не решенными, хотя их важное значение невозможно оспаривать. Я имею в виду, в частности, опыты по превращению механической энергии в тепловую в процессе деформации горных пород.

Двадцатый век ознаменовался двумя наиболее существенными общими изменениями в развитии геологического эксперимента. Одно из них связано с открывшимися широкими перспективами использования высоких и сверхвысоких давлений и температур в эксперименте. Благодаря этому в лабораторных условиях была создана обстановка, реально отвечающая термодинамическим условиям всего диапазона давлений и температур, существующих в земном шаре. Впрочем, в этом отношении далеко не все еще сделано, вследствие чего, например, исследование деформации горных пород приходится и сейчас вести в условиях давлений не более 20 кбар в том случае, когда температуры повышаются до 500—600° С (Лучицкий и др., 1968).

Другое изменение определяется привлечением математических методов к интерпретации результатов экспериментального исследования. Это изменение выразилось, прежде всего, в создании современной теории моделирования геологических процессов, разработанной трудами Г. Кенигсбергера и О. Мората (Koenigsberger, Morath, 1913), М. Хабберта (Hubbert, 1937), Е. Н. Люстиха (1949), М. В. Гзовского (1954, 1963) и других исследователей. Вместе с тем начали проводить разнообразные исследования с целью разработки теории фазовых превращений и преобразования минералов в зависимости от термодинамических условий. Эти новые направления в исследовании сейчас развиваются достаточно интенсивно, хотя далеко не все возможности современной техники используются в области геологического эксперимента с необходимой полнотой.

Так или иначе, эти два новых направления определяют характерные черты современной эпохи в области геологического эксперимента. Они открыли возможность изучения поведения геологических объектов (горных пород, минералов и др.) в обстановке, отвечающей всему разнообразию условий, существующих в недрах земного шара. Это, вероятно, главное отличие современного геологического эксперимента от того, который был возможен в прошлом столетии.

Совершенно новые черты приобрели космические эксперименты после того, как Ю. А. Гагарин первым проник в космос, а советский вездеход начал обследование лунной поверхности. Однако эта область экспериментов лежит за рамками проблем, обсуждаемых в настоящей статье.

Применение эксперимента в различных областях геологии

Следуя широкому взгляду на геологию, необходимо рассмотреть, каковы главные особенности применения эксперимента в различных ее отраслях. В таком плане невозможно обсуждать все варианты экспериментов и придется ограничиться несколькими наиболее типичными примерами.

Прежде всего, следует указать, что имеются отрасли геологии, в которых эксперимент практически не применяется как метод исследования и где в процессе изучения геологических объектов опираются только на актуалистические методы, внося в них те или иные поправки. В этих поправках обычно учитывают несоответствие между различными данными, получаемыми в результате последовательного применения актуалистических построений. Так, например, если устанавливается, что некоторые живые организмы в настоящее время могут существовать только в определенной обстановке, а в ископаемом виде они встречаются среди отложений, ныне свойственных совсем другим условиям, то из этого может быть сделано два вывода. Либо в прошлом условия образования данного типа отложений были иными, либо изучаемые организмы обладали раньше большими адаптивными возможностями и могли сохранять жизнеспособность в различных условиях, а в дальнейшем утратили эту способность и ограничили ареалы обитания. Экспериментальными методами решить, какой из этих двух выводов правилен, по-видимому, невозможно. Длительность преобразования живых организмов в процессе эволюции измеряется такими интервалами времени, которые не могут быть воспроизведены в эксперименте, и никакие явления не могут заменить фактор времени, когда оно измеряется десятками, сотнями миллионов и даже миллиардами лет.

Исследование ископаемых животных и растительных организмов прошлых геологических периодов представляет, таким образом, огромные затруднения для применения экспериментальных методов. Не случайно, по-видимому, в палеонтологии, составляющей еще и в нашу эпоху главную опору современных представлений о возрасте различных отложений, эксперимент сейчас не находит себе места.

Совершенно иначе выглядит проблема применения эксперимента в литологии, где опыты по воссозданию условий образования осадков и, следовательно, по выяснению обстановок, в которых формируются различные отложения, широко признаны. В качестве примера, иллюстрирующего

принципиальное значение подобных экспериментов, можно привести хотя бы те данные, которые указаны Ф. Кюененом в его упомянутой выше статье (Кюенеп, 1965) в отношении так называемых «трещин усыхания». Опытами Ф. Кюенена было установлено образование подобных трещин в подводных условиях. Таким образом, экспериментальным путем было показано, что обычное представление о возникновении таких трещин в субаэральной обстановке, в результате усыхания, совершенно недостаточно для полного знания. Сейчас, после проведенных Ф. Кюененом опытов, можно утверждать, что этот вид трещин образуется не только в субаэральных, но и в подводных условиях. В данном случае опыт способствовал, следовательно, появлению новой информации, о которой раньше трудно было даже подозревать, опираясь на актуалистические построения. Однако литологические эксперименты, связанные с изучением условий образования осадков, не приводят к созданию новых материальных ценностей, поэтому непосредственное их значение представляется пока ограниченным.

Более эффективны в практическом отношении минералогические и петрографические эксперименты; вместе с тем они имеют исключительно большое теоретическое значение. Минералогические эксперименты обладают определенным преимуществом перед другими видами опытов потому, что они направлены на создание таких кристаллов и минералов, которые во многих случаях непосредственно применяются в важнейших отраслях народного хозяйства. Можно вспомнить, в частности, алмазы, рубины и другие ценные минералы. В то же время такие эксперименты позволяют получать чистые кристаллы, которыми природа далеко не часто награждает человека, хотя они играют исключительно важную роль в современной технике.

Несколько иной практический смысл имеют петрографические эксперименты. Их применение в промышленности связано с использованием техники каменного литья. Теоретическое же значение этих экспериментов исключительно велико и очевидно. Теория кристаллизационной дифференциации потому и стала ведущей теорией в петрографии, что она целиком опирается на экспериментальные исследования, связанные с плавлением и кристаллизацией изверженных горных пород в лабораторных условиях. К прежним исследованиям в этой области, начатым наиболее успешно Н. Боуэном (1934), в последнее время добавились принципиально новые эксперименты, использующие технику высоких давлений. Исследования Л. Ф. Верещагина (1956), Ю. Н. Рябиной, В. П. Петрова и других (1963) позволяют теперь изучать поведение силикатных расплавов в условиях, отвечающих большим глубинам. Проведенные в этом плане опыты, тесно связанные с исследованием фазовых превращений минералов, привели к открытию новых, ранее неизвестных модификаций кварца (Стишов, 1963), что вызывало необходимость принципиального пересмотра наших представлений о природе и строении земных недр. Таким образом, эксперименты в области минералогии и петрографии настолько выразительны по своей теоретической и практической направленности, что, пожалуй, могут служить образцом не только для других областей геологии, но и для экспериментальных исследований вообще. Эта особенность минералого-петрографических экспериментов и их успех объясняются в значительной мере тем, что они представляют собой систему опытов с объектами, которые изучаются в условиях, не требующих моделирования, сопровождаемого изменением параметров вре-

мени образования или размеров объекта. Благодаря этому создаются наилучшие условия для изучения объектов в обстановке, наиболее приближенной к наблюдаемой в природе.

Эксперименты иного типа, направленные не на созидание, а на разрушение, деформацию материалов, не столь наглядны, хотя практическое значение, например, экспериментального определения прочности материалов тоже очевидно. В экспериментах по деформации материалов возможны два варианта. Во-первых, можно проводить моделирование наблюдаемых в природе геологических структур, возникающих в результате деформации земной коры, или отдельных ее блоков. Во-вторых, могут быть поставлены опыты по деформации материалов, образующих горные сооружения, т. е. по деформации горных пород. Первая группа исследований имеет дело с такими объектами, которые по размерам и времени образования в огромное число раз (на многие порядки) превышают доступные в эксперименте соответствующие параметры модели. Здесь количество перерастает в качество, так как возможности изучения длительных процессов в течение короткого времени оказываются ограниченными; резкое изменение длительности процесса приводит к коренным качественным изменениям природы явлений. Совсем необычные эффекты получаются, например, при использовании импульсной техники; поэтому трудно и даже невозможно получить такие же результаты, привлекая обычный длительно протекающий процесс деформации материалов. Данным об изменении качественного состояния материалов под влиянием длительно протекающих процессов посвящена современная теория ползучести, позволяющая утверждать, что с изменением скорости деформации качественно изменяются особенности процесса преобразования деформируемого материала.

При моделировании складчатых и других тектонических структур приходится считаться с различными факторами. В эксперименте трудно не только повторить длительное течение процесса, но и найти подходящие для моделирования материалы. Оценивая свойства материалов, подвергаемых деформации, в теории подобия сейчас приходится оперировать такими недостаточно строгими понятиями, как, например, вязкость твердого тела, вязкость горных пород. В итоге в расчетах, опирающихся на данные о вязкости горных пород, получаются результаты, в соответствии с которыми для моделирования крупных геологических структур следует применять материалы с теоретически исчисленной вязкостью в пределах 10^0 — 10^8 пуаз (Гзовский, 1963, стр. 147). Эти пределы отвечают, таким образом, материалам, обладающим той же вязкостью, что и вода, т. е. распространяются на область жидкостей, принадлежащих к качественно иной группе объектов, чем материалы, слагающие геологические структуры. Особенности внутреннего строения этих материалов вообще не учитываются в современной теории подобия, требующей и в этом плане дальнейшего совершенствования. Следовательно, возникают разные затруднения при моделировании крупных геологических структур, формирующихся в течение многих десятков и сотен миллионов лет.

Для изучения малых структурных форм и деформаций горных пород возможен более строгий анализ, опирающийся на оценку поведения реальных материалов в обстановке, строго отвечающей термодинамическим и другим условиям, наблюдающимся в природе. Эксперименты такого рода достаточно точны в том случае, если относятся к процессам сравнительно ограниченной длительности. Для тех огромных интервалов вре-

мени, в течение которых протекают геологические процессы, даже в случае исследования деформации горных пород, трудно и даже невозможно повторить все те явления, которые реально осуществляются в недрах Земли. Примером могут служить данные о поведении кварца, который не удается пластически деформировать таким образом, как это наблюдается в метаморфических породах. По-видимому, в какой-то мере фактор времени может быть подменен в таких экспериментах нагревом, но теплота и время, конечно, не взаимозаменяемы.

В настоящее время приходится считаться с ограниченными возможностями опытов по деформации горных пород и относить их к существенно узкому интервалу времени. Тем не менее среди тектонических и вообще геологических экспериментов опыты по деформации горных пород относятся к наиболее точным и стоят на уровне минералогических и петрографических экспериментов. Недостаток этих опытов — невозможность созидать. Однако этот недостаток компенсируется необходимостью изучения прочностных свойств горных пород, которая диктуется развитием современной техники бурения и грядущей техникой аппаратуры, самостоятельно проникающей в недра Земли без каких-либо вспомогательных средств, непосредственно связывающих эту аппаратуру с поверхностью.

Важное место эксперимент занимает также в геофизике, что вполне естественно, так как эта область геологических знаний более, чем какая-либо иная, близка к физике, где эксперимент по праву с давних пор приобрел принципиальное значение. В геофизике с ее различными ветвями (сейсмометрия, гравиметрия, магнитометрия и т. д.) эксперимент необходим. Серьезным его отличием от рассмотренных выше следует считать то, что в геофизике главным является наблюдение над природными процессами, протекающими в настоящее время, и над явлениями, которые не отличаются от обычных, изучаемых физиками. Таким образом, в геофизике эксперимент относится к обязательным элементам общего научного исследования и его теоретическое значение несомненно. Менее нагляден практический смысл геофизических экспериментов, так как они не создают непосредственно никакие материальные ценности. В целом же по своей природе геофизические исследования сходны с теми, которые свойственны так называемой динамической геологии. Эта область знания, если считать ее самостоятельной, изучает современные процессы, обычно называемые геологическими. Такое название условно, так как невозможно отделить эти процессы от тех, которые исследуют метеорология, океанология, физическая география и другие науки. Тем не менее, если считать, что в геологии может быть выделена соответствующая отрасль, призванная изучать современные геологические процессы, то в ней можно ставить эксперименты, следовательно, в таком духе и с тем же эффектом, что и в геофизике. Динамической геологии доступны также эксперименты, направленные на моделирование современных геологических процессов.

В целом имеются разнообразные возможности для применения эксперимента в геологии, хотя они далеко неравнозначны в различных ее областях. Затруднения возникают, прежде всего, в том случае, если выясняется невозможность воспроизвести эксперимент в тот же интервал времени, в который изучаемый процесс протекает в природе. Наиболее наглядны такие затруднения в палеонтологии, но они свойственны и другим областям геологических знаний. В частности, невозможно точно

воспроизвести в лабораторных условиях такие процессы, которые приводят к образованию горных сооружений, к пластическому течению кварца при низких температурах и т. д. Хотя в некоторых случаях может помочь теория подобия, но она требует дальнейшей разработки и, прежде всего, увязки с современной теорией ползучести. Перспективы разработки теории подобия для моделирования длительных преобразований живой материи пока еще очень далеки от нас, если они окажутся вообще возможными в дальнейшем.

Однако есть еще другое, вероятно, главное, принципиальное затруднение с использованием эксперимента в геологии, затруднение совсем иного рода. Дело в том, что в геологии приходится сталкиваться с объектами, представляющими собой результат протекавших некогда процессов. Эти процессы сейчас уже недоступны прямому наблюдению и в каждом конкретном случае могут, во-первых, предполагаться, во-вторых, восстанавливаться по аналогии с теми современными, доступными наблюдению процессами, которые приводят к образованию продуктов, сходных с изучаемыми геологическими объектами. Таким образом, в геологии эксперимент вовлекается в систему построений, опирающихся на аналогии и предположения. Следовательно, трудности в применении эксперимента в геологии не ограничиваются тем, что приходится иметь дело с огромными, с трудом моделируемыми объектами и длительными процессами, приводящими к их образованию. Трудности определяются еще и тем, что сами процессы, о которых обычно идет речь в геологических построениях, являются предполагаемыми, а не непосредственно наблюдаемыми.

Место эксперимента в общей системе геологических построений

Определяя место эксперимента в общей системе геологических построений, необходимо, как показывает предшествующий обзор, учитывать, что при геологических исследованиях изучаются объекты, возникшие в результате процессов, протекавших в далеком прошлом, многие десятки, сотни миллионов или миллиарды лет назад. Наблюдать эти процессы сейчас уже невозможно. Вследствие этого при геологических исследованиях обычно определяются свойства этих объектов, их морфология, взаимоотношения, возраст, условия залегания, закономерности размещения и т. д. В ходе исследования выясняются также возможные аналогии изучаемых объектов с теми, которые в настоящее время формируются на земной поверхности вследствие различных, более или менее хорошо известных процессов. Изучение этих процессов может рассматриваться как вспомогательное средство для познания природы древних геологических объектов, разъясняющее способ их образования, происхождение или историю развития. Исключения составляют только геофизика и динамическая геология, включая неотектонику, которые могут исследовать непосредственно наблюдаемые современные процессы. Остальные области геологических знаний, такие как палеонтология, стратиграфия, тектоника, минералогия, литология, петрография и другие, имеют дело с объектами, возникшими в далекие геологические периоды времени в результате тех процессов, которые, оставив свои следы, безвозвратно утрачены для прямого наблюдения.

Вследствие таких особенностей геологии, в системе проводимых ею исследований постоянно возникает задача реконструкции процессов, вызвавших образование изучаемого объекта, что возможно только на основе аналогий с современными условиями, где подобные (а не те именно, которые были) процессы могут непосредственно наблюдаться и изучаться.

В итоге, в основе любых построений, связанных с выяснением происхождения и способа образования геологического объекта или процессов, приведших к его появлению, лежат аналогии. Прием построения такого рода аналогий с современными явлениями широко известен в геологии как метод актуализма. В том случае, когда соответствующие реконструкции представляют собой систему построений, расчлененных по возрастным подразделениям, возникает общее представление о смене во времени тех или иных процессов или явлений, и создается основа для разработки общей теории эволюции геологических процессов или, по крайней мере, для разработки историко-геологических концепций. Так или иначе, современная геологическая теория покоится на системе методических построений, опирающихся на аналогии.

В такой системе построенной эксперимент приобретает серьезнейшее познавательное значение, так как позволяет проводить сравнение с процессами, наблюдаемыми в искусственной — лабораторной — обстановке. Эти процессы могут быть разными: физическими, физико-химическими, химическими или иными. Важно, что они доступны наблюдению, так же как и их результаты, которые могут сравниваться с теми геологическими объектами, природу которых мы стремимся выяснить. Значение исследования таких процессов, следовательно, не отличается от того, которое, придается изучению современных процессов. В том и другом случаях изучаются явления, доступные прямому наблюдению, и с ними сопоставляются предполагаемые явления, происходившие в давно минувшие геологические эпохи. Таким образом, значение эксперимента как инструмента, помогающего расшифровать на основе аналогий природу изучаемого геологического объекта, уравнивается со значением метода актуализма. Существенны, следовательно, не частные оценки значения эксперимента в геологии; важно, что экспериментальный метод в геологии имеет то же познавательное значение, что и метод актуализма.

Этот вывод следует дополнить некоторыми пояснениями. Отличительной особенностью геологии является широкое использование метода аналогий, вовлекающего в исследование различного рода теоретические модели — гипотезы о происхождении объектов. Соответствующие модели часто являются достаточно сложными, вследствие чего с трудом интерпретируются математическими методами. Другая особенность геологии, отличающая ее от других наук, — невозможность наблюдать те процессы, которые создали в далеком прошлом изучаемые объекты. В такой ситуации возникает представление о конвергенции явлений, так как всегда определенной модели может быть противопоставлена другая, отличная от первоначально созданной. Преимущества какой-либо одной из этих моделей бывает трудно доказать, поэтому, естественно, рождается идея, что таких моделей существует несколько и что каждая из них отвечает отдельной группе объектов. В сущности, представление о конвергенции геологических явлений относится к обычным результатам решения обратной задачи. Поскольку известен конечный результат, может быть предложен ряд приводящих к нему условий. Выяснить, какие слв-

чаи принадлежат к явлениям конвергенции, а какие относятся к различным вариантам объяснений одного и того же явления, не легко, а представление о конвергенции освобождает исследователя от необходимости более глубокого изучения объекта. В решении этой проблемы не может помочь ни сравнение древних явлений с современными, ни эксперимент. Тот и другой методы опираются на аналогии, которые могут содействовать расширению познаний, но не служат обоснованием, доказывающим правомерность тех или иных построений и взглядов.

Во всяком случае, в такой системе построений эксперимент, так же как и метод актуализма, поскольку тот и другой опираются на аналогии, не может дать бесспорного решения задач, хотя обычно именно этого от него ждут. Не оценивая реальных возможностей метода и действительного его значения, на эксперимент возлагают, таким образом, задачу, ему не соответствующую, и считают, что экспериментальным методом может быть безусловно доказано то или иное теоретическое представление. Однако это так же невозможно, как вообще невозможно доказать какое-либо представление путем аналогий.

Экспериментальные методы в геологии дают лишь эталоны, образцы, сравнивая с которыми можно утверждать возможность или малую вероятность того или иного толкования природных явлений. В зависимости от конкретных ситуаций эксперимент в одних случаях может оказаться более действенным, чем метод актуализма, в других — менее действенным. В частности, когда исследование затрагивает глубокие недра Земли, метод актуализма становится бессильным в толковании ряда явлений, тогда как экспериментальный метод позволяет создавать модели соответствующих геологических объектов и изучать их в условиях строго отвечающих глубинным зонам. Экспериментальным методом могут быть, кроме того, ограничены различные построения, основанные на использовании метода актуализма, о чем свидетельствует, в частности, упомянутый выше опыт Ф. Кюенена с «трещинами усыхания». В подобных случаях эксперимент обеспечивает получение новой информации. Таким образом, в отдельных случаях, а также при разработке некоторых проблем, среди которых важнейшее место занимает исследование глубинного строения земных недр, эксперимент становится орудием более мощным, чем актуалистический метод.

Известно, что «заключение по аналогии, т. е. от выясненного частичного сходства между предметами к более глубокому и разностороннему сходству между ними, не может сообщить достоверность, но часто наводит на догадки, правильность или ошибочность которых должна быть выяснена дальнейшим исследованием и проверкой» (Большая Советская Энциклопедия, т. 2, 1950, стр. 352). Эту оценку метода аналогии следует иметь в виду при рассмотрении значения эксперимента в геологии. Экспериментальный метод исследования геологических объектов, так же как метод актуализма, является частным, но важнейшим звеном индуктивного анализа, составляющего лишь один из элементов общего материалистического познания диалектической природы геологических явлений.

ЛИТЕРАТУРА

- Боуэн Н. Л.* 1934. Эволюция изверженных пород. ОНТИ.
Бэрналл Дж. Д. 1956. Наука в истории общества. М., ИЛ.
Верецагин Л. Ф. 1956. Высокие давления в технике будущего. М., Изд-во АН СССР.
Гзовский М. В. 1954. О задачах и содержании тектонофизики.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3.
Гзовский М. В. 1963. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, ч. III, IV. М., Изд-во АН СССР.
Косыгин Ю. А. 1963. О положении геологии среди других наук и об основных проблемах современной геологии.— Геол. и геофиз., № 8.
Луцицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д., Надолинный В. А. 1968. Деформация мрамора в субкрупальной обстановке.— Докл. АН СССР, 179, № 4.
Люстих Е. Н. 1949. Условия подобия при моделировании тектонических процессов.— Докл. АН СССР, 64, № 5.
Рябинин Ю. Н., Петров В. П., Марков В. К., Лифшиц Л. Д., Делицин И. С. 1963. Дальнейшие сведения об условиях образования плотной модификации кремнезема при высоких давлениях и температурах.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
Стишов С. М. 1963. Природа границы Мохоровичича.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1.
Daubrée O. 1879. Etudes scientifique de Géologie expérimentale. Paris.
Haug E. 1907. Traité de géologie, v. I. Paris.
Hubbert M. K. 1937. Theory of scale models as applied to the geologic structures.— Bull. Geol. Soc. America, 48, N 10.
Hutton J. 1795. Theory of the Earth with proofs and illustrations. Edinburgh.
Koenigsberger G., Morath O. 1913. Theoretische Grundlagen der experimentalen Tectonix.— Z. Dtsch. geol. Ges., 65.
Kuenen Fh. H. 1965. Value of experiments in geology.— Geol. an mijnbouw.

О СВЯЗИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ДНА ОКЕАНОВ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ

П. А. Безруков

Исследования связей полезных ископаемых суши с разнообразными тектоническими структурами, начатые еще на заре геологии, на протяжении последнего столетия получили многостороннее развитие и дали грандиозные научные и практические результаты. В послевоенные годы большие успехи достигнуты и в изучении связей с тектоникой некоторых полезных ископаемых, скрытых под континентальными шельфами. Но пока еще мало освещены соотношения с тектоническими структурами минеральных богатств глубокого океана, особенно за пределами подводных окраин континентов. Это обусловлено тем, что изучение полезных ископаемых обширных океанских областей находится еще на ранних предпоисковых, стадиях (хотя, например, глубоководные залежи марганцевых конкреций известны с конца прошлого века, а в последние годы изучаются особенно интенсивно).

В настоящее время мы переживаем эпоху бурной «вспышки» геологических и геофизических исследований в океанах. Поток новых фактов, выявленных при этих исследованиях, уже оказал существенное влияние на развитие представлений о строении и истории Земли в целом, Тем не менее геологическая изученность даже поверхности дна океанов продолжает оставаться в тысячи раз меньшей, чем поверхности суши, а сравнивать изученность недр океанского ложа и континентов до начала постановки бурения в океанах вообще почти невозможно.

Между тем с каждым годом появляются все новые и новые прямые и косвенные сведения, нередко весьма неожиданные, о присутствии в глубоководных частях морей и океанов разнообразных полезных ископаемых (нефть, газ, марганцевые, железные и полиметаллические руды, фосфориты, соли и др.). Сейчас уже можно не сомневаться в том, что в осадочной толще океанов, даже далеко за пределами континентальных окраин, находятся крупные скопления различных видов минерального сырья, большая часть которых, вероятно, еще не выявлена, и что некоторые из них в недалеком будущем приобретут экономическое значение.

Менее благоприятны геологические предпосылки для отыскания на

больших глубинах океанов сколько-нибудь значительных месторождений полезных ископаемых, связанных с магматическими породами, которые обнажаются местами из-под покрова осадков на вершинах и склонах подводных вулканических хребтов и гор, в зонах крупных разломов, в рифтовых долинах. Следует иметь в виду, что магматические породы любого происхождения, в том числе и мантийного, на суше по петрографическому составу во много раз разнообразнее, чем в океанах (где доминируют базальты), и занимают неизмеримо большие пространства на поверхности Земли по сравнению с их прерывистыми выходами на дне. Поэтому поиски на больших океанских глубинах новых месторождений среди магматических пород, особенно среди ультраосновных, гораздо менее перспективны, чем на континентах. Основное внимание в глубоководных областях океанов могут привлекать к себе полезные ископаемые, приуроченные не к магматическим, а к осадочным породам. Как показывают недавние открытия во впадинах Красного моря, с глубоководными осадками бывают связаны и скопления руд гидротермального генезиса.

Во всяком случае, необходимо продолжать изучение закономерностей распространения полезных ископаемых на дне океанов в самых различных геологических условиях, подходя к данной проблеме с позиций не только литологии, петрологии или геохимии, но и тектоники.

В настоящей статье я рассматриваю только некоторые черты соотношения полезных ископаемых океанов с тектоническими структурами и связанными с ними геологическими формациями (за пределами подводных окраин континентов). Вопросы нефтегазосности океанских областей будут при этом затронуты лишь очень кратко, поскольку они недавно были подробно освещены в работах М. К. Калинин (1969, а, б).

Среди кайнозойских осадочных формаций океанов по тектоническим признакам выделяются пять крупнейших классов (Безруков, Мурдмаа, 1971): 1) формации эпиконтинентальные (подводных окраин континентов, т. е. шельфов, и континентальных склонов); 2) формации приконтинентальные (подножий континентальных склонов и смежных частей океанских котловин, вне пределов современных геосинклинальных поясов); 3) формации геосинклинальных систем (островных дуг и сопряженных с ними котловин окраинных морей и глубоководных желобов); 4) формации талассократонов (котловин, хребтов и поднятий ложа океанов); 5) формации срединно-океанских хребтов.

Почти в каждом из этих крупнейших классов можно выделить несколько типов формаций, а также конкретные формации, приуроченные к определенным тектоническим структурам дна. Можно предполагать, что каждому классу и типу формаций свойственны специфические комплексы полезных ископаемых. В недрах океанского дна могут присутствовать также полезные ископаемые, связанные с более древними формациями и погребенными структурами иного происхождения.

Подводные окраины континентов, на особенностях которых я не буду останавливаться, по строению земной коры, характеру тектонических структур и составу формаций близки к континентам и содержат в своих недрах также весьма разнообразные полезные ископаемые. Среди них наибольшее промышленное значение имеют месторождения нефти и газа. Общеизвестно, что многие крупнейшие нефтегазоносные бассейны и структуры континентов продолжают в области шельфов (где они обычно становятся более продуктивными) и в области континентальных

склонов. В настоящее время добыча нефти из подводных месторождений превышает 17%, а газа — 9% общей их мировой добычи. В некоторых районах не только шельфов, но и склонов обнаружены диапировые структуры и доказано присутствие под кайнозойскими морскими формациями древних, чаще всего мезозойских соленосных отложений. К шельфам приурочены эксплуатируемые месторождения углей, железных руд, серы, россыпи многих ценных минералов, скопления желваковых фосфоритов и другие полезные ископаемые, а также залежи пресных артезианских вод.

За пределами подводных окраин континентов находится область ложа океанов, по строению земной коры отличающаяся от континентов. Ее периферические части, непосредственно примыкающие к континентальным склонам, в последнее время принято называть континентальными (материковыми) подножиями (*continental rises*) (Хейзен и др., 1962). Морфологически — это аккумулятивные шлейфы, переходящие в сторону океана в плоские абиссальные равнины (с максимальными глубинами у их внешнего края до 5,5 км). Они сложены мощными (многие сотни метров или, чаще, несколько километров) кайнозойскими (или мезозойско-кайнозойскими) толщами преимущественно терригенных обломочно-глинистых отложений, нередко с прослоями турбидитов и пачками биогенных осадков, кремнистых в высоких широтах (близ Антарктиды) и карбонатных в более низких. Это — приконтинентальные глубоководные формации. Они залегают, по-видимому, на коре океанического типа, причем основание их обычно глубоко прогнуто. Приконтинентальные формации развиты вдоль обоих континентальных склонов Атлантики, почти по всей периферии Индийского океана (а в наиболее типичном виде — в Аравийском море и Бенгальском заливе), вдоль всего подножия континентального склона Антарктиды, на значительной площади дна Северного Ледовитого океана. Распространение их в основном вблизи древних или молодых континентальных платформ, за пределами поясов современного активного вулканизма и интенсивной сейсмической деятельности не позволяет считать эти формации (и соответствующие им тектонические зоны) геосинклинальными, хотя некоторые ученые и применяли такую терминологию по отношению, например, к мощным осадочным толщам восточного континентального подножия Северной Америки или Аравийского моря.

Осадочные формации континентальных подножий и абиссальных аккумулятивных равнин в настоящее время многими учеными рассматриваются, по крайней мере в некоторых районах, как потенциально нефтегазоносные (Калинко, 1969 а, б; Emery, 1969; McKelwey, Wang, 1969; Schneider, 1969; и др.). Входящие в их состав осадки, находящиеся, как правило, в условиях восстановительной среды, нередко обогащены органическим веществом, особенно в зонах подъема и высокой биологической продуктивности вод, как это имеет место, например, близ побережий Западной Африки, в Аравийском море, вблизи Антарктиды и в некоторых других областях.

Во многих районах континентальных подножий и периферических абиссальных равнин, например в ряде пунктов вдоль Западной Африки (Rona, 1969; и др.), в Бискайском заливе, к западу от Ирландии, к востоку от Лабрадора, к югу от Большой Ньюфаундлендской банки, в Мексиканском заливе, геофизическими исследованиями обнаружены на больших глубинах типичные диапировые структуры, что позволяет пред-

полагать залегание здесь под морскими осадками соленосных толщ (мезозойского возраста). При глубоководном бурении в 1968 г. с судна «Гломар Челленджер» на одном из подводных холмов Сигсби на дне Мексиканского залива, на глубине моря 3572 м, было доказано, что этот холм действительно представляет собой соляной купол, и на расстоянии 144 м от поверхности дна в нем в породах келрока обнаружены включения нефти и серы (Ewing a. oth., 1969). В 1970 г. на дне Мексиканского залива с борта того же судна пробурено еще 13 скважин и подтверждено наличие в недрах дна залива залежей газа (Worzel a. oth., 1970).

Вполне возможно нахождение нефти и газа в диапировых структурах и в других вышеперечисленных районах континентального подножия, которые сейчас интенсивно изучаются.

Глубоководные залежи нефти и газа в будущем, по-видимому, приобретут практическую ценность; что же касается солей, то для них это менее вероятно.

Помимо нефти, газа, серы, солей, присутствие в областях континентальных подножий признаков других полезных ископаемых пока не отмечено.

Тектоническое строение периферической части Тихого океана намного сложнее, чем других океанов. Вокруг Тихого океана протягивается кайнозойский подвижный пояс, состоящий из сложной системы горных хребтов и островных гряд, увенчанных действующими вулканами, и сопряженных с этими положительными структурами глубоких котловин и желобов. Согласно взглядам большинства исследователей, это — современная геосинклинальная система. Тектоника всего Тихоокеанского пояса земной коры в последнее время наиболее подробно освещена в работах Ю. М. Пушаровского (1968, и др.), а тектоническое строение его северной и западной частей, включая моря Индонезии, отражено на «Тектонической карте Евразии» (1965), составленной под руководством А. Л. Яншина. В объяснительной записке к этой карте — монографии «Тектоника Евразии» (1966) — А. Л. Яншиным, в частности, был дан краткий обзор развитых на площади морской части карты полезных ископаемых, прежде всего месторождений нефти и газа.

Краткая характеристика кайнозойских океанских осадочных формаций Тихоокеанского геосинклинального пояса дана в монографии «Осадкообразование в Тихом океане» (1970) и в вышеупомянутой статье (Безруков, Мурдма, 1971).

В котловинах окраинных морей и в океанских желобах развиты мощные (максимально до 2—3 км) терригенные, биогенно-терригенные и вулканокластические формации, очень часто содержащие прослои турбидитов. Они имеют некоторые черты сходства с приконтинентальными глубоководными формациями других океанов, но существенно отличаются от них обилием вулканогенного материала. Эти формации также могут рассматриваться, по крайней мере в некоторых районах, как потенциально нефтегазоносные, что отмечается в последнее время в ряде обобщающих работ (Калинко, 1969 а; McKelvey a. Wang, 1969; и др.). Четвертичные осадки этих формаций также находятся в условиях восстановительной среды, а в зонах подъема глубинных вод обычно обладают повышенным содержанием органического вещества (Етегу, 1969; Осадкообразование в Тихом океане. 1970; и др.).

Интересно отметить, что на дне юго-восточной части Берингова моря недавно на глубине 1860 м выявлены диапировые (или диапироподоб-

ные) структуры, но обнаружившие их ученые осторожно указывают, что эти структуры могут быть связаны с внедрением в кайнозойскую осадочную толщу как солей, так и глинистых сланцев (Scholl, Marlow, 1970). Присутствие соленосных отложений в депрессиях описываемой тектонической области местами возможно, но пока нигде не доказано.

Менее вероятно нефтегазоносность вулканокластических (андезитовых) формаций геоантиклиналей островных дуг, но не исключена возможность присутствия локальных скоплений нефти и газа в рифовых (кораллово-водорослевых) субформациях, развитых над некоторыми подводными хребтами этой тектонической зоны. Как известно, признаки нефти и газа недавно обнаружены даже в такой отдаленной от континентов островной гряде, как внешняя островная гряда архипелага Тонга.

Можно предполагать также наличие локальных рудопроявлений гидротермального типа (на разных глубинах океана) на склонах действующих наземных и подводных вулканов островных гряд.

Рассмотрим полезные ископаемые нормального океанского ложа, или талассократонов. Как известно, талассократонами принято называть стабильные (асейсмичные) области ложа океана, ранее называвшиеся океаническими платформами. Новое название, как и прежде, представляется не совсем удачным (стабильность ложа океанов весьма относительна и, во всяком случае, далеко не повсеместна), и я употребляю его, вслед за большинством тектонистов, из-за отсутствия лучшего термина.

В пределах талассократонов (за пределами их окраинных частей, тесно связанных с континентальными подножиями) выделяются две большие группы осадочных формаций: а) глубоких океанских котловин, б) океанских вулканических хребтов и других поднятий дна. Обе группы могут быть отнесены в основном к категории пелагических формаций.

Для океанских котловин (ниже критической глубины карбонатнакопления) характерны глинистые и глинисто-кремнистые формации сравнительно небольшой мощности (максимально до 600 м, а чаще до 200—100 м и меньше), причем слагающие их осадки обладают низким содержанием органического вещества, находящегося в стадии относительно глубокого разложения. Поэтому, а также учитывая литологический состав осадков, эти формации нельзя рассматривать как потенциально нефтегазоносные. Для положительных тектонических структур талассократонов характерны карбонатные (а местами карбонатно-вулканокластические — базальтовые) формации несколько большей, но также весьма изменчивой мощности, по-видимому, залегающие, как правило, непосредственно на вулканических цоколях этих структур. Нефтегазоносность их также весьма сомнительна.

Среди полезных ископаемых пелагических формаций океанского ложа в настоящее время главное внимание привлекают к себе скопления железо-марганцевых конкреций, покрывающие огромные пространства дна Тихого, Индийского и, в меньшей мере, Атлантического океанов. В последние 10—15 лет они более подробно изучались советскими экспедициями на «Витязе», а также некоторыми экспедициями США и Англии (Скорнякова, Зенкевич, 1961; Безруков, 1962; Скорнякова, Андрущенко, 1964; Андрущенко, Скорнякова, 1967; Страхов и др., 1968; Мери, 1969; Бонатти, Нейаду, 1969; Стопан, Тоомс, 1969; Тихий океан, 1970; и др.). Следует отметить, что интерес к глубоководным марганцевым конкрециям связан не только с тем, что изучение их дает очень много для познания процессов осадко- и рудообразования в океанах. В последнее время

их стали рассматривать как многокомпонентные руды, перспективные с точки зрения практического использования (Меро, 1969), и в этом направлении в США и Японии уже ведется техническая подготовка.

Остановлюсь на некоторых особенностях размещения залежей марганцевых конкреций, базируясь на вышеупомянутых работах и личных наблюдениях в нескольких экспедициях в двух океанах.

Конкреции распространены в океанах в довольно разнообразной тектонической обстановке, среди осадков различного литологического состава. Наибольшие площади они занимают на дне удаленных от континентов глубоких (4, 5—6 км) котловин, характеризующихся расчлененным, холмистым рельефом и низкими темпами седиментации. Они залегают здесь чаще всего среди эвпелагических и цеолитовых глин, а нередко и среди слабокремнистых диатомово-радиоляриевых илов. На глубинах менее 4,5 км они встречаются и среди карбонатных фораминиферовых пелагических осадков. Наряду с этим марганцевые конкреции и корки присутствуют на различных поднятиях дна, на глубинах до 2—1 км и меньше, причем здесь они иногда располагаются непосредственно на базальтах или древних (литифицированных) вулканокластических и карбонатных породах. На поверхности базальтов и палагонитовых туфов марганцевые корки нередко находились и на больших глубинах. На плоских абиссальных аккумулятивных равнинах, особенно покрытых терригенными илами, конкреции рассеяны редко, либо вовсе отсутствуют.

Для всех, даже основных, рудоносных площадей характерна большая и е р а в н о м е р н о с т ь распространения конкреций, особенно отчетливо выжившаяся в результате детальных полигонных исследований, проводившихся в 43-м (1968 г.) и 48-м (1970 г.) геологических рейсах «Витязя» в центральной части Тихого океана. Так, например, в отдельных районах Южной и Центральной котловин наибольшие весовые концентрации конкреций достигают 50—70 кг/м², но на смежных участках дна на близких глубинах они местами отсутствуют. На некоторых гайотах в системе гор Маркус-Неккер (Срединно-Тихоокеанских гор) мощность марганцевых корок на поверхности коренных пород достигает 10—15 см и даже больше (примерно 200—300 кг рудной массы на 1 м²), тогда как на соседних горах рудные корки и конкреции также почти отсутствуют. Такая неравномерность количественного распространения конкреций (и рудных керок), сопровождаемая часто изменчивостью их форм, текстур и размеров, могла быть обусловлена как различной интенсивностью, так и различной продолжительностью рудного процесса (или сочетанием того и другого), а также другими геологическими факторами.

Кроме поверхностного слоя осадков, конкреции на дне котловин неоднократно были найдены в виде прослоев и в более древних (плейстоцен, плиоцен) горизонтах эвпелагической глинистой марганценосной формации. При глубоководном бурении в Атлантическом океане в 1968 г. они встречены в скважине 9А на глубине 833 м от поверхности дна (при глубине океана 4981 м) в обогащенных железом и марганцем цеолитовых глинах верхнего мела, залегающих над базальтами (Peterson a. oth., 1970). Позднее конкреции и оруденелые осадки были обнаружены над базальтами и в нескольких других буровых скважинах.

Таковы, кратко, некоторые данные о распространении марганцевых конкреций в глубоководных областях океанов. Уже из этих данных можно сделать вывод о преимущественной приуроченности скоплений конкреций к определенным типам тектонических структур дна и геологичес-

ких формаций. Но вывод этот пока слишком общий; для его конкретизации необходимо привлечение дополнительных сведений, вытекающих прежде всего из литолого-геохимических исследований как самих конкреций, так и вмещающих их осадков. Такие исследования проводились различными учеными с разной степенью детальности, но выводы из них остаются пока неоднозначными. Это, по-видимому, в значительной мере обусловлено тем, что существует несколько источников поступления железа, марганца и других металлов (никель, медь, кобальт и др.) на дно океана, и тем, что разные авторы придают ведущую роль в рудообразовательном процессе обычно какому-то одному источнику, недооценивая другие.

Не рассматривая историю вопроса в целом, отмечу, что в настоящее время часть ученых считают основным источником поступления марганца и других металлов в глубоководные осадки подводный вулканизм. Крайними выразителями этого представления являются Э. Бонатти и Р. Нейаду (1969). Близкая точка зрения разделяется и некоторыми советскими учеными. Н. М. Страхов, наоборот, главную роль отводит поступлению этих элементов с суши и в доказательство приводит много убедительных аргументов (Страхов и др., 1968). Такая же точка зрения обосновывалась в работах и ряда других исследователей, которые вместе с тем отмечали, что в отдельных районах океанов вероятно поставка рудного вещества вулканическими эксгаляциями, а также в результате подводного выветривания вулканического материала на дне (Скорнякова, Андрущенко, 1964; Арениус и др., 1969; Осадкообразование в Тихом океане, 1970). В последнее время накапливаются дополнительные материалы, подтверждающие эти представления. Появились новые факты, свидетельствующие о приуроченности некоторых крупных скоплений железо-марганцевых конкреций и оруденелых рыхлых осадков к зонам разломов. Многоэтапность роста конкреций и рудных корок, наблюдаемая часто при их петрографическом изучении, в ряде случаев могла быть обусловлена колебаниями в поставке рудного вещества гидротермами. Присутствие признаков оруденения в основании осадочной толщи непосредственно над базальтами, отмеченное при глубоководном бурении, также говорит о локальной связи рудного процесса с поствулканической гидротермальной деятельностью. Если эти выводы справедливы, то мы получаем дополнительные данные о роли в глубоководном рудонакоплении подводного вулканизма, а следовательно, и о связи этого процесса с тектоникой. Во всяком случае, дальнейшие исследования тектонических условий образования железо-марганцевых конкреций представляются важными и перспективными.

В области срединно-океанских хребтов наиболее ярким примером связи гидротермального оруденения с тектоникой могут служить своеобразные железисто-марганцовисто-карбонатные осадки Восточно-Тихоокеанского поднятия (Скорнякова, 1964; Bostrom, Peterson, 1969). Они приурочены к осевой части этого поднятия — рифтовой зоне, характеризующейся повышенными величинами теплового потока из недр земной коры и высокой сейсмической активностью (Менард, 1966). Содержание железа в этих осадках (в пересчете на бескарбонатное вещество) достигает 25—30%, а марганца — 7—9%. Помимо железа и марганца, в осадках обнаружены повышенные концентрации кадмия, бора, ванадия, хрома, меди и цинка. В других пунктах рифтовой зоны того же поднятия встречены железо-марганцевые рудные корки (Bonatti, Joensuu, 1966).

Особенно крупные залежи глубоководных железорудных осадков гидротермального типа, связанные с рифтами, открыты во впадинах Красного моря на глубинах около 2200 м (Батулин и др., 1969; Degens, Ross, 1969; и др.). Но поскольку настоящая статья касается полезных ископаемых только дна океанов, я не буду останавливаться на их характеристике. Отмечу только, что они обогащены цинком и медью.

Среди магматических пород, выходящих в рифтовых зонах системы срединно-океанских хребтов, в Индийском океане были найдены небольшие сульфидные прожилки с содержанием меди до 5% (Батулин, 1970).

Из других полезных ископаемых океанского ложа значительный интерес представляют древние фосфориты, по-видимому, миоценового возраста, развитые на подводных горах в центральной части Тихого океана. Они отличаются по петрографическим признакам, условиям залегания и распространения от желваковых фосфоритов, давно известных на некоторых континентальных шельфах.

В 1968 г. в 43-м рейсе «Витязя» фосфориты и различные фосфатсодержащие породы были обнаружены на нескольких гайотах в горной системе Маркус-Неккер (Срединно-Тихоокеанских горах), а также на отдельных горах в Северо-Западной котловине (Безруков и др., 1969). В 1970 г. в 48-м рейсе «Витязя» было установлено, что аналогичные фосфатные породы распространены в центральных частях Тихого океана в пределах огромной площади. Расстояние между крайними точками их нахождения составляет по широте более 3500 км, по долготе — более 5500 км (рисунок).

В северном полушарии они найдены на многочисленных гайотах в системе Срединно-Тихоокеанских гор (почти от Гавайских островов до Идзу-Бонинского желоба) и у южной оконечности цепи Императорских подводных гор. В пределах этого обширного района нет ни одной обследованной нами драгировками подводной горы, на которой не были бы встречены в том или ином виде или количестве фосфатные породы. В южном полушарии, где было обследовано всего несколько подводных гор, они встречены лишь в двух пунктах: на склоне плато Манихики и на подводной горе к югу от о. Раротонга. Глубины, с которых были подняты пробы фосфатных пород, колебались от 350 (гайот Милуоки) до 3500 м, а чаще всего — от 1000 до 2500 м. Во вторичном залегании они были встречены близ подножий отдельных гор на глубинах более 5000 м.

В пробах, полученных тралами, драгами и дночерпателем, фосфориты ассоциируются с довольно разнообразными породами: древними кораллово-водорослевыми и фораминферовыми известняками, гиалокластитами (палагонитовыми туфами и туфобрекчиями), миндалекаменными базальтами и гиалобазальтами. Как фосфориты, так и сопутствующие им породы подняты в виде глыб и более мелких обломков, как правило не окатанных и покрытых с поверхности корками или пленками гидроокислов марганца и железа. Очень часто фосфатные породы слагают ядра марганцевых конкреций. Некоторые глыбы и более мелкие обломки этих пород, несомненно, были оторваны от коренных обнажений, другие представляли собой камни, отделившиеся от коренного субстрата, или осыпи на склонах.

Среди фосфатных пород выделяется несколько типов: 1) фосфориты — плотные породы белого, коричневого или зеленовато-серого цвета (содержащие до 32% P_2O_5); 2) фосфатизированные кораллово-водорослевые и фораминферовые известняки; 3) фосфато-кремнистые породы;

ЛИТЕРАТУРА

- Андрущенко П. Ф., Скорнякова Н. С. 1967. Текстурные особенности железомарганцевых конкреций Тихого океана и их минеральный состав. В кн. «Марганцевые месторождения СССР». М., «Наука».
- Аррениус Д., Мерио Д., Коркиш Я. 1969. Происхождение марганцевых минералов. В кн. Д. Мерио. «Минеральные богатства океана». М., «Прогресс».
- Батурич Г. Н. 1970. Новые типы глубоководных руд в океане.— Природа, № 9.
- Батурич Г. Н., Коченов А. В., Тримонис Э. С. 1969. О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море.— Океанология, № 3.
- Безруков П. Л. 1962. Распределение железомарганцевых конкреций на дне Индийского океана.— Океанология, № 6.
- Безруков П. Л., Андрущенко П. Ф., Мурдмаа И. О., Скорнякова Н. С. 1969. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 185, № 4.
- Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. 1971. Осадочные формации океанов. В кн. «История Мирового океана». М., «Наука».
- Бонатти Э., Нейаду Р. 1969. Происхождение марганцевых конкреций на дне океана. В кн. Д. Мерио «Минеральные богатства океана». М., «Прогресс».
- Калинко М. К. 1969а. Перспективы нефтегазоносности шельфовых и других акваторий и некоторые закономерности распределения в них месторождений нефти и газа.— Сов. геол. № 12.
- Калинко М. К. 1969б. Нефтегазоносность акваторий моря, М., «Недра».
- Менард Г. У. 1966. Геология дна Тихого океана. М., «Мир».
- Мерио Д. 1969. Минеральные богатства океана. М., «Прогресс».
- Осадкообразование в Тихом океане. В кн. «Тихий океан», т. VI, кн. 1, 2. М., «Наука», 1970.
- Пуцаровский Ю. М. 1968. Тихоокеанский тектонический пояс земной коры. В сб. «Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий». М., «Наука».
- Скорнякова Н. С. 1964. Рассеянные железо и марганец в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., № 5.
- Скорнякова Н. С., Зенкевич Н. Л. 1961. Распределение железомарганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана.— Океанология, № 1.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. 1964. Железомарганцевые конкреции Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., № 5.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С. 1968. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса.— Труды ГИН АН СССР, вып. 185.
- Тектоническая карта. Евразия. Масштаб 1 : 5 000 000. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., изд. ГИН АН СССР, ГУГК МГ СССР. 1966.
- Тектоника Евразии. Гл. ред. А. Л. Яншин. М., «Наука», 1966.
- Хейзен Б., Гарп М., Юинг М. 1962. Дно Атлантического океана. М., ИЛ.
- Bonatti, Joensuu. 1966. Deep-sea iron deposits from the South Pacific.— Science, 154, N 3749.
- Bostrom K., Peterson M. N. A. 1969. The origin of aluminum-poor ferromanganous sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise.— Marine geol., N 5.
- Cronan D. S., Tooms J. S. 1969. The geochemistry of manganese nodules and associated pelagic deposits from the Pacific and Indian Oceans.— Deep-Sea Res., 16, N 4.
- Degens E. T., Ross D. A. 1969. Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. N. Y.
- Emery K. O. 1969. Continental rises and oil potential.— Oil and Gas J., 67, N 19.
- Ewing M., Worzel L., Beall A. O., Berggren W. A., Bukry D., Burk C. A., Fisher A. G., Pessagno E. A. 1969. Initial reports of the deep-sea drilling project, vol. I. Washington.
- McKelvey, Wang F. F. H. 1969. World subsea mineral resources. Department of the Interior U. S. Geological Survey. Washington, D. C.
- Peterson M. N. A., Edgar N. T., Borch C. C. von. 1970. Cruise leg summary and discussion. Initial reports of the deep-sea drilling project, vol. II. Washington (U. S. Gov. Printing Office).
- Rona P. A. 1969. Possible salt domes in the deep Atlantic of North-West Africa.— Nature, 224, N 5215.
- Schneider E. D. 1969. The deep-sea — a habitat for petroleum.— Under-Sea Techn., N 10.
- Scholl D. W., Marlow M. S. 1970. Diapirlike structures in southeastern Bering Sea.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 54, N 9.
- Worzel L. a. oth. 1970. Deep-sea drilling project: leg 10.— Geotimes, 15, N 6.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА ОБРАЗОВАНИЯ УГЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

П. П. Тимофеев

Угленосные формации представляют собой наиболее широко распространенные осадочные образования, достоверно известные с девона до современных. Однако в последнее время, главным образом работами академика А. В. Сидоренко и его сотрудников (ГИН АН СССР), установлено, что многие докембрийские метаморфизованные толщи являются типичными осадочными породами, содержащими то или иное количество углеродистого вещества. Его большая часть, по их мнению, имеет органическое происхождение и встречается как в рассеянном, так и концентрированном виде. В первом случае органическое вещество подчеркивает текстурные особенности, в частности различные типы косой, косо-волнистой и горизонтальной слоистости, а во втором — образует слои, прослой и линзы, в той или иной мере обогащенные минеральной примесью. Не исключено, что в самом недалеком будущем мы сможем говорить об аналогах угленосных формаций в древних образованиях. Эти новые факты, являясь принципиальными по существу, позволят нам более объективно заглянуть в глубь истории Земли и научно подойти к расшифровке эволюции и причинных связей между осадконакоплением и тектоническим режимом областей седиментации, с одной стороны, и развитием структур земной коры — с другой.

Роль изучения угленосных формаций в общем процессе познания геологических закономерностей образования земной коры очень велика. Они обладают многими своеобразными чертами строения и вещественного состава, что резко отличает их от других осадочных формаций. Это, прежде всего, их полифациальность, которая определяется по многочисленным наборам литологических типов пород, включая вулканогенные и вулканогенно-осадочные, имеющих широкий генетический диапазон от разнообразных континентальных условий до типичных морских. Другая типичная черта угленосных формаций — частая фациальная изменчивость на весьма коротких расстояниях, особенно характерная для континентальных (речные, озерные, делювиально-пролювиальные и др.) и

прибрежно-морских (подводная дельта, лагуны, заливы, прибрежное подвижное открытое морское мелководье и т. п.) условий седиментации. Наконец, угленосные формации, в значительно большей степени, чем какие-либо другие, обладают довольно четко выраженной ритмичностью вообще и циклическостью в частности. Все это вместе взятое создает благоприятную основу для восстановления былых ландшафтов, выяснения их соотношений и смен во времени и пространстве, причем характер циклического строения формаций позволяет относительно однозначно трактовать особенности геотектонического режима областей осадко- и торфо-накопления.

Работами последних лет выяснены основные (главные) факторы, определяющие образование формаций: палеогеотектонический, палеогеографический, палеоклиматический, а также характер вещества, поступающего в бассейн седиментации и определяющего геохимический облик образующегося геологического тела — формации. Ведущий среди них — геотектонический фактор, который в значительной мере определяет палеогеографические условия и особенности накопления поступающего минерального и органического вещества. Эти два фактора — геотектонический и палеогеографический — наиболее тесно связаны друг с другом и обуславливают многие другие геологические процессы.

Решающим для определения роли и значения каждого фактора в общем сложном процессе образования формации и в восстановлении условий этого процесса является выявление генезиса осадков при детальном литолого-фациальном их изучении. Без знания генезиса осадков в настоящее время практически невозможно обоснованно подойти к решению подавляющего числа общих и частных особенностей процесса формирования любых осадочных образований, в том числе и к выяснению в нем роли геотектонического фактора.

В данной статье автор на основе анализа особенностей циклического строения угленосных формаций кратко рассматривает роль и значение геотектонического фактора, т. е. выясняет ряд особенностей геотектонического режима в процессе накопления осадков. Автор представляет себе как трудность этой проблемы вообще, так и невозможность ее всестороннего освещения в одной статье. Поэтому основное внимание здесь уделяется некоторым вопросам выяснения связи осадко- и торфо-накопления с геотектоническим режимом областей седиментации.

Хорошо известно, что особенности строения и состава угленосных формаций определяются главным образом сингенетичным геотектоническим режимом областей, в которых происходит накопление их минерального и органического вещества. Поэтому исследователи прежде всего обращают внимание на то, к какой области тектогенеза приурочены болотные ландшафты — геосинклинальной или платформенной. Эти области в целом обладают заведомо различным тектоническим режимом, имеющим неодинаковую направленность (преобладают то опускания, то поднятия) в различных участках и в различные периоды своего существования. В свою очередь, эти движения не являются прямолинейными, а имеют преимущественно колебательный характер. Зоны развития озерно-болотных и болотных ландшафтов, обычно располагающиеся на побережьях крупных водоемов, обладают сходным геотектоническим режимом, независимо от тех структурных элементов земной коры, к которым они приурочены (Тимофеев, 1952, 1956, 1960, 1964, 1969, 1970; Тимофеев, Боголюбова, 1965).

Колебательные геотектонические движения могут быть самыми разнообразными по скорости, амплитуде и характеру. В одном случае это постепенное, длительное, более или менее однородное опускание, приводящее (особенно в областях преимущественно морской седиментации) к накоплению мощных, довольно однообразных толщ. Здесь цикличность проявляется слабо (близкие и сходные генетические типы отложений), и ее изучение необходимо проводить на всей площади развития отложений, особенно на участках, смежных с прибрежно-морскими и прибрежно-континентальными образованиями. В другом случае это только восходящие движения, которые в пределах суши приводят к разрушению и выносу обломочного материала за пределы данной области. В третьем, наиболее типичном случае может происходить накопление осадков, когда результирующая колебательных движений имеет нисходящий (трансгрессивные формации) или восходящий (регрессивные формации) характер. Накопления осадков при восходящих движениях возможно при условии, если суммарная кривая колебательных движений не выходит за пределы бассейна седиментации.

Идеи циклической седиментации получили более или менее однозначное научное толкование совсем недавно, после того как были разработаны детальные методы, позволяющие значительно успешнее решать вопросы генезиса осадков. Циклическое осадконакопление — не только характерная и своеобразная черта процесса накопления осадков угленосных формаций, это неотъемлемая, хотя и по-разному в каждом случае морфологически выраженная особенность всех осадочных образований. Под элементарным циклом осадконакопления автор понимает полифациальный комплекс отложений, состоящий из парагенетически связанных (местом и условиями образования) различных генетических типов, закономерно сменяющих друг друга в определенной последовательности. Элементарные циклы имеют неодинаковый набор генетических типов отложений, которым определяются их различные типы. Возникновение этих типов циклов находится в тесной связи с их положением в конкретной палеогеографической схеме, где для каждого региона характерен свой геотектонический режим осадконакопления. Элементарные циклы в определенной направленности сменяют друг друга как на площади, так и по разрезу, что и придает угленосным формациям общее циклическое строение их разреза. Направленная смена циклов во времени может усложнять строение разрезов угленосных формаций; возникают циклы более высших порядков — мезоциклы и макроциклы, характеризующие крупные этапы образования геологических тел и историю становления соответствующих палеотектонических структур.

В геологической литературе, в том числе и в работах автора, имеется большое количество материалов по циклическому строению угленосных формаций. В них показана геологическая сущность, роль и значение циклов для решения самых различных вопросов геологической науки. Анализ элементарных циклов, циклов более высших порядков, а также общего циклического строения разрезов угленосных формаций позволил проникнуть в существо причинности этого явления. Подобный анализ имеется в специально посвященных этому вопросу работах Ю. А. Жемчужникова, Г. А. Иванова, П. В. Васильева, П. П. Тимофеева, Г. Ф. Крашенинникова, Н. В. Логвиненко, Уэллера, Прюво, Ванлеса и Шипарда, Хадсона и мн. др. Естественно, не все исследователи придерживаются одной точки зрения. Во многих работах, в том числе в статье автора (Ти-

мофеев, 1956), было показано, что ни климатическая теория Ванлеса и Шипарда (Vanless, Shepard, 1936), ни прерывистое опускание по теории Прювс (Pruvost, 1935) не могут объяснить причин возникновения всего многообразия циклического строения угленосных формаций. Однако это не исключает, что отдельные циклы могли возникнуть подобным образом в различных участках древних ландшафтов.

В настоящее время, очевидно, трудно сомневаться в том, что главной причиной возникновения циклов разных порядков и циклического строения угленосных формаций в целом является геотектонический режим, имеющий колебательный характер и проявляющийся на фоне общего погружения (трансгрессивные формации) или поднятия (регрессивные формации). Наиболее детально эти вопросы рассмотрены Г. А. Ивановым (1946, 1967), показавшим роль колебательных движений как ведущего геотектонического фактора осадко- и торфонакопления, проявляющегося в геоморфологической, фациальной, фациально-геотектонической и других формах. «Опускание участка ниже уровня моря,— пишет Г. А. Иванов,— изменяет его гипсометрическое положение, т. е. отражается на его положении в рельефе. Вместе с этим он становится местом морской седиментации, т. е. приобретает определенные фациальные черты. Последние из *трансгрессивных условий при опускании* сменяются *регрессивными при поднятии* (курсив мой.— П. Г.). Последующее поднятие участка выше уровня моря и неизбежно действующая при этом континентальная эрозия создают на участке определенный рельеф; в это время особенно ярко обнаруживается именно геоморфологическое проявление колебательного движения. Последующее опускание участка с усиливающимися процессами континентальной аккумуляции, изменяя и нивелируя его рельеф, выражается в новой континентальной фациальной обстановке накопления осадков, являющейся прямой функцией заканчивающегося опускания участка до уровня моря». (Иванов, 1967, стр. 70, 71). В таком виде может быть выражена общая схема накопления осадков в течение полного колебательного движения, охватывающая континентальную и морскую седиментацию.

Автором данной статьи на основании детального литолого-фациального изучения угленосных отложений среднего карбона Донбасса в 1947—1951 гг. было показано, что формирование континентально-морских циклов «происходило не только в условиях опускания, но и при периодических поднятиях, т. е. причиной их образования были колебательные движения. Каждый полный угольный цикл, по мнению автора, состоит из отложений, образовавшихся как в трансгрессивную, так и регрессивную фазу одного колебательного движения, т. е. на каждый полный угольный цикл приходится одно опускание и одно поднятие» (Тимофеев, 1956, стр. 63). И если рассматривать средне- и верхнекарбоновые угленосные отложения Донбасса в целом, то в одни отрезки времени формирование циклов происходило на фоне нисходящих, а в другие — на фоне восходящих крупных колебательных движений.

Величина амплитуды, а также скорости опускания и поднятия, т. е. параметры каждого колебательного движения, выявляются при анализе конкретных циклов осадко- и торфонакопления. В угленосных формациях СССР и ряда зарубежных стран установлены три генетические группы циклов: континентальные (аллювиальные, аллювиально-озерно-болотные, пролювиально-озерно-болотные, озерно-болотные и др.), кон-

тинентально-морские (аллювиально-прибрежно-морские, аллювиально-собственно-морские и др.) и морские (прибрежно-морские, собственно-морские и др.) циклы. Изучение строения этих циклов и их сравнительный анализ в разрезе и на площади позволяют получить определенную картину геотектонического режима колебательных движений и его соотношения с осадко- и торфонакоплением.

Рассмотрим некоторые примеры. Лучшими из них являются циклы средне — верхнекарбоневой паралической угленосной формации Донбасса. Примерно с запада на восток, т. е. со стороны суши по направлению в глубь морского бассейна, в разрезах свит S^5_2 , S^6_2 и S^7_2 можно наблюдать, как континентальные отложения постепенно замещаются типично морскими отложениями (Жемчужников и др., 1959—1960). Возьмем в пределах этой полосы вначале аллювиально-прибрежно-собственно-морской цикл. В своей нижней части он сложен русловым и пойменным аллювием, в средней — озерно-болотными и болотными отложениями (длпочва, почва и угольный пласт), а в верхней части — прибрежно-морскими, собственно морскими и заканчивается вновь прибрежно-морскими отложениями. Каким образом мог возникнуть подобный цикл? Только в результате последовательной смены фациальных типов осадков вначале в процессе трансгрессии, а затем регрессии морского бассейна, т. е. в течение одного полного колебательного движения. Если трансгрессия, а затем регрессия морского бассейна были довольно плавными и постепенными, то этот цикл будет более или менее симметричным. А если колебательное движение вначале было относительно резким, а в конце плавным и с меньшей скоростью (аллювиально-собственно морской цикл), то прибрежно-морские отложения трансгрессивной фазы выпадут из разреза, и в кровле угольного пласта окажутся собственно морские отложения, включая типично морские известняки (например, чистые фораминиферские известняки). Далее в глубь суши собственно морские отложения будут постепенно замещаться прибрежно-морскими отложениями. Известны разрезы, анализ которых показывает, что когда трансгрессия настолько интенсивна и обширна, что она заходит так далеко в глубь суши, особенно вдоль речных долин, где уже отсутствуют болотные ландшафты, то прибрежно-морские отложения непосредственно перекрывают аллювиальные или другие наземные образования.

Сравнение этих двух, т. е. аллювиально-прибрежно-собственно-морского и аллювиально-собственно-морского, циклов свидетельствует о неодинаковом характере геотектонического режима их формирования. В первом случае цикл имеет симметричное строение и сложен довольно широкой гаммой осадков как трансгрессивной, так и регрессивной его части. Во втором случае цикл имеет резко асимметричное строение, и из трансгрессивной части полностью выпадают прибрежно-морские отложения. Эти особенности геотектонического режима находят подтверждение и в структуре органического вещества угольных пластов. В первом случае, как известно, органическое вещество угля будет иметь постелитиновую структуру, а во втором — телинитовую. Последнее объясняется различной интенсивностью погружения торфогенного слоя под вновь отмирающую древесную растительность (Тимофеев, 1952, 1960; Тимофеев, Боголюбова, 1965).

Вернемся к аллювиально-прибрежно-собственно-морскому циклу. Если его проследивать в сторону аллювиальной долины, то можно наблюдать, как собственно морские отложения постепенно уменьшаются в

мощности и фашиально замещаются прибрежно-морскими, т. е. тип цикла меняется на аллювиально-прибрежно морской. Если продвигаться далее в этом же направлении, то аллювиально-прибрежно-морской цикл вначале фашиально сменится аллювиально-озерноболотным, а затем — аллювиальным.

Если обратиться к морским циклам, то ход рассуждений будет во многом аналогичен по отношению к предыдущим циклам, поскольку первые представляют их средние и верхние части, образовавшиеся в иных ландшафтных зонах за пределами аллювиальной равнины. Собственно морские циклы будут постепенно замещаться пребрежно-морскими циклами, а последние — озерно-болотными и озерными циклами. Из анализа их строения следует, что для каждого из них присущ определенный геотектонический режим, который, в свою очередь, отличается и от режима континентально-морских и режима иных континентальных циклов. Об этом свидетельствует и коллимитовая структура органического вещества угольных пластов (Тимофеев, 1952, 1960, 1970; Тимофеев, Боголюбова, 1965).

Анализ циклического строения паралических угленосных отложений Аппалачского, Иллинойского или Рурского угольных бассейнов, с разрезами которых автор мог ознакомиться непосредственно в полевых условиях, позволяет сделать тот же вывод, который приведен выше для угленосных отложений Донбасса. Принципиально нового не устанавливается и при анализе циклического строения мезозойских, кайнозойских угленосных и современных торфоносных формаций. В разрезах тех и других формаций наблюдаются различные сочетания ландшафтных зон, которые придают своеобразные черты их строению и составу, но циклическое строение в подавляющей своей части обусловлено геотектоническими движениями колебательного характера.

В тех случаях, когда угленосные формации или их части, сохранившиеся в современной структуре земной коры, имеют исключительно континентальный облик, возникают значительные, но преодолимые трудности в расшифровке причинности их циклического строения. Для этого необходимо одно условие — детальное знание генезиса отложений соответствующих угленосных формаций. В противном случае лишь общие рассуждения не вносят ясности в существо вопроса, а только еще больше запутывают и осложняют его правильное решение.

В связи с этим следует остановиться на некоторых построениях В. С. Вышемирского (1965, 1966) и его представлениях о природе циклического строения угленосных толщ на примере Донецкого бассейна. Решение этого вопроса, причем, как увидим ниже, в определенном направлении, по его мнению, имеет «... отношение к проблеме взаимосвязи угленакопления и накопления нефтематеринской органики, а следовательно, и к прогнозам перспектив нефтеносности угленосных бассейнов, особенно их окраинных зон и прилегающих территорий» (Вышемирский, 1965, стр. 19). А так как для этого необходимы устойчивые погружения, то их доказательству посвящен анализ природы циклического строения угленосных отложений. И как же решается эта задача?

Анализ строения циклов и циклического строения угленосных отложений Донбасса приводит В. С. Вышемирского к выводу о том, что своей природой они обязаны колебательным движениям, «но без периодических поднятий области седиментации» (Вышемирский, 1965, стр. 18). Как это следует понимать? Колебательные движения, как это показано

во многих работах, и особенно в монографиях Г. А. Иванова (1946, 1967), имеют волновой характер. Каждое колебательное движение складывается из одного опускания и одного поднятия (элементарный цикл). Эти колебания, в свою очередь, происходят на фоне общего опускания (трансгрессивные формации) или поднятия (регрессивные формации), которые также могут иметь волновой характер с более крупной амплитудой (циклы более высших порядков — мезо- и макроциклы).

Как В. С. Вышемирский понимает колебательные движения? Он считает, что «в первую фазу колебательного движения, когда оно имеет отрицательный (здесь и ниже курсив мой.— П. Т.) знак, в области накопления угленосной толщи (она накапливается как на суше, так и в бассейне.— П. Т.) наблюдается *ускорение погружения*, а в области размыва — *замедление поднятия*». И далее: «Во вторую фазу колебательного движения, когда оно имеет *положительный* знак, в области накопления угленосной свиты (больше в бассейне, чем на суше.— П. Т.) наблюдается *замедление погружения*, а в области размыва — *ускорение поднятия*» (Вышемирский, 1965, стр. 16). Из приведенного выше следует, что практически никакого колебательного движения волнового характера нет, а есть ускорение и замедление погружения в области размыва. Это не что иное, как почти ступенчатые опускания в области седиментации по теории Прюво. И все это нужно В. С. Вышемирскому именно для того, чтобы область накопления угленосных отложений приурочить только к погружениям, иначе это трудно связать с возможной их нефтеносностью. Но преобладание опусканий в областях образования трансгрессивных формаций не противоречит колебательно-волновому характеру тектонических движений.

По мнению В. С. Вышемирского, регрессивные части циклов образуются при замедленном погружении, благодаря чему осадконакопление опережает погружение и прибрежная часть водоема постепенно превращается в сушу, которая в дальнейшем заболачивается. Чтобы доказать это, В. С. Вышемирский пытается опровергнуть выводы (Тимофеев, 1956) о глубинах образования известняков, сделанные на основе комплексного метода исследования. Он применяет упомянутый метод автора, который, по его мнению, принципиально безупречен, но считает, что типично морские известняки в Донцком эпиконтинентальном водоеме образовывались не в 60—70 м, а максимально в несколько десятков метров. Ссылаясь на Д. В. Наливкина (1965), в одном случае он указывает глубины 10—30 м, а другом — 8—40 м, в третьем — 20—40 м¹.

Есть ли принципиальная разница между глубинами 40 и 60—70 м? Я думаю, что нет. Если рассмотреть циклы угленосных формаций западной и центральной частей Донбасса, то мощности их верхних регрессивных частей превышают 12—15 м, редко бывают больше, а обычно даже меньше (с учетом коэффициента уплотнения максимум 18—25 м первоначального осадка). Отсюда следует, что и глубин в 30—40 м достаточно для доказательства образования верхних регрессивных частей циклов в процессе поднятия, амплитуда которого может иметь самые раз-

¹ Эти цифры также не являются объективными, поскольку они характеризуют наименьшие глубины образования известняков вообще и характерны для тех частей водоемов, побережья которых не прорезаны крупными реками, выносящими большое количество обломочного материала. С таким же успехом В. С. Вышемирский мог бы сослаться и на глубины до 80—150 м, которые упоминаются в той же монографии Д. В. Наливкина (1955).

личные величины. Восточная и северо-восточная части Донецкого угольного бассейна в целом представлены более морским разрезом. Здесь, очевидно, глубины накопления известняков были несколько большими, и несколько увеличивается мощность регрессивных частей циклов, но еще больше — мощность их трансгрессивных частей, вследствие чего и результирующая общего погружения имеет большую величину.

Ничего нового не дают попытки В. С. Вышемирского привлечь для этой цели и алевролиты переслаивания. Во-первых, алевролиты переслаивания в генетическом отношении могут быть разными. Одни из них связаны с прибрежным мелководьем, а другие — с удаленными от побережья зонами накопления типично морских осадков. Во-вторых, как те, так и другие могут образовываться в процессе трансгрессии и регрессии¹ морского бассейна и, соответственно, занимать разные места в циклах (Тимофеев, 1956, фиг. 2); (Тимофеев, 1960, фиг. 1). Поэтому обращение просто к алевролитам переслаивания ничего не дает, тем более, что мне не известны приливно-отливные алевролиты переслаивания в угленосной толще Донбасса, которые в этом случае должны были бы непосредственно перекрывать угольные пласты.

Автор не останавливается на некоторых других ошибочных рассуждениях В. С. Вышемирского (о соотношении мощностей трансгрессивных и регрессивных частей циклов, о формировании торфяников в регрессивную фазу и др.), которые приводятся им для подтверждения сделанных выводов. Я думаю, что основная причина значительной их части заключается в том, что рассуждения проводятся не на основе конкретного материала личных исследований, а по литературным данным, в ряде случаев недостаточно внимательно проработанным.

Таковы некоторые особенности анализа циклического строения угленосных формаций и те выводы, которые из этого следуют. Хотя они и не являются исчерпывающими, но раскрывают существо многих природных явлений, которые требуют дальнейших исследований. Геотектонический фактор — действительно ведущий фактор осадочного процесса. Однако если палеогеографические реконструкции следуют непосредственно из литолого-фациального анализа и детального изучения вещественного состава отложений, то геотектонический режим и его специфика в различных участках формирования геологических тел зависят также от особенностей общего развития данного региона и смежных с ним областей. Специфические черты геотектонического режима запечатлены в циклическом строении, в распределении и сочетании различных типов ландшафтов, а также в их смене в разрезе и на площади, в характере угленосности, ее миграции, зонах максимальной локализации и в других чертах строения угленосных формаций, а также в соотношении последних со смежными формациями. Только комплексное решение всех вопросов может привести к познанию существа геотектонического режима осадочного процесса.

¹ В отличие от Ю. А. Жемчужникова, автор начинает цикл не с регрессии, а с трансгрессии; с последней же связывается накопление в циклах аллювия. Если бы В. С. Вышемирский заметил и учел это, то тогда, возможно, ему и не потребовалось бы отрицать поднятия морского дна в процессе регрессии.

ЛИТЕРАТУРА

- Вышемирский В. С.* 1965. О природе цикличности угленосных толщ (на примере Донецкого бассейна).—Изв. Высш. учебн. завед. Геол. и развед., № 4.
- Вышемирский В. С.* 1966. Тектонико-геоморфологические факторы формирования циклов угленосных свит. В кн. «Материалы по геологии и геофизике нефтегазоносных областей Урало-Поволжья и Западной Сибири. Саратов.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И., Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. П., Ритенберг М. И., Тимофеев П. П., Тимофеева З. В.* 1959—1960. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. I, II.—Труды ГИН АН СССР, вып. 15 (1).
- Иванов Г. А.* 1946. Каустобиолиты. Курс полезных ископаемых. Изд. 2-е, М., Гостоптехиздат.
- Иванов Г. А.* 1967. Угленосные формации (закономерности строения, образования, изменения и генетическая классификация). М., «Наука».
- Наливкин Д. В.* 1955. Учение о фациях, т. I. М., Изд-во АН СССР.
- Тимофеев П. П.* 1952. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления.—Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Тимофеев П. П.* 1956. К вопросу о причине циклического строения угленосных отложений среднего карбона юго-западной окраины Донбасса.—Изв. АН СССР, серия геол. № 2.
- Тимофеев П. П.* 1960. Фации генетических углей среднего карбона Донбасса и их генетическая классификация.—Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 10.
- Тимофеев П. П.* 1964. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба.—Труды ГИН АН СССР, вып. 94.
- Тимофеев П. П.* 1969. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири.—Труды ГИН АН СССР, вып. 197.
- Тимофеев П. П.* 1970. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования.—Труды ГИН АН СССР, вып. 198.
- Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И.* 1965. Генезис гумусовых углей и особенности их распределения в различных тектонических типах угленосных формаций СССР. В сб. «Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР». Междунар. конгр. по стратигр. и геол. карбона. V сессия. М., «Наука».
- Pruvost P.* 1935. Sédimentation et subsidence. Centenaire de la Société géologique de France. Livre jubilaire 1830—1930, vol. 2. Paris.
- Vanless H. R., Shepard F. P.* 1936. Sea level and climatic changes related to late paleozoic cycles.—Bull. Geol. Soc. America, 47, N 8.

О ТЕКТОНИЧЕСКИХ АСПЕКТАХ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ

В. В. Меннер, Н. А. Штрейбс

Полная геохронологическая шкала, как известно, охватывает всю летопись геологического прошлого нашей планеты от глубокого докембрия до настоящего времени. Не случайно первые попытки составить такую шкалу совпали с развитием радиогеологии как самостоятельной области знаний, когда благодаря различным радиогеологическим методам появилась возможность определять абсолютный возраст многих очень древних горных пород. Легко видеть, однако, что принципы, лежащие в основе построения геохронологической шкалы фанерозоя, коренным образом отличаются от тех принципов, которыми руководствуются исследователи при составлении шкалы для огромного более раннего интервала времени.

Границы геохронологических подразделений фанерозоя заранее известны. Они обоснованы блестящим опытом полуторастолетнего развития палеонтологического метода, позволившего выяснить положение рубежей между условно принятыми эрами, периодами, эпохами и т. д., отражающими большие и малые этапы эволюции органического мира. Задача построения геохронологической шкалы здесь, в сущности, сводится к выбору надежных геологических объектов, их точной привязке к границам соответствующих биостратиграфических подразделений и надежной радиометрической датировке. Именно таким путем составлены мало отличающиеся геохронологические шкалы фанерозоя, позволяющие судить о длительности различных геологических процессов. И, по-видимому, недалеко то время, когда в результате ежегодных уточнений появится, наконец, общепринятая геохронологическая шкала для ближайших к нам 600 млн. лет.

Совершенно иначе обстоит дело с разработкой геохронологической шкалы докембрия. Бедность органическими остатками отложений этого возраста, за исключением позднего докембрия (рифей), с самого начала поставила перед исследователями в новом свете проблему выбора рубежей, опорных для построения шкалы. Естественно, внимание при этом обращается на поиски таких геологических событий, которые охватыва-

ли бы большие площади поверхности Земли и обладали бы определенной периодичностью. В подавляющем большинстве геохронологических построений такой выбор пал на эпохи складчатости, или, как их стали называть, тектоно-магматические эпохи, которые, казалось, удовлетворяют этим требованиям. Моменты завершения разновозрастных эпох, в которые происходило замыкание отдельных геосинклинальных систем, выражаются в образовании складчатых сооружений и их переходе к платформенному режиму развития. Эти моменты и стали принимать в качестве опорных геохронологических рубежей, устанавливаемых историко-геологическими, в первую очередь тектоническими, методами. Построение шкалы докембрия, в сущности, свелось к выбору и обоснованию тектонотипов для каждой эпохи складчатости и, разумеется, столь же точному, как в случае фанерозоя, радиологическому определению соответствующих границ. Появилось довольно много различных геохронологических шкал, в которых, даже при наличии отдельных общих опорных рубежей и их одинаковых датировок, выделяются совершенно неравнозначные интервалы геологического времени (Кулр, 1961; Семенов, 1967; Тугаринов, Войткевич, 1966; Виноградов, Тугаринов, 1970; Семенов, 1970; и др.).

Сравнивая эти шкалы, невольно приходишь к выводу, что вопрос о выделении в докембрии даже самых крупных подразделений по-прежнему является остродискуссионным. В самом деле, остается неясным, рубежи каких именно эпох складчатостей следует признать важнейшими, определяющими положение границ между такими подразделениями. Особенно наглядным данное обстоятельство становится в том случае, если предположить, что вся геологическая летопись Земли полностью лишена органических остатков. Вряд ли можно сомневаться в том, что при этом условии одной из границ первого порядка была бы принята верхняя граница герцинской эпохи складчатости, охватившей огромные площади и, по образному выражению Н. С. Шатского, являвшейся эпохой «пышного расцвета всех сторон развития земной коры» (Шатский, 1960, стр. 15). Но тогда палеозойская эра была бы оторвана от мезозойской и кайнозойской эр и был бы разрушен, как самостоятельное крупнейшее геохронологическое подразделение, фанерозой с его поразительным палеонтологическим единством.

Приведенный пример свидетельствует не только о большой условности тектонических рубежей, выбираемых в качестве важнейших при составлении докембрийской геохронологической шкалы. Он показывает и неопределенность рангов соответствующих подразделений и еще раз подчеркивает различие принципов, лежавших до сих пор в основе построения геохронологической шкалы фанерозоя, с одной стороны, и докембрия — с другой. Выделение докембрийских эпох складчатостей само по себе еще не позволяет преодолеть разрыв между существующими принципами и говорить о едином подходе к разработке полной шкалы от древнейших времен до кайнозойской эры включительно. Совершенно очевидно, что необходимо найти такое историко-геологическое звено, которое позволило бы заполнить и этот разрыв.

Во всей геологической летописи нашей планеты отчетливо выделяется величайшая биостратиграфическая граница, проходящая между вендом и кембрием, или, что то же самое, между докембрием и фанерозоем. С палеонтологической точки зрения она не имеет себе равных и давно уже привлекает внимание исследователей чрезвычайно резкой сменой сообществ ископаемых организмов.

руководство

Этот великий рубеж в эволюции органического мира, как известно, характеризуется появлением скелетных форм в большинстве классов беспозвоночных самых различных типов (Розанов и др., 1969) и существенными изменениями в составе растительности. На данной границе происходит резкое сокращение частоты встречаемости построек синезеленых водорослей — строматолитов, являвшихся единственными рифообразователями докембрия, а среди акритарх появляются первые хистрикосфериды. Если позднедокембрийскую фауну с полным правом можно назвать фауной кишечнорастных и червей, то кембрийские фауны отличаются безусловным преобладанием высших беспозвоночных — беззамковых брахиопод, трилобитов, хиолитов, а из низших — археоциат, остатки которых среди эдиакарских находок совершенно отсутствуют. В то же время среди последних многочисленны медузоподобные формы (*Cyclomedusa radiata* Sprigg., *Tateana inflata* Sprigg., *Beltanella gilesi* Sprigg., *Spriggina annulata* Sprigg.), напоминающие как гидромедуз, так и сцифоидных (?), формы, близкие к морским перьям (*Rangea arborea* Glaessner, *Pteridinium* Gurich), формы, напоминающие ктенофор (*Parvancorina manchami* Glaessner), и примитивные иглокожие, еще лишённые пятилучевой симметрии (*Tribrachidium heraldicum* Glaes.), как и разнообразные остатки червей — *Spriggina floandersi* Glaessner, *Dickinsonia* pl. sp. (Glaessner, 1962, 1965, 1966; Glaessner, Daily, 1959; Меннер, 1963). Несмотря на то, что немногие из названных форм напоминают остатки, встречающиеся в отложениях кембрия, их большинство настолько своеобразно, что их проще сравнивать с ныне живущими группами, чем говорить о близости эдиакарской и кембрийской фаун (Cloud, 1965, 1968). Наблюдаемые различия этих фаун и полное отсутствие в эдиакарском комплексе форм с развитым скелетом исключают предположение о включении эдиакарских отложений в фанерозой в качестве его наиболее нижней системы (Termier, 1960). Специфика эдиакарской фауны, остатки которой известны сейчас и в Южной Африке — *Pteridinium* и *Rangea* (Richter, 1955; серия Нама, абс. возраст?), и в Англии — *Charnia*, *Charniodiscus* (Ford, 1958, 1962; Чарнвуд, абс. возраст более 684 ± 29 млн. лет), и в Северной Сибири — *Rangea* (Соколов, 1965; Хорбусунская серия, абс. возраст менее 675 млн. лет) совершенно очевидно указывает на древность ее и многоклеточных групп вообще, так как находка эдиакарских *Charnia* (абс. возраст около 685 ± 23 млн. лет) говорит о длительности существования отдельных эдиакарских групп и заставляет относить происхождение этой фауны не к началу венда или верхнего рифея (Termier, 1960; Cloud, 1968), а к значительно более раннему времени. Учитывая разнообразие этих форм и находки *Sabellidites* во второкремневой свите, относящейся к верхам среднего рифея, возникновение многоклеточных не могло произойти позже по крайней мере начала рифея. Косвенным доказательством этого является широкое распространение в рифее таких катаграфий, как *Vesicularites* и *Vermiculites*, которые обычно сравнивают с капролитами илюидных червей. Об этом же свидетельствуют и червеобразные следы ползания животных, неоднократно описанные из песчаных толщ рифея.

Все остальные вышележащие биостратиграфические границы, даже такие, как между палеозоем и мезозоем или мезозоем и кайнозоем, по своей относительной резкости не могут быть сравнимы с этим великим рубежом. При любом построении полной геохронологической шкалы нельзя пройти мимо этого рубежа. В каждой такой шкале он должен занять свое законное место, причем не как граница вообще, а как граница

между равнозначными подразделениями одного и того же ранга. Для того чтобы, спускаясь в глубь геологической летописи, найти аналогичные рубежи, прежде всего попытаемся выяснить, какие геологические события прошлого совпадают с этой границей. Обоснование периодичности событий, а следовательно, и границ, подобных великому рубежу, и должно дать ключ к построению «главного каркаса» полной геохронологической шкалы, который из-за ограниченности палеонтологических данных пока выявить не удавалось. Тем самым заполняется упомянутое выше недостающее звено.

В структуре земной коры отчетливо прослеживаются две замечательные, охватывающие нашу планету сферы — Северная и Южная. В Северную сферу входят зона Лавразии и зона Тетиса (Штилле, 1964), протягивающиеся в широтном направлении. Южную сферу составляют континенты Гондваны (Южная Америка, Антарктика, Африка с Аравийским полуостровом и Австралия), а также Индостан. В обе сферы входит, следовательно, неодинаково построенное на отдельных отрезках Тихоокеанское кольцо, неоднократно прерывающееся в своем юго-западном секторе.

Для Северной сферы характерно широкое распространение складчатых сооружений фанерозоя — каледонид, герцинид, мезозоид и альпид, отвечающих соответствующим тектоно-магматическим эпохам. Вместе с тем на этой сфере совершенно ничтожные площади занимают рифейды, т. е. пояса с завершенным геосинклинальным развитием рифейского возраста в интервале от 1650—1600 млн. лет до начала кембрия — 570 млн. лет. К ним принадлежат очень узкие полосы байкалид, кое-где обрамляющие края древних платформ Евразии, и Гренвилльский складчатый пояс, протягивающийся вдоль восточной окраины Северо-Американской платформы. Однако одни исследователи оценивают возраст Гренвилльского пояса в 1000 млн. лет, а другие — рассматривают его в качестве значительно более древнего складчатого сооружения, охваченного в рифее процессами тектонической активизации. Если исключить Гренвилльский пояс, имеющий спорный возраст, то в пределах Северной сферы молодые складчатые сооружения, начиная с байкалид и кончая альпидами, примыкают ко всем древним платформам с пропуском огромного интервала времени не менее 1000 млн. лет. Данное обстоятельство становится особенно очевидным, если вспомнить, что возраст самых молодых складчатых поясов, входящих в фундаменты древних платформ, не меньше 1600—1700 млн. лет. Только после этого пропуска на Северной сфере возник последовательный ряд разновозрастных складчатых сооружений — каледонид, герцинид, мезозоид и альпид, между которыми самые большие интервалы времени измеряются лишь первыми сотнями миллионов лет. Узкие полосы байкалид лишь предваряют этот изумительный по полноте и разнообразию сочетаний своих членов фанерозойский ряд складчатых сооружений, столь неповторимо пышно представленный на Северной сфере.

Совершенно другая картина возникает перед исследователем, когда он обращается к структуре земной коры Южной сферы. Здесь, в противоположность Северной сфере, в общей структуре континентов складчатые сооружения фанерозоя занимают ничтожное место. К ним принадлежат палеозоиды Восточной Австралии, примыкающая к ним узкая цепь альпид, неширокая полоса герцинид Западной Боливии и Перу, а также узкий пояс альпид, протягивающийся вдоль западного побережья Юж-

ной Америки и Антарктики. Все они входят в Тихоокеанское кольцо (в понимании Ю. М. Пушаровского, 1965). Складчатые палеозойские образования Сьерра-де-ла-Вентана Южной Америки и Капских гор Африки следует исключить из состава сооружений фанерозойского возраста, так как они образуют структуры другой категории — авлакогены — прогибы донецкого типа (Шатский, 1964). Напротив, очень большую роль в строении Южной сферы играют рифенды, известные на всех континентах, но особенно широко развитые в Африке, Южной Америке и Антарктике. Именно в фундаментах древних платформ Гондваны складчатые пояса рифей занимают большие площади и так же разнообразны и разновозрастны, как и складчатые сооружения фанерозоя Северной сферы. К сожалению, они изучены значительно хуже фанерозой. Тем не менее среди них отчетливо прослеживаются катангиды, имеющие возраст в 620—630 млн. лет, и кибариды — около 1000 млн. лет. И недалеко то время, когда для рифейид будут выделены и охарактеризованы свои эпохи складчатости, подобные соответствующим эпохам фанерозоя.

Итак, изучение особенностей размещения фанерозой и рифейид в пространстве позволяет обнаружить замечательную закономерность. Эта закономерность заключается в том, что резко преобладающая масса фанерозой сосредоточена в пределах Северной сферы, и рифейид — в Южной.

Неполнота и несовершенство геологических и радиологических знаний о распространении складчатых сооружений древнее рифей не дает возможности столь же наглядно проследить подобную закономерность и для более ранних времен. Но и при таком неудовлетворительном состоянии знаний, она все же намечается со всей определенностью. Хорошо известно, что фундаменты всех древних платформ Северной сферы составляют складчатые пояса и провинции, возраст которых от 2500 ± 150 до 1700—1600 млн. лет. Обычно сильно метаморфизованные горные породы, первичный возраст которых превышает эти радиометрические характеристики, не образуют здесь самостоятельных сооружений завершённой складчатости, а выступают лишь в ядрах крупных антиклинальных структур складчатых поясов более позднего возраста, подобно тому, как, например, рифейские образования обнажаются в отдельных тектонических формах не только палеозой, но и альпид. В противоположность этому в фундаментах древних платформ Гондваны выделяются большие массивы типа малых платформ, возраст которых существенно превышает 2600 млн. лет. Они и рифейиды и создают основной тектонический рисунок фундаментов платформ, а складчатые сооружения, имеющие возраст от 2500 ± 150 до 1700—1600 млн. лет, сравнительно с ними занимают второстепенное место. Вообще роль карелид и других складчатых сооружений этого интервала времени в образовании структуры фундаментов платформ Гондваны сильно преувеличена. Общеизвестно, что в течение последних десяти лет в Южной Америке и Африке за счет складчатых сооружений, возраст которых оценивали в пределах данного интервала времени, был выделен не один складчатый пояс рифейид. И весьма вероятно, что процесс такого «омоложения» отдельных структурных зон Гондваны еще не закончен. Не исключен, конечно, и обратный процесс — понижения возраста отдельных складчатых сооружений. Но думается, что в этом случае он будет идти в направлении увеличения числа массивов типа малых платформ с возрастом более 2600 млн. лет.

Интересно, что и в развитии органических форм отрезок времени в 2700—1600 млн. лет отличается значительным своеобразием. Из отложе-

ний этого времени хотя и известны первые строматолитовые как пластовые, так и столбчатые образования, однако они далеко не имеют здесь такого распространения, как в рифее, и пока не могут быть использованы для стратиграфии. Крайне любопытным фактом является широкое развитие в отложениях этого интервала времени джеспилитовых формаций, в кремнистых прослоях которых встречаются остатки одноклеточных и нитевидных колоний синезеленых водорослей, описанных как из США, так и Африки и Австралии (Barghoorn, 1965, 1966; Schopf a. oth., 1965; Cloud a. oth., 1965; и др.).

Остатки многоклеточных и следы их жизнедеятельности в этих отложениях также неоднократно отмечались, но большинство их крайне проблематично, что не позволяет пока утверждать безусловное существование в это время многоклеточных. Наряду с этим обилие в дорифейских отложениях органического углерода (А. В. Сидоренко, С. А. Сидоренко, 1970; С. А. Сидоренко, 1970) с несомненностью говорит об обилии в то время простейших организмов, игравших, по-видимому, большую роль как в пороодообразовании, так и в изменении водной среды и атмосферы (Виноградов, 1959, 1964, 1967; Соколов, 1965а, б; Тугаринов, 1967; Виноградов, Тугаринов, 1970; Cloud, 1968; и др.).

Таким образом, в ходе развития структуры земной коры вырисовывается определенная периодичность, выражающаяся в попеременном возникновении главной массы сооружений завершенной складчатости то на Северной, то на Южной сферах. Иными словами, геологическая история Земли подразделяется на естественные очень большие интервалы. В течение каждого такого интервала Северной и Южной сферам была свойственна неодинаковая тектоническая активность. Она заключалась в том, что когда в пределах одной сферы происходило замыкание геосинклинальных систем, превращение их в складчатые пояса или провинции и присоединение к ранее возникшим платформам или платформенным массивам, в пределах другой — противоположной сферы в тот же интервал времени такие замыкания геосинклинальных систем и разрастания платформ были крайне ограничены. В следующий или предшествующий равнозначный интервал времени подобная тектоническая активность проявлялась на рассматриваемых сферах в прямо противоположных направлениях (Штрейс, 1964).

Современное состояние теории геосинклиналей показывает, что с каждым годом все больше и больше завоевывает признание тот несомненный факт, что ведущая роль в геосинклинальном процессе принадлежит созданию «гранитного» слоя земной коры и его перераспределению в просторстве на сравнительно ограниченных площадях. Это созидание выражается в явлениях метаморфизма, гранитизации и образования гранитоидов, охватывающих кору океанического типа, а перераспределение — в возникновении мощных покровных структур (Пейве и др., 1971). Оно сопровождается складчатостью. Окончательное становление «гранитного» слоя (правильнее сказать верхней границы данного слоя, всегда сущей местные стратиграфические подразделения) происходит в орогенный этап развития геосинклинальных систем. При длительном, нередко прерывающемся и очень неравномерном формировании «гранитного» слоя долго сохраняются большие и малые, в целом неизменно уменьшающиеся поверхности ложа геосинклинальных систем с корой океанического типа. В любой геосинклинальной области это хорошо подтверждается поразительной разновозрастностью в различных тектонических фор-

мах комплекса основания, выделенного М. В. Муратовым (1963). Интересное исследование о широком распространении в геосинклиналях прошлого океанических глубоководных осадков недавно опубликовали Р. Г. Гарецкий и А. Л. Яншин (1970).

Формирование «гранитного» слоя путем метаморфизма и т. д. характерно не только для рифея и фанерозоя, но и для более ранних времен. Нуклеарное и протогеосинклинальное развитие (Павловский, Марков, 1963) при всех своих специфических особенностях также приводит к образованию «гранитного» слоя в тех пределах, в которых оно происходило. И в этом смысле между ним и геосинклинальными режимами рифея и фанерозоя нет резкой грани, а существует прямая преемственность. Одной из первостепенных, если не главной, особенностью необратимого процесса развития структуры земной коры и является созидание ее «гранитного» слоя, приводящее к образованию одной из внешних оболочек нашей планеты.

Обращаясь к очерченной периодичности, нельзя не прийти к выводу, что она порождена неодинаковой средней скоростью распространения явлений метаморфизма, гранитизации и выплавления гранитоидных расплавов, осуществляющейся прежде всего в вертикальном, а путем последовательного захвата смежных зон и в латеральном направлениях. Эта средняя скорость в течение каждого интервала периодичности больше в одной из двух сфер, что и выражается в повышенной тектонической активности и замыкании соответствующих геосинклинальных систем. Попеременное возрастание средней скорости в противоположных сферах и составляет основу периодичности.

Нетрудно видеть, что одна из границ периодичности отвечает великому биостратиграфическому рубежу, проходящему между рифеем и фанерозоем и соответствующему в радиологическом летоисчислении 570 млн. лет. Вторая аналогичная граница периодичности с возрастом в 1600—1650 млн. лет располагается в основании рифея. Третья такая же граница проходит, по-видимому, на рубеже порядка 2600—2700 млн. лет. Наконец, представляется весьма заманчивым считать четвертой границей периодичности рубеж между неогеном и голоценом, с которым, как известно, связано появление человека. В самом деле, возникновение на Южной сфере узких цепей альпид, подобных узким цепям байкалид Северной сферы, как бы предвещает будущее развитие на Южной сфере ряда складчатых сооружений нового интервала времени, в который, согласно периодичности, недавно вступила наша планета.

Нельзя не отметить, что с этими границами связаны следы крупнейших континентальных оледенений — Гуронского (Coleman, 1907), Патомского (Лунгерсгаузен, 1963), Вендского (Kulling, 1934; Бессонова и др., 1968), Гондвано-Колымского (Toit, 1921; Frakes, Crowell, 1969, 1970; Михайлов и др., 1970) и Антропогенового, которые еще резче подчеркивают общую периодичность.

Рассматриваемая периодичность не только позволяет преодолеть разрыв между принципами, принимаемыми для построения геохронологической шкалы докембрия, с одной стороны, и фанерозоя — с другой. Она показывает, что свойственные ей интервалы времени с историко-геологической точки зрения являются равнозначными отрезками и могут быть приняты в качестве крупнейших геохронологических подразделений одного и того же ранга для всей геологической летописи Земли. Эти большие интервалы представляют собой мегахроны, длительность кото-

рых значительно превышает длительность любого биостратиграфического, а следовательно, и геохронологического подразделения фанерозоя. Нельзя не отметить также, что неправомочно объединять рифей и фанерозой в единое геохронологическое подразделение — неогей. Такое объединение совершенно искусственно как с историко-геологической, так, тем более, и с палеонтологической точки зрения. Сохраняя за фанерозойским мегахроном геохронологическое название — неогей, более древние мегахроны, может быть, следует соответственно назвать мезогеем (рифей), палеогеем и архегеем.

Общезвестно, что самые большие геохронологические подразделения фанерозоя, как и биостратиграфические, отвечают группам. Однако уже давно обсуждается вопрос о целесообразности расчленения палеозоя на две самостоятельные эры, граница между которыми проходит между силурийским и девонским периодами. В основе этого расчленения лежат как палеонтологические, так и историко-геологические данные. Столь же давно было замечено, что если фанерозой рассматривать в составе четырех эр (двух в палеозое, мезозойской и кайнозойской), то границы между ними будут более или менее совпадать с рубежами каледонской, герцинской, мезозойской и альпийской эпох складчатости. Но каждый такой рубеж в различных тектонических зонах Северной сферы не точно проходит на одном и том же стратиграфическом уровне, т. е. не полностью изохронен. Данное обстоятельство не раз служило поводом для отрицания существования периодичности более низкого ранга, которая вызывает образование эпох складчатости и их закономерную смену одну другой. С этим нельзя согласиться.

Периодичности бывают разные. Многие повторяющиеся природные явления нашей планеты не имеют изохронных границ для всех участков поверхности Земли, что не мешает им быть типично периодическими. Достаточно вспомнить такой яркий пример, как периодичность дня и ночи, границу между которыми при всем желании невозможно провести для всех точек земной поверхности сразу. Но это, конечно, один из случаев крайней гетерохронии границ. Обычно они очерчены определенными пределами, что и характерно для периодически возникающих рубежей эпох складчатости. И в данном случае задача науки сводится к выяснению для каждого такого рубежа среднего изохронного уровня и причин, вызывающих отклонения от него.

При расчленении докембрийских мегахронов на подразделения самого большого следующего ранга прежде всего следует сказать, что в настоящее время его можно провести только для рифея. В последние два десятилетия на основании палеонтологических данных в рифейском мегахроме выделены нижний рифей, средний рифей, верхний рифей и венд. Граница между нижним и средним рифеем в абсолютном летоисчислении соответствует 1360—1460 млн. лет, между средним и верхним рифеем — приблизительно 1000 млн. лет, а между верхним рифеем и вендом — 660—670 млн. лет. Все исследователи, изучавшие лучшие разрезы рифея на западном склоне Южного Урала, Восточно-Европейской и Сибирской платформах, в Байкальской горной стране и на Енисейском краже, отмечают, что эти границы часто сопровождаются перерывами в осадконакоплении, а в некоторых случаях и небольшими угловыми несогласиями. Перерывы, несомненно, вызваны поднятиями, а местами и слабо выраженными проявлениями складчатости. Есть все основания предполагать, что эти поднятия отражают рубежи эпох завершенных

складчатостей рифея Южной сферы. Верхняя граница кибарской эпохи складчатости по радиометрическим данным хорошо сопоставляется с границей между средним и верхним рифеем, а катангской — не столь точно (несовпадение в несколько десятков млн. лет) с границей между верхним рифеем и вендом. Пока нет надежных данных для выделения самостоятельной эпохи складчатости с верхней границей, аналогичной по возрасту границе между нижним и средним рифеем. Но можно думать, что такая эпоха еще будет выделена, а радиометрические характеристики подошвы венда и верхнего рубежа катангской эпохи складчатости будут уточнены в сторону уменьшения существующего между ними расхождения.

В свете изложенных историко-геологических и радиометрических особенностей внутририфейских и внутрифанерозойских рубежей первого порядка совершенно естественно рассматривать каждое из четырех стратиграфических подразделений рифея в ранге самостоятельной группы, а в геохронологическом смысле — эры. И в фанерозое (при условии расчленения палеозоя на две группы), и в рифее — одно и то же число эр, причем эры, заканчивающие свой мегахрон, — вендская и кайнозойская — самые короткие.

Предлагаемые общие принципы построения геохронологической шкалы докембрия и фанерозоя позволяют по-новому осмыслить ряд нерешенных и спорных вопросов и, ориентируя выделение новых подразделений, особенно в двух нижних мегахронах, открывают пути для составления наиболее естественной и полной геохронологической шкалы истории земного лика.

ЛИТЕРАТУРА

- Бессонова В. Я., Чумаков Н. М. 1968. О ледниковых отложениях в позднем докембрии Белоруссии. — Докл. АН СССР, 178, № 4.
- Виноградов А. П. 1959. Химическая эволюция Земли. В кн. «Чтения им. В. И. Вернадского», М., Изд-во АН СССР.
- Виноградов А. П. 1964. Газовый режим Земли. В кн. «Химия земной коры», М., «Наука».
- Виноградов А. П. 1967. Введение в геохимию океана. М., «Наука».
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. 1970. Геохронологическая шкала докембрия. В кн. «Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций», М., «Наука».
- Гарецкий Р. Г., Янишин А. Л. 1970. О распространении глубоководных осадков в разрезах складчатых областей. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1963. О периодичности геологических явлений и изменении климатов прошлых геологических эпох. В кн. «Проблемы планетарной геологии». М., Госгеолтехиздат.
- Меннер В. В. 1963. Палеонтологическое обоснование стратиграфии верхнего докембрия. В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий». М., Госнаучтехиздат.
- Михайлов Ю. А., Устрицкий В. И., Черняк Г. Е., Явищ Г. П. 1970. Верхнепермские ледово-морские отложения Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 190, № 5.
- Муратов М. В. 1963. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Павловский Е. В., Марков М. С. 1963. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). — Труды ГИН АН СССР, вып. 93.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. 1971. Океаны и геосинклинальный процесс. — Докл. АН СССР, 193, № 3.
- Пуцаровский Ю. М. 1965. Основные черты Тихоокеанского тектонического пояса. — Геотектоника, № 6.

- Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В., Волкова Н. А., Воронова Л. Г., Крылов И. Н., Келлер Б. М., Королюк И. К., Лензион К., Михняк Р., Пыхова Н. Г., Сидоров А. Д. 1969. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия.— Труды ГИН АН СССР, вып. 206.
- Семенов Н. П. 1967. Детализация геохронологической шкалы докембрия. В кн. «Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород». М., «Наука».
- Семенов Н. П. 1970. Геохронология Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. В кн. «Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., «Наука».
- Сидоренко А. В., Сидоренко С. А. 1970. О углеводородном «дыхании» докембрийских графитосодержащих толщ.— Докл. АН СССР, 192, № 1.
- Сидоренко С. А. 1970. Морфогенетические типы проявления метаморфизованного органического вещества в осадочно-метаморфических породах докембрия. Тезисы докл. на IV Всес. угольн. совещ. М.
- Соколов Б. С. 1965а. Палеонтология докембрия и органический мир к началу фанерозоя. В кн. «Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия». Тезисы докл. Новосибирск.
- Соколов Б. С. 1965б. Древнейшие отложения раннего кембрия и сабеллитиды. В кн. «Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия». Тезисы докл. Новосибирск.
- Тугаринов А. И. 1967. Геохимическая эволюция Земли.— Природа, № 11.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. 1966. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра».
- Шатский Н. С. 1960. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.— Изв. высших учеб. завед., геол. и развед. № 11.
- Шатский Н. С. 1964. О прогибах донецкого типа. В кн. «Избранные труды», т. II. М., «Наука».
- Штилле Г. 1964. Избранные труды. М., «Мир».
- Штрейс Н. А. 1964. О происхождении Гондваны. Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. М., «Наука».
- Barhoorn E. S. 1965. Microorganisms from Gunflint chert.— Science, 147.
- Barhoorn E. S. 1966. Microorganisms of three billion years old from the Precambrian of South Africa.— Science, 152.
- Cloud P. E. 1965. Significance of the Gunflint (Precambrian) microflora.— Science, 148.
- Cloud P. E. 1968. Pre-metazoan evolution and the origin of the Metazoa. In «Evolution and environment». New Haven and London. Yale Univ. Press.
- Cloud P. E., Hannelore H. 1965. Electron microscopy of the Gunflint microflora. Preliminary results.— Proc. Nat. Acad. Sci. U. S. A., 54.
- Coleman A. P. 1907. A lower Huronian ice age.— Amer. J. Sci., 23.
- Ford. T. D. 1958. Precambrian fossils from Charnwood Forest.— Proc. Yorkshire Geol. Soc., 31.
- Ford T. D. 1962. The oldest fossils.— New Scientist, 15.
- Frakes L. A., Crowell J. C. 1969. Late Paleozoic glaciation. I. South America.— Bull. Geol. Soc. America, 80.
- Frakes L. A., Crowell J. C. 1970. Late Paleozoic glaciation. II. Africa.— Bull. Geol. Soc. America, 81.
- Glaessner M. F. 1962. Precambrian fossils.— Biol. Revs Cambridge Philos. Soc., 37, N 4.
- Glaessner M. F. 1965. Precambrian life — problems and perspectives.— Proc. Geol. Soc. London, 1626.
- Glaessner M. F. 1966. Precambrian paleontology.— Earth Sci. Rev., 1.
- Glaessner M. F., Daily B. 1959. The geology and late Precambrian fauna of the Ediacata fossil reserve.— S. Austral. Museum Rec., 13, N 3.
- Kulling O. 1934. «The Hecla Høek Formation» round Hinlopenstredet.— Geogr. ann., 16, N 4.
- Kulp J. L. 1961. Geologic time scale.— Science, 133.
- Richter R. 1955. Die ältesten Fossilien Sud-Afrikas.— Senkenberg. Iethaea, 36.
- Schopf J. W., Barghoorn E., Maser M. D., Gordon R. O. 1965. Electron microscopy of fossil bacteria two billion years old.— Science, 149.
- Termier H. et G. 1960. L'ediacarien, premier e'tage paleontologique.— Rev. gen. sci. et Bull. Assoc. franc. Avaus. sci., 67, N 3—4.
- Toit A. L. 1921. The Carboniferous glaciation of South Africa.— S. Afric. Geol. Soc. Trans. and Proc., 24.

СОДЕРЖАНИЕ

АЛЕКСАНДР ЛЕОНИДОВИЧ ЯНШИН	5
СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГИПЕРБАЗИТОВ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА <i>А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. С. Перфильев, И. И. Поспелов, С. В. Руженцев, С. Г. Самыгин</i>	9
ТЕОЛОГИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ УРАЛА (КОСИСТЕКСКИЙ РАЙОН) <i>С. В. Руженцев</i>	25
САРМАТСКО-ТУРАНСКИЙ ЛИНЕАМЕНТ ЗЕМНОЙ КОРЫ <i>Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, А. М. Синичка</i>	41
К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ <i>А. И. Суворов</i>	52
ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ НА ПРИМЕРЕ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИХ ГОР <i>Г. И. Макарычев, М. Д. Гесь</i>	70
ГЕРЦИНИДЫ МОНГОЛИИ И ПРОБЛЕМА ПАЛЕОТЕТИСА <i>А. Б. Дергунов, Н. С. Зайцев, А. А. Моссаковский, А. С. Перфильев</i>	87
О СВЯЗИ МЕТАМОРФИЗМА С ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ <i>Н. Г. Маркова, М. Е. Федорова</i>	104
ПОЛЕ ДОЛОМИТОВЫХ ДАЕК В РАЗЛОМАХ ГУРБАН САЙХАН (ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ) <i>М. С. Нагибина</i>	115
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ОХОТСКОГО МАССИВА И ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ <i>Т. В. Молчанова</i>	125
СТРУКТУРНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА НА ПРИМЕРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ <i>Т. Г. Павлова, К. А. Клитин</i>	140

CONTENTS

ALEXANDER LEONIDOVICH YANSHIN	5
STRUCTURAL POSITION OF ULTRABASITE ON THE WESTERN SLOPE OF THE SOUTH URALS	
<i>A. V. Peive, N. A. Sthreis, A. S. Perfiliev, I. I. Pospelov, S. V. Ruzhentsev, S. G. Samygin</i>	9
GEOLOGY OF THE SOUTHERN PART OF THE SAKMARA ZONE IN THE URALS (KOSISTEK REGION)	
<i>S. V. Ruzhentsev</i>	25
SARMATIAN-TURANIAN LINEAMENT OF THE EARTH'S CRUST	
<i>R. E. Aizberg, R. G. Garetsky, A. M. Sinichka</i>	41
ON THE PROBLEM OF FORMATION OF THE CONTINENTAL EARTH CRUST	
<i>A. I. Suvorov</i>	52
EVOLUTION OF MAGMATISM OF FOLDED SYSTEMS ON THE EXAMPLE OF THE CHAT-KALO-KURAMA MOUNTAINS	
<i>G. I. Makarychev, M. D. Ges</i>	70
HERCYNIDES OF MONGOLIA AND PROBLEM OF PALEOTETHYS	
<i>A. B. Dergunov, N. S. Zaitsev, A. A. Mossakovsky, A. S. Perfiliev</i>	87
ON RELATION OF METAMORPHISM AND TECTONICS STRUCTURES ON THE EXAMPLE OF SOUTH-WEST MONGOLIA	
<i>N. G. Markova, M. N. Fedorova</i>	104
FIELD OF DOLOMITE DIKES IN GURBAN-SAIHAN FAULTS (SOUTH MONGOLIA)	
<i>M. S. Nagibina</i>	115
TECTONIC POSITION OF UPPER MESOZOIC GRANITOIDS OF THE OKHOTSK MASSIF AND VERKHUYANO-KOLYMA FOLDED ZONE	
<i>T. V. Molchanova</i>	125
STRUCTURAL REGULARITIES OF GRANITOID MAGMATISM MANIFESTATION ON THE EXAMPLE OF THE BAIKALIAN FOLDED AREA	
<i>T. G. Pavlova, K. A. Klitin</i>	140

THE BASEMENT COVER OF MEDIAN MASS AND ITS ROLE IN STRUCTURE OF GEOSYNCLINAL SYSTEMS <i>M. V. Muratov</i>	152
ON PRECAMBRIAN TECTONICS OF KARELIA <i>A. S. Novikova</i>	167
THE OLDEST FORMATIONS OF A PLATFORM TYPE WITHIN THE BALTIC SHIELD <i>I. P. Palei</i>	178
TYPES OF LOCAL NEGATIVE STRUCTURES OF THE CASPIAN DEPRESSION <i>V. S. Zhuravlev</i>	186
CIMMERIAN (REGENERATED) DEPRESSIONS OF EURASIAN HERCYNIDES <i>A. E. Shlezinger</i>	204
TECTONIC MAPS; EXPERIENCE OF THE COMPILATION <i>Yu. M. Puscharovsky</i>	215
TYPES OF MAGNETIC FIELDS OF LARGE STRUCTURES OF THE EARTH'S CRUST <i>R. A. Gafarov</i>	227
STATE OF STRESSES IN THE EARTH'S CRUST BASED ON MEASUREMENTS IN MINES AND GEOPHYSICAL DATA <i>P. N. Kropotkin</i>	238
DRIFT OF CONTINENTS IN THE LIGHT OF PALEOBOTANY DATA <i>Yu. A. Kosygin</i>	254
PLANETARY ASPECTS OF GEOLOGY <i>V. A. Vakhrameev</i>	262
ON THE IMPORTANCE OF EXPERIMENTS IN GEOLOGY <i>I. V. Luchitsky</i>	269
RELATION OF USEFUL MINERALS IN THE OCEANS TO TECTONIC STRUCTURES <i>P. L. Bezrukov</i>	281
SOME FEATURES OF THE GEOTECTONIC ORIGIN REGIME OF COAL FORMATIONS <i>P. P. Timofeev</i>	291
ON TECTONIC ASPECTS OF THE GEOCHRONOLOGICAL SCALE <i>V. V. Menner, N. A. Shtreis</i>	300

Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., «Наука», 1971 г., стр. 9—24.

Рассмотрено структурное положение гипербазитов на Урале, среди которых выделены два класса: автохтонный и аллохтонный. Аллохтонные гипербазиты образуют: 1) разнообразное серпентинитовое меланжи и протрузии, вскрытые в ядрах куполовидных складок; 2) относительно целые крупные массы, залегающие в ядрах лежачих антиклиналей (Хабаринский массив). Формирование аллохтонных гипербазитовых тел связано с шарфированием эвгеосинклинальных комплексов восточного склона Урала на запад, в пределы Уральской многоэосинклинали. Библ. 21 назв. Илл. 3.

УДК 551.243.4

Геология южной части Сакмарской зоны Урала (Косистекский район). Руженцев С. В. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., «Наука», 1971 г., стр. 25—40.

Южная часть Сакмарской зоны в структурном отношении представляет собой систему смятых тектонических покровов, образованных вулканогенно-осадочными отложениями ордовика, силура и девона. Выделяются три серии пластин. Две нижние образовались в среднем эйфеле, верхняя — на рубеже эйфеля и живета. В среднем карбоне вся масса эвгеосинклинальных отложений Сакмарской зоны была надвинута на запад, в пределы Уральской многоэосинклинали. В настоящее время ниже-среднепалеозойские толщи Сакмарского аллохтона залегают на породах фамена — турне, выполняя ядро Зилаирского синклиория. Библ. 13 назв. Илл. 4.

УДК 551.240

Сарматско-Туранский линеймент земной коры. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Синичка А. М. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., «Наука», 1971 г., стр. 41—51.

Описываются общие особенности строения Сарматско-Туранского линеймента и составляющих его звеньев: Подляско-Брегского, Припятского, Днепровско-Донецкого и Маньчжского грабенов, Донбасско-Промысловской и Мангышлакской складчатых зон и Бухаро-Хивинской зоны ступеней. Высказывается предположение, что Сарматско-Туранский линеймент представляет собой древний рифтообразный пояс. Библ. 29 назв. Илл. 2.

УДК 551.1

К проблеме формирования континентальной земной коры. Суворов А. И. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., «Наука», 1971 г., стр. 52—69.

На основании анализа докембрийских и палеозойских формаций земная кора Восточного Казахстана и Северного Тянь-Шаня, обычно относимая к континентальному типу, подразделяется на две резко различные части: нижнюю — субокеаническую и верхнюю — собственно континентальную. Субокеаническая кора состоит из надбазальтового вулканогенно-осадочного чехла и гетерогенного базальтового или (в погребенных гранитизированных островных дугах) гранито-базальтового фундамента. В составе континентальной коры выделяются гранито-диоритовый фундамент и надгранитный осадочный чехол. Формирование субокеанической коры происходило в течение эвгеосинклинальной и многоэосинклинальной стадий, формирование континентальной коры — в течение орогенной и остаточной-геосинклинальной стадий. Процесс превращения океанической коры в континентальную охватывал чрезвычайно продолжительное время и был в основном необратимым. Табл. 1. Библ. 11 назв. Илл. 2.

УДК 551.24+552.11(235.216)

Эволюция магматизма складчатых систем на примере Чаткало-Кураминских гор. Макарычев Г. И., Гесь М. Д. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., «Наука», 1971 г., стр. 70—86.

Геосинклинальная система Чаткало-Кураминских гор от начала возникновения до превращения в складчатую область прошла три этапа развития: начально-геосинклинальный, главный геосинклинальный и заключительный. Каждый из этапов характеризуется определенными структурными формами, рядами формаций и особенностями проявления магматизма. Установлена миграция гранитоидного магматизма из областей поднятия в геосинклинальные прогибы. Эволюция магматизма во времени и пространстве приводит к созданию «гранито-метаморфического» слоя земной коры. Табл. 1. Библ. 36 назв.

УДК 551.24(517.3)

Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса. Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. «Проблемы общей и региональной тектоники». М., «Наука», 1971 г., стр. 87—103.

В герцинскую эпоху (силур — карбон) территория Монголии представляла собой два принципиально различных блока земной коры: северный — раннекаледонский, в котором уже в раннем палеозое сформировалась земная кора континентального типа, и южный, в котором кора континентального типа отсутствовала. Этим обусловлено появление двух различных типов герцинских геосинклинальных структур: субширотной, линейной эвгеосинклинали на юге Монголии, развивавшейся на коре океанического типа, и северной, состоящей из отдельных разновеликих многоэосинклиналей (Хангай-Хэнтэйской, Борзинской, Прикеруленской и Делюно-Юстыдской), залежившихся на каледонском сиалическом складчатом фундаменте в центральной и западной частях Монголии. Главной особенностью строения и развития эвгеосинклинали Южной Монголии является ее поперечная асимметрия, вызванная последовательным перемещением во времени андезитовой стадии развития (стадии островных дуг) в

южном направлении, что связано с направленным процессом преобразования коры океанического типа в кору континентальную, протекавшим в среднем и позднем палеозое в северной краевой части океана Палеотетис. Обсуждаются и другие проблемы Палеотетиса, в том числе характер тектонических напряжений, которые возникали в области сопряжения континентального и океанического блоков. Библ. 60 назв. Илл. 2.

УДК 552.16+551.24(519.3)

О связи метаморфизма с тектоникой на примере Юго-Западной Монголии. Маркова Н. Г., Федорова М. Н. «Проблемы теоретической и региональной тектоники», М., «Наука», 1971 г., стр. 104—114.

На ряде примеров рассмотрены метаморфические комплексы юго-западной части Монголии. Выяснен состав и возраст исходных пород; описаны парагенетические ассоциации, образовавшиеся в результате их метаморфизма, типичные для фации зеленых сланцев и амфиболитовой фации; отмечены явления гранитизации. Установлена структурная позиция метаморфических толщ — их тесная связь с крупными разломами, а также с антиклинальными структурами. Дана краткая характеристика разломов описываемой части Монголии, свидетельствующая об их глубинном заложении, длительности развития и активности на протяжении как палеозойской, так мезозойской и кайнозойской геотектонических эпох. В результате авторы приходят к выводу о том, что появление метаморфических комплексов в юго-западной части Монголии связано с глубинными процессами и обусловлено проникновением теплового потока и метаморфизирующих флюидов вдоль глубинных швов, которые являлись благоприятными для этого структурами. Библ. 29 назв. Илл. 2.

УДК 551.2+553.49(4/915)

Поле доломитовых даек в разломах Гурбан-Сайхан (Южная Монголия). Нагибина М. С. «Проблемы теоретической и региональной тектоники», М., «Наука», 1971 г., стр. 115—124.

В статье приводится описание впервые обнаруженных в Монголии даек и «субвулканических тел» доломитового состава, приуроченных к системе разломов Гурбан-Сайхан, и высказывается гипотеза об их эндогенном происхождении. Проводится сравнение с эпитетическими карбонатными телами Тянь-Шаньской области альпийской активизации. Табл. 1. Библ. 8 назв. Илл. 2.

УДК 551.21+552.11(571.56/65)

Тектоническое положение верхнемезозойских гранитоидов Охотского массива и Верхояно-Колымской складчатой зоны. Молчанова Т. В. «Проблемы теоретической и региональной тектоники», М., «Наука», 1970, стр. 125—139.

Устанавливается сходство в структурном положении, времени образования и химизме гранитоидов Охотской ветви Чукотско-Катазанского вулканического пояса и Верхояно-Колымской складчатой зоны. На основании этого сделан вывод, что гранитоиды последней не являются производными коровой магмы, возникшей в ходе развития геосинклинального процесса, а формировались в условиях повышенной проницаемости земной коры, благоприятной для поступления летучих компонентов, поднимавшихся из подкорových глубин. Табл. 2. Библ. 50 назв. Илл. 3.

УДК 551.24(571.53)

Структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма на примере Байкальской складчатой области. Павлова Т. Г., Клитин К. А., «Проблемы теоретической и региональной тектоники», М., «Наука», 1971 г., стр. 140—151.

Рассмотрены типы гранитоидных формаций Байкальской складчатой области и их соотношения с крупными структурами. Подчеркнута ведущая роль в становлении докембрийских гранитоидов зон проницаемости и крупных конседиментационных поднятий. Проанализированы возрастные закономерности проявления гранитоидного магматизма в процессе геосинклинального развития области. Библ. 27 назв. Илл. 2.

УДК 551.243

Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых систем. Муратов М. В. «Проблемы теоретической и региональной тектоники», М., «Наука», 1971 г., стр. 152—166.

Рассмотрена роль чехла, покрывающего срединные массивы, в строении складчатых областей. Выделены два типа чехла: догеосинклинальный, на который налагает геосинклинальный комплекс, и разновозрастный с геосинклинальным комплексом, распространенный рядом с ним. Показано значение выделения чехла, когда он захвачен складчатостью вместе с геосинклинальным комплексом, для выяснения времени заложения геосинклинальных трогов и всей геосинклинальной системы. Разобрано соотношение разных типов чехла массивов с ортегным комплексом и эпигерцинским платформенным чехлом. Рассмотрены многие примеры разных типов чехла основания и соотношение чехла разновозрастного с геосинклинальными комплексами и догеосинклинального. Библ. 32 назв. Илл. 2.

УДК 551.24+551(47)

О тектонике докембрия Карелии. Новикова А. С. «Проблемы теоретической и региональной тектоники», М., «Наука», 1971 г., стр. 167—177.

На основе обобщения геологических и геофизических материалов многих исследователей, а также личных наблюдений автора составлена принципиально новая схема тектоники докембрия Карелии. Основные элементы ее структуры представляют собой чешуйчатые моноклинали и надвиги, возникшие при горизонтальном сжатии. Библ. 15 назв. Илл. 1.

УДК 551.24

Древнейшие образования платформенного типа в пределах Балтийского щита. Палей И. П. «Проблемы теоретической и региональной тектоники», М., «Наука», 1971 г., стр. 178—185

Древнейшие платформенные (протоплатформенные) отложения возникли в среднем протерозое на наиболее консолидированных участках щита, сложенных архейско-нижнепротерозойскими сложноскладчатыми и гранитизированными комплексами. Одной из характерных особенностей протоплатформенных образований является сочетание платформенных и орогенных (и, в меньшей степени, даже геосинклинальных) черт. В качестве протоплатформенных образований рассматриваются ятулийские отложения Карелии и Кольского полуострова, готский комплекс и субиотний Швеции и формация Телемарк Норвегии. Библ. 31 назв. Илл. 1.

УДК 551.247 : 553.981/982(574.1)

Типы локальных отрицательных структур Прикаспийской впадины. Журавлев В. С. «Проблемы теоретической и региональной тектоники», М., «Наука», 1971 г., стр. 186—203.

Нормально развитые соляные купола Прикаспийской впадины разобцены междупольными депрессиями и нередко сопровождаются компенсационными мульдами, иногда — мульдами оседания. Междупольные депрессии являются первичными, а компенсационные мульды и мульды оседания — вторичными негативными структурами. Среди междупольных депрессий различаются раскрытые и обрамленные, среди компенсационных мульд — сопряженные и вдавленные, среди мульд оседания — экранированные и наложенные. Локальные отрицательные структуры, созданные соляной тектоникой в Прикаспийской впадине, составляют последовательные генетические ряды. Наместившаяся возможность типизации этих структур может облегчить поиски залежей нефти и газа в еще неразбуренных междупольных депрессиях и компенсационных мульдах. Табл. 1. Библ. 57 назв. Илл. 6.

УДК 551.24(415)

Киммерийские (возрожденные) прогибы герцинид Евразии. Шлезингер А. Е. «Проблемы теоретической и региональной тектоники», М., «Наука», 1971 г., стр. 204—214.

На юге и востоке герцинид Евразии распространены одиночные раннемезозойские геосинклинальные прогибы. По условиям своего развития они представляют собой вторичные геосинклинали, которые, вслед за Л. Мразеком и Э. Зюссом, можно выделять под названием киммерийских (возрожденных) прогибов. Последние расположены в непосредственной близости к Альпийско-Гималайскому поясу или мезозоидам Сихотэ-Алиня и при удалении от них исчезают. Киммерийские прогибы обладают рядом характерных черт строения и развития, значительно отличающих их от нормальных геосинклинальных и орогенных структур герцинид. Табл. 1. Библ. 15 назв. Илл. 1.

УДК 551.1

Тектонические карты; обобщение опыта составления. Пущаровский Ю. М. «Проблемы теоретической и региональной тектоники», М., «Наука», 1971 г., стр. 215—226.

Современная эпоха является периодом расцвета тектонического картографирования. Дальнейшее развитие тектонической картографии предполагает отображение в равной степени структуры материков, дна океанов и зон их раздела (приокеанических зон). Для обозначения возраста складчатых образований предлагается пользоваться подразделениями относительной геохронологической шкалы, взамен обычных наименований эпох европейского тектогенеза. Рекомендуется также более дробная классификация геосинклиналей, чем их разделение только на эв- и многогеосинклинали. Библ. 30 назв.

УДК 550.38+551.24

Типы магнитных полей крупных структур земной коры. Гафаров Р. А. «Проблемы теоретической и региональной тектоники», М., «Наука», 1971 г., стр. 227—237.

По данным мировых магнитных съемок четко устанавливаются значительные различия аномалий материков и океанов. Выделяются два основных типа магнитных полей (мозаичные и дугообразно-полосовые), соответствующих континентам, и один тип (полосчатые линейные аномалии) — океанам. Основные типы аномальных магнитных полей отражают главные тектонические особенности земной коры и мантии — ее глобальные области сжатия (материки) и растяжения (океаны), характеризуя тем самым геомагнитные аспекты структуры и тектонической эволюции Земли. Библ. 45 назв. Илл. 1.

УДК 550.311

Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным. Кропоткин П. Н. «Проблемы теоретической и региональной тектоники», М., «Наука», 1971 г., стр. 239—253.

Дано обобщение прежних и новейших (опубликованных в советской и зарубежной печати) данных по измерениям естественного напряженного состояния горных пород и по определениям ориентировки напряжений в очагах землетрясений. Обосновано предположение, что наблюдаемое сжатие земной коры связано с сокращением радиуса Земли. Библ. 59 назв. Илл. 4.

УДК 561.551.241

Дрейф материков в свете палеоботанических данных. Вахрамеев В. А. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., «Наука», 1971 г., стр. 254—261.

Существование в позднем палеозое единого материка Гондваны подтверждается необычайным единством и своеобразием глоссоптериевой флоры умеренного типа, местонахождения которой известны в Индии, Антарктиде, Южной Америке, Центральной и Южной Африке и Австралии. Эта флора резко отлична от тропической флоры Евразийской области. Об отсутствии Атлантического океана в позднем палеозое свидетельствуют одинаковый состав глоссоптериевых флор Южной Африки и Южной Америки, а также единство каменноугольных и пермских флор Северной Америки и Европы, образующих Евразийскую область. Библиография: 17 назв.

УДК 551.1

Планетарные аспекты геологии. Косыгин Ю. А. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., «Наука», 1971 г., стр. 262—268.

Характеризуются два главных уровня организации вещества: планетарный и атомно-молекулярный; рассматриваются геологические объекты (системы), принадлежащие к планетарному уровню организации вещества, а также основные атрибуты этого уровня, такие как достаточно большая масса планетного тела и его сферондальная форма, собственное тепловое поле и тектоническая активность, слоистая структура. Библиография: 16 назв.

УДК 550.89—551.24

О значении эксперимента в геологии. Лучицкий И. В. В кн. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., «Наука», 1971 г., стр. 269—280.

Рассмотрено познавательное значение геологического эксперимента. Определены преимущества экспериментального метода перед актуалистическим при разработке проблемы глубинного строения Земли. Подчеркивается, что оба метода являются важнейшими звеньями индуктивного анализа и составляют лишь один из элементов общего материалистического познания диалектической природы геологических явлений. Библиография: 16 назв.

УДК 551.352 : 553.31+553.32+553.64 : 551.24

О связи полезных ископаемых дна океанов с тектоническими структурами. Безруков П. Л. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., «Наука», 1971 г., стр. 281—290.

В глубоководных областях океанов за пределами подводных окраин континентов присутствуют разнообразные полезные ископаемые: нефть, газ, марганцевые, железные руды, фосфориты, соли и др. Рассматриваются соотношения этих полезных ископаемых с тектоническими структурами и связанными с ними геологическими формациями. Приводятся новые данные о распространении на подводных горах в центральной части Тихого океана фосфоритов. Библиография: 33 назв. Илл. 1.

УДК 552.51+551.242

Некоторые особенности геотектонического режима образования угленосных формаций. Тимофеев П. П. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., «Наука», 1971 г., стр. 291—299.

На основе анализа строения циклов показаны некоторые особенности сингенетичного геотектонического режима процесса образования угленосных формаций. Обращается внимание на роль генезиса и комплексных исследований для выяснения ведущего формациеобразующего фактора — геотектонического режима. Библиография: 15 назв.

УДК 551.24+551.7+550.93(525)

О тектонических аспектах геохронологической шкалы. Меннер В. В., Штрейс Н. А. «Проблемы теоретической и региональной тектоники». М., «Наука», 1971, стр. 300—309.

Основой крупнейших подразделений геохронологической шкалы является особого рода тектоническая периодичность, границы которой совпадают с главными биостратиграфическими рубежами геологической летописи Земли. Выделяются четыре мегаэры, охарактеризованные как палеонтологическими, так и радиометрическими данными. Библиография: 46 назв.

ПРОБЛЕМЫ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ
И РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ
(к 60-летию акад. А. Л. Яншина)

*Утверждено к печати ордена
Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор *М. А. Пергамент*
Художник *М. К. Шевцов*
Художественный редактор *Т. Н. Тихунов*
Технический редактор *Л. В. Каскова*

Сдано в набор 15/II 1971 г. Подписано к печати

17/III 1971 г. Формат 70×100^{1/16}

Усл. печ. л. 25,8. Уч.-изд. л. 26,5

Тираж 1250 экз. Тип. зак. 4492

Бумага № 1 Т-05529.

Цена *3 р. 20 к.*

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука».
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

5p 22.

369



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»