

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1986

СОДЕРЖАНИЕ

Ханн В. Е. Учение о геосинклиналях и тектоника плит	3
Соловьев В. О. Сопоставление развития Тихоокеанского и Средиземноморского поясов Евразии	13
Мазарович А. О. Разломы северной части центральной Атлантики	25
Семёнов В. С., Соловьев И. А. Позднеархейско-раннепротерозойские метаморфические пояса хр. Шеклтон и гор Принс-Чарльз (Антарктида)	35
Федоровский В. С., Соколова Ю. Ф. Тектоника Центральной гнейсово-купольной зоны Приольхонья (Западное Прибайкалье)	54
Чекунов А. В., Рябчун Л. И. Динамика краевых разломов Днепровского грабена	72
Щербаков С. А. Структура и пластические деформации ультрабазитов Ключевского массива (Средний Урал)	80
Дотдугев С. И. О покровном строении Большого Кавказа	94
Журавлев Е. Г. Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты	107
Хуторской М. Д., Городницкий А. М., Гольмшток А. Я., Сочельников В. В., Кондюрин А. В. Тепловой поток, базальтовый вулканизм и строение литосферы Тирренского моря	116

Хроника

Богданов Н. А., Шараськин А. Я. Геохимия офиолитов (ежегодный симпозиум проекта № 195 МПГК)	124
Чекунов А. В., Кучма В. Г. Создание региональной секции Междуведомственного тектонического комитета АН СССР на Украине	126

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
G E O T E C T O N I C S

SEPTEMBER — OCTOBER

MOSCOW

№ 5, 1986

CONTENTS

Khain V. E. Geosyncline theory and plate tectonics	3
Solovyev V. O. Comparison of evolution of Pacific and Mediterranean belts of Eurasia	13
Mazarovich A. O. Faults of the northern part of the Central Atlantic	25
Semyenov V. S., Solovyev I. A. Late Archeozoic-Early Proterozoic metamorphic belts of Sheklton Range and Prince Charles Mountains (Antarctica)	35
Fedorovsky V. S., Sokolova Yu. F. Tectonics of the Central gneissdome zone of Priolikhonye (Western Baikal area)	54
Chekunov A. V., Ryabchun L. I. Dynamics of Dnepr graben marginal faults	72
Scherbakov S. A. Structure and plastic deformations of ultramafics of Kluchevskoy massif (Middle Urals)	80
Dotdjev S. I. On nappe structure of the Greater Caucasus	94
Zhuravlev E. G. Tectonics of the basement of West Siberian plate	107
Khutorskoy M. D., Gorodnitsky A. M., Gol'mshatok A. Ya., Sochel'nikov V. V., Kondyurin A. V. Heat flow, basaltic volcanism and the structure of lithosphere of the Tyrrhenian Sea	116

News

Bogdanov N. A., Scharaskin A. Ya. Geochemistry of ophiolites (annual symposium of IGCP Project 195)	124
Chekunov A. V., Kuchma V. G. Regional section of Interdepartmental Tectonic Committee of the USSR Academy of Sciences set up in the Ukraine	126

УДК 551.24.01

Х А И Н В. Е.

УЧЕНИЕ О ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Учение о геосинклиналях, по мнению автора, не может быть противопоставлено тектонике плит, являясь эмпирическим обобщением, независимым от какой-либо геодинамической модели. Основные положения этого учения получают хорошее истолкование с позиций тектоники плит, позволяя существенно углубить и дополнить их содержание и понимание. Можно полагать, таким образом, что с появлением тектоники плит учение о геосинклиналях вступило в новый этап своего развития. Вместе с тем нет пока оснований считать, что это учение утратило свое значение, и полностью отказаться от классической геосинклинальной терминологии.

Сравнительно недавно, почти 30 лет назад, мировая геологическая общественность торжественно отмечала столетие учения о геосинклиналях. В юбилейных статьях [2, 14, 15] подчеркивалось, что это учение на протяжении целого века, в особенности после работ Э. Ога в начале XX в., служило надежной основой всей теоретической геологии, превратившись по существу в стержень общей теории эволюции земной коры. Но прошло всего каких-нибудь полтора десятка лет после юбилейной даты, как вокруг дальнейшей судьбы геосинклинального учения в связи с появлением теории тектоники литосферных плит возникла острая полемика. Выразители крайних точек зрения противопоставили геосинклинальное учение и тектонику плит. При этом критики «справа» [1, 6 и др.] отмечали, что, поскольку тектоника плит якобы находится в противоречии с учением о геосинклиналях, а последнее опирается на солидный эмпирический базис, тектоника плит неверна и должна быть отброшена, а учение о геосинклиналях сохранено. В противоположность этому критики «слева» [4, 7, 16], исходя из того же мнимого, на мой взгляд (см. ниже), противоречия, утверждают, что учение о геосинклиналях отжило свой век и должно быть оставлено, ибо тектоника плит дает более удачное объяснение описываемых им явлений. Эта критика учения о геосинклиналях с позиций тектоники плит прозвучала и на 27-й сессии Международного геологического конгресса, в особенности в эмоциональных выступлениях А. Дж. М. Шенгёра (Турция), в то время как Ж. Обуэн, Р. Трюмпи (см. также [21]) и автор этих строк отстаивали полную совместимость учения о геосинклиналях и тектоники плит.

Рассматривая ближе существо возникшей проблемы, следует прежде всего отметить, что представители обеих крайних точек зрения исходят из того варианта учения о геосинклиналях, который сложился в 30—50-е годы, у нас в стране в основном под влиянием работ В. В. Белоусова, на строго фиксистой основе. Между тем связь учения о геосинклиналях с фиксизмом вовсе не является обязательной и неизбежной. В отличие от геотектонических гипотез и теорий вроде тектоники плит учение о геосинклиналях не представляет собой геодинамической модели, а является чисто эмпирическим обобщением, сводящим воедино наблюдаемые в природе закономерности развития определенного типа подвижных зон земной коры, но само по себе еще не предлагающим их геомеханического объяснения (в этом его сила, в этом и его слабость). Поэтому противопоставление учения о геосинклиналях (я сознательно называю его все время учением, а не теорией) и теории тектоники литосферных плит неверно уже в принципе: они принадлежат к разным гносеологическим категориям.

Напомню, что на протяжении своей более чем столетней истории развитие геосинклиналей истолковывалось с позиций различных, гос-

подствовавших в ту или иную эпоху, тектонических парадигм. Основоположник учения — Дж. Холл фактически усматривал причину погружения геосинклиналей в изостатическом механизме — прогибание как следствие мощного осадконакопления. Автор термина «геосинклиналь» Дж. Дэна, как и многие другие геологи конца XIX начала XX в. был контракционистом и соответственно считал причиной образования геосинклиналей и их превращения в складчатые горные сооружения сжатие земной коры. А. П. Павлов дополнил это представление идеей изостатического подъема складчатых систем. В 20-е годы Э. Арган и Р. Штауб истолковали развитие Альпийской геосинклинали с позиций мобилизма. В 30—50-е годы возобладало фиксистское толкование геосинклинального процесса (ундационная гипотеза Р. В. ван Беммелена — 1933 и далее; астенолитная гипотеза Б. и Р. Виллисов — 1941; радиомиграционная гипотеза В. В. Белоусова — 1943 и далее). И наконец, А. Митчелл и Г. Ридинг, Дж. Дьюи и Дж. М. Берд, П. Кони и др. в 1969—1970 гг. [16—20] предприняли первую попытку обрисовать развитие геосинклиналей в духе только что появившейся тектоники плит. Таким образом, учение о геосинклиналях успешно пережило не одну геотектоническую парадигму, претерпев одновременно свою собственную эволюцию в сторону все большего совершенствования — выяснение сложности внутреннего строения геосинклинальных поясов, установление стадийности, цикличности и направленности их развития, связи с ним эволюции осадконакопления и магматизма и т. д. Поэтому и судьбу учения о геосинклиналях не следует связывать с судьбой той или иной тектонической парадигмы — оно пережило не одну из них, продолжая углубляться и совершенствоваться.

В свете сказанного противопоставление учения о геосинклиналях и тектоники плит со стороны представителей современного фиксизма не заслуживает специального разбора, ибо их никак нельзя считать взаимоисключающими, если только не рассматривать учение о геосинклиналях в его фиксистской интерпретации. Кроме того, система доказательств тектоники плит совершенно не зависит от того или иного варианта учения о геосинклиналях.

По существу аналогичную ошибку допускают и «левые» критики учения о геосинклиналях, считая его безнадежно скомпрометированным этим фиксистским прошлым (но Арган и Штауб были мобилистами!). Гораздо серьезнее соображения современных неомобилистов о том, что учение о геосинклиналях устарело и утратило свое значение с появлением тектоники плит, поскольку последняя дала новое и более глубокое толкование того же комплекса геологических явлений на основе последовательного применения метода актуализма. Отсюда обвинение учения о геосинклиналях в антиактуалистичности, обвинение не вполне справедливое, поскольку почти с самого начала возникновения понятия о геосинклиналях шли настойчивые поиски их современных аналогов. Как известно, американские исследователи, от Дж. Дэна до Ч. Шухерта и позднее, усматривали такие аналогии в континентальных окраинах атлантического типа, получивших позднее название пассивных окраин. Эта точка зрения, казалось бы, нашла полное подтверждение после первых сейсмических исследований атлантической подводной окраины США, итогом которых явился профиль Ч. Дрейка — Дж. Офисера, воспроизведенный затем в многочисленных статьях и книгах. На этом профиле четко вырисовываются два прогиба — в зоне шельфа и в зоне континентального склона и подножия, которые и по размерам, и по положению, казалось бы, полностью соответствуют мио- и эвгеосинклинальным зонам соседней палеозойской Аппалачской геосинклинали. Более глубокий анализ обнаруживает, однако, существенные различия между ними — более внешний по отношению к континенту прогиб существенно отличается от внутренней, эвгеосинклинальной зоны Аппалачей тем, что он развивался на коре переходного, а не океанского типа, в нем отсутствуют офиолитовая ассоциация и вообще инициальные (по Г. Штилле) вулканы, и вся эта пара прогибов лишена наиболее характерного, веду-

шего элемента строения геосинклинальных поясов — сейсмофокальных зон Заварицкого — Беньофа. Поэтому современный прогиб зоны континентального склона и подножия отвечает не эвгеосинклинали, а так называемый мезогеосинклинали [12], а эвгеосинклиналь следует искать уже в открытом океане. В целом же пассивные окраины атлантического типа могут соответствовать лишь самым начальным стадиям развития геосинклинальных поясов прошлого (почему эта стадия затянулась в случае Атлантики на 160 млн. лет — это уже особый вопрос).

Э. Ог, а за ним многие европейские геологи, в том числе А. Н. Мазарович, уподобляли, как мы видели, по-своему так же достаточно логично, геосинклинали современным океанам типа Атлантического океана. Обнаружение в конце 60-х годов разительного сходства офиолитовой ассоциации континентов с корой океанского ложа как будто подтвердило правильность этого представления, и в 70-е годы отождествление геосинклиналей с океанами геологического прошлого получило широкое распространение (у нас после основополагающей работы А. В. Пейве [9]). Однако последующее интенсивное изучение офиолитов показало, что подавляющее их большинство возникло не в собственно океанской (рифты срединных хребтов), а скорее в окраинно-морской или даже островодужной обстановке [3]. К тому же геосинклинальные осадочные формации как по составу, так и по большой мощности, как правило, существенно отличаются от собственно океанских, теперь нам хорошо известных [10]. Поэтому простое и прямое отождествление геосинклиналей и океанов нередко вызывает обоснованный протест (А. Л. Яншин и др.).

Признаки активного развития сейсмофокальных зон — зон субдукции, формационный характер осадков и магматитов больше всего сближают древние геосинклинали с континентальными окраинами западно-тихоокеанского типа или такими «межокеанскими» областями, как Антильско-Карибская область и Индонезийский архипелаг, а также с современным Средиземноморьем. Таким образом, в поисках современных геосинклиналей ближе всего к истине оказался голландский геолог — исследователь Индонезии Г. Моленграаф, который еще в 1916 г. указал на сходство древних геосинклиналей с современными Индонезией («Ост-Индией») и Антильско-Карибской областью («Вест-Индия»). Следует признать вместе с тем, что доля истины заключалась и в двух других подходах к решению проблемы современных геосинклиналей. Действительно, на ранних стадиях истории межконтинентальных геосинклиналей они развиваются как океаны атлантического типа с их пассивными окраинами, а если рассматривать геосинклинальные пояса на зрелой стадии их существования в целом, то они по своему масштабу вполне отвечают океанским бассейнам. Например, Урало-Охотский пояс даже по своей современной ширине ~2700 км, не считая происшедшего сокращения в процессе складко-, надвиго- и покровообразования (скупивания), вполне сравним с Северной Атлантикой и подобно последней имеет в своем составе ряд микроконтинентов. Следовательно, в историческом аспекте мы вправе рассматривать древние геосинклинальные пояса, по крайней мере некоторые (межконтинентальные — см. ниже), как океанские бассейны, хотя активный геосинклинальный процесс — процесс созидания, аккреции континентальной коры за счет океанской — не охватывает одновременно всю площадь таких бассейнов, а лишь их периферические части, за исключением заключительной стадии развития, отчасти сходной с современной эпохой развития Средиземноморья¹.

При этом следует отдавать себе отчет в существенных различиях двух основных типов геосинклинальных поясов — окраинно-континентальных и межконтинентальных (подробнее см. [13]). Первые, к которым относятся перитихоокеанские пояса, постоянно находятся вне собственно океана, хотя и развиваются за счет этого океана. Во-вторых

¹ Но здесь часть впадин с океанской корой являются не остаточными, а новообразованными.

океан (если это настоящий океан!) постоянно лежит **внутри** пояса. Примерами этого второго типа могут служить Тетис и его предшественники (Палео- и Прототетис), Урало-Охотский и Протоатлантический пояса. Окраины такого пояса (палеоокеана или, если угодно, квазиокеана) вначале могут быть пассивными; затем одна из них, как у Тетиса, или даже обе становятся активными.

Говоря о геосинклинальных поясах как об океанах или частях океанов, надо ответить на вопрос о том, куда же девалась собственно океанская кора, если офиолиты в подавляющем большинстве случаев ее не представляют. Дело, очевидно, в том, что условия для сохранения этой коры в разрезе современных складчатых поясов очень неблагоприятны, как и условия ее распознавания. Лучшие, наиболее полные и наименее нарушенные разрезы офиолитовых комплексов, вроде оманского, новогвинейского, кипрского, принадлежат не океанам, а окраинным морям или основанию островных дуг, что неудивительно, ибо именно эта молодая кора сохраняет свою плавучесть и относительно легко обдуцируется на край континента. Кора же (и литосфера в целом) океанов достигает зон Заварицкого — Беньофа уже в более древнем возрасте и целиком, за исключением части, входящей в виде меланжа или чешуй и протрузий в состав аккреционных клиньев, подвергается субдукции. В основании энсиалических островных дуг офиолиты обычно скучиваются и метаморфизуются, и в силу этого, а также благодаря изначально весьма малой мощности океанского осадочного чехла их становится очень трудно отличить от надстраивающего островодужного осадочно-вулканогенного разреза.

Из образования «открытого» океана в состав внутренних, эвгеосинклинальных зон складчатых систем входят, однако, такие не поддающиеся субдукции, как вулканические острова и архипелаги гавайского типа, подводные возвышенности и плато типа возвышенности Шатского и плато Манихики в Тихом океане и, естественно, микроконтиненты типа плато Рокколл в Атлантике. Именно эти образования и составляют большую часть экзотических блоков (или «подозрительных земель» — *suspect terranes*), слагающих основную площадь эвгеосинклинали Северо-Американских Кордильер или Корякии.

Сложность отождествления тектонических структур — геосинклинальных поясов с определенными геоморфологическими единицами поверхности Земли — океанами, их пассивными и активными окраинами, межконтинентальными комплексами морей и островных дуг, невозможность объективного установления первоначальной ширины геосинклинальных бассейнов — в отсутствии точных палеомагнитных данных и определяет, на мой взгляд, необходимость сохранения термина «геосинклинальный пояс», особенно в его противопоставлении континентальным платформам, рассматриваемым в историческом аспекте. Не может служить заменой этого термина термин «складчатый пояс», ибо складчатые пояса возникают лишь на заключительном этапе развития геосинклинальных поясов и нередко охватывают не только площадь геосинклинального пояса, но и прилегающую часть континентальных платформ, противопоставляясь остальной их части в чисто структурном аспекте. Некоторые же участки геосинклинального пояса могут остаться не охваченными складчатостью (моря Ионическое и Леванта, например).

Но как обстоит дело с многочисленными структурными элементами, традиционно выделяемыми в составе геосинклинальных поясов, в свете современных данных океанологии, в свете современных возможностей метода актуализма?

Среди этих понятий наиболее важным представляются понятия мио- и эвгеосинклинали и срединного массива. Миогеосинклинали прошлого достаточно однозначно определяются как пассивные окраины или пассивные внешние участки активных окраин типа шельфа Сунда, развивающиеся на относительно непереработанной континентальной коре и отвечающие в геоморфологическом смысле в основном внешнему шельфу (внутренний шельф относится уже к области перикратонных опуска-

ний) с его морскими мелководными осадками. Эвгеосинклинали — это более внутренние зоны геосинклинальных поясов и слагающих их систем, закладывающиеся на коре океанского типа и включающие впадины окраинных морей, островные дуги и глубоководные желоба, а также, как мы видели выше, некоторые образования собственно океанского происхождения. Это двойное подразделение не является, однако, исчерпывающим, поскольку между мио- и эвгеосинклиналями остаются еще промежуточные зоны, охватывающие континентальный склон и отчасти подножие и подстилаемые корой переходного типа, т. е. переработанной — утоненной в процессе рифтогенной деструкции и пронизанной внедрениями базальтовых магматитов континентальной корой. Такие промежуточные зоны логичнее всего называть мезогеосинклиналями (термин, предложенный китайскими геологами и введенный в нашу литературу Н. А. Беляевским)².

Само собой разумеется, что использование терминов мио-, мезо- и эвгеосинклиналь, определенных в основном через тип коры и магматизм, не отменяет применения, особенно в палеогеографическом и седиментологическом аспекте, геоморфологических понятий шельфа, континентального склона, континентального подножия, окраинного моря.

Что же касается термина «срединный массив», то в настоящее время достаточно очевидно соответствие подобных структурных элементов современному понятию «микроконтинент»; применение последнего представляется более желательным. Следует, однако, отдавать себе отчет в том, что некоторые «классические» срединные массивы или оказались несуществующими в предполагавшемся объеме (например, Паннонский массив — тектонотип этих структур Л. Кобера), либо представляющими собой шарьяжные пластины и (или) их комплексы (Родопский, Пелагонийский массивы), либо, например, крупные тектонические окна на периферии континентальных платформ (например, Мендересский массив).

Широкое распространение в классической геосинклинальной терминологии получили термины «поднятие», «прогиб» или их более строгие эквиваленты — геоантиклиналь, интрагеосинклиналь. Геоантиклинали оказались древними островными дугами, вулканическими (эвгеоантиклинали Ж. Обуэна) или невулканическими (миогеоантиклинали того же автора). Термин «поднятие» имеет более широкое значение — под ним понимались и островные дуги, и небольшие микроконтиненты. Прогибы или интрагеосинклинали могут иметь различную природу — окраинные и внутренние моря, внутридуговые рифты, тыльно- и преддуговые прогибы, глубоководные желоба. Представляется, что конкретизация классических понятий на актуалистической основе (таблица) весьма прогрессивна и должна производиться во всех случаях, когда для этого имеются достаточные фактические основания. Однако до получения соответствующих данных вполне возможно использование таких нейтральных терминов, как «поднятие» и «прогиб».

Поскольку существуют микроконтиненты, особенно многочисленные в межконтинентальных поясах, оправдано разделение этих поясов на отдельные геосинклинальные системы, лежащие между этими микроконтинентами и континентальными платформами или между разными микроконтинентами. Тем более, что выделенные таким образом системы обладают определенной индивидуальностью и порождают обособленные складчатые горные сооружения, например Урал или Большой Кавказ. Целесообразно, по мнению автора, и сохранение понятия «геосинклинальная область» для таких естественных ансамблей систем, как Антильско-Карибская, Индонезийская или более древние — Центрально-Казахстанская или Алтае-Саянская области.

Еще раз подчеркну, что, ратуя за сохранение определенной части классической геосинклинальной терминологии, следует всецело поддер-

² М. Г. Ломизе [5] относит мезогеосинклинали к «безофиолитовым» эвгеосинклиналям.

Сопоставление палеотектонических и геоморфологических элементов геосинклинальных областей

Палеотектонические элементы	Многоэосинклиналь	Миогеоантклиналь	Мезогеосинклиналь	Эвгеосинклиналь	Эвгеоантклиналь	Срединный массив
Геоморфологические элементы	Внешний шельф*	Краевые плато в пределах шельфа	Континентальный склон и подножие Окраинные моря (частично)	Окраинные моря (частично)** Глубоководные желоба во внутренней и внешней периферии островных дуг Преддуговые и тыльно-дуговые впадины-террасы	Вулканическая островная дуга Палеовулканическая островная дуга	Микроконтинент
	Характер континентальной	Континентальная	Переходного типа	Океанского или субокеанского типа	Субконтинентальная	Континентальная

*Внутренний шельф составляет зону перикратонных опусканий платформы.

**Центральные части окраинных морей с маломощным осадочным чехлом (например, в Филиппинском море) представляют собой как бы негативные аналоги срединных массивов, но их кора (литосфера) обычно в разрезе складчатых сооружений или не сохраняется вследствие субдукции, или присутствует в сильно сжуженном виде.

жать ее наполнение более конкретным структурно-геоморфологическим содержанием по мере накопления фактической информации.

Наряду с упреком в антиактуалистичности, критики учения о геосинклиналях предъявляют ему упрек в излишней догматичности представления о стадийности их развития, о predeterminedности, детерминированности их эволюции. Этот упрек, если отнести его к фиксистой версии данного учения, в известной мере справедлив. Пути развития конкретных геосинклинальных поясов, областей и систем, продолжительность прохождения ими различных стадий и даже последовательность этих стадий весьма многообразны, начиная уже с условий заложения, разных для окраинно-континентальных и межконтинентальных геосинклиналей. Дальнейшая же история может разыгрываться по самым различным сценариям: заложение энсиматических или энсиалических островных дуг, первых в океанской или окраинно-морской обстановке, вторых — на краю континентов или микроконтинентов с перескоком осей спрединга, с возникновением разного числа и разнонаклонных сейсмофокальных зон (зон субдукции), со столкновением островных дуг с континентом или микроконтинентом, либо друг с другом, с проявлением или без проявления внутридугового рифтинга и т. д. и т. п. При всем этом отчетливо просматривается общая тенденция развития, начинающаяся деструкцией суперконтинентов (Пангея I, Пангея II, Гондвана), т. е. преобладанием растяжения, образованием океанского бассейна (межконтинентальные геосинклинали) или активной окраины западно-тихоокеанского типа (окраинно-континентальные геосинклинали), возникновением все более многочисленных островных дуг (ср. частная инверсия, по В. В. Белоусову), их слиянием между собой, т. е. переходом к преобладанию сжатия с отмиранием осей спрединга, аккрецией новообразованной континентальной и реликтов океанской коры и в конечном счете формированием межконтинентальных или окраинно-континентальных складчатых (фактически складчато-надвиговых, складчато-покровных) систем (общая инверсия, по В. В. Белоусову), а также коллизионных и окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов. В итоге происходит закрытие межконтинентальных океанских (квазиокеанских) бассейнов или образование континентальных окраин андского типа (Тихоокеанское кольцо).

В зарубежной литературе эта последовательность событий — от открытия до закрытия океана — получила название цикла Вилсона, в честь канадского геофизика Дж. Т. Вилсона, впервые указавшего на то, что юрскому раскрытию Атлантического океана предшествовало его рас-

крытие в начале палеозоя и закрытие в середине — конце палеозоя [22]. Но легко видеть, что в случае палеозойской Протоатлантики (впоследствии английским геологом Дж. Б. Харландом названной океаном Япетус), как и в случае Средиземноморского пояса, понятие цикла Вилсона полностью совпадает с классическим понятием тектонического цикла — каледонского (северная Протоатлантика), байкальского, герцинского, киммерийского, альпийского (Средиземноморский пояс). В Урало-Охотском поясе цикл Вилсона растянулся на значительную часть рифея и весь палеозой, а на крайнем востоке (Амуру-Охотский сегмент) даже на начало мезозоя, и охватывает несколько классических тектонических циклов — байкальский, каледонский, герцинский, частично киммерийский, каждый из которых знаменовался **частичным** (а не полным, как в вышеприведенных примерах Япетуса и Тетиса) закрытием палеоокеана. Иначе говоря, в случае Урало-Охотского пояса цикл Вилсона отвечает уже целому мегациклу, как и в случае Круготихоокеанского пояса, где он вообще остался незавершенным (кроме Антарктического сегмента).

Эволюция же геосинклинальных поясов (областей, систем) внутри циклов достаточно близко соответствует тому, что в классическом геосинклинальном учении называлось раннегеосинклинальной, позднегеосинклинальной (зрелой, островодужной), ранне- и позднеорогеническими стадиями. Разумеется, общая тенденция аккреции континентальной коры может практически в любой момент превратиться обратной тенденцией ее деструкции, как это имело место в начале кайнозоя в Западно-Тихоокеанском и Средиземноморском поясах с образованием систем окраинных (в первом) и внутренних (во втором) морей с новообразованной корой океанского типа. Но необходимо напомнить, что все геологические закономерности носят стохастический (статистический) характер и не должны пониматься чересчур догматически (подобное их изложение, но и то с оговорками, полезно разве только для учебника).

Некоторые авторы, например А. Миясино [7], идут еще дальше и отрицают самую основу учения о геосинклиналях, заложенную Дж. Холлом, — представление о том, что складчатые сооружения закономерно возникают на месте зон с мощным осадконакоплением. А. Миясино утверждает, что «...накопление мощных осадочных толщ никак не связано с орогенией» [7, с. 90] и что «не существует причинно-следственных связей между осадконакоплением в геосинклиналях и орогенией» [там же, с. 91]. Попробуем разобраться и в этом вопросе. Действительно, существуют зоны мощного осадконакопления, которые не претерпели (еще не претерпели) складчато-надвиговых деформаций; это пассивные окраины континентов, окраины атлантического типа. История протерозойских, палеозойских и мезозойских геосинклинальных систем показывает, что такие зоны в дальнейшем вовлекались в деформации и ныне составляют, как правило, внешние зоны складчатых сооружений. Существуют, правда, и другие зоны мощного осадконакопления — внутри платформ; это авлакогены, по существу представляющие собой недоразвитые геосинклиналях, и глубокие синеклизы типа Прикаспийской. Последние, однако, представляют собой не линейные, а изометричные области прогибания, и уже этим отличаются от геосинклиналей.

Далее, ныне общеизвестно существование горных систем, образованию (новообразованию) которых непосредственно не предшествовало сколько-нибудь мощное осадконакопление — Тянь-Шань, Алтай и мн. др. В советской литературе их называют эпиплатформенными или вторичными орогенами, дейтероорогенами, возрожденными горами. Но первичные, эпигеосинклинальные орогены, складчатые сооружения постоянно обнаруживают связь с зонами предшествующего мощного осадконакопления геосинклинального типа, т. е. с участием относительно глубоководных осадков, за исключением своих краевых частей, которые могут накладываться на прилегающие участки платформ с относительно тонким осадочным чехлом. Таким образом, связь мощного осадконакопления с последующим орогенезом (в понимании А. Миясино, как и других

западных геологов, орогенез — это совокупность складко- и горообразования) все же существует. Связь эта является генетической, поскольку складчатые сооружения возникают в зонах конвергенции литосферных плит, и к этим же границам тяготеют континентальные окраины, являющиеся зонами экстремального осадконакопления, «лавиной седиментации», по выражению А. П. Лисицына. Кроме того, мощные толщи обводненных осадков обладают собственным деформационным потенциалом.

Итак, мы убеждаемся в том, что никаких реальных противоречий между классическими представлениями о строении геосинклинальных поясов, стадийности и направленности их эволюции и основными положениями тектоники плит не существует. С появлением тектоники плит учение о геосинклиналях вступило в новый этап своего развития и вместе с тем как бы растворилось в этой новой теории. Это вполне закономерно, так как любая новая теория, особенно достигая зрелости, включает в себя все рациональное, что было завоевано на предшествующих этапах развития науки. Вместе с тем тектоника плит не просто ассимилировала основные элементы учения о геосинклиналях, но и внесла в него много принципиально нового. Это последовательно актуалистическое толкование природы и строения геосинклинальных поясов, представление о них как о зонах аккреции континентальной коры путем преобразования океанской коры, выраженной офиолитами, в континентальную, признание важнейшего значения зон Заварицкого — Беньофа как центров этого преобразования и зон наиболее интенсивных деформаций и метаморфизма, установление латеральной зональности (полярности) состава магматитов и типа метаморфитов по отношению к этим зонам, и, наконец, пожалуй, наиболее существенное — отказ от исключительной обусловленности геосинклинального развития глубинными процессами, происходящими в мантии непосредственно под самими геосинклиналями и признание зависимости этого развития от глобальной кинематики литосферных плит (например, связь закрытия Тетиса с раскрытием Северной Атлантики и Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана).

В свете этих новых идей подлежит пересмотру самое определение геосинклинали (в широком смысле этого термина, отвечающем геосинклинальному поясу). При этом такое определение может быть предложено в двух вариантах — чисто морфологическом, независимом от происхождения и механизма развития, и морфогенетическом.

Морфологическое определение. Линейные или линейно-мозаичные подвижные пояса земной коры глобального масштаба (многие тысячи километров в длину, более тысячи километров в ширину), охватывающие зоны перехода от континентов к океанам и, отчасти, внутренние элементы последних, закладывающиеся на океанской, нередко новообразованной и (или) переработанной деструкцией континентальной коре, служащие областями наиболее интенсивного осадконакопления, вулканизма, гранитного интрузивного магматизма, складчато-надвиговых деформаций и регионального метаморфизма, развивающиеся в направлении замещения океанской или переходной коры континентальной и превращения из глубоководных морских бассейнов в складчатые горные пояса³.

Морфогенетическое определение. Зоны дивергенции, затем конвергенции литосферных плит — континентальных (межконтинентальные

³ Для сравнения любопытно привести определение Р. Трюмпи [21]: «Геосинклинали — это более или менее удлиненные бассейны, сложного строения, в некоторых зонах которых в некоторые эпохи накапливаются очень мощные осадки и в некоторых зонах которых и в некоторые эпохи образуются глубоководные отложения. Геосинклинали характеризуются преобладанием погружений и подвижностью коры. Они могут представлять собой океаны, параокеанские бассейны, бассейны, связанные с вулканическими дугами, континентальные окраины или геотектонические ансамбли, современные эквиваленты которых неизвестны». По мнению Р. Трюмпи, термин «геосинклиналь» не имеет никакого генетического смысла; он целиком описательный. Автор данной статьи не может согласиться ни с этим заключением, ни со столь малоопределенной и расплывчатой трактовкой понятия «геосинклиналь».

геосинклинали) или континентальной и океанской (окраинно-континентальные геосинклинали) с коллизией первых и субдукцией последней, приводящих к существенному утолщению континентальной коры благодаря мощному осадконакоплению, вулканизму, деформационному сжатию, региональному метаморфизму и гранитизации в зонах Зава-рицко — Беньофа с образованием складчатых горных сооружений.

Наконец, надо отметить, что в связи с введением в учение о геосин-клиналях плитно-тектонических идей, в особенности плитно-тектониче-ского истолкования офиолитов, стало возможным уточнить историю по-явления геосинклиналей в общей истории Земли. Первыми, напомина-ющими геосинклинали тектоническими структурами являются зеленока-менные пояса архея, частично переходящие в ранний протерозой. По условиям заложения (континентальный рифтогенез) и последователь-ности стадий развития, магматических и осадочных формаций они близки межконтинентальным геосинклиналям, но отличаются по своему масштабу, длительности развития, сохранению синклинорной структуры и некоторым другим признакам. Значительно ближе к настоящим геосинклиналям стоят раннепротерозойские «протогеосинклинали». Правда, в большинстве из них не доказано наличие настоящих офиолитов и, следовательно, типичной океанской коры. Но зато во многих установ-лена дифференциация на краевые мелководные (= миогеосинклиналям) и осевые относительно глубоководные зоны (= мезо- или эвгеосинклина-лям); последние должны были подстилаться корой хотя бы переходного, если не океанского типа. По размерам и длительности развития про-тогеосинклинали превосходили зеленокаменные пояса, но еще намного уступали геосинклинальным поясам неогей. Начало формирования по-следних относится к рифею, когда появляются настоящие офиолиты. В венде — кембрии основные геосинклинальные пояса неогей уже полу-чили полное развитие, включая возникновение достаточно широких про-странств океанской коры (палеомагнитные и палеобиогеографические данные).

Предложенные выше определения относятся именно к геосинклиналь-ным поясам конца докембрия — фанерозоя и не вполне подходят для раннепротерозойских протогеосинклиналей, которые закладывались в основном на переходной (субокеанской) коре, первые между малыми плитами, вторые — внутри крупных плит, но заканчивали свое развитие подобно более молодым геосинклинальным поясам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предыдущем изложении я стремился показать, что противопостав-ление учения о геосинклиналях и тектоники плит неправомерно. Основ-ные представления геосинклинального учения о строении геосинклиналь-ных поясов, стадийности и направленности их эволюции легко и успешно поддаются истолкованию с позиций тектоники плит. Тектоника плит органически включила в рамки своей концепции эти представления. Вместе с тем сохранение многих элементов классической геосинклиналь-ной терминологии представляется полезным и даже необходимым. На-ряду с этим надо подчеркнуть, что появление тектоники плит обогатило геосинклинальное учение рядом существенно новых и очень важных представлений: заложение геосинклиналей на океанской коре, офиоли-ты как реликты этой коры, ее преобразование в континентальную в зо-нах Зава-рицко — Беньофа, сосредоточение деформаций в висячих крыльях этих зон, парные пояса метаморфизма — высоких давлений и низких температур, умеренных и низких давлений и высоких температур, изменение состава магматитов и рудных формаций с удалением от сей-смофокальных зон, актуалистическая интерпретация элементов внут-реннего строения геосинклинальных поясов и т. д. Коренным образом изменились и представления о геодинамике геосинклиналей — их обра-зование и развитие в условиях смены растяжения сжатием, деструкции и рифтогенеза — аккрецией с субдукцией и обдукцией океанской коры,

обусловленность направленности развития геосинклинального пояса изменениями в глобальной кинематике литосферных плит. Все это дает право констатировать, что учение о геосинклиналях благодаря плодотворному контакту с тектоникой плит вступило в новый этап своего развития, а тектоника плит с включением в нее основных элементов геосинклинального учения наполнилась более конкретным содержанием, иначе говоря, произошло их взаимное обогащение.

Литература

1. Белоусов В. В. Выступление на собрании Отделения геологии, геофизики и геохимии 13 марта 1984 г.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 12, с. 57—58.
2. Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии.— Тр. СНИИГГИМС, 1960, вып. 13, с. 5—56.
3. Добрецов Н. Л., Вишневская В. С. Офиолитовый симпозиум «Тектоника океанов и метаморфизм».— Геотектоника, 1984, № 6, с. 112—116.
4. Зоненшайн Л. П. Покушение на геосинклиналь.— Знание — сила, 1983, № 2, с. 20—22.
5. Ломизе М. Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 104 с.
6. Лучицкий И. В. Палеовулканология. М.: Наука, 1985, с. 276.
7. Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Дж. Орогенез. М.: Мир, 1985. 286 с.
8. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
9. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
10. Тимофеев П. П., Хворова И. В., Холодов В. Н. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах.— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 5, с. 3—23.
11. Хаин В. Е. Учение о геосинклиналях на новом этапе развития геологической науки.— Вестн. МГУ. Геология, сер. 3, 1974, № 2, с. 3—21.
12. Хаин В. Е. Геосинклинали и эпигеосинклинальные орогены, их природа, структура и развитие по современным данным.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 6, с. 11—26; № 7, с. 3—23.
13. Хаин В. Е. Окраинно-континентальные и межконтинентальные геосинклинальные пояса: сопоставление особенностей развития. 27-й МКК. Тектоника, докл. Т. 7, М.: Наука, 1984, с. 60—63.
14. Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях.— Сов. геология, 1960, № 11, с. 3—44.
15. Aubouin J. A propos d'un centenaire: les aventures de la notion de geosynclinal.— Rev. Géogr. phys. Geol. dyn. Sér. 2, 1959, v. 2, fasc. 3, p. 135—188.
16. Coney P. J. The geotectonic cycle and the new global tectonics.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 10, № 2, p. 746—747.
17. Dewey J. F., Bird J. M. Plate tectonics and geosynclines.— Tectonophysics, 1970, v. 10, p. 625—638.
18. Dewey J. F., Bird J. M. Mountain belts and the new global tectonics.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, p. 2625—2647.
19. Dickinson W. R. Plate tectonics models of geosynclines.— Earth. Planet. Sci. Lett., 1971, v. 10, p. 165—174.
20. Mitchell A. H., Reading H. G. Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading.— J. Geol., 1969, v. 77, p. 629—646.
21. Trümpy R. Des geosynclinaux aux océans perdus.— Bull. Soc. Géol. France, 1984, Sér. 7, t. XXVI, № 2, p. 201—206.
22. Wilson J. T. Did the Atlantic close and then reopen? — Nature, 1966, v. 211, p. 676—681.

УДК 551.24

СОЛОВЬЕВ В. О.

**СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗВИТИЯ ТИХООКЕАНСКОГО
И СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСОВ ЕВРАЗИИ**

Обосновывается единая этапность седиментационно-палеогеографического и тектоно-магматического развития Тихоокеанского и Средиземноморского геосинклинальных поясов Евразии, одновременная смена обуславливающих ее тектонических режимов, разновозрастность отдельных эпох активизации. Однако характер синхронных этапов различен: в позднем палеозое в Тихоокеанском поясе разрастаются геосинклинальные режимы, а в северо-западной части Средиземноморского — орогенные. В мезозое — раннем палеогене на восточной окраине материка происходит постепенное сокращение морских бассейнов и миграция их в сторону океана, формирование складчатых областей, интенсивный орогенный магматизм, а на западе проявлены геосинклинальные процессы, местами офиолитовый магматизм.

Сравнением особенностей развития Тихоокеанского и Средиземноморского тектонических поясов Евразии в плане главным образом противопоставления как отдельных их частей, так и структур в целом занималось большое число исследователей. В многочисленных работах обычно подчеркиваются различия их строения, металлогении, разновозрастность складкообразовательных процессов, геосинклинальных стадий, характера разновозрастного магматизма. В числе первых была высказана точка зрения Н. С. Шатского о том, что «Тихоокеанский пояс по своему структурному положению и развитию имеет очень мало общего с западными складчатыми поясами»; она нашла отражение в его теории диссимметрии строения земной коры. Различные тектонические позиции рассматриваемых поясов, один из которых принадлежит к межконтинентальному, а другой к окраинно-континентальному типу, во многом определила и различия в их строении и развитии, что недавно в наиболее полном виде было показано В. Е. Хаиным. Вполне определенно положение о одновременности однотипных геосинклинальных процессов формулировал А. Л. Яншин [24], который отмечал, что «Время герцинского горообразования в Европе на востоке Азии соответствовала эпоха больших геосинклинальных прогибаний и отложения мощных осадочных серий, лишенных региональных перерывов и несогласий. Наоборот, эпохам наиболее сильной складчатости востока Азии — раннемезозойской (верхний триас — лейас), позднемезозойской (конец юры — начало мела) и плиоцен-четвертичной — в Европе явно соответствуют эпохи опусканий и некоторого ослабления дифференциальных тектонических движений, во всяком случае складкообразующих».

Наряду с такими утвердившимися взглядами о специфичности и разновременности формирования подвижных поясов развиваются представления об одновременной активизации в их пределах магматизма, о возможности корреляции определенных складкообразовательных движений, о синхронных седиментационно-палеогеографических перестройках. Наиболее полно противоположная точка зрения формулировалась Г. М. Власовым [6], который на вопрос: Асинхронно ли развивались западно-тихоокеанские и средиземноморские геосинклинали? — отвечает отрицательно. Время заложения геосинклинальных систем, трансгрессий, вулканических фаз и оптимального оруденения, по его мнению, в обоих поясах примерно совпадают. Одной из теоретических предпосылок таких взглядов могут считаться представления М. В. Муратова [16] и других геологов о том, что Средиземноморский пояс, во всяком

случае его юго-восточную часть, можно рассматривать как ответвление Тихоокеанского.

Наличие различных взглядов по такому вопросу требует дальнейших исследований. Необходимо сразу же подчеркнуть, что однозначный ответ на этот вопрос может быть дан лишь с определенными оговорками. Оба сравниваемых пояса характеризуются весьма сложной продольной и поперечной зональностью, при которой отдельные, даже соседние области и зоны могут иметь совершенно иное строение и развитие. Наряду с этим для каждого из них могут быть выделены единые этапы, в течение которых в пределах большинства зон и систем существуют сходные условия осадконакопления и магматизма, а смена обуславливающих их тектонических режимов происходит одновременно. Поэтому в основе сопоставления поясов должно лежать сравнение особенностей их развития в течение именно таких этапов.

Средний палеозой представляет собой этап, для которого сравнение особенностей развития Тихоокеанского и Средиземноморского поясов вызывает определенные сложности. Это объясняется слабой его изученностью на востоке материка, где для многих площадей тектоническая природа данных образований не расшифрована однозначно. Они широко развиты в прилежащей части Сибирской платформы и в Монголо-Охотской области, которую следует рассматривать как восточное окончание Урало-Монгольского пояса. Тихоокеанский пояс характеризуется большой пестротой разрезов среднего палеозоя. На западе Верхояно-Чукотской области он представлен преимущественно карбонатами (Хараулах, Сетте-Дабан и др.), сходными с таковыми Сибирской платформы и Таймыра. Восточнее выделяется Алазейско-Олойская система с эвгеосинклинальными образованиями. В Северо-Восточной Японии это локально распространенные достаточно мощные (свыше 6000 м) вулканогенно-сланцевые толщи. В Южном Сихотэ-Алине к среднему палеозою несколько условно относятся вулканогенно-карбонатно-кремнисто-сланцевые отложения; более широко прибрежно-морские и континентальные его фации развиты в прилежащих Ханкайском и Буреинском массивах.

Интересной особенностью Дальнего Востока следует считать широкое распространение узких вытянутых базит-гипербазитовых тел среднепалеозойского возраста, которые могут рассматриваться как останцы океанической коры, выведенной на поверхность в зонах рифтового типа. В Южном Приморье такие габброиды выделяются в качестве анненских, в Корее — как намганский комплекс, обнажающийся в центральной части Пхеннамского прогиба. На Северо-Востоке примером таких образований является меланократовый фундамент коры океанического типа с возрастом 380 ± 100 млн. лет, известный в Усть-Бельских горах Корякского нагорья [1]. Крупные базитовые тела выходят в зоне Южно-Турунгрского разлома Монголо-Охотской области и в других районах. Все эти данные могут свидетельствовать об активных процессах среднепалеозойского рифтогенеза, которые определенно обосновываются пока лишь для Северо-Востока [9, 13].

В Средиземноморском поясе средний палеозой характеризуется сравнительно широким распространением, устойчивыми морскими условиями и формированием терригенных, карбонатных и вулканогенных комплексов. Терригенные отложения развиты в южной окраине пояса (Северная Африка, Малый Кавказ), частично в герцинидах Европы, Балкан, а карбонатные — в осевых его зонах: Карнийские Альпы, Мизийская плита, Тавр. Вдоль северной окраины пояса прослеживаются вулканические комплексы, фиксирующие проявления режимов эвгеосинклинального типа. Это образования Пиритового пояса Пиренейского полуострова, герцинид Европы (Западные Судеты, Южные Вогезы, Гарц, зона Эльбы), Карпат, Северной Добруджи, Сербско-Македонского массива, Северного Кавказа, Анатолии, Центральной зоны Эльбурса, Афганистана, Северного Памира, Низких и Южных Гималаев. Воз-

	Тихоокеанский пояс	Средиземноморский пояс
N — Q	Активные прогибания и седиментация в океанических желобах и островных дугах. Андезитовый вулканизм на островах и базальтоидный на материке	Ликвидация геосинклинальных режимов, интенсивные воздымания, орогенный вулканизм
K ₂ — P	Воздымания и орогенный магматизм в Сихотэ-Алине и Анадыро-Корякской области, Охотско-Чукотском вулканогене, вовлечение в интенсивные прогибания Камчатки, Сахалина, местами формирование офиолитов	Активное карбонатакопление во внешних зонах, образование флишевых и офиолитовых комплексов в осевых, в конце этапа начинается вулканизм орогенного типа
J ₃ — K ₁	Сокращение морских площадей на Северо-Востоке и Юго-Востоке Азии, начало формирования Восточно-Азиатского вулканического мегапояса, активные прогибания и образование офиолитовых комплексов в отдельных зонах Анадыро-Корякской области и Чукотки	Разрастание морских площадей, формирование карбонатов во внешних зонах и офиолитов и осевых, образование зон ранней консолидации (кимерид)
MZ ₁	Некоторое сокращение геосинклинальных площадей, формирование зон ранней консолидации вдоль Сихотэ-Алиня, возможно, Верхоянья. Накопление терригенных комплексов, затухание вулканизма	Устойчивые прогибания, постепенное разрастание геосинклинальных режимов, их активное проявление в поздне триасе и средней юре, формирование терригенных, реже карбонатных отложений, начало офиолитового магматизма
PZ ₃	Повсеместные активные прогибания, накопление кремнисто-вулканических (Сихотэ-Алинь, Корякское нагорье, Япония), терригенных на Северо-Востоке и карбонатных в юго-восточной части материка; ликвидация морских условий в Монголо-Охотской области	Резкое сокращение морских условий, формирование континентальных, угленосных и красноцветных отложений, активный орогенный магматизм; в юго-восточной и осевой частях пояса накопление морских толщ (Северные Гималаи, Юго-Восточный Памир, Средний Афганистан, частично Альпы)
PZ ₄	Локальное накопление морских отложений, активный рифтогенез, прогибания геосинклинального типа в Монголо-Охотской области	Устойчивые морские режимы и накопление терригенно-карбонатных отложений умеренной мощности, вулканизм геосинклинального типа вдоль северной окраины пояса

раст данного вулканизма определяется от силура до раннего карбона с наиболее отчетливой его активизацией во второй половине девона.

Сопоставление среднепалеозойского этапа развития двух сравниваемых поясов (таблица) позволяет, таким образом, констатировать устойчивые однообразные режимы геосинклинального типа на западе и весьма разнородную тектоно-палеогеографическую обстановку на востоке. Здесь можно предполагать воздымания отдельных площадей, гранитоидный магматизм в пределах Ханкайского и Бурейского массивов, активный рифтогенез. Общей для поясов следует считать магматическую активизацию, охватившую в среднем девоне — начале карбона как северный районы Тетиса вместе с прилежащими платформенными площадями, так и различные структуры на востоке. Здесь интенсивный магматизм проявился в Монголо-Охотской области и в Тихоокеанском поясе (Алазейско-Олойская система, Япония, Сихотэ-Алинь).

Поздний палеозой представляет собой наиболее четко индивидуализированный этап геологической истории сравниваемых поясов. В Тихоокеанском поясе Евразии к началу позднего палеозоя относится обособление, возможно, даже заложение всех основных его геосинклиналь-

ных областей. С визейского века в устойчивые интенсивные прогибания вовлекаются практически все зоны Сихотэ-Алиня, начинается накопление мощных терригенных толщ на Северо-Востоке, выделяемых в качестве верхоянского комплекса, которые сменили среднепалеозойские карбонатные и другие образования. Разрастание морских условий и устойчивые прогибания устанавливаются в Японии, где происходит формирование либо терригенно-карбонатных, либо кремнисто-вулканогенных образований, известных как группа Титибу. Почти повсеместное накопление карбонатов характерно для мезозой Индокитая и Южно-Китайской платформы, где они сменяют терригенный, нередко континентальный средний палеозой.

Важно подчеркнуть, что начало формирования всех этих различных по составу терригенных, карбонатных и кремнисто-вулканогенных комплексов, где это удается точно датировать, относится к визейскому веку. Весьма определено такое положение устанавливается в большинстве зон Верхояно-Чукотской области (граница магарского и неруинского надгоризонтов). В Японии данная седиментационная инверсия соответствует границе серий Одайра и Онимару, а в Северном Вьетнаме формации Ла Кхе и серии Бак Сон (известняки визейского-ассельского ярусов). Наиболее древние палеонтологические остатки из кремнисто-вулканогенного верхнего палеозоя в Сихотэ-Алине, Японии и Корякском нагорье датированы как визейские. Наиболее определено начало активного базитового вулканизма может устанавливаться в Колымо-Омолонском массиве и прилегающих структурах (Приколымское поднятие, Омолонская, Гижигинская, Ярходонская и другие зоны), где оно соответствует началу магарского времени. Интересно отметить и другое: именно с конца визе ликвидируются длительно существовавшие морские режимы в пределах всей Монголо-Охотской области (Урало-Монгольский пояс). К концу раннего карбона относится также замыкание рифтовой зоны Алазейского поднятия и Олойского эвгеосинклинального прогиба на Северо-Востоке.

В большинстве систем Средиземноморского пояса поздний палеозой обычно рассматривается как орогенный позднегерцинский [4]. Со второй половины раннего карбона устойчивые среднепалеозойские прогибания сменяются преобладающими воздыманиями и накоплением терригенных, обычно континентальных, угленосных в нижней своей части и красноцветных в верхней (Бриансонский бассейн Западных Альп, Тиндуф в Северной Африке, впадины Банатско-Балканской зоны и Стара-Планины на Балканах, угленосные площади Северного Кавказа и Эрегли-Зонгулдак в Анатолии). Одновременное заложение угольных бассейнов произошло и вдоль северной окраины складчатого пояса (Южная Англия, Люблинский, Львовско-Волынский, Донецкий). Воздымания сопровождаются внедрением гранитоидов (Альпы, Карпаты, Кавказ), формированием вулканитов субсеквентного типа.

Инверсия тектонических режимов в большинстве систем Средиземноморского пояса происходила в позднем визе. Такое положение устанавливается в Карнийских Альпах (начало формирования флиша Хохвицфельд), на Балканах, Северном Кавказе, где с этого времени накапливается континентальная толща конгломератов и гравелитов [4]. Более точно датирована смена тектонических и седиментационных режимов в бассейнах северной окраинной зоны пояса: она фиксируется накоплением здесь терригенных отложений, сменивших карбонатные. В Донбассе и Львовско-Волынском бассейне это граница донецкого и грабовского горизонтов и устижской и порицкой свит, а в Англии — «каменноугольного известняка» и сланцев Боулленда. Следует подчеркнуть, что седиментационная граница в Донбассе и других бассейнах Средиземноморского пояса по последним представлениям строго одновозрастна аналогичной в Верхояно-Чукотской области, неруинскому и магарскому ее надгоризонтам [18]. Эти и другие данные позволяли автору обосновывать существование в тектонических структурах Евразии визейского седиментационно-палеогеографического рубежа, наибо-

лее отчетливо проявленного и точнее всего датированного в рассматриваемых поясах [22].

Таким образом, поздний палеозой в целом был этапом, в течение которого различия в развитии Тихоокеанского и Средиземноморского поясов проявились наиболее резко. На востоке материка это время вовлечения в геосинклинальные прогибания больших площадей, существование устойчивых морских условий практически во всех областях, а на западе — типичный орогенный режим, сменивший среднепалеозойский геосинклинальный. Иначе развивается юго-восточная часть Средиземноморского пояса. В Юго-Восточном Памире и Среднем Афганистане данный этап характеризуется активными прогибаниями и формированием мощных терригенных отложений (серии базардаринская, Сиах-Кох). В районах Спити и Кашмир Северных Гималаев с конца визе начинаются устойчивые опускания и накопление фенестелловых сланцев. Все это позволяет делать вывод, что характер развития данной части Средиземноморского пояса более близок таковому Тихоокеанского.

Ранний мезозой представляет собой время сложного разнородного развития сравниваемых поясов, которое характеризуется существованием нескольких эпох с различными условиями седиментации и магматизма. Границей этапов, переломным моментом геологической истории палеозоя и мезозоя была поздняя пермь, с последней трети которой и происходят наиболее существенные седиментационно-палеогеографические изменения. Позднепермский рубеж, или смена тектонических режимов, четко устанавливается и точно датируется на востоке, где он фиксируется во всех складчатых областях [2, 12]; в системах же Средиземноморского пояса эти преобразования не всегда могут выявляться достаточно определенно.

В Тихоокеанском поясе с последней трети поздней перми начинается резкое сокращение морских бассейнов и миграция геосинклинального процесса к востоку. Именно данный позднепермский тектогенез обусловил формирование в Сихотэ-Алине зон ранней консолидации, представленных системой окраинных антиклинорий [5]. Аналогичным образом можно трактовать Верхоянский антиклинорий, где с нерского времени (хивачского, тыринского, имтачанского) площадь морского осадконакопления сокращается, в разрезе появляются угленосные образования или «континентальные горизонты». И наоборот, в Чукотской системе с конца перми начинаются активные прогибания, которые нередко трактуются как заложение соответствующей геосинклинали. В литологическом отношении рассматриваемый рубеж в Приморье и Японии проявлен сменой кремнисто-вулканогенных и карбонатных отложений существенно терригенными (извилинская и угодинзинская свиты, формации Тоема и Кума-Митаи). Аналогичное и, по всей видимости, одновозрастное явление имеет место в мезозоидах Индокитая и Южно-Китайской платформе (существенно терригенная формация Лэпин, сменившая известняки Маокоу).

В целом раннемезозойский этап в Тихоокеанском поясе материка был временем начавшегося сокращения или значительного перераспределения морских площадей, резкого затухания магматизма, формирования однообразных терригенных комплексов. Он не был однороден. Конец перми — средний триас характеризуется резким сокращением седиментационных площадей, обычно уменьшением темпов осадконакопления. Позднетриасовая эпоха ознаменовалась дифференциацией тектонических движений, что нашло отражение в образовании местами весьма мощных отложений и локальном проявлении вулканизма. На прилежащих к поясу площадях Приамурья и Забайкалья в это время формировались наложенные депрессии. Вместе с тем к позднему триасу приурочено дальнейшее сокращение морских бассейнов, появление в разрезе угленосных отложений (Приморье, Япония). В среднеюрскую эпоху происходит выравнивание контрастности тектонических движений, некоторое разрастание морских бассейнов.

Столь же сложным раннемезозойский этап был в областях Средиземноморского пояса. С конца перми в устойчивые прогибания вовлекается ряд его систем: Карнийские Альпы, где с беллерофоновых известняков начинает формироваться карбонатный комплекс, Пеннинский прогиб и др. На краю древней Африкано-Аравийской платформы закладывается система Загрос, а в пределах Северного Кавказа устанавливается устойчивый морской режим, в условиях которого накапливаются карбонатно-терригенные отложения. Очень интересными следует считать сформулированные недавно представления о начале рифтогенеза, расколе и раздвижении краев континентальных плит между Центральным и Южным Памиром, которые сменили раннепермское замыкание Тетиса [17]. Формировавшаяся в течение памирского века — среднего триаса в Рушано-Пшартской зоне и на ее продолжении своеобразная офиолитовая ассоциация точно датирована. Авторы предполагают ее существование и к западу от Памира: в Центральном Афганистане, Южной Турции, на Кипре, в Греции. Одновозрастные пермско-триасовые базальтоиды, трактуемые как проявление процессов растяжения и океанизации, устанавливаются в Гималаях (Кашмирский бассейн, шовная зона Инда и др.).

Необходимо подчеркнуть, что именно позднепермская эпоха была переломной в тектоно-магматическом и седиментационно-палеогеографическом развитии Средиземноморского пояса. Именно в это время позднепалеозойский субсеквентный вулканизм и гранитоидный плутонизм сменяются излиянием базальтоидных лав, фиксирующим инверсию тектонических режимов. Многочисленные, пока еще не в полной мере систематизированные радиологические данные позволяют датировать этот рубеж в 250—245 млн. лет. Такое положение может быть установлено для герцинид Европы, Восточных Альп, Западных Карпат, осевой зоны Пиренеев, массива Марокко и ряда других районов. В поздней перми с татарского века — по биостратиграфическим данным или с 250—248 млн. лет — по радиологическим [8, 11, 19] начинается активный трапповый магматизм в Тунгусской синеклизе и прилегающих областях Таймыра, Урала, грандиозный рифтогенез в пределах Западно-Сибирской плиты. Дальнейшее разрастание геосинклинальных режимов в рассматриваемом поясе имело место в раннем и позднем триасе, средней юре [3, 4, 25].

Во внешней зоне Средиземноморского пояса позднепермская инверсия характеризуется противоположной направленностью одновозрастных преобразований. Так, на северо-западной окраине Донбасса формирование существенно морского верхнего палеозоя сменяется накоплением терригенных континентальных отложений (дроновская свита и более молодые образования). Аналогичное явление устанавливается в Северном Памире (р. Зулумарт), где с конца перми прекращается карбонатонакопление. Формирование континентального позднепермско-среднеюрского комплекса, получившего у ряда исследователей название тафрогенный или переходный, имеет место в пределах Скифской и Туранской плит. Это та же направленность преобразований, что характерна для Восточно-Европейской и Южно-Китайской платформ, где преимущественно карбонатный верхний палеозой сменяется в татарском веке и времени Лэпин континентальным ранним мезозоем.

Таким образом, раннемезозойский этап сравниваемых поясов также характеризуется отчетливо проявленной противоположной направленностью развития: постепенным сокращением геосинклинального процесса на востоке, миграцией его в сторону Тихого океана, а также заложением геосинклинальных трогов, локальным базитовым вулканизмом, сменившим субсеквентный, постепенным разрастанием офиолитов, вовлечением в активные прогибания больших площадей в Средиземноморье. Общим для данного этапа следует считать отчетливо проявленную зональность, разнящийся характер одновозрастной седиментации во внешней и внутренней зонах Тихоокеанского и Средиземноморского поясов. На востоке это наиболее четко выражено в Верхояно-Чукотской

области, а на западе — в пределах Кавказа — Скифской плиты. Несмотря на палеотектоническую и седиментационную неоднородность раннего мезозоя, общая направленность развития в течение всего этого времени может рассматриваться как однотипная.

Позднеюрско-раннемеловой этап также характеризуется достаточно сложным развитием сравниваемых поясов. К началу поздней юры в Тихоокеанском поясе относится замыкание Верхояно-Чукотской геосинклинали, что сопровождается сокращением морского режима на большей части Северо-Востока и формированием Предверхоанского краевого прогиба. Одновременно с ликвидацией геосинклинальных условий во внешней зоне области в восточных районах начинается процесс противоположного характера: формирование комплексов офиолитового типа или спилит-кератофировых формаций в Таловско-Майнской зоне Анадыро-Корякской области (пекульнейская серия р. Хатырки и др.), в Заливокрестовской и Колючинской зонах, Южно-Ануйском шовном прогибе Чукотской системы, на восточном побережье п-ова Тайгонос. Накопление местами мощных отложений и базитовый вулканизм происходят в Сихотэ-Алине (погская, эрдагоуская, култухинская свиты), Северо-Восточной Японии (эффузивы Осима в поясе Китаками, группа Хидака на Хоккайдо).

К началу данного этапа на Северо-Востоке несколько условно может быть отнесено региональное келловей-оксфордское складкообразование, выявляемое на Алазейском поднятии Колымского массива, в Яно-Индибирской зоне, Иньяли-Дебинском и Полоусненском мегасинклинариях [14]. Предположительно одновозрастное активное складкообразование, проявившееся между байосом и оксфордом, известно в Западной Канаде [15]. Вероятно, более определенные данные о переломном моменте мезозойской истории этого региона дает литологический анализ разрезов: верхний келловей — оксфорд почти везде в Верхояно-Колымской системе представлен сравнительно мощными песчаниковыми толщами, сменяющими алевролит-аргиллитовый нижний — средний келловей [7].

В Средиземноморском поясе поздняя юра — ранний мел представляет собой время дальнейшей разрастания геосинклинальных режимов в одних зонах и консолидации других. Для большинства осевых систем западной части пояса характерно формирование различного рода базальтоидных и офиолитовых комплексов, что связывается обычно с одновозрастным раскрытием Северной Атлантики. Подобное явление известно в Южных Пиренеях, Пьемонт-Лигурийской, Пеннинской и Северо-Известняковой зонах Альп, в Апенниннах, Эллинидах, Западных и Восточных Карпатах, на Малом Кавказе, в Турции, Центральном Афганистане. Для внешних зон пояса в поздней юре характерно разрастание морских площадей. Обычно во второй половине келловей формирования терригенного нижнего мезозоя сменяется здесь накоплением карбонатных толщ, что фиксируется в Карпатах, Горном Крыму, на Кавказе, Копетдаге и достаточно определенно датируется. Наряду с этим в отдельных районах пояса имеет место ликвидация геосинклинальных условий и внедрение гранитоидов; зоны Лабинско-Малкинская, Главного хребта, Абхазско-Рачинская, Сомхето-Кафанская на Кавказе, в Юго-Восточном Памире.

Таким образом, позднеюрско-раннемеловой этап сравниваемых поясов фиксирует ту же направленность развития тектоно-палеогеографических условий, что была и в раннем мезозое. Для него свойственно даже некоторое усиление различий: активные орогенные режимы на Северо-Востоке и офиолитовые комплексы в Средиземноморье. Вместе с тем в поздней юре — раннем мелу более резко проявлена зональность в каждом из поясов. В целом данный этап характеризуется значительно более интенсивным магматизмом как на востоке, так и на западе материка по сравнению с ранним мезозоем.

Поздний мел — палеоген представляет собой этап, аналогичный предыдущему. В Тихоокеанском поясе его начало совпадает с замыканием Сихотэ-Алинской геосинклинали, ликвидацией здесь морских условий,

воздыманием и активным орогенным магматизмом. По всей видимости, инверсия режимов произошла в середине турона [20]. Вероятно, к этому же времени следует относить замыкание Анадыро-Корякской области, что проявлено сменой флишеидных и граувакковых комплексов молассовыми. Воздымания Сихотэ-Алиня совпадают с начавшимися активными прогибаниями Сахалина и Камчатки. В пределах ранее консолидированных площадей Северо-Востока продолжается гранитоидный магматизм, формирование липаритовых образований. Наряду с разрастанием орогенных режимов во внешних зонах Тихоокеанского пояса во внутренних зонах начинается образование новых офиолитовых комплексов, известных в Олюторской зоне, на Камчатке.

В Средиземноморском поясе в течение позднего мела — палеогена имеет место тот же тип развития, что и в предыдущий этап. В осевых зонах происходит дальнейшее формирование офиолитовых и базальтоидных комплексов, известных в Карпатах, на Балканах, Кипре, Малом Кавказе, Турции, Эльбурсе, Загросе, зоне Фарах. Во внешних зонах прогибания вовлекаются новые площади, в том числе окраинно-платформенные. Начало этапа фиксируется здесь отчетливыми литологическими изменениями: обширное карбонатонакопление, сменившее в позднем туроне образование терригенных толщ. В отдельных районах Альп, Карпат, Кавказа и других систем в позднем мелу и палеогене развиваются процессы активного флишеобразования.

Во второй половине палеогена тип магматизма в Тихоокеанском поясе существенно меняется. С позднего эоцена вулканизм липарит-андезитового состава сменяется локальным формированием андезитобазальтовых лав (кузнецовская свита Приморья, энмываамская Северо-Востока и т. д.). Более резкая его смена отмечается в позднем миоцене — плиоцене, когда на консолидированных площадях материка происходит излияние базальтоидных лав, а в зонах кайнозойской складчатости — активное накопление своеобразной формации «зеленых туфов». Соответственно процессы интенсивной седиментации перемещаются в пределы островных дуг.

Одновозрастные позднекайнозойские преобразования устанавливаются и в пределах Средиземноморского пояса. Со второй половины палеогена начинается разрастание горно-складчатых сооружений, отмирание остаточных прогибов и заложение передовых и межгорных. В эоцене на участке от Анатолии до Памира формируется вулканический пояс, представленный пестрым комплексом лав андезит-дацит-липаритов. Активное формирование липарит-дацитовых эффузивов и гранитоидов происходило в позднем миоцене — плиоцене (закарпатский, гутинский и буржорский комплексы Карпат, бисмалиты и лакколлиты Центрального Кавказа, андезитовые породы Малого Кавказа, миоплиоценовые липарито-андезиты Центральной Анатолии и т. д.). Все это свидетельствует о том, что для еще не завершившегося позднекайнозойского этапа развития сравниваемых поясов характерны те же различия, что и для более ранних.

Приведенный материал свидетельствует о взаимосвязанности и своеобразной полярности развития Тихоокеанского пояса и северо-западной части Средиземноморского пояса. В обобщенном виде эти данные приведены в таблице. Естественно, что сформулированная схема сопоставления и развития в действительности значительно более сложная: она не учитывает в полной мере зональность с различными условиями, скольжение определенных седиментационных и магматических процессов. Однако сравнение и противопоставление подобных обобщенных этапов вполне правомочно. Важно отметить, что смена тектонических режимов, фиксирующая рубежи сопоставляемых подразделений истории, где представляется возможным точно датировать ее, одновозрастна.

Необходимо подчеркнуть своеобразное развитие юго-восточной части Средиземноморского пояса (Памир, Гималаи), определенное сходство ее с таковым северо-западного сектора Тихоокеанского; в этом отноше-

нии понятны и естественны имеющиеся представления о необходимости исключения ее из состава данной системы. Так, в отдельных районах Гималаев в течение раннего — среднего палеозоя имеет место перерыв в седиментации (Соляной Кряж), сокращение мощностей девона или континентальный их тип, что нетипично для Средиземноморья. Со второй половины раннего карбона здесь начинается широкое накопление морских отложений (терригенный комплекс Юго-Восточного Памира, фенестелловые сланцы Северных Гималаев, карбонатные породы Юго-Восточной Азии). В мезозоидах Индокитая с конца перми начинается орогеническая активизация, и карбонатный верхнепалеозойский разрез сменяется терригенным, что сближает этот тип седиментационного развития с японским и южнокитайским. В Северных Гималаях распространен карбонатный нижний мезозой и терригенная верхняя юра — нижний мел (сланцы Спити, песчаники Гиюмал), что противоположно разрезу Крымско-Кавказско-Копетдагского региона. В позднем эоцене — неогене в Гималаях формируются мощные терригенные отложения (серия Мурри и сиваликская «система»). Наиболее интенсивный гранитоидный магматизм на юго-востоке материка проявился в позднем мезозое — палеогене (граниты Центрального и Юго-Восточного Памира, Каракорума, Западных Гималаев, Восточного Гиндукуша), что также сближает этот участок Средиземноморского пояса с Тихоокеанским.

Наряду с рассмотренными этапами различного седиментационно-палеогеографического развития сравниваемых поясов в их пределах могут быть намечены более кратковременные разновозрастные эпохи активизации тектонических движений или ее затухание. В качестве примера может быть названа среднепермская эпоха (вторая половина ранней перми и первая половина поздней), которая отчетливо проявлена как на востоке, так и на западе. В частности, в Сихотэ-Алине она фиксирует резкое возрастание мощностей накопившихся отложений (на ее долю приходится более половины верхнепалеозойского разреза), активизацию вулканизма как в пределах геосинклинальной области, так и на прилегающем Ханкайском массиве. В Японии она знаменует появление терригенного материала в существенно карбонатном разрезе (серия Каноккура). Аналогичный характер ее может быть установлен и в Средиземноморском поясе. Так, в отдельных зонах она выражена началом осадконакопления в течение позднепалеозойского седиментационного перерыва (Закавказье, Северные Гималаи — Спити). В других зонах имеет место резкое возрастание мощностей середины перми, грубообломочный ее состав (Северный Кавказ, Карнийские Альпы, Дарваз, Южная Фергана). Наконец, в такой депрессионной структуре, как Донбасс — Днепровско-Донецкая впадина, характеризующейся устойчивыми позднепалеозойскими — мезозойскими прогибаниями, именно на середину перми попадает предполагающийся перерыв в седиментации.

Аналогично проявлены и другие тектонические эпохи. Так, для последней трети перми — среднего триаса как в Тихоокеанском поясе, так и в Средиземноморском свойственно резкое сокращение площадей осадконакопления, обычное уменьшение их мощностей, затухание вулканизма. Наоборот, поздний триас как на востоке, так и на западе знаменует значительное возрастание скоростей седиментации и мощностей накопившихся отложений, активизацию вулканизма, наиболее резко выраженную на севере Средиземноморья [25]. Эти и многие другие подобные эпохи сходно проявлены в обоих сравниваемых поясах, а также за их пределами, что позволяет допускать планетарный характер таких пульсаций. На рассмотренные этапы и эпохи накладываются эпохи или периоды глобального сокращения или разрастания морских площадей (геократические или таласократические), аридизации или гумидизации климата, не всегда совпадающие с намечаемой этапностью, что создает сложную схему седиментационно-палеогеографического развития сравниваемых площадей.

Выполненное сопоставление развития поясов требует проанализировать имеющиеся данные о характере складкообразовательных процессов

в их пределах. Несмотря на многочисленные работы по изучению пространственно-временных закономерностей размещения деформаций, единые представления по этому вопросу отсутствуют. Преобладание орогенических или начально-геосинклинальных режимов в каждый из этапов в разных поясах материка позволяет делать вывод о разновозрастности длительных эпох складчатости на востоке или западе. Это положение неоднократно подчеркивалось многими исследователями. И действительно, можно говорить о более активном проявлении герцинской складчатости в Европе, а киммерийской (мезозойской, тихоокеанской) на Северо-Востоке или Юго-Востоке Азии. Наряду с этим в отдельных зонах или системах сравниваемых поясов известны разновозрастные фазы складчатости. Следует сразу же оговорить, что в пределах рассматриваемых систем Евразии такого рода деформации установлены в течение большинства эпох фанерозоя. Это дает возможность выделения многочисленных возрастных аналогов. Поэтому ограничимся перечислением здесь лишь наиболее хорошо известных или точно датированных.

Визейскую складчатость Сидзу в Японии, которую можно коррелировать с уачитской фазой Северной Америки, следует сопоставлять с региональной судетской складчатостью Средиземноморского пояса, для которой в большинстве районов также устанавливается поздневизейский возраст [4]. Широко распространенная на востоке предпоздне-триасовая складчатость, получившая в Японии наименование фазы Акиеси, а в Корее — фазы Сонним (Серин), хорошо известна и на западе: лабинская фаза Кавказа, черногорская Динарид. Японская фаза Ога, аналогом которой может считаться невадийская складчатость Северной Америки, может сопоставляться с юнокиммерийской Европы, а фаза Сакава — с австрийской. Такая корреляция производилась в свое время П. Н. Кропоткиным [10], и данные последнего времени не только не опровергают ее, но и позволяют определенным образом дополнить. Складкообразование туронского возраста, сопровождающее замыкание Сихотэ-Алиня, совпадает с выделяемой на западе средиземноморской фазой, которой многие зарубежные исследователи придают важную роль в геологической истории пояса. Уточнение времени проявления главной складчатости Верхояно-Колымской системы как келловей — оксфорд дает возможность сопоставлять ее с яйлинской фазой Крыма и адыгейской Предкавказья. Подобные примеры могут быть приведены и по другим районам и возрастным диапозонам.

Сопоставление характера вулcano-плутонических процессов сравниваемых поясов позволяет, с одной стороны, устанавливать синхронность большинства эпох тектоно-магматической активизации [21], а с другой — фиксировать различный формационный состав и тектонический тип разновозрастных проявлений. Так, в позднем палеозое имеет место гранитоидный магматизм в Средиземноморском поясе и офиолитовый на Дальнем Востоке. В поздней юре — раннем палеогене кислые вулcano-плутонические образования резко преобладают на востоке, контрастируя с существенно базитовыми комплексами Средиземноморья. С позднего эоцена начинается новая инверсия типа магматизма. Наряду с отчетливо проявленными различиями вещественного состава можно намечать миграцию масштабов соответствующей деятельности. Так, в позднем палеозое наибольшая масса вулканитов формируется на Дальнем Востоке, в поздней юре — в западной части Средиземноморского пояса, в конце раннего мела — в Охотско-Чукотском вулканогене, в эоцене — в центральной части Средиземноморского пояса, позднем миоцене — плиоцене снова на востоке.

Вместе с такими различиями может устанавливаться одновременная смена типа магматизма в отдельных системах сравниваемых поясов. Четко выраженная в Средиземноморском поясе визейская и позднепермская инверсия эндогенных режимов, знаменовавшая сперва резкое разрастание порфировых и гранитоидных формаций орогенного типа, а затем смену их базитовыми вулканитами, проявлена на Дальнем

Востоке разновозрастными площадными перераспределениями или изменением масштабов накопления близких по вещественному составу образований. Сложнее датировать и соответственно коррелировать тектоно-магматические преобразования в начале поздней юры и позднего мела, вероятно, совпадающие с келловейским и туронским седиментационно-палеогеографическими рубежами. Более точно можно сопоставлять позднепалеогеновую (граница среднего и позднего эоцена) и позднемiocенную смену типа вулканизма. Такие данные могут рассматриваться как синхронность магматизма.

Произведенные сопоставления позволяют формулировать вполне однозначные и определенные представления о соотношении развития Средиземноморского и Тихоокеанского поясов Евразии. Можно делать вывод о выделении в их пределах разновозрастных седиментационно-палеогеографических этапов, об одновременной смене обуславливающих их тектонических режимов (рубежах их истории), об общих эпохах тектоно-магматической активизации и фазах складчатости. В этом смысле можно говорить о синхронности их развития. Характер фанерозойских седиментационных и магматических режимов юго-восточной части Средиземноморского пояса (Памир, Гималаи) обнаруживает большее сходство с таковыми северо-западной части Тихоокеанского. Наряду с этим все рассмотренные этапы характеризуются различными, в определенной степени противоположными условиями в большинстве складчатых систем сравнимых поясов, что позволяет обосновывать разновозрастность определенных стадий геосинклинально-орогенного процесса, разновременность главнейших циклов седиментации, преобладающего однотипного магматизма и рудообразования. Наконец, для всех этапов в каждом из поясов известны зоны и системы, тектоническая обстановка в которых резко отличается от таковой большинства других площадей. Такие данные и основанная на них схема сопоставления позволяют объединять разные взгляды о соотношении их развития и более точно формулировать суть происходивших явлений.

Литература

1. Александров А. А. Офиолиты Усть-Бельских пор (Корякское нагорье).— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 1, с. 171—174.
2. Андрианов В. Н., Бобылев В. В., Соловьев В. О. К стратиграфии верхней перми восточной Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 6, с. 129—133.
3. Архипов И. В. Раннемезозойский рифтогенез в структурном развитии Альпийской складчатой области.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1984, № 1, с. 3—9.
4. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое.— Тр. ГИН АН СССР, 1981, вып. 347. 212 с.
5. Бобылев В. В., Соловьев В. О. Даубихинский, Алчанский и Куканский прогибы и их место в тектонической структуре юга Дальнего Востока.— Геотектоника, 1971, № 6, с. 108—118.
6. Власов Г. М. Асинхронно ли развивались западно-тихоокеанские и средиземноморские геосинклинали?— Сов. геология, 1976, № 8, с. 26—37.
7. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966. 516 с.
8. Геохронология СССР. Т. 2. Фанерозой. Л.: Недра, 1974. 344 с.
9. Гуляев П. В. К тектонике Алазейского поднятия.— Геотектоника, 1975, № 6, с. 30—43.
10. Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 134. 366 с.
11. Куликов П. К., Белоусов А. П., Латыпов А. А. Западно-Сибирская триасовая рифтовая система.— Геотектоника, 1972, № 6, с. 79—87.
12. Лапкин И. Ю., Соловьев В. О. Пермские тектонические движения в Евразии.— Докл. АН СССР, т. 184, № 2, с. 410—413.
13. Левашов К. К. Среднепалеозойская рифтовая зона Сетте-Дабана.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 3, с. 689—692.
14. Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии. М.: Наука, 1983. 232 с.
15. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 2. М.: Мир, 1977. 478 с.
16. Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2, с. 3—21.
17. Пашков Б. Р., Швольман В. А. Рифтогенные окраины Тетиса на Памире.— Геотектоника, 1979, № 6, с. 42—57.

18. Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. 192 с.
19. *Садовников Г. Н.* Корреляция и возраст вулканогенных образований Тунгусского бассейна, Северного Прианбарья и Таймыра.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 9, с. 49—63.
20. *Салун С. А.* Тектоника и история развития Сихотэ-Алиньской геосинклинальной складчатой системы. М.: Недра, 1978. 183 с.
21. *Соловьев В. О.* О синхронном развитии вулканизма в Карпатско-Крымско-Кавказской провинции и на юге Дальнего Востока СССР.— В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне. Новосибирск: Наука, 1973, с. 5—11.
22. *Соловьев В. О.* Визейский тектоно-седиментационный и палеогеографический рубеж.— В кн.: Литология и тектоника каменноугольных отложений. Тр. 8-го Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. Т. 6. М.: Наука, 1960, с. 156—160.
23. *Соловьев В. О.* Вопросы межрегиональной корреляции вулканизма.— В кн.: 5-е Всесоюзное вулканологическое совещание. Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижных областях Земли. Тбилиси, 1980. I симпозиум. Тез. докл. Тбилиси, 1980, с. 175—177.
24. Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966, 487 с.
25. *Хаин В. Е.* Северокавказско-Туркменско-Североафганский позднегерцинский вулканоплутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 5, с. 1190—1192.

Харьковский университет
им. А. М. Горького

Поступила в редакцию
9.IV.1984

УДК 551.243(261/264)

МАЗАРОВИЧ А. О.

РАЗЛОМЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

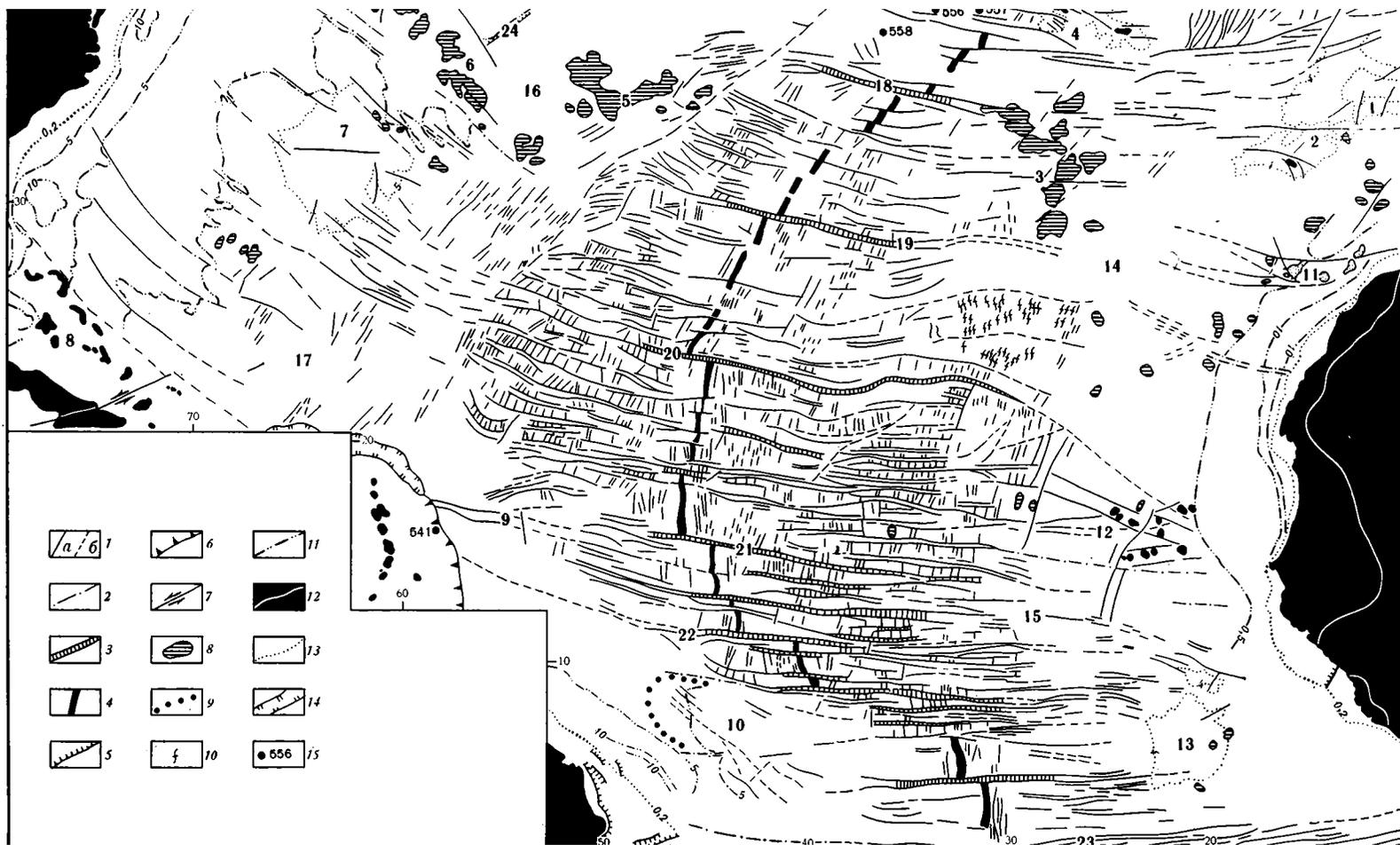
В Атлантическом океане между экватором и 40° с. ш. выделено несколько разломных систем. Крупные субширотные разломы пересекают практически все структурные зоны океана. Другая система образована тектоническими нарушениями, связанными с продольными структурами срединно-океанического хребта. Третья представлена разломами, развитыми только в талассогенах. Четвертая — в пределах массивных континентальных окраин Атлантического океана, который обрамляется системой разломов, генетически связанных с процессами океаногенеза. Особую систему образуют тектонические деформации, образованные при горизонтальном тектоническом расщеплении океанической литосферы на разных уровнях. В совокупности эти системы тектонических нарушений свидетельствуют о сложной картине тектонических напряжений и движений в разных районах Атлантики в разное время.

Анализ батиметрической карты Атлантического океана [14] между экватором и 40° с. ш. и сопоставление полученных результатов с геолого-геофизическими данными показали, что в этой части Мирового океана широко развиты разрывные нарушения. На предлагаемой схеме (рисунок) отчетливо видно, что они образуют ряд естественных систем, описание которых и является целью настоящей статьи.

Субширотные разрывные нарушения пересекают практически все структурные зоны океана. Их обычно относят к классу трансформных разломов [10], многие из которых неоднократно описывались в литературе [3, 6, 9, 13, 16 и др.]. Однако в связи с нечеткостью определения этого понятия и принципов выделения мы воздержимся от применения термина «трансформный разлом».

В пределах акватории северной части центральной Атлантики выделено (см. рис. 1) около 50 субширотных тектонических зон протяженностью до 3000—3500 км. В срединно-океаническом хребте они выражены относительно глубокими (до 2 км), протяженными (до 300—500 км), узкими (30—120 км) депрессиями океанического дна, заполненными в той или иной мере плейстоценовыми осадками мощностью от 200 до 1500 м [5] (разломы Вима, Атлантис, Романш и др.). Крупномасштабные батиметрические схемы (например, [13]) свидетельствуют о сложной морфологии депрессий, внутри которых имеются поднятия, впадины или их чередование как вкрест, так и по простиранию разломов. В поперечном сечении субширотные тектонические зоны асимметричны и ограничены протяженными уступами. Проведенные драгировки показывают [13, 16], что относительно приподнятые блоки не являются вулканическими поднятиями, а слагаются серпентинизированными гипербазитами, метагабброидами, их милонитами и брекчиями (разломы Романш, Вима и др.), перекрытыми в ряде мест мелководными осадками. Эти выводы подтверждаются и непосредственными наземными исследованиями на о-ве Святого Павла, находящимся в одноименной разломной зоне. Здесь установлены [16] шпинель-перидотитовые и гипербазит-роговообманковые милониты с возрастом, определенным по рубидий-стронциевой изохроне в 835 млн. лет. Сланцеватость этих пород имеет субмеридиональное простирание с падением на восток под углами от 60 до 70°.

Судя по данным ГСП—МОВ [5], разломы проникают на глубину 11—16 км. При приближении к ним отмечается выклинивание второго и третьего слоев океанической коры, сильная нарушенность пород. В отдельных случаях предполагается, что по этим зонам нарушений происходит внедрение глубинного материала.



В стороны от срединно-океанического хребта тектонические депрессии постепенно сужаются и исчезают в пределах абиссальных котловин. Однако сами разломные зоны, меняя свои геоморфологические черты, прослеживаются далеко в пределы талассогенов, осложняя в ряде случаев структуры континентальных окраин. Рассмотрим некоторые конкретные примеры.

Разлом Атлантис в пределах срединно-океанического хребта выражен тектонической депрессией, из которой были драгированы [6] тектонизированные кварцевые песчаники и метаморфизованные базальты. Характер тектонизации пород свидетельствует о сильных напряжениях, существовавших в зоне разлома. Восточнее разлом не проявлен в рельефе, и его продолжение предполагается, по геофизическим данным, между 29 и 21° з. д., где установлена [18] система протяженных (до 185 км), узких (около 30 км) трогов, в акустическом фундаменте ориентированных по азимуту 106°. Эти структуры представляют собой асимметричные грабены или полуграбены, заполненные осадочными, часто дислоцированными породами позднемелового или более молодого возраста. В районе 25° з. д. выявлено осложняющее поднятие акустического фундамента с простиранием 80°. Внутри одного из трогов установлены диапировые структуры, которые интерпретированы как интрузивные образования неизвестного состава. Еще восточнее строение континентального подножия и средней части континентального склона осложнено тектонической депрессией субширотного простирания шириной до 40 км. Она ограничена крутопадающими разломами и выполнена дислоцированными осадочными образованиями.

На юге Северо-Африканской глубоководной котловины известен разлом Кейн, который пересекает Срединно-Атлантический хребет, смещая его центральную рифтовую долину более чем на 160 км. В районе 39° з. д. он отклоняется¹ к северо-востоку, а восточнее 32–34° з. д. — к юго-востоку, продолжаясь далее в район скважины «Гломар Челленджер» № 368, а возможно, и на континент. Южнее разлома расположено внутриокеаническое поднятие островов Зеленого Мыса субширотного простирания. Геофизические данные свидетельствуют о том, что южная граница поднятия также контролируется разломами [15]. Таким образом, крупнейшее поднятие восточной части центральной Атлантики расположено в блоке океанической коры, форма которого предопределена конфигурацией субширотных разломов. Такой вывод подтверждается также ориентировками магнитных и гравитационных аномалий, поднятиями акустического фундамента и аномалиями геоида [15]. Данные по батиметрии этой части акватории рельефа островов Зеленого Мыса также свидетельствуют о значительной роли субширотных линеаментов.

Предварительные данные геологической экспедиции Геологического института АН СССР свидетельствуют о сложной и многостадийной исто-

Рис. 1. Карта разломов северной части центральной Атлантики в масштабе 1 : 10 000 000 1—2 — разломы, установленные по данным: 1 — батиметрическим (а — достоверные, б — предполагаемые), 2 — геофизическим; 3 — тектонические депрессии, связанные с субширотной системой разломов; 4 — центральная рифтовая долина (по батиметрическим данным); 5 — сбросы (штрихи в сторону опущенного блока); 6 — надвиги; 7 — сдвиги; 8 — наиболее крупные подводные горы и их группы; 9 — продолжение подводного поднятия Сеара под осадками; 10 — оси глубоководных (более 6000 м) впадин; 11 — изогипсы, км (контуры упрощены); 12 — восточная граница мезозойско-кайнозойских впадин Западной Африки; 13 — изобаты, км; 14 — глубоководный желоб; 15 — скважины глубоководного бурения, их номера.

Цифрами на карте обозначены: 1—13 внутриокеанические поднятия: 1 — Горринж, 2 — Тор-Мадейра, 3 — Метеор, 4 — Азорские, 5 — Карнер, 6 — Новой Англии, 7 — Бермудское, 8 — Багамское, 9 — Барракуда, 10 — Сеара, 11 — Канарское, 12 — остров Зеленого Мыса, 13 — Сьерра-Леоне; 14—17 — абиссальные котловины: 14 — Северо-Африканская, 15 — Гамбия, 16 — Сом, 17 — Нерес; 18—24 — разломы: 18 — Ошеаногрофер, 19 — Атлантис, 20 — Кейн, 21 — 15°20', 22 — Вима, 23 — Св. Павла, 24 — Джи-аномалии

¹ Подобные отклонения обычно связывают [26] с изменением во времени положения полюса вращения плиты или спрединга.

рии разломообразования в пределах Республики Островов Зеленого Мыса.

В пределах о-ва Сан-Висенти закартированы взбросы и сбросы северо-западного простирания (310°), которые контролируют излияния пикритовых базальтов и внедрения субвулканических тел того же состава, наклоненных на северо-восток под углами $70-80^\circ$. Приблизительно в таком же направлении вытянуты четвертичные вулканические постройки, известные на островах Санту-Антан, Сан-Висенти, Санта-Лузия, Сан-Николау и на севере о-ва Сал. Сложная конфигурация подводного поднятия, видимо, обусловлена системой сбросов и сдвигов северо-восточного простирания. При этом подобные структуры установлены на о-ве Маю. Здесь же закартированы и надвиговые структуры, по которым на верхнеюрские — верхнемеловые образования и интрузивные комплексы кайнозойского возраста надвинуты породы верхней юры — верхнего мела. Сместители разломов слагаются тектоническими глинами, зонами ожелезнения и брекчирования. К ним часто приурочено внедрение даек и силлов основного состава. В породах автохтона известны напряженные, вплоть до опрокинутых, складки.

Субширотные разломы прослеживаются, вероятно, и восточнее архипелага островов Зеленого Мыса, где отмечаются левые смещения полосовых магнитных аномалий. Еще восточнее в фундаменте Сенегальского бассейна, в округе Касаманса известна субширотная зона магнитных и гравитационных аномалий, которая, вероятно, связана с развитием субширотных разломов в центральной Атлантике.

Южнее островов Зеленого Мыса, на западе котловины Гамбия, фиксируется исчезновение субширотных разломов; которые, по данным батиметрии, появляются вновь только на южном обрамлении котловины. Здесь развита группа разломов Романш, Святого Павла и Чейн, неоднократно описанных в литературе (например, [16]). Эти разломы выражены в рельефе сложным сочетанием хребтов и долин с большими перепадами глубин. Разломы трассируются в пределы континентального склона Африки, где они контролируют строение осадочных бассейнов Того и Дагомеи. Имеются предположения, что система трога Бенуэ, заложенных в апт (?)—раннеальбское время, также генетически связана с развитием океанических разломных зон.

На севере региона (см. рис. 1) расположена крупная субширотная тектоническая зона, с которой связано протяженное поднятие океанического дна того же простирания, протягивающееся от о-ва Ньюфаундленд до побережья Пиренейского полуострова. В пределах этой структуры отмечается сложное чередование уступов, впадин и хребтов, с которыми связаны зоны землетрясений [20]. Секущее положение полосовых магнитных аномалий и элементов рельефа указывают на сложную тектоническую историю региона. При этом данные батиметрии не позволяют проследить эту разломную зону в район Гибралтарского пролива, скорее она протягивается к Пиренейскому полуострову, в пределах которого установлена система левых сдвигов того же простирания. Изучение банки Горринж, находящейся в пределах выделяемой структуры [17], показало, что в баррем-аптское время произошел наклон к северо-востоку ее отдельных блоков, а на рубеже мезозоя и кайнозоя здесь происходили активные магматические процессы, которые привели к формированию комплекса фонолитов. В районе установлены также тектонизированные серпентиниты, габброиды и многочисленные дайки, пронизывающие габбро в север — северо-западном направлении. Предполагается, что банка Горринж надвинута в тех же румбах. Наблюдениями с подводных аппаратов установлено большое количество молодых вертикальных разломов, на сместителях которых имеется тектоническая штриховка.

Субширотные разломы трассируются и на запад от срединно-океанического хребта. Это структурное простирание хорошо прослеживается у побережья северо-востока Южной Америки [12], где известны подводные хребты Северо-Бразильский, Сеара, а севернее — Барракуда, распо-

ложенные в пределах океанической коры. Первый из перечисленных хребтов практически не выражен в рельефе и прослеживается лишь по небольшим подводным горам. Считается, что здесь произошло проникновение ультраосновных пород по тектонической зоне субширотного простириания. Хребет Сеара частично выражен в рельефе, а на северо-западе он погружается под осадочный чехол, мощность которого достигает 5—6 км. Остальная часть этого поднятия перекрыта осадками мощностью в 800—1200 м, под которыми расположен слой с сейсмическими скоростями в 3,4 км/с, который, по мнению геофизиков, образован вулканическим материалом. Поднятие ограничено разломами на 4 и 8° с. ш. Считается, что образование этой структуры произошло 80 млн. лет назад.

Хребет Барракуда [12] представляет собой поднятие протяженностью до 400 км, северный склон которого имеет угол до 30, а южный — до 10°. С хребтом связан гравитационный максимум. Эта структура ограничена разломами, которые разделяют области с существенно различным простирианием магнитных аномалий. Поднятие сформировалось 10—50 млн. лет назад. Южнее хребта Барракуда установлен вал Южморгео, имеющий то же простириание. Структура не выражена в рельефе и погребена под осадками, мощность которых достигает 2000 м. Предполагается, что здесь находится система разломов субширотного простириания, проникающих вглубь на всю мощность земной коры.

Севернее описанного региона поведение субширотных разломов существенно различно. В одном случае они пересекают западные районы Атлантического океана, несколько отклоняясь к северо-западу. Это структурное простириание подчеркивается отдельными тектоническими уступами, но чаще не выражено в рельефе и устанавливается по изменению мощности осадков [28] и аномалиям теплового потока. Эти же простириания имеет линейная зона магматической проницаемости — цепь гор Новой Англии [24]. Последняя хорошо выражена в рельефе 30 главными пиками и отдельными подводными поднятиями, протягивающимися на расстоянии 1350 км. Зона слагается щелочно-базальтовыми породами, сформированными между 103 и 38 млн. лет. Хребет обрамлен осадочными породами, которые не тектонизированы. Судя по смещениям береговой магнитной аномалии, здесь имеется сдвиг с амплитудой до 45 км. С целым рядом разломов связана сейсмическая активность с магнитудами до 6,0. Причем с 1931 по 1978 г. установлено шесть землетрясений с глубиной очагов до 11 км [25]. Этими же разломами с северо-востока и юго-запада ограничено Бермудское поднятие, сложенное пиллоу-лавами и сланцами двух генераций. Подъем структуры происходил в мел-палеогенное время, причем только на средней эоцен приходится около 700 м. Возраст сланцев оценен в 33 млн. лет, что отвечает границе эоцена и олигоцена.

Вместе с тем анализ схемы показывает, что не все субширотные разломы прослеживаются в северо-западную часть Атлантического океана. Многие из них (см. рис. 1) отклоняются к юго-западу и затухают вдоль зоны, к которой приурочено резкое изменение глубин фундамента [28]. Эти обстоятельства позволяют предполагать здесь наличие крупной тектонической зоны, протягивающейся от широты южного окончания Большой банки Ньюфаундленда почти до желоба Пуэрто-Рико. Анализ батиметрии показывает, что вдоль этой зоны происходит резкая смена простирианий элементов рельефа — западнее ее преобладают северо-восточные направления. Обращает на себя внимание и тот факт, что подводные горы Новой Англии и Карнер нигде не пересекают зону предполагаемого разлома, общая протяженность которого достигает 3000 км.

Второй крупной системой разломов является вся совокупность разрывных нарушений, связанных с Срединно-Атлантическим подвижным поясом, расположенным в пределах срединно-океанического хребта. Здесь разрывные структуры выражены крутыми уступами рельефа, образуют выпуклую к западу дугу, протягивающуюся от экватора до Азорских островов и далее на север. При этом отмечается уменьшение количества дешифрируемых разломов в северной части этого пояса. Приме-

чительно, что эти разрывные нарушения распространены и за пределами срединно-океанического хребта и образуют характерный рисунок рельефа в абиссальных котловинах.

Разломы этой системы были подробно исследованы в районе полигона FAMOUS [22]. Напомним, что здесь срединная рифтовая долина ограничена разломами, совпадающими с ней по простиранию. Падения сместителей направлены в сторону осевой части центрального рифта под углами от 44 до 56°. При этом отчетливо устанавливаются эскарпы высотой более 300 м. Разломы и трещины развиты в виде групп или эшелонов, реже в виде отдельных структур. В плане они часто имеют более или менее извилистый рисунок. В разломных зонах отмечается чередование массивных базальтов и разломных брекчий мощностью до 0,5. Общая мощность отдельных разрывных зон может достигать 50—100 м. Блоки, ограниченные разломами, обычно наклонены в стороны от рифтовой долины. Отмечается также присутствие грабеновых структур, образование которых связывают с процессами молодого вулканизма. В связи с этим отметим, что в пределах Азорских островов отмечаются меридиональные грабеновые долины, к которым приурочены центры молодого вулканизма.

Вышеприведенные особенности строения Срединно-Атлантического подвижного пояса сохраняются и в других его районах. Так, например, между 25 и 26° с. ш. установлены блоки, ограниченные разломами, имеющими протяженность от десятков метров до километров. С крупным эскарпом на западе срединной рифтовой долины, высотой от 30 до 300 м, связано поле гидротермальной деятельности. Драгировки, проведенные [23] на 26°15,8' с. ш., показали, что в пределах разлома с падением 55° связаны гарцбургиты, гидрогроссуляр-амфиболитовые породы. Изучение этого района показало также, что по простиранию меняется сейсмичность — здесь северная часть рифта гораздо активнее, чем южная. При этом эпицентры приурочены к широкому впадинам внутри рифта на пересечении с поперечными долинами или к отдельным горам. Отметим, что эпицентры землетрясений между 36 и 37° с. ш. приурочены к разломам, ограничивающим западный борт рифтовой долины.

Для Срединно-Атлантического подвижного пояса характерны деформации, связанные с разломообразованием, но не выраженные в рельефе. Здесь имеются в виду в первую очередь данные, полученные при глубоководном бурении и драгировках. Во время 82-го рейса бурового судна «Гломар Челленджер» в скважинах 556, 558 и 560 на забое были установлены милонитизированные серпентиниты, содержащие в ряде случаев блоки серпентинизированных габбро и прослой тектонических брекчий по базальтам. В скважинах 395А и 396В низы «разрезов» скважин слагаются мощными тектонитами по порфириновым базальтам [19]. В более северных районах, на 45° с. ш., отмечаются случаи неупорядоченного распределения серпентинитов, что позволило Ф. Аументо и др. [1] предположить тектонический способ внедрения этих пород, подвергшихся позже сколовым деформациям, трещиноватости и брекчированию. Из этого района были драгированы катаклазированные амфиболсодержащие перидотиты и гарцбургиты. Тектонические брекчии, состоящие из обломков серпентинитов, амфиболитов, пелагических илов, а также тектонизированные серпентиниты установлены в хр. Пальмер, причем, по мнению Дж. Канна, образование этих пород произошло позже 27 млн. лет. Подобные тектонические образования известны и из других районов срединно-океанического хребта.

К западу и востоку от срединного хребта расположены абиссальные котловины, соответствующие талассогенам. Эти районы Атлантического океана также претерпели этапы интенсивного разломообразования. В пределах талассогена развиты разломы северо-восточного простирания. Они отчетливо устанавливаются, по данным батиметрии, в восточной части региона, где выражены системой долин и хребтов соответствующего простирания. Западнее известен хребет Джи-аномалии, который не строго параллелен магнитным изохронам. Хребет почти не вы-

ражен в рельефе, так как перекрыт осадочными образованиями. Установлено [29], что акустический фундамент погружается в виде серии уступов в северо-западном направлении с 6,2 до 7,5 км. Он разбит серией разломов, падающих в том же направлении, которые параллельны оси хребта. Отмечается разворот блоков, при этом образование этих структур произошло, видимо, до отложения баррем-нижнеаптских карбонатов.

На востоке Атлантического океана известен ряд внутриокеанических поднятий, одно из которых расположено на границе Срединно-Атлантического подвижного пояса и талассогена. Здесь структура региона осложняется системами подводных гор Атлантик-Метеор [30]. Этот крупный вулканический комплекс слагается базальтами с возрастом от 11 до 16 млн. лет, установленным по калий-аргоновому методу, при этом ряд подводных гор имеет и современный возраст. Вершины покрыты биогенными известняками мощностью до 450 м на вершинах и до 600 м на флангах. Находки фораминифер указывают на миоценовый возраст. Группа подводных гор Атлантик-Метеор оконтуривается по изобате 3750 м, и с ними связаны магнитные аномалии интенсивностью до 500 нТ. Район разбит разрывными нарушениями, которые установлены по данным магнитометрии.

Восточнее описанного выше региона располагается крупное поднятие — подводный хребет Мадейра-Тор, которому соответствует магнитная Джи-аномалия. Эта структура венчается о-вом Мадейра, в пределах которого вулканизм начался с миоценового времени. Общее простирание хребта субмеридиональное. Однако субширотные впадины в его пределах свидетельствуют о том, что он нарушен разломами соответствующего простирания.

Западнее хребта располагается абиссальная котловина Мадейра. Сейсмические исследования в этом районе позволили выделить большое количество разломов в осадочном чехле, образование которых связывают с локальными тектоническими процессами и дифференцированным уплотнением осадков. Судя по опубликованным данным, осадочные толщи смяты в пологие складки. Эти же авторы указывают на наличие древних разломов простирания 105° , развитых между $30^\circ 30'$ и $31^\circ 50'$ с. ш.

Юго-западнее, в пределах талассогена отчетливо обособляется район, в котором развиты относительно глубоководные (до 6000 м) впадины субмеридионального простирания. При этом они резко обрываются примерно на 20° с. ш. Такой специфический рельеф развит только в этой части Атлантического океана. Возможно, что он обусловлен какими-то особенностями строения этого района.

Еще одна система разломов связана со структурами переходных зон Атлантики. Хорошо известно, что основным элементом строения пассивных окраин атлантического типа являются крупные прогибы, расположенные в пределах континентального склона и шельфа, с которыми генетически связаны крупные впадины в пределах континентов (Аюн-Тарфая, Сенегальская и др.).

На западе Африки такие прогибы протягиваются от Марокко до Сьерра-Леоне, причем южнее Сенегала они резко уменьшаются в размерах и далее нами не рассматриваются. Для прогибов характерны большие мощности осадков, достигающие 8—10 и, возможно, 14 км [15], при этом область максимального прогибания находится в пределах континентального склона и подножия.

Система западно-африканских прогибов имеет на широте Дакара максимальную ширину. По мнению большинства геологов [15], зоны повышенного осадконакопления отражают крупные тектонические нарушения, заложенные при распаде Гондваны в начале мезозоя, а возможно, и в конце палеозоя. Современная структура приокеанического прогиба представляет собой моноклинали, наклоненные в сторону океана и сложенные осадочными породами. Строение осложняется эскарпами юрско-меловой карбонатной платформы [15] и диапирами соли. В пределах Сенегальской впадины геофизические исследования застав-

ляют предполагать, что ее фундамент разбит субмеридиональными разрывами и осложнен многочисленными интрузиями. Большое количество сбросов выделено в районе п-ова Зеленого Мыса. В пределах шельфа и континентального склона широко распространены подводные каньоны, некоторые разломы типа сбросов установлены на шельфе Гвинеи.

На северо-востоке Южной Америки также установлены большие мощности осадков, достигающие 10—12 км. Здесь в пределах шельфа установлены серии ступенчатых сбросов, параллельных береговой линии. В Бразилии подобные сбросы контролируют также устье Амазонки, напротив которого развит крупный конус выноса с признаками глиняного диапиризма. Структуры шельфа осложнены интрузиями с возрастом 203 и 96 млн. лет. Севернее Карибского региона расположена Багамская область с повышенной мощностью коры. Имеются предположения, что формирование проливов между Багамскими островами было связано со сбросообразованием и сдвигами простираения 115—130°. Не исключено, что здесь находят свое продолжение сдвиги северо-восточного простираения, известные на о-ве Куба.

На атлантическом побережье Северной Америки установлены серии ступенчато опускающихся блоков, параллельных побережью, правые сдвиги. Высказываются предположения, что крупные осадочные бассейны, развитые на континентальном склоне и шельфе, контролируются как субмеридиональными, так и субширотными разломами.

Описание разломных зон континентальных окраин Атлантического океана было бы неполным без упоминания о крупных разломах, присутствующих в основании Малой Антильской дуги. Здесь геофизическими методами и глубоководным бурением во время рейса 78А судна «Гломар Челленджер» был установлен фронт деформации, протягивающийся практически от желоба Пуэрто-Рико до окончания о-ва Тринидад. Бурение в районе хр. Тибурон выявило сложное соотношение миоценовых и плиоценовых толщ. Причем в скв. 541 отмечено тектоническое перекрытие плиоценовых образований нижнемиоценовыми.

Завершая описание разломных зон, отметим еще один тип разрывных дислокаций, образование которых связано с формированием структуры Атлантического океана. В эту систему входят протоатлантические разломы, активно развивающиеся во время деструкции Гондваны. Эти нарушения известны как на восточном, так и на западном побережьях Атлантического океана. Можно предполагать, что зоны глубинной проницаемости раннемезозойского возраста в Бразилии, США, Канаде, Португалии, Сьерра-Леоне и в других местах наследуют крупные структуры растяжения сложной морфологии. При этом основной состав даек свидетельствует о достаточно большой глубине проникновения этих древних зон. Вторая группа разрывных нарушений, связанных с развитием Атлантического океана, образовалась несколько позже и имеет в отличие от предыдущей резко секущее простираение. К таким тектоническим образованиям можно отнести структуры типа трога Бенуэ, Амазонские разломы [11], упоминавшуюся выше зону на юге Сенегала и некоторые другие. Такие нарушения можно, очевидно, рассматривать как реакцию континентальных блоков на тектонические напряжения, существующие в океанической литосфере, они могут быть названы резонансно-океаническими. Более точное изучение этих структур на фоне корреляции тектонических процессов на континенте и в акватории должно принести много нового как в вопросе происхождения разломов океана, так и континента.

Составленная морфоструктурная карта северной части центральной Атлантики позволяет сделать следующие общие замечания и выводы.

1. Земная кора в пределах изученного региона раздроблена многочисленными разломами, образующими несколько разноориентированных систем. Первая из них представляет собой совокупность крупных субширотных разломов-гигантов, пересекающих все структурные зоны современной Атлантики. Эти нарушения были названы В. Е. Хаиным магистральными. Они имеют сложную морфологию и, очевидно, неодновозраст-

ны по своему простираению. Приуроченность к этой системе отдельных вулканических цепей разного возраста, контроль распределения гигромагмофильных элементов [2] указывают на то, что некоторые из них проникали на достаточно большие глубины. Распределение теплового потока, современные эпицентры землетрясений показывают их активность не только в пределах срединно-океанического хребта, но и в абиссальных котловинах. Вторая система образована многочисленными разломами, связанными с продольными структурами срединно-океанического хребта, причем ее соотношение с первой показывает, что в ходе развития Атлантического океана происходила активизация то одной, то другой системы. Третья представлена разрывными нарушениями, развитыми только в талассогенах, при этом различная морфология структур и их ориентировка свидетельствуют о большой неоднородности земной коры в абиссальных котловинах. Четвертая система развита в пределах пассивных континентальных окраин Атлантического океана. Наконец, последний обрамляется целым поясом разрывных структур, генетически связанных с процессами океаногенеза. Особую систему представляют деформации, образованные при горизонтальном тектоническом расслаивании океанической литосферы на разных уровнях. При этом были сформированы зоны милонитов [8], брекчий и серпентинитового меланжа. Все вышеприведенные факты свидетельствуют о большой подвижности земной коры и более глубоких горизонтов в пределах акватории северной части центральной Атлантики, что противоречит известным положениям о большой жесткости и монолитности единых литосферных плит.

2. Указанные системы разломов объединяют тектонические нарушения различной протяженности, глубинности заложения и разнообразных кинематических характеристик. Геолого-геофизические методы и данные глубоководного бурения свидетельствуют о существовании разноамплитудных и разноскоростных вертикальных движений [7, 13], сдвигов и надвигов. Такое разнообразие типов разрывных нарушений явилось следствием сложных геодинамических процессов, включающих, очевидно, этапы сильного и неоднородного сжатия в различных частях акватории. Этот факт, как представляется, необходимо учитывать при построении тектонических моделей развития Атлантического океана.

Литература

1. Аументо Ф., Ланкаверик Б. Д., Росс Д. И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с. ш.).— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 168—197.
2. Буго А., Жорон Ж. Л., Тройль М. Гетерогенность мантии (Атлантический океан между Азорскими островами и 10° с. ш.).— В кн.: Геология Мирового океана. М.: Наука, 1984, с. 114—134 (МГК, 27 сессия, сек. С.06, симп. S07.2.2, докл. т. 6, ч. 1).
3. Ильин А. В. Проблема происхождения и развития поперечных разломов срединно-океанических хребтов.— В кн.: Проблемы океанизации Земли. Калининград: Изд-во Калининград. ун-та, 1983, с. 120—136.
4. Кленова М. В., Лавров В. М. Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1975. 456 с.
5. Коган Л. И., Зоненшайн Л. П. Строение трансформных разломов центральной Атлантики по данным глубинного сейсмического профилирования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, т. 58, вып. 2, с. 15—28.
6. Лавров В. М. Геология срединно-океанического хребта. М.: Наука, 1979. 142 с.
7. Пущаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—18.
8. Силантьев С. А. Метаморфические породы дна Атлантического океана. М.: Наука, 1984. 102 с.
9. Соловьева И. А. Морфологические особенности и глубинное строение срединно-океанических хребтов в связи с историей их развития.— Геотектоника, 1980, № 2, с. 27—48.
10. Уилсон Дж. Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 58—67.
11. Хаин В. Е., Левин Л. Э. Основные черты тектоники континентов и океанов (Объяснительная записка к Тектонической карте Мира. Масштаб 1 : 25 000 000). Москва: ВНИИзарубежгеология, 1980. 90 с.
12. Birch F. S. The Barracuda Fault zone in the western North Atlantic: geological and geophysical studies.— Deep-Sea Research, 1970, v. 17, № 5, p. 847—860.

13. *Bonatti E., Sartoria R. Boersma A.* Vertical crustal movements at the Vem a Fracture zone in the Atlantic: Evidence from dredged Limestones.— *Tectonophysics*, 1983, v. 91, № 3/4, p. 213—232.
14. General Bathymetric Chart of the oceans (GEBCO) 1 : 10 000 000, Canadian hydrographic Service, Ottawa, 1982.
15. *Geology of the Northwest African Continental Margin.* Berlin, Springer, 1982, p. 703.
16. *Gorini M. A.* The tectonic fabric of the equatorial Atlantic and adjoining continental margins. Gulf of Guinea to Northeastern Brazil, 1981. 116 p.
17. Groupe CYAGOR II Gorringe Bank (Atlantic ocean, SW Portugal): a section in deep oceanic crust and upper mantle surveyed by submersible.— *Ofioliti*, 1982, v. 7, № 2/3, p. 267—277.
18. *Harbison R. N., Lattimore R. K., Rona P. A.* Structural lineations in the Canary basin, Eastern Central North Atlantic.— *Mar. Geol.*, 1973, v. 14, № 4, p. 269—275.
19. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. XLV, Washington, 1979. 1259 p.
20. *Laughton A. S., Roberts D. G., Graves R.* Bathymetry of the northeast Atlantic: Mid-Atlantic Ridge to Southwest Europe.— *Deep-Sea Research*, 1975, p. 791—810.
21. Leg 78 A. Eastern Caribbean Sea.— *Joides J.*, 1981, v. VII, № 2, p. 10—21.
22. *Luyendyk B. P., MacDonald K. C.* Physiography and structure of the inner floor of the FAMOUS rift valley: Observations with a deep-towed instrument package.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, v. 88, № 5, p. 648—663.
23. *McCregor B. A., Rona P. A.* Crest of the Mid-Atlantic Ridge at 26° N.— *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, № 23, p. 3307—3314.
24. *McHone J. G., Butler J. R.* Mesozoic igneous provinces of New England and the opening at the North Atlantic Ocean. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1984, v. 95, № 7, p. 757—765.
25. *Nishenko S. P., Pardy G. M., Ewing J. J.* Microaftershock survey of the 1978 Bermuda Rise earth quake.— *J. Geophys. Res.*, 1982, v. 87, № B13, p. 10624—10636.
26. *Purdy G. M., Rabinowitz P. D., Vetterop J. J.* Kane fracture zone in the Central Atlantic Ocean.— *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1979, v. 45, № 2, p. 429—434.
27. *Schminche H. U.* Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira, and Azores island Groups.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, № 2, p. 633—648.
28. *Tucholke B. E., Houts R. E., Ludwig W. J.* Sediment thickness and depth to basement in western North Atlantic Ocean Basin.— *AAPG Bull.*, 1982, v. 66, № 9, p. 1384—1395.
29. *Tucholke B. E., Ludwig W. J.* Structure and origine of the J-Anomaly Ridge, Western North Atlantic Ocean.— *J. Geophys. Res.*, 1982, v. 87, № B11, p. 9389—9407.
30. *Verhoef J., Collete B. J.* A tear fault system beneath the Atlantic-Meteor seamount group.— *Annals Geophys.*, 1983, v. 1, № 3, p. 199—206.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
21.III.1985

УДК 55+552.16(99)

СЕМЕНОВ В. С., СОЛОВЬЕВ И. А.

**ПОЗДНЕАРХЕЙСКО-РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОЯСА хр. ШЕКЛТОН
И ГОР ПРИНС-ЧАРЛЬЗ (АНТАРКТИДА)**

В работе в основном обобщены данные советских исследователей о геологическом строении и развитии двух позднеархейско-раннепротерозойских метаморфических поясов Восточно-Антарктического кратона. Изучена эволюция геотермических режимов метаморфизма, их специфика и связь со складчатыми деформациями. Метаморфические пояса хр. Шеклтон и гор Принс-Чарльз сравнимы с поясами альпийского типа и характерны для протозеосинклинальной стадии развития земной коры, отражающей начало латеральной дифференциации эндогенных режимов вокруг архейских протоплатформ. Наиболее глубинные режимы метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии ($P_s \approx 10-12$ кбар, $T = 700-740^\circ$ С) проявлены в хр. Шеклтон, в зоне с протозеосинклинальным типом развития. Здесь же фиксируется особый набор формаций — базальтовые (спилит-диабазовая), пикрит-базальтовая, габбро-норит-гипербазитовая. Одновозрастные метаморфические пояса других континентов указывают на то, что подобные экстремально глубинные условия метаморфизма присущи только троговым (протозеосинклинальным) структурам, тогда как режимы метаморфизма средних и повышенных давлений, отвечающих кианит-силлиманитовой фациальной серии, могут быть реализованы в протозеосинклиналах как с протозеосинклинальным, так и с миогеосинклинальным типом развития.

В статье рассмотрен характер эволюции термодинамических режимов метаморфизма в связи с тектоническими движениями в метаморфических поясах хр. Шеклтон и гор Принс-Чарльз, что вместе с данными о формационном составе дорифейских вулканогенно-осадочных толщ и резко контрастных условиях их метаморфизма позволило провести палеотектонические реконструкции. Материалом для статьи послужили данные, собранные в течение ряда полевых сезонов в составе 17—19, 21—23, 26 и 28-й советских антарктических экспедиций и частично опубликованные авторами и их коллегами.

Основная особенность изученных районов состоит в том, что они представляют собой области развития пород архейского кристаллического фундамента и супракрустальных осадочно-вулканогенных дислоцированных толщ дорифейского возраста. Интракратонная природа последних доказывается прямыми геологическими наблюдениями несогласных соотношений с архейским кристаллическим фундаментом и подтверждается данными об уровне и характере метаморфизма, структуре и вещественном составе пород.

Особое внимание уделено изучению эволюции термодинамических режимов метаморфизма. Такая постановка вопроса не случайна, так как непосредственно затрагивает вопросы генезиса метаморфических поясов, времени их становления. Эти выводы вытекают из анализа характера эволюции эндогенных режимов в раннем докембрии, подтверждающая существование двух крупнейших стадий в развитии земной коры, с которыми связано формирование ряда типичных структур [1]. К архейским структурам относятся зеленокаменные пояса, слагающие совместно с гранитогнейсовыми куполами гранит-зеленокаменные области протоплатформ, гранулитогнейсовые ареалы, по-видимому, представляющие собственно древние ядра протоплатформ. Формирование протозеосинклиналей относится к следующей стадии эндогенного развития земной коры и отвечает латеральной дифференциации эндогенных режимов вокруг стабильных областей (протоплатформ) на завершающем этапе

их кратонизации в позднеархейское — раннепротерозойское время. Метаморфические процессы в первых двух типах структур архея протекали в высокоградиентных режимах, крайним выражением которых являются низкобарические гранулитовые ассоциации (комплексы алданского типа), тогда как в позднеархейско-раннепротерозойских структурах (протогеосинклиналях) — низкоградиентных, с высокобарическими ассоциациями амфиболитовой и, реже, гранулитовой фаций (например, метаморфические комплексы хр. Шеклтон).

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНОВ

Район хр. Шеклтон (21—31° з.д., 80° ю. ш.) и район ледника Ламберта (горы Принс-Чарльз (60° в. д., 73—74° ю. ш.)) отстоят друг от друга на 2500 км. Несмотря на это, они обладают рядом принципиально сходных черт, позволяющих сопоставить их со структурами протогеосинклинальной стадии развития земной коры.

В хр. Шеклтон¹ (рис. 1, табл. 1) наряду с комплексами архейского фундамента закартированы позднеархейско-раннепротерозойские супракрустальные вулканогенно-осадочные образования. Они перекрыты рифейскими субплатформенными отложениями серии Торнпайк и палеозойской молассовой серии Блейклок (рис. 1) [6, 14].

Породы архейского кристаллического фундамента слагают фрагменты сильнодеформированных куполовидных структур, обнажающихся в районе горы Провендер — пиков Пратт, нунатаках Лагранж, горах Герберт и Рид. Они представлены литологически разнородными толщами провендерского и ридского комплексов.

Первый комплекс не имеет широкого площадного распространения и обнажается в виде узкой полосы на северо-западе в районе горы Провендер — пиков Пратт, прослеживающейся по простирацию не менее чем на 15 км. В южной части он перекрыт палеозойскими образованиями серии Блейклок (см. рис. 1). Второй комплекс в виде мелких и крупных массивов обнажается в северо-западной части района горы Провендер — пиков Пратт, в районе нунатаков Лагранж, на севере гор Герберта, на возвышенности Листер и на юго-востоке в горах Рид.

Провендерский (плагингнейсово-амфиболитовый) комплекс архея сложен главным образом биотитизированными и калишпатизированными плагингнейсами, часто содержащими гранат, клинопироксен и амфибол, а также амфиболитами с гранатом и клинопироксеном, пластами и будинами форстерит-серпентинсодержащего мрамора. Сочленяющийся с ним по структурному шву в районе горы Провендер архейский гранитогнейсовый комплекс состоит из лейкократовых гранат-амфибол-биотитовых гнейсов, мигматитов и темных гранитных пород с реликтами кристаллических сланцев, сопоставляемых авторами с ридским комплексом. Контакт между комплексами кристаллического основания тектонический, и в зоне структурного шва найдены наиболее глубоко метаморфизованные позднеархейско-раннепротерозойские вулканогенно-осадочные толщи скидморского комплекса.

Глубокометаморфизованные и интенсивно гранитизированные образования ридского комплекса архея наиболее полно обнажаются на юге хр. Шеклтон в горах Рид. Они представлены гранитогнейсами, мигматитами и темными гранитами, среди которых закартированы пачки переслаивающихся двупироксеновых и силлиманит-кордиеритсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов.

Породы фундамента по сложной системе тектонических нарушений контактируют с супракрустальными толщами, объединяемыми достаточно условно в связи с большой разобщенностью в скидморский комплекс позднего архея — раннего протерозоя. Характер площадного распространения его толщ с запада на восток резко изменяется — от узких тектонических клиньев шириной в несколько сотен метров (плато

¹ С учетом данных П. Дж. Стефенсона [34] и П. Д. Кларксона [19, 20].

Хаскард), зажатых между блоками фундамента или выступающих из-под надвиговых чешуй (высоты Листер), или перекрытых палеозойскими образованиями серии Блейклок, до широких полей в горах Герберта и, вероятно, в районе обрыва Пайонирс (рис. 1).

В районе горы Провендер — пиков Пратт образования скидморского комплекса, залегающие в зоне сочленения по структурному шву двух литологически разнородных типов фундамента (провендерского и ридского комплексов), представлены в нижней части разреза преимущественно кварцитами, мраморами, переслаивающимся с гранат-амфибол-клинопироксенсодержащими кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами, кианит-ортоклазсодержащими кристаллическими сланцами и гнейсами (мощность не менее 300 м). В верхней части разреза преобладают гнейсы, содержащие амфибол, гранат, клинопироксен в разных количественных соотношениях, кристаллические сланцы, а также пластовые тела и будины амфиболитов (мощность не менее 600 м) с реликтами магматической структуры (SiO_2 44,0—48,0; MgO 10,2—14,09; Na_2O 1,66—3,17; K_2O 0,42—0,93)². Супракрустальные образования насыщены здесь будинами и/или линзами измененных перидотитов (амфиболизированных гарцбургитов, верлитов и лерцолитов, серпентинизированных дунитов, часто амфиболизированных, содержащих гранат пироксенитов). Они вместе с силлами и дайками, часто метасоматически измененных метагаббро, метагабброноритов формируют ассоциации пород, характерные для древних офиолитов. Здесь же широко развиты будинированные и пластовые тела более молодых гранитов и пегматитов.

В районе нунатаков Лагранж, в горах Герберт супракрустальные позднеархейско-раннепротерозойские толщи скидморского комплекса (1700—3000 м) залегают на гранитогнейсовом основании (ридский комплекс). Контакт между ними тектонический (см. рис. 1). Они представлены кварцитами, иногда железистыми, мраморами, слюдистыми, нередко кианит-, ставролит-, гранатсодержащими кристаллическими сланцами, амфиболсодержащими сланцами, часто с гранатом и клинопироксеном, а также амфиболитами.

В нижней части непрерывного стратотипического разреза комплекса, наиболее полно обнажающегося (не менее 1700 м) на горе Скидмор (нунатаки Лагранж), преобладают кварциты (иногда железистые), слюдисто-кварцевые, гранат-слюдисто-кварцевые сланцы с прослоями кианит-ставролит-слюдистых и гранат-кианит-биотитовых сланцев и мраморов; в верхней части разреза — амфиболсодержащие сланцы, пироксениты и амфиболиты. Последние возникли главным образом за счет перекристаллизации интрузивных и эффузивных магматических образований основного и среднего состава, о чем свидетельствуют находки реликтовых магматических структур (офитовых, габброофитовых) и особенности химического состава пород (SiO_2 45,85—54,20, MgO 7,02—13,03, Na_2O 0,80—4,84, K_2O 0,30—3,44) [13].

Верхняя часть скидморского комплекса, венчающая, по мнению авторов, разрез супракрустальных толщ, обнажается в южной части плато Хаскард и Оттер (хребты Вильямса, Роджерса, Уэдж и горы Пивот), а также фрагментарно в горах Герберта (см. рис. 1). В районе плато Хаскард и Оттер она представлена монотонной флишоидной толщей переслаивающихся слюдисто-кварцевых, редко с гранатом сланцев, слюдистых кварцитов и мраморизованных полосчатых известняков. В ряде случаев фиксировались реликты тонкослоистых первично-осадочных текстур, подтверждающих флишоидный характер рассматриваемой толщи. В горах Герберта она представлена аналогичными отложениями, претерпевшими более высокотемпературный метаморфизм.

² Указаны валовые содержания наиболее важных в петрохимическом отношении окислов (в вес. %).

В южной части хр. Вильямс, а также в южной части гор Герберт среди слюдисто-кварцевых сланцев наблюдались маломощные сильно деформированные метаконгломераты, гальки в которых представлены пегматоидными гранитами (пегматитами), амфиболсодержащими сланцами и амфиболитами. Это дает возможность предполагать существование внутрiformационного стратиграфического несогласия в скидморском комплексе, отделяющего нижнюю вулканогенно-осадочную толщу от верхней терригенной или флишеидной толщи комплекса.

Возраст пород скидморского комплекса (AR_2-PR_1)sk, принятый по аналогии с районом гор Принс-Чарльз [12], подтвержден в районе горы Уэстон и хр. Уэдж (плато Хаскард) модельными датировками (2300 и 2700 млн. лет), отражающими возрасты перестроек рубидиево-стронциевых изотопных систем [32]. На древний возраст пород комплекса может указывать также их более сильный метаморфизм и дислоцированность по сравнению с позднепротерозойской метасадочной серией Торнпайк.

Пегматит с модельным возрастом 2700 млн. лет принадлежит, по мнению авторов, горизонту метаконгломератов основания флишеидной толщи супракрустального комплекса хребтов Вильямс, Роджер, Уэдж и горы Пивот.

Мощная (2400 м) метасадочная позднепротерозойская серия Торнпайк со структурным несогласием залегает на коре выветривания пород кристаллического фундамента (ридского комплекса) (рис. 1) [5]. Последние представлены пенеппенизированные порфиробластическими гранитами с возрастом не менее 1,5 млрд. лет [25, 32, 33]. Терригенные субплатформенные толщи серии Торнпайк слагают крылья антиклинория субширотного простирания (с падением на юг под углом 40° на горе Вегенер) и представлены кварцито-песчаниками, кварц-хлорит-серцит-карбонатными сланцами и известковисто-доломитовыми метапесчаниками, филлитами и филлитовидными сланцами с прослоями и линзами полевошпатово-кварцевых метапесчаников. Возраст серии Торнпайк основан на находках в строматолитовых известковистых доломитах карбонатно-сланцевой пачки (70 м) позднепротерозойских *Plapocollina vegeneri* Gol., *Columnacollenia schekltoni* Gor. [5].

Аналоги серии Торнпайк на севере хр. Шеклтон пока неизвестны, и чрезвычайно мощные (не менее 5—6 км) нижнепалеозойские (E_3-D) молассы серии Блейклок с резким структурным несогласием залегают, по наблюдениям авторов, на породах архейского кристаллического фундамента провендерского комплекса и позднеархейско-раннепротерозойского супракрустального скидморского комплекса. В подошве блейкловских моласс авторами предполагаются под ледником Блейклок в районе горы Провендер — пиков Пратт ниже- и среднекембрийские отложения [6, 14, 15].

В горах Принс-Чарльз, по имевшимся до настоящего времени представлениям [12], в архейском кристаллическом фундаменте выделялись

Рис. 1. Геологическая карта хребта Шеклтон. Составили В. С. Семенов и И. А. Соловьев по материалам 22—23-й и 26-й советских антарктических экспедиций

1 — материковый лед; 2 — верхний кембрий — девон, нерасчлененные: серия Блейклок (E_3-Db1) — конгломераты, гравелиты, песчаники; 3 — верхний протерозой; серия Торнпайк PR_{1gr} — метапесчаники, метагравелиты, серцит-хлоритовые сланцы, горизонты строматолитовых доломитов; 4 — верхний архей — нижний протерозой, нерасчлененные: скидморский комплекс (AR_2-PR_1)sk — кварциты, слюдистые, кианит-гранат-старролит-слюдистые, гранат-кианит-ортоклазовые, амфиболовые, клинопироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, мраморы, амфиболиты и метабазиты; 5 — архей нерасчлененный; ридский комплекс AR_{rd} — гнейсы, мигматиты, гранитогнейсы, теневые граниты, прослой высокоглиноземистых кристаллических сланцев и гнейсов; 6 — архей нерасчлененный: провендерский комплекс AR_{pr} — плагиогнейсы, гранат-клинопироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, пласты и будины мраморов; 7 — протерозой нерасчлененный: граниты, гранодиориты PR_{gr} ; 8 — верхний архей — нижний протерозой нерасчлененные: гипербазиты (AR_2-PR_1) σ ; 9 — разломы субвертикальные; 10 — надвиги; 11 — стратиграфические границы; 12 — горизонталы; 13 — на врезке 1 — северная зона с протозеогсинклинальным типом развития; 14 — южная зона с протозеогсинклинальным типом развития; 15 — на врезке 2 — расположение изученных районов: а — хр. Шеклтон, б — горы Принс-Чарльз

Эра	Комплекс	Хребт Шеклтона, серии, формации	Комплекс	Метаморфизм	Магматизм	
Протерозойская 2,5 млрд. лет 2,6 млрд. лет	Верхний протерозой	Торнпайкский — PR ₂ tr	Торнпайкский — PR ₂ tr	Зеленосланцевый	?	
						Позднерукерский тектогенез 1,0±0,15 млрд. лет Карбонатно-терригенная (с горизонтами известковистых и водорослевых доломитов со строматолитами и микрофитолитами в основании: <i>Planocollina vegeneri</i> , <i>Columnacollenia shekltoni</i> и др.), 2000—2400 м
	Нижний протерозой	Скидморский — (AR ₂ —PR ₁)sk	Скидморский — (AR ₂ —PR ₁)sk	Амфиболитовый (кварцит-слюда-нитовой фацальной серии)	Пикрит-базальтовый, гипербазитовый, спиллит-базальтовый, гранитный	
						Рукерский тектогенез (1,7±0,15 млрд. лет) Карбонатно-терригенная флишоидная, не менее 700 м Раннерукерский тектогенез (2,0±0,15 млрд. лет) Вулканогенно-терригенная (с будинами ультрабазитов), не менее 700 м
	Архейская	Верхний архей	AR ₁ -gr	Ридский — AR ₁ -gd	Гранулитовый с наложенным амфиболитовым по зонам	Базитовый, тоналитовый, гранитный
Нижний архей		Пловендерский — AR ₁ -gr	Ридский — AR ₁ -gd	Гранулитовый с наложенным амфиболитовым по зонам	Базитовый, тоналитовый, гранитный	
						Гумбольдтский тектогенез (3,0 млрд. лет) Карбонатно-амфиболито- Гранитогнейсовая, плагногнейсовая, не менее 1000 м более 1000 м
Катархей	Нейпирский тектогенез (3,5 млрд. лет)	Нейпирский тектогенез (3,5 млрд. лет)	?	?		
	Нейпирский тектогенез (4,0 млрд. лет)	Нейпирский тектогенез (4,0 млрд. лет)				

Комплекс	Серия	Горы Принс-Чарльз, серии, формации	Серия	Метаморфизм	Магматизм
Позднерукерский	Содружества	<p>~~~~~ Позднерукерский тектогенез (1,0±1,5 млрд. лет) ~~~~~</p> <p>Карбонатно-терригенная, преимущественно глинистая (с водорослевыми образованиями — микрофитолитами и катаграфиями района горы Стинир), 2500—2000 м</p>	Содружества	Зеленосланцевый низких и средних ступеней	Гранитный
Раннерукерский	Рукер	<p>~~~~~ Рукерский тектогенез (1,7 млрд. лет) ~~~~~</p> <p>Карбонатно-вулканогенно-терригенная (джеспилитовая) Карбонатно-терригенная</p> <p>~~~~~ Раннерукерский тектогенез (2,0 млрд. лет) ~~~~~</p> <p>Карбонатно-вулканогенно-терригенная (джеспилитовая) Карбонатно-терригенная (известково-глиноземистых сланцев). Не менее 3000 м</p> <p>Не менее 3000 м</p>	Мензис		
Инзельский	Ламберга	<p>~~~~~ Инзельский тектогенез (2,65±0,15 млрд. лет) ~~~~~</p> <p>Гранитогнейсовая</p>	Ламберга	Гранулитовый с наложенным амфиболитовым по зонам	Гипербазитовый, базитовый, габбро-эндербиточарнокитовый, гранитный
Гумбольдтский	Ларсеман	<p>~~~~~ Гумбольдтский тектогенез (3,0 млрд. лет) ~~~~~</p> <p>Карбонатно-сланцево-плагиогнейсовая и эндербитчарнокитовая Гранитогнейсовая</p>	Рейнболг		
Рейнерский	Ларсеман	<p>~~~~~ Рейнерский тектогенез (3,5 млрд. лет) ~~~~~</p> <p>Карбонатно-сланцевая (высокоглиноземистая) с мигматитами и эндербиточарнокитовая Гранитогнейсовая</p> <p>~~~~~ Нейпирский тектогенез (4,0 млрд. лет) ~~~~~</p>	Рейнболг	Гранулитовый	

две полиметаморфические серии — Рейнболт и Ларсеманн, соответствующие гумбольдтскому комплексу, и вышележащая серия Ламберта, отвечающая инзельскому комплексу Земли Королевы Мод. Соотношения между вышеуказанными сериями этими авторами нигде не наблюдались. Однако они предположили, что выделенные статиграфические подразделения, по крайней мере серии Рейнболт и Ларсеманн, составляют единое целое (см. табл. 1, рис. 2).

Исследования последних лет в районе оз. Бивер (оазис Джетти, горы Принс-Чарльз) подтвердили это предположение. Было выяснено, что образования серии Ларсеманн (биотит-гранатсодержащие гнейсы, силлиманит-кордиерит-гранатсодержащие плагиогнейсы часто с графитом, мигматиты и теньевые граниты со сравнительно редкими пачками пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, эндербитов, чарнокитов и флогопит-периклаз-форстеритсодержащих кальцифиров) сформированы в процессе интенсивно проявленной, скорее всего на рубеже 3000 млн. лет, гранитизации эндербит-чарнокитовых толщ, объединенных в серию Рейнболт [12]. Эта гранитизация и обусловила формирование гранито-гнейсовых куполов и высокотермальный метаморфизм в условиях гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций. Возможно, что именно в этот период и были сформированы гранито-гнейсовые толщи, объединенные в серию Ламберта.

Серия Ламберта гор Принс-Чарльз принадлежит наиболее молодой части архейского кристаллического фундамента и представлена биотитсвыми, гранат-биотитовыми и амфиболитовыми плагиогнейсами и разнообразными мигматитами и теньевыми гранитами. Непосредственно на ее эродированной поверхности залегают позднеархейско-раннепротерозойские супракрустальные толщи (см. рис. 2). Радиологический возраст огнейсованных гранитов варьирует в интервале от 3000 до 2500 млн. лет [12, 35]. Породы серии образуют на юге гор Принс-Чарльз обширный гранито-гнейсовый архейский цоколь, на котором залегают супракрустальные образования серий Рукер и Мензис. Последние были ранее объединены в рукерский комплекс позднего архея — раннего протерозоя на основании характера их взаимного площадного расположения относительно купольной структуры гранит-метаморфического цоколя и формационного сходства исходных толщ [12, 13].

Серия Рукер в стратотипе представлена (снизу вверх); джеспилитами (мощность 400 м) с редкими согласными телами слюдистых метаэффузивов, силлом метабазитов (300 м), перекрытым пачкой (100 м) переслаивающихся джеспилитов, рассланцованных метабазитов, серицит-кварц-хлоритовых и магнетит-хлорит-кварцевых сланцев; еще выше зелеными сланцами (400 м) с множеством даек и маломощных силлов метадиабазов среди чередующихся кварц-серицит-хлоритовых, биотит-серицит-кварцевых, кварц-хлоритовых и карбонатных сланцев (не менее 2000 м) [12].

Породы серии Мензис (2000—3000 м) в стратотипе представлены разнообразными сланцами — слюдистыми, слюдисто-кварцевыми, ставролит-кианитовыми (иногда с реликтами андалузита и кордиерита), силлиманитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-гранат-амфибол-кварцевыми, амфиболовыми (роговообманковыми и куммингтонит-роговообманковыми) и др., наряду с которыми встречаются кварциты, метаконгломераты, амфиболиты, мраморы и метабазиты. В нижней части разреза серии преобладают амфиболсодержащие сланцы и амфиболиты с линзами и будинами кварцитов. Амфиболиты нередко обнаруживают реликтовые магматические структурно-текстурные признаки.

Верхний возрастной предел серий Рукер и Мензис определяется по изотопным датировкам метабазитов на рубеже около 1400 млн. лет. Позднеархейские датировки подстилающих их гранитоидов фундамента [12] подкрепляют нижнюю возрастную границу комплекса. По аналогии с другими континентами рукерские джеспилиты скорее всего позднеархейско-раннепротерозойские. Возраст пегматитов, залегающих на горе Стинир среди образований серии Мензис, равен 2580 млн. лет [23].

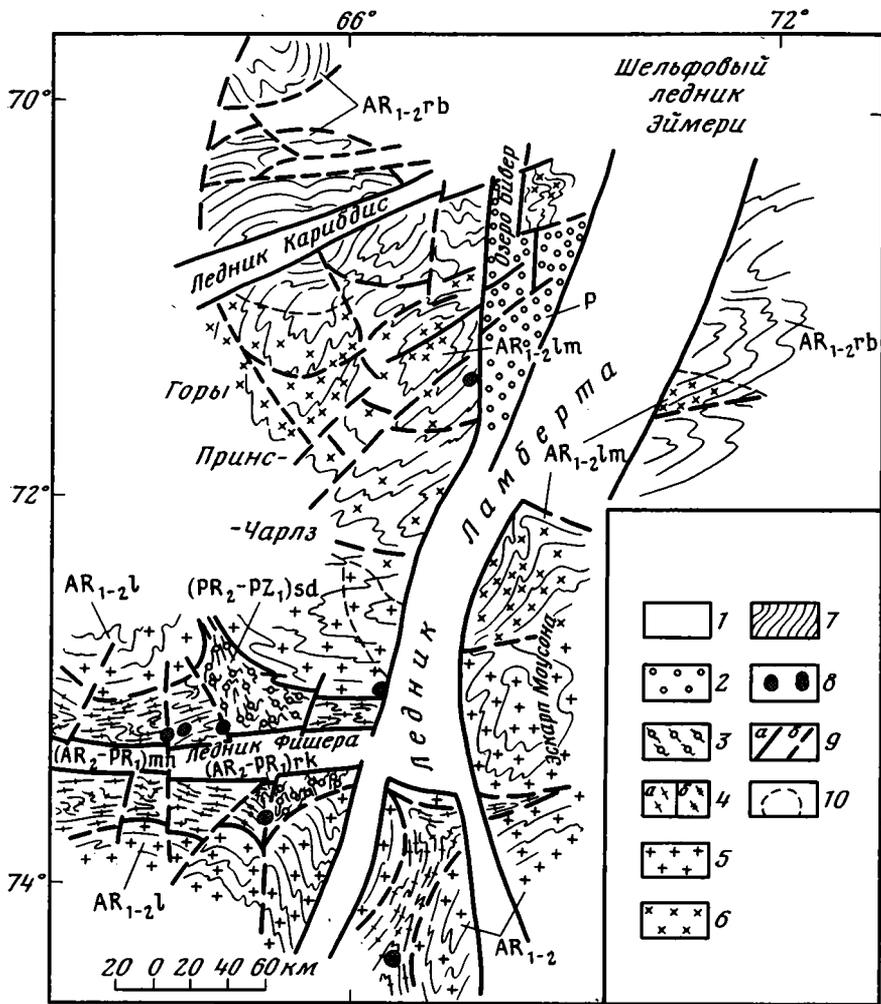


Рис. 2. Схематическая геологическая карта гор Принс-Чарльз. Составители В. С. Семенов, И. А. Соловьев и А. В. Голынский (по материалам 17—19-й и 28-й советских антарктических экспедиций)

1 — материковый лед; 2 — пермская система Р: свиты Флегстон (песчаниковая безугольная), Баймедар (песчаниковая угленосная), Рэдок (конгломератовая); 3 — верхний протерозой — нижний палеозой: серия Содружества (PR_2-PZ_1)sd — кварциты, метапесчанники, метакогломераты; 4 — верхний архей — нижний протерозой: а — серия Мензис (AR_2-PR_1)tp — слюдяные, гранат-кванит-ставролит-слюдяные, амфиболовые сланцы, кварциты, амфиболиты, мраморы и метабазиты и метакогломераты; б — серия Рукер (AR_2-PR_1)gk — серицит-хлоритовые сланцы, кварциты, джеспилиты, метакогломераты, силлы метабазитов (метагабброндов) и редкие согласные тела метаэффузивов; нижний — верхний архей, нерасчлененные: 5 — серия Ламберта (гранитизированный аналог серии Рейнболт) $AR_{1-2}l$ — биотитовые, амфиболовые плаггиогнейсы и мигматиты по ним, гранитогнейсы и теневые граниты; 6 — серия Ларсеманн (гранитизированный аналог серии Рейнболт) $AR_{1-2}m$ — плаггиогнейсы, мигматиты, теневые граниты, кристаллические сланцы, часто силлиманит, гранат, кордиерит, шпинель, графитосодержащие эндербиты, чарнокиты и кальцифиры; 7 — серия Рейнболт $AR_{1-2}gb$ — эндербиты и чарнокиты, пироксеновые кристаллические сланцы, плаггиогнейсы, мигматиты и теневые граниты, кальцифиры; 8 — нижнепалеозойские двуслюдяные и биотитовые граниты; 9 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 10 — предполагаемые границы серий архейского кристаллического основания

Позднепротерозойские комплексы гор Принс-Чарльз представлены рифейско-вендскими метаосадочными толщами серии Содружества (не менее 3500 м), формирование которых, по-видимому, происходило за счет размыва отложений серий Рукер и Мензис, о чем свидетельствует находка галек джеспилитов в метакогломератах рассматриваемой серии и зеленых мусковитсодержащих кварцитов.

Серия Содружества (3000—3500 м) представлена кварцевыми метатепсчаниками и слюдисто-эпидот-карбонатсодержащими кварцитами, филлитами и карбонат-биотит-кварцевыми метаконгломератами.

Метаосадочные толщи серии Содружества содержат вендские акритархи и двустенные раковины неопределимых бесскелетных животных в гальках карбонатных пород в горизонте (около 60 м) метаконгломератобрекчий. Вендский возраст дают и рубидий-стронциевые датировки в 800—900 млн. лет по галькам гранитоидов из того же горизонта [12].

Таким образом, в хр. Шеклтон и горах Принс-Чарльз позднеархейские — раннепротерозойские метаморфические образования представлены карбонатно-терригенной, вулканогенно-терригенной, карбонатной, джеспилитовой, габбродиабазовой формациями, которые и определяют общее генетическое сходство описываемых структур. Кроме того, в хр. Шеклтон среди позднеархейских — раннепротерозойских образований авторами на основании геологических, петрографических наблюдений и предварительных петрохимических исследований выделяются базальтовая (спилит-диабазовая), пикрит-базальтовая, габбронорит-гипербазитовая и гранитовая формации.

Большее разнообразие осадочных и магматических формационных рядов, фиксируемых в метаморфическом поясе хр. Шеклтон, чем в горах Принс-Чарльз, обуславливается особенностями их геологического развития. Это подтверждают закартированные литологически разнородные провендерский (плаггиогнейсово-амфиболитовый) и ридский (гранитогнейсовый) комплексы фундамента. Плаггиогнейсово-амфиболитовый, или провендерский, комплекс по ряду признаков отвечает понятию «меланкратовый фундамент». Последний характерен для основания эвгеосинклиналей [8].

В зоне стыка по структурному шву двух комплексов фундамента, а также в северной части хр. Шеклтон залегают супракрустальные образования, среди которых выделяется ряд осадочно-магматических формаций, характерных для структурных зон, имеющих тип развития, близкий к эвгеосинклинальному. В то же время ряды осадочных и магматических формаций, выделенные в метаморфическом поясе гор Принс-Чарльз, в южной части хр. Шеклтон, залегающие на гранитогнейсовом основании, более всего характерны для зон, близких миогеосинклинальному типу развития.

Особенности внутреннего строения позднеархейских — раннепротерозойских поясов нашли свое отражение не только в формационном составе слагающих их толщ, но и в характере описываемых ниже эволюции складчатых деформаций и геотермических режимов метаморфизма.

УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА И ИХ СВЯЗЬ СО СТАДИЯМИ ДЕФОРМАЦИОННОГО ЦИКЛА

Изучение связи регионального метаморфизма в подвижных поясах со стадиями деформационного цикла геосинклинальной складчатости позволяет выявить соотношение геотермических режимов глубинного петрогенезиса с эволюцией тектонической структуры метаморфических комплексов, что дает возможность проводить палеотектонические реконструкции, используя данные об условиях регионального метаморфизма.

Первая стадия деформационного цикла (M_1), с которой обычно связывают формирование нелинейных складок и складчатых систем [3, 9], часто затушевана последующими стадиями цикла и отмечается только по ряду косвенных признаков.

Наиболее явно эти признаки фиксируются в метаморфических образованиях серии Мензис (рукерский комплекс, горы Принс-Чарльз) (см. рис. 2) [31]. Именно с этим этапом развития протогеосинклинальной структуры связывается формирование минеральных парагенезисов, по условиям кристаллизации отвечающих фации эпидотовых амфиболитов низких давлений (андалузит-силлиманитовая фациальная серия) (табл. 2, рис. 3, б), представленных андалузитом и ставролитом или ан-

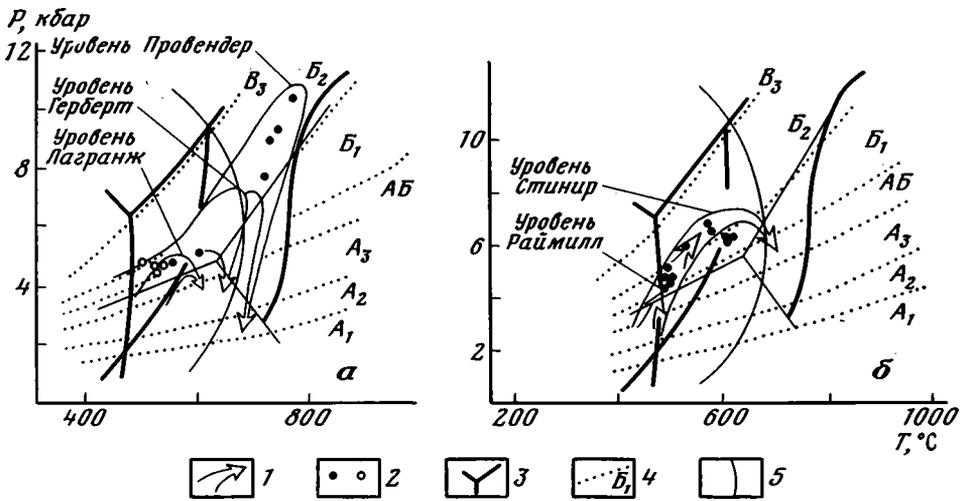


Рис. 3. Эволюция P — T -параметров метаморфизма пород: а — скидморского комплекса (хр. Шеклтон); б — серии Мензис (горы Принс-Чарльз). Использована схема фаций В. А. Глебовицкого [3] с сохранением обозначений фаций, субфаций и фациальных серий, принятых им
 1 — тенденция изменения P — T -условий при метаморфизме пород скидморского комплекса и серии Мензис; 2 — точки, соответствующие температурам и давлениям, определенным по гранат-биотитовому (залитые кружки) и ставролит-гранатовому (поле кружки) геотермобарометрам Л. Л. Перчука [9]; 3 — границы фаций; 4 — фациальные серии; 5 — линии моновариантного равновесия мусковит + кварц \rightleftharpoons калиевый полевоый шпат + $Al_2SiO_5 + H_2O$

далузитом, ставролитом и кордиеритом и фиксируемых в виде реликтовых образований в кианитсодержащих кристаллических сланцах. Породы, характеризующиеся этими минеральными ассоциациями, пространственно связаны с силлами доскладчатых габбро [13, 32]. Это дает возможность предположить, что кристаллизация андалузитсодержащих минеральных парагенезисов протекала в процессе термального воздействия интрузий габбро на вмещающие породы. Внедрение силлов габбро в свою очередь связывается нами с ранними проявлениями радиальных движений (первая стадия деформационного цикла), что подтверждается анализом последовательности складчатых деформаций и сингенетичных с ними магматических проявлений в изученной структуре (силлы габбро смяты в складки во вторую стадию деформационного цикла).

Не отрицая существования описанной стадии деформационного цикла в хр. Шеклтон, мы не можем привести достоверных следов ее проявления в районе гор Герберта, за исключением, может быть, находок реликтовых кордиеритсодержащих парагенезисов в ассоциации с наложенным кианитом (см. рис. 2, табл. 2). Кристаллизация малоглубинных кордиеритсодержащих минеральных ассоциаций, по-видимому, могла отражать тектоно-термальные условия, отвечающие первой стадии деформационного цикла.

Результаты анализа последовательности складчатых деформаций в супракрустальной толще (скидморский комплекс) свидетельствует о, возможно, сингенетичной (деформационный этап PD_1 — HD_0) кристаллизации кордиеритсодержащих реликтовых парагенезисов, обнаруженных в районе гор Герберта, и кианит-ставролитсодержащих реликтовых парагенезисов — в районе горы Провендер (см. табл. 2). Реликты ставролита и кианита фиксируются в форме включений в зернах граната в кианит-гранат-ортоклазовых гнейсах и кристаллических сланцах. Однако формирование парагенезисов, отвечающих по условиям кристаллизации кианит-силлиманитовой фациальной серии, скорее всего фиксирует проявление тектонических процессов, отвечающих второй стадии складчатых деформаций. Это не противоречит геологическим наблюдениям, свидетельствующим о существовании структурной зональности

Последовательность и характеристика деформаций и связанных с ними метаморфических и магматических процессов

Стадия деформационного цикла	Хр. Шеклтон				Горы Принс-Чарльз	
	Район горы Провендер — пиков Пратт		Район гор Герберта, горы Флет-Топ, нунатаков Лагранж, хр. Вильямса		Гора Стинир	
	Супракрустный комплекс	Магматизм	Супракрустный комплекс	Магматизм	Супракрустный комплекс	Магматизм
M_1 (первая стадия деформационного цикла)	PD_0 Сланцеватость напластования (PS_0) Контактовый метаморфизм (?)	Эффузивный и интрузивный магматизм (потоки и/или силлы габброидов)	Не выявлен	Не выявлен	D_0 Сланцеватость напластования (S_0), контактовый метаморфизм, кристаллизация андалузит-, андалузит-кордиерит - ставролитсодержащих парагенезисов	Эффузивный и интрузивный магматизм (потоки и/или силлы габброидов)
M_2	PD_1 PS_1 — реконструированная. Формирование кианит-ставролитсодержащих парагенезисов PD_2 PS_2 пересекает PS_1 в замках складок PL_2 — минеральная (кианит, биотит, буро-зеленая роговая обманка), параллельная шарнирам складок PF_2 — в связи с надви-	Будины ультрабазитов (дунит и дунит-верлиты, серпентиниты), силлы и дайки габбро, габброноритов, будины гранодиоритов и пегматитов	HD_0 Сланцеватость напластования (HS_0) Контактовый метаморфизм (?) (кристаллизация кордиеритсодержащих парагенезисов) HD_1 HS_1 пересекает HS_0 в замках складок HF_1 HL_1 — шарниры складок, минеральная (роговая обманка, кианит, ставролит) HF_1 — в связи с надвигообразованием (синкли-	Эффузивный и интрузивный магматизм (потоки и/или силлы габброидов) Дайки габброноритов Не выявлен	D_1 S_1 пересекает S_0 в замках складок (F_1) L_1 — минеральная (амфиболиты, слюды, кианит, ставролит) F_1 — в связи с надвигообразованием (синклинальные и антикли-	Дайки габбро, параллельные осевым плоскостям складок Не выявлен

M_3

гообразованием, кристаллизация кианит-ортотлазсодержащих, гранат-клинопироксен-рогообманковых парагенезисов	Не выявлен	нальные и антиклинальные складки с сильно сжатыми крыльями, часто опрокинутые) кристаллизация кианит-ставролит-содержащих амфибол-содержащих парагенезисов		нальные складки с сильно сжатыми крыльями, часто опрокинутые) кристаллизация кианит-ставролитсодержащих парагенезисов
Не выявлен				
PD_3 PS_3 — параллельная PS_2 PL_2 — деформирована вдоль крутых осей PL_3 — минеральная (сине-зеленая роговая обманка) PF_3 — открытые складки облекания и клиновидные синклинали Кристаллизация силлиманита и андалузита, сине-зеленой роговой обманки	Пластовые тела порфиробластических гранитов и гранодиоритов	HD_2 HS_2 — деформирована HL_2 — деформирована вдоль крутых осей HF_2 — открытые складки облекания Кристаллизация куммингтонит- и силлиманитсодержащих парагенезисов	Пластовые тела порфиробластических гранитов	Разрывные нарушения, зоны рассланцевания (S_2)
PD_4 PS_4 — пересекает PS_3 Разрывные нарушения и зоны рассланцевания, катаклиз	Жилы и дайки гранитов	HD_3 HS_3 пересекает HS_2 Разрывные нарушения и зоны рассланцевания	Жилы и дайки гранитов	Не выявлен

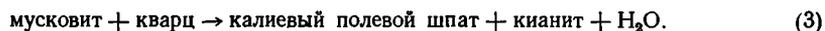
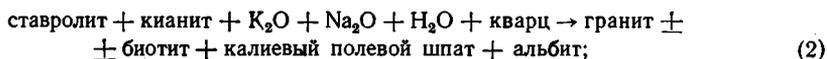
Примечание. PD — деформационный этап, проявленный в районе горы Провендер; HD — деформационный этап, проявленный в районе гор. Герберт, нунатаков Лагранж и др; M_1 — стадия деформационного цикла; D — этап деформации; S — сланцеватость; L — линейность; F — фаза складчатой деформации.

(см. табл. 2), отражающей миграцию фаз складкообразования, характерную для геосинклинальных систем. Все это, а также характер геологических разрезов и магматизма (см. табл. 1), эволюция геотермических режимов глубинного петрогенезиса подтверждают правильность выделения в хр. Шеклтон двух структурных зон, характеризующихся близким к эвгеосинклинальному с осевой зоной в районе горы Провендер — Пик Пратт и миогеосинклинальному (юг гор Герберт, южная часть плато Оттер и Хаскард) типами развития (см. рис. 1). Причем существенно терригенные толщи миогеосинклинального характера отделены от нижней части разреза, сложенного толщами эвгеосинклинального характера, стратиграфическим несогласием, о чем свидетельствуют находки конгломератов в основании верхней толщи (южная часть плато Хаскард и Оттер на юге гор Герберта) (см. табл. 1).

Вторая стадия эволюции деформационного цикла (M_2), являющаяся наиболее важной для тектонического контроля метаморфизма как в хр. Шеклтон, так и в горах Принс-Чарльз, выражается главным образом в формировании линейной изоклинальной складчатости субширотного простирания надвигообразованием. Именно с ней связывается образование метаморфической зональности кианит-силлиманитового типа (см. табл. 2).

В хр. Шеклтон в зоне с типом развития, близким к эвгеосинклинальному (северная структурная зона), зафиксированы метаморфические породы, претерпевшие наиболее глубокий метаморфизм. Здесь наряду с кианит-ставролитсодержащими слюдистыми сланцами, кварцитами, амфиболсодержащими кристаллическими сланцами, амфиболитами зафиксированы эклогиты, эклогитоподобные породы, но особый интерес представляют кианит-ортоклазсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы, обнажающиеся в районе горы Провендер — пиков Пратт. Именно в них сохранились минеральные парагенезисы, позволившие выявить характер и условия эволюции геотермических режимов метаморфизма в связи с изменениями тектонического режима.

В кианит-ортоклазсодержащих гнейсах и кристаллических сланцах в кристаллах граната содержатся реликты зерен ставролита, кианита, биотита, плагиоклаза и кварца. Между ставролитом и кианитом во включениях часто наблюдаются реакционные соотношения: зерна кианита или включают зерна ставролита, или пересекают их. Все это дало возможность восстановить ход кристаллизации кианит-ортоклазсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев:



Условия, при которых могло существовать равновесие (1), отвечают фации алмандиновых амфиболитов повышенных давлений (биотит-ставролит-мусковит-кианитовая субфация).

Микрозондовые определения составов ставролитов и включающих их гранатов позволили выявить равновесные пары этих минералов, что дало возможность определить температуры и давления, при которых осуществлялись эти равновесия. С помощью ставролит-гранатового геотермометра Л. Л. Перчука [10] были получены: $T = 490\text{—}560^\circ \text{C}$ и $P_s = 4,9\text{—}5,5$ кбар, что хорошо увязывается с петрографическими наблюдениями (рис. 3, а). Формирование парагенезиса (1) предположительно связывается нами с проявлениями деформационного этапа PD_1 , затушеванного последующими тектоническими процессами.

Реакция (2) предполагает замещение ставролита и кианита гранатом в условиях открытой системы (например, процессы гранитизации и магматизации). Вполне вероятно, что именно в период проявления деформационного этапа PD_1 , и/или PD_2 (см. табл. 2) происходило внедрение тел реоморфических гранитов, сопровождавшееся мигматизацией вдоль

узких зон метаморфических образований, обнажающихся в районе горы Провендер, о чем свидетельствуют находки будин, пластовых тел сильно деформированных гранитов, редких мигматитов и кварц-полевошпатовых сегрегаций.

Реакция (3) дегидратации мусковита завершила формирование кианит-ортоклазсодержащих кристаллических сланцев. P — T -параметры метаморфизма, при которых возможно существование указанной группы пород, отвечают фации альмандиновых амфиболитов высоких давлений (гранат-кианит-биотит-ортоклазовая субфация). Данные минеральной геотермобарометрии (биотит-гранатовый геотермобарометр Л. Л. Перчука [10] и В. А. Глебовицкого [4]) подтверждают сделанные выводы. С помощью геотермобарометров были получены температуры, варьирующие в пределах от 700 до 740° С и давления — в пределах от 9 до 11 кбар (рис. 3, а). Однако кианит-ортоклазсодержащие породы, как и вся вмещающая их толща, в последующие фазы метаморфизма была подвержена метасоматическому изменению, связанному с повторной мигматизацией и гранитизацией. Поэтому, по мнению авторов, определенные температуры и давления несколько занижены ввиду протекания реакции:

$\text{гранат}_{\text{Mg}} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{гранат}_{\text{Fe}} + \text{биотит}_{\text{Mg}} + \text{альбит} + \text{калиевый полевоый шпат}$, что подтвердилось данными, полученными в результате изучения газожидких и расплавленных включений в зернах граната и кварца из кианит-ортоклазсодержащих пород и показавших максимальные температурные значения около 800°С.

Процессы мигматизации и гранитизации, фиксируемые в районе горы Провендер и проявленные повторно, знаменуют собой изменение направления тектонических движений или начало третьей стадии деформационного цикла (PD_3 — PD_4) (см. табл. 2).

Структурная зона с типом развития, близким к миогеосинклинальному (южная структурная зона, скидморский комплекс, хр. Шеклтон), во всех отношениях близка позднеархейско-раннепротерозойскому метаморфическому поясу гор Принс-Чарльз (серия Мензис).

В южной структурной зоне хр. Шеклтон и в горах Принс-Чарльз авторами были выделены группы пород, парагенезисы которых, по данным структурного анализа, были сформированы во вторую стадию деформационного цикла (см. табл. 2).

Наиболее низкотемпературные метаморфические породы скидморского комплекса сформированы в условиях фации зеленых сланцев и обнажаются в зоне надвиговой структуры, простирающейся в субширотном направлении на несколько десятков километров (см. рис. 1). Они представлены главным образом слюдисто-хлорит-кварцевыми, редко с гранатом, сланцами и мраморизованными известняками (метафлишоидная толща, см. табл. 1). Более высокотемпературные кианит-слюдисто-ставролитсодержащие, часто с гранатом сланцы обнажаются на юге гор Герберт. По условиям кристаллизации они отвечают ставролит-биотит-кианит-мусковитовой субфации фации эпидотовых амфиболитов. Те же условия фиксируются и в краевых участках первой структурной зоны (нунатак Лагранж, центральная часть гор Герберт), что подтверждается данными минеральной геотермобарометрии ($T = 540$ — 600°C , $P_s = 4,5$ — 6 кбар; см. рис. 3, а).

В центральной части гор Герберт, кроме того, выявлены ставролит-гранатсодержащие безмусковитовые парагенезисы, где фиксируются хорошо проявленные реакционные структуры замещения ставролита гранатом: кристаллы граната часто включают сильно измененные зерна ставролита. Этот процесс может быть описан моновариантной реакцией: ставролит+кварц→гранат+кианит+биотит. P_s — T -условия, при которых возможна эта реакция, отвечают верхним пределам устойчивости ставролит-мусковит-кварцевых и ставролит-кварцевых парагенезисов ($T = 600$ — 650°C и $P_s = 6$ — 7 кбар, см. рис. 3, а). Необходимо отметить, что по условиям формирования указанные парагенезисы идентичны реликтовым минеральным ассоциациям (район горы Провендер) и соот-

ветствуют промежуточной стадии формирования кианит-ортоклазовых парагенезисов. Кристаллизация кианит-ортоклазосодержащих и кианит-ставролитсодержащих парагенезисов связывается с проявлением деформационного этапа PD_2-HD_1 (см. табл. 2).

В горах Принс-Чарльз, судя по всему, намечается аналогичная схема формирования метаморфических комплексов, отражающих тектоническое развитие исследований части региона в период проявления второй стадии деформационного цикла.

Наиболее слабо метаморфизованные образования, отнесенные нами к серии Мензис, представлены главным образом хлорит-слюдистыми, иногда кианит-ставролитсодержащими филлитовидными сланцами, сформированными в условиях фации зеленых сланцев.

Среди пород серии Мензис наиболее распространены кианит-ставролит-слюдистые часто с гранатом кристаллические сланцы, минеральные парагенезисы которых могут быть представлены в виде моновариантных равновесий: ставролит + мусковит + кварц \rightleftharpoons гранат + кианит + биотит, ставролит + хлорит + мусковит \rightleftharpoons биотит + кианит. По условиям кристаллизации они соответствуют ставролит-биотит-кианит-мусковитовой и биотит-ставролит-мусковит-кианитовой субфациям фаций эпидотовых и альмандиновых амфиболитов, что подтверждается данными минеральной геотермобарометрии (см. рис. 3, б). Латеральная неоднородность метаморфизма отражает интенсивность тектонических процессов в разных участках структуры с геосинклинальным типом развития.

Третья стадия деформационного цикла (M_3) связана с формированием куполовидных структур, крупных открытых складок, сбросов на фоне радикальных движений. Эта стадия деформационного цикла наиболее четко проявляется при анализе залегания плоскостных структурных элементов строения и главным образом осевых плоскостей складчатых структур, сформированных в период проявления второй стадии деформационного цикла (см. табл. 2, рис. 1, 2) и деформированных во время третьей стадии.

В северной структурной зоне хр. Шеклтон зафиксированы силлиманит- и андалузитсодержащие парагенезисы, наложенные на кианит-ортоклазосодержащие парагенезисы, кристаллизация которых связывается с внедрением пластовых тел реоморфических (порфиробластических) гранитоидов, даек, жил гранитов, оконтуривающих крупные открытые складки или развивающихся вдоль трещин скальвания, ориентированных параллельно осевым плоскостям этих складок. Кристаллизация силлиманита в ассоциации с кварцем по биотиту, кианиту и гранату свидетельствует о проявлении постагматической или постмигматитовой стадии кислотного выщелачивания (силлиманит-биотитовая фация кислотного выщелачивания [7]) во время спада давления.

Кристаллизация андалузита по кианиту отражает продолжающийся спад давлений при метаморфизме пород скидморского комплекса при достаточно постоянных температурах, о чем свидетельствует отсутствие в этой зоне пород с мусковитсодержащими парагенезисами. О спаде давлений на завершающей стадии метаморфизма свидетельствует кристаллизация куммингтонитсодержащих парагенезисов (см. рис. 3, а).

Во второй структурной зоне хр. Шеклтон с третьей стадией деформационного цикла также связывается метаморфизм образований скидморского комплекса, протекавший при понижающемся давлении. Об этом свидетельствует кристаллизация куммингтонита и сине-зеленой роговой обманки в редких роговообманковых кристаллических сланцах и амфиболитах, а также образование андалузитсодержащих парагенезисов в слюдиристо-кварцевых сланцах.

В горах Принс-Чарльз в зоне развития метаморфических образований серии Мензис в период проявления третьей стадии деформационного цикла метаморфические процессы, как и в хр. Шеклтон, протекали на фоне спада давлений (см. рис. 3, б).

Здесь в роговообманковых сланцах, амфиболитах постоянно фиксируется куммингтонит, образующий каймы вокруг роговой обманки и гра-

ната с образованием основного плагиоклаза, биотита и кальцита. Процесс замещения граната и роговой обманки куммингтонитом можно представить реакциями: роговая обманка → куммингтонит + биотит ± ± плагиоклаз ± кальцит или роговая обманка + гранат → куммингтонит + биотит + плагиоклаз + кальцит + магнетит. Все эти реакции протекают при условии понижения давления [7].

Таким образом, характер и условия эволюции метаморфических процессов, проявившихся в позднеархейское — раннепротерозойское время в исследованных регионах, обладают сходством и отражают снижение геотермических градиентов в начальную стадию метаморфизма и их повышение на конечной стадии (см. рис. 3) и отвечает понятию полного цикла метаморфизма [3]. Метаморфические пояса хр. Шеклтон и гор Принс-Чарльз по своим признакам и времени заложения относятся к неустойчивой протогеосинклинальной стадии и сформировались на месте протогеосинклиналей, окаймляющих протоплатформенные структуры. Кроме указанных здесь метаморфических поясов к структурам того же типа в Антарктиде можно отнести пояса, фрагменты которых изучены на берегу Принца Ольфа [11], в хр. Миллера [26, 27], в районе ледника Ютульстраумен [29] и, вероятно, в хр. Висконсин и горах Тил [24].

Проявление метаморфизма кианит-силлиманитового типа, особенно высоких давлений, является спецификой протогеосинклинальной стадии развития земной коры [3]. Достаточно рассмотреть примеры типичных и хорошо изученных метаморфических поясов в Индии — Сингхбхумский и Саргаро-Дхарварский [16—18, 22, 23, 30], в Австралии — Халлс-Крик и Короля Леопольда [21, 22], в Африке — Ломагунди и Убенде-Рузизи [2, 28, 36]. Четко проявленная цикличность метаморфических процессов в них, протекавших на ранних стадиях с увеличением P — T -параметров, а на поздних — их уменьшением, согласующаяся со стадиями деформационного цикла, является одним из главных их признаков.

Протогеосинклинальные метаморфические пояса, в том числе пояса хр. Шеклтон и гор Принс-Чарльз, имея общий характер эволюции режимов метаморфизма, отличаются абсолютными значениями фиксируемых P , и T , что в целом отражает направления и различные скорости резко дифференцированных тектонических движений в синхронных подвижных зонах. Поэтому термодинамические режимы метаморфизма могут являться дополнительным классификационным признаком структур по типам развития. Так, если метаморфические пояса, где метаморфизм протекал в условиях повышенных давлений, могут нести в себе черты протогеосинклинальных структур с протомиогеосинклинальным или протозеосинклинальным типом развития, не отличаясь по характеру фиксируемых термодинамических режимов (главные классификационные признаки — формационный состав вулканогенно-осадочных комплексов, интрузивный магматизм, тип фундамента), то пояса, где наряду с «фоновыми» условиями в узких зонах реализуются высокие давления, с достаточной долей уверенности могут быть отнесены к протогеосинклинальным структурам с типом развития, близким к эвгеосинклинальному (пояс хр. Шеклтон) (см. табл. 1, рис. 1). Все это определяет большой интерес к изучению высокобарических метаморфических поясов, так как они не только наиболее полно отражают характер имевших место геологических режимов метаморфизма, но и несут наиболее четкую возрастную нагрузку.

ВЫВОДЫ

1. Характер эволюции складчатых деформаций, условия метаморфизма позднеархейско-раннепротерозойских супракрустальных толщ наряду с особенностями их формационного состава подтверждают принципиальную стратиграфическую схему, принятую авторами статьи для хр. Шеклтон и гор Принс-Чарльз. В отличие от гор Принс-Чарльз в хр. Шеклтон супракрустальные вулканогенно-осадочные толщи скидморского комплекса (северная структурная зона) залегают на архейском латерально неоднородном фундаменте — ридском (гранитогнейсовом) и

провендерском (плагиогнейсово-амфиболитовом). Последний определен как меланократовый фундамент.

2. Формационный состав супракрустальных позднеархейско-раннепротерозойских образований, особенности магматизма и метаморфизма, характер эволюции складчатых деформаций указывают на сходство структур хр. Шеклтон и гор Принс-Чарльз с метаморфическими поясами альпийского типа. Особенно ярко это сходство выявляется при анализе эволюции геотермических режимов метаморфизма в исследованных толщах. Кривые эволюции метаморфических процессов в изученных районах, обладая сходством и отражая снижение геотермического градиента в начальную стадию метаморфизма и его повышение на конечной стадии, отличаются абсолютными значениями P , и T и фиксируют направление и различную резко дифференцированную скорость тектонических движений. Кривая эволюции метаморфизма, подобная выявленной в районе горы Провендер — пиков Пратт (хр. Шеклтон), характерна для протозеосинклинальных зон, троговых их частей, тогда как кривые, подобные выявленным в горах Принс-Чарльз и южной структурной зоне хр. Шеклтон, характерны как для протозеосинклиналей, так и для протомиогеосинклиналей.

3. Одним из типичных представителей позднеархейских — раннепротерозойских метаморфических поясов является пояс хр. Шеклтон. Пояса такого типа представляют наибольший интерес для изучения характера, особенностей геологических процессов для эпохи своего становления. Именно такие структуры несут в себе признаки первых парных поясов.

Литература

1. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 189 с.
2. Гинтов О. Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. Киев.: Наук. думка, 1978, с. 163.
3. Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973, с. 127.
4. Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Екимов С. П. и др. Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Наука, 1978, с. 207.
5. Голованов Н. П., Михайлов В. М., Шулягин О. Г. Первые диагностируемые строматолиты Антарктиды и их биостратиграфическое значение.— Антарктика. М.: Наука, 1979, вып. 19, с. 152—159.
6. Грикуров Г. Э., Дибнер А. Ф. Возраст и структурное положение осадочных толщ в западной части хребта Шеклтон (Антарктида).— Антарктика. М.: Наука, 1979, вып. 18, с. 20—31.
7. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967, с. 98.
8. Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975, с. 176.
9. Миллер Ю. В. Некоторые общие закономерности структурного развития метаморфических комплексов.— Геотектоника, 1973, № 5, с. 72—85.
10. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1975, с. 318.
11. Равич М. Г., Каменев Е. Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л.: Гидрометеониздат, 1968, с. 658.
12. Равич М. Г., Соловьев Д. С., Федоров Л. В. Геологическое строение Земли Мак-Робертсона, Восточная Антарктида. Л.: Гидрометеониздат, 1978, с. 230.
13. Семенов В. С. Некоторые особенности метаморфизма протерозойских отложений в южной части гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида).— Сб. трудов Сов. антаркт. эксп., т. 70, 1980, с. 146—161.
14. Соловьев И. А., Грикуров Г. Э. Первые находки среднекембрийских трилобитов в хребте Шеклтон (Антарктида).— Антарктика. М.: Наука, 1978, вып. 17, с. 187—198.
15. Соловьев И. А., Грикуров Г. Э. Новые данные о распространении кембрийских трилобитов в хребтах Арджентина и Шеклтон.— Антарктика. М.: Наука, 1979, вып. 18, с. 54—71.
16. Bhattacharya D. C. Temperature of the triple point of the Alumino Silicates: a study from the Precambrian rocks of the Sonapet Valley, Bihar.— Indian Mineralogist, 1974, v. 15, p. 51—54.
17. Chadwick B., Ramakrishnan M., Viswanathan M. N., Srinivasa Murthy V. Structural studies in the Archaean Sargur and Dharwar supracrustal rocks of the Karnataka craton.— J. Geol. Soc. India, 1978, v. 19, № 12, p. 3—25.
18. Chakraborty K. R., Sen S. K. Regional metamorphism of pelitic rocks around Kandra, Singhbhum, Bihar.— Contr. Mineral. Petrol., 1967, v. 16, p. 210—232.

19. *Clarkson P. D.* Geology of the Shackleton Range: a preliminary report.—Bull. British Antarct., 1972, № 31, p. 1—16.
20. *Clarkson P. D., Huges C. P., Thomson M. R. A.* Geological significance of a Middle Cambrian fauna from Antarctica.—Nature, 1979, v. 269, N 5716, p. 791—792.
21. *Gellatly D. C.* Possible Archaean rocks of the Kimberley region, western Australia.—Spec. Publ. Geol. Soc. Austr/Ed. Glover I. E. Canberra, 1971, № 3, p. 93—101.
22. *Gemults I.* Metamorphic and igneous rocks of the Lamboo complex, east Kimberley region, western Australia.—Bull. Bur. Min. Res. Geol. and Geophys., 1971, № 107, p. 1—70.
23. *Glikson A. I.* Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones; significance of data from shields of the southern hemisphere.—In: The Early History of the Earth/Ed. Windley B. F., London: John Wiley and Sons, 1976, p. 1—43.
24. *Grindley G. W., McDougall J.* Age and correlation of the Nimrod Group and other Precambrian rock units in the central Transantarctic Mountains, Antarctica.—New Zealand J. Geol. and Geophys., 1969, v. 12, № 283, p. 35—42.
25. *Grew E. S., Halpern M.* Rubidium-strontium dates from the Shackleton Range Metamorphic Complex in the Mount Provender area, Shackleton Range, Antarctica.—J. Geol., 1979, v. 3, № 87, p. 325—332.
26. *Gunner J. D.* Petrography of metamorphic rocks from the Miller Range, Antarctica.—Institute of Polar Studies. The Ohio State University Columbus, Ohio, 1969, Report № 32, p. 1—44.
27. *Gunner J. D., Gunter F.* Rb—Sr geochronology of the Nimrod Group, Central Transantarctic Mountains.—Antarctic Geology and Geophysics, International Union of Geological Sciences, ser. B. 1973, № 1, p. 305—311.
28. *Hepworth J. V.* Charnockitic granulites of some African cratons.—24th Int. Geol. Congr., Cape Town, 1972, v. 1, p. 126—134.
29. *Hjelle A.* Some observations on the geology of H. V. Sverdrupfjela, Dronning Maud Land.—Norsk Polarinsr., Oslo, Arbok (1972), 1974, p. 7—22.
30. *Janardhan A. S., Ramachandra H. M., Ravindra Kumar G. R.* Structural history of Sargur supracrustals and associated gneisses southwest of Mysore, Karnataka.—J. Geol. Soc., vol. 20, 1979, p. 61—72.
31. *Lopatín B. G., Semenov V. S.* Amphibolite facies in the south part of the Prince Charles Mountains (East Antarctica).—In: Antarctic Geosciences/Ed. Craddock C. Univ. Wisconsin Press, 1982, p. 465—475.
32. *Pankhurst R. J., Marsh P. D., Clarkson P. D.* A geochronological investigation of the Shackleton Range/Eds Jago J. B., Oliver R. S. Antarctic Earth Sciences. Cambridge University Press and Australian Academy of Sciences, 1983, p. 211—223.
33. *Rex D. C.* K—Ar age determinations on volcanic and associated rocks from the Antarctic Peninsula and Dronning Mand Land/Ed. Adie R. J. Antarctic Geology and Geophysics. Oslo. Universitetsforlaget, 1972, p. 133—136.
34. *Stephenson P. J.* Geology. I. Theron Mountains, Shackleton Range and Whichaway Nunataks Transantarctic Expedition Scientific Reports, 1966, № 8, 79 p.
35. *Tingy R. J.* The geologic evolution of the Prince Charles Mountains.—In: Antarctic Geosciences/Ed. Craddock C. Univ. Wisconsin Press, 1982.
36. *Workman D. R., Comperthwaite J. A.* An occurrence of kyanite pseudomorphing andalusite from Southern Rhodesia.—Geol. Mag., 1963, № 100, p. 456—466.

Институт геологии и геохронологии
декабря АН СССР,
Ленинград

Поступила в редакцию
, 28.XI.1984

УДК 551.242+552.16(571.53)

ФЕДОРОВСКИЙ В. С., СОКОЛОВА Ю. Ф.

ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ГНЕЙСОВО-КУПОЛЬНОЙ ЗОНЫ ПРИОЛЬХОНЬЯ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

В раннем докембрии Приольхонья обнаружены гранитогнейсовые и гнейсовые купола, образующие несколько зон, разделенных зеленокаменными поясами. На примере детально исследованной Центральной зоны показано, что ее структурный ансамбль формировался в процессе одноактного метаморфизма (амфиболитовая фация) как результат одновременной реализации двух механизмов: радиального сжатия, сопровождавшего становление куполов, а также режима вязкого сдвига с характерной для него компонентой горизонтального сжатия. В структуре зоны выделено шесть сдвиговых пластин, неравномерно перемещавшихся на юго-запад. Границы пластин картируются по узким, но протяженным линейным полосам гнейсов и мигматитов, возникавшим на этапе максимального метаморфизма и гранитизации. Одновременно во внутренних частях пластин формируются многочисленные купола — основной компонент внутренней структуры пластин на этапе гранитизации. Спад метаморфизма сопровождается появлением гранитного жильного комплекса. Структурные рисунки жил отчетливо фиксируют, «запечатывают» формы куполов и линейных зон, свидетельствуя о синхронном проявлении деформаций разного генезиса. Одновременное осуществление сдвига и куполообразования привело к интерференции полей напряжений и возникновению специфических структурных форм, несущих «метку» генетически различных типов деформаций.

Приольхонье — давно известный район развития раннедокембрийских образований, расположенный на западном побережье оз. Байкал. Однако до сих пор вопросы стратиграфии, магматизма, тектоники и возраста метаморфических толщ этой территории вызывают острые дискуссии. Недавнее обнаружение здесь гнейсовых и гранитогнейсовых куполов [10] открывает и новые возможности для анализа и обсуждения ее тектоники.

В структуре докембрия Байкальской горной области (см. врезку на рис. 2) Приольхонье занимает юго-западный фланг раннепротерозойского Байкало-Витимского зеленокаменного пояса [8]. Стратифицированные образования, составляющие пояс, хотя и пестры по составу, но на всем его протяжении близки в формационном отношении. Синметаморфические граниты, распространенные в Приольхонье, по своим структурным и петрологическим характеристикам идентичны гранитам, окружающим Байкало-Витимский пояс в других регионах Байкальской горной области [3, 5, 9], а также и тем их разновидностям, которые развиты в непосредственной близости, в Приморском хребте, где они датированы по циркону (изохронный уран-свинцовый метод) — 1910 млн. лет [1].

В структуре самого Приольхонья сочетаются узкие (до нескольких километров), но протяженные (30–40 км) линейные и ветвящиеся полосы (зоны) северо-восточного простирания. Неширокий пролив Ольхонские Ворота отделяет Приольхонье от о-ва Ольхон, и далее, уже вдоль острова, эти зоны прослеживаются на северо-восток еще на 70 км. В плане указанные зоны чередуются между собой и отличаются одна от другой по составу образующих их метаморфических толщ и по стилю сформированной ими складчатой структуры.

Зоны первого типа образованы амфиболитами по базальтоидам, гнейсами по кислым вулканитам, тефроидам (бимодальная серия), мраморами, силикатно-карбонатными породами, кварцитами. Многочисленны мелкие и крупные массивы метабазитов. Стратифицированные толщи сложно деформированы, но в целом их отличают линейные

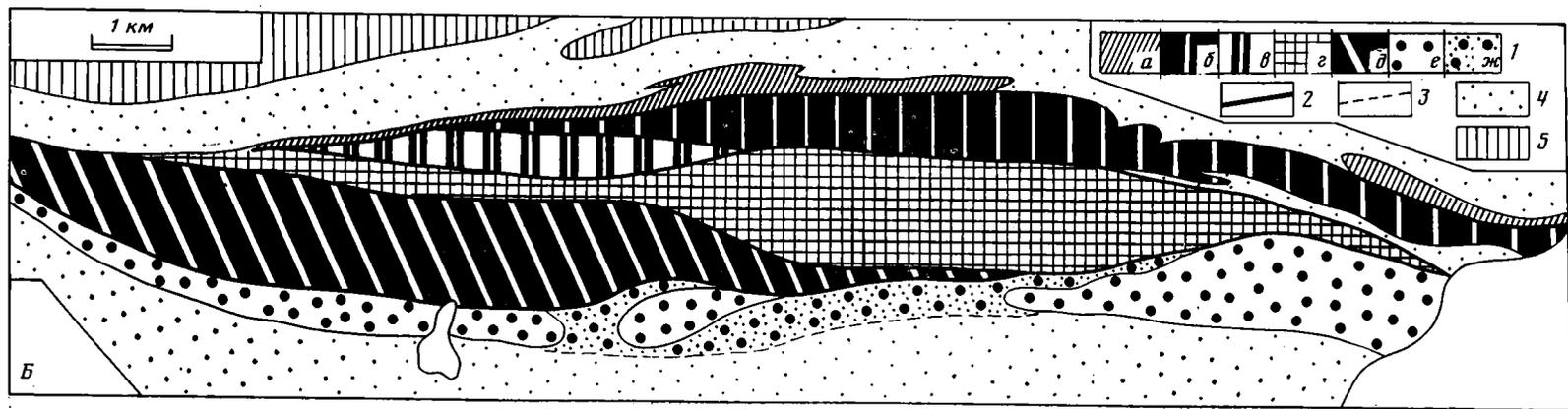
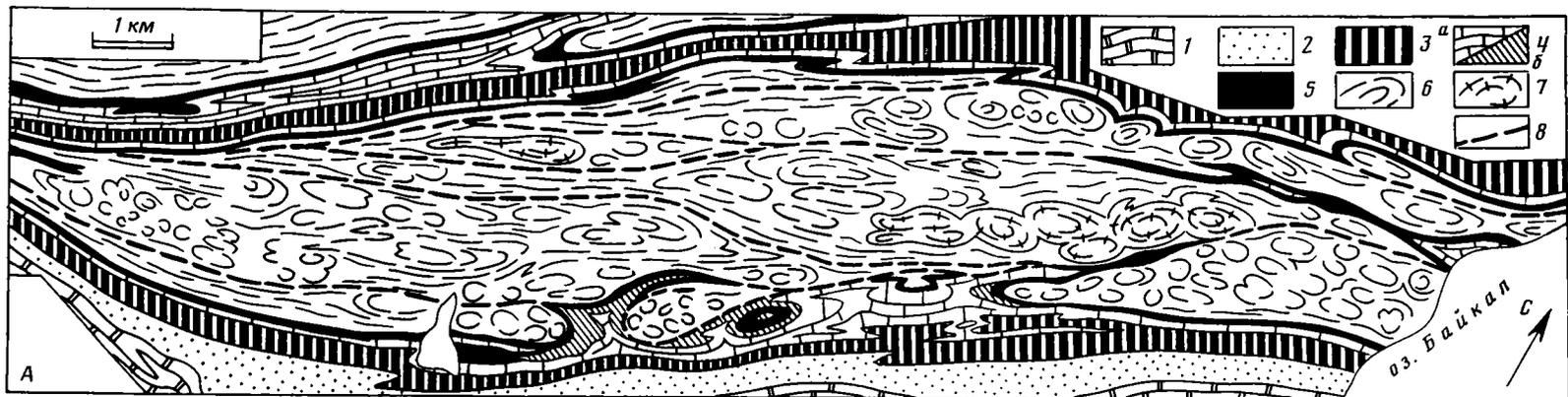
складки, формирующие, по нашим данным, только синклиновые ансамбли. По формационным и другим признакам зоны первого типа отвечают зеленокаменным поясам фундамента древних платформ [3]. Зоны второго типа образованы гнейсами, мигматитами и гранитогнейсами, среди которых в подчиненном количестве встречаются амфиболиты и мраморы. Главный компонент структуры этих зон — гранитогнейсовые купола, разделенные межкупольными синформами сложной морфологии. В отличие от зон первого типа зоны развития куполов формируют, как мы полагаем, исключительно антиклинорные структуры [10].

В данной статье обсуждаются результаты изучения одной из купольных зон, которую мы называем Центральной. Она занимает небольшую площадь (около 60 км²). Картирование зоны сопровождалось дешифрированием аэрофотоснимков крупных масштабов (1:12 000, 1:5000, 1:3500). На всю территорию зоны составлялся полевой геологический аэрофотоплан в масштабе 1:5000. Плотность маршрутов соответствовала этому масштабу. Практически все горизонты и контакты прослеживались по простиранию. Очень высокая степень дешифрируемости аэрофотоснимков и хорошая обнаженность площади обеспечили достаточную надежность проведения геологических границ (полевой геологический аэрофотоплан составлен авторами статьи). Кроме них в этой работе участвовали Г. В. Риле, А. А. Савельев, С. П. Кориковский, А. И. Сезько. Полностью использованы результаты более ранних исследований других геологов, главным образом обширные полевые фактические данные, собранные по всей территории Приольхонья группой ИФЗ АН СССР, руководимой В. В. Эзом. Все эти ценные первичные материалы, принадлежащие по территории Центральной зоны в основном Н. А. Мироновой, а также и аэрофотоснимки всех масштабов были любезно предоставлены нам для работы.

Набор пород, составляющих Центральную зону, однообразен. Здесь абсолютно преобладают биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы и мигматиты по ним, вмещающие громадное количество гранитных жил. Небольшие по площади участки сложены гранитогнейсами. Подчиненное значение имеют амфиболиты и амфиболсодержащие гнейсы, которые образуют маломощные, но протяженные горизонты.

Границы Центральной зоны уверенно картируются по подошве горизонта амфиболитов из толщи, включающей также кварциты и мраморы и принадлежащей разрезу метаморфической серии зеленокаменного пояса (рис. 1). Практически без перерывов этот горизонт прорезан с обеих сторон зоны — от ее северо-восточного фланга к юго-западному, где в районе пос. Еланцы он, а также и другие горизонты разреза четко обрисовывают узкий и как бы сплюснутый, стреловидный замок крупной структуры (рис. 2).

Нужно подчеркнуть, что, несмотря на детальность исследований, никаких реальных данных для определения типа этой главной картируемой структуры (антиклинорная она или синклинорная), равно как и всех остальных крупных структур Приольхонья и о-ва Ольхон, не существует. Ввиду сильного метаморфизма здесь полностью утрачены первичные текстурные признаки стратифицированных пород, наблюдение которых могло бы позволить надежно установить верх или низ разреза. Вместе с тем при изучении конкретных складок можно делать сколько угодно замеров структурных элементов, но это не приблизит к выяснению — нормальное или опрокинутое залегание имеет тот или иной пласт. Для определения типов крупных картируемых структур Приольхонья нам пришлось использовать метод аналогий: в других регионах северного и западного секторов Байкальской горной области, где тоже широко представлены гранитогнейсовые купола, связанные с тем же, что и в Приольхонье, этапом метаморфизма (Олекмо-Витимская горная страна, Патомское и Северо-Байкальское нагорья, Средне-витимская горная страна), купола сосредоточены исключительно в ядрах антиклинорных зон. Такая их структурная позиция однозначно доказывается там не только анализом геологических карт, но и надеж-



ными определениями подошвы и кровли пластов, вовлеченных в куполообразование. Такой вывод базируется на наблюдениях за соответствующими элементами пластов: косой и градационной слоистостью, знаками волновой ряби, размывами, ориентировкой подушечной отдельности в метабазах, ориентировкой строматолитовых построек в карбонатных пластах и т. д. Очевидно, что сосредоточение гранитогнейсовых куполов исключительно в антиклинорных структурах не случайно, и оно отражает какую-то важную природную закономерность. Независимо от того, знаем ли мы причины этого явления, эмпирически установленный факт жесткого контроля структурной позиции куполов сам по себе бесспорен [9]. Именно поэтому, обращаясь к материалам по Приольхонью, мы, несмотря на отсутствие здесь прямых данных, уверенно определяем гнейсово-купольные зоны как антиклинорные.

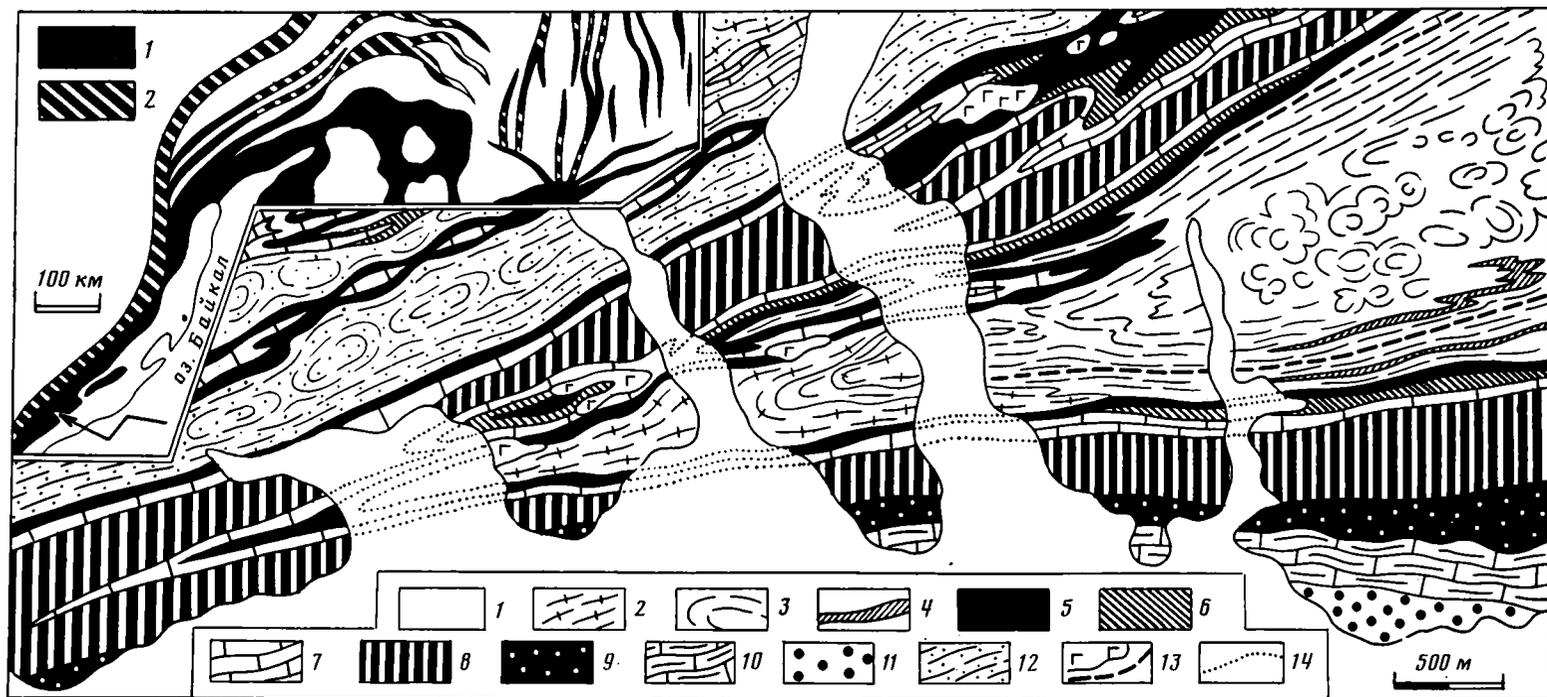
Возвращаясь к характеристике границ Центральной зоны, подчеркнем, что упоминавшийся горизонт амфиболитов не случайно выбран как маркирующий контуры этой структуры. Сами по себе такие породы не являются, конечно, каким-то специфическим компонентом разреза докембрия этого района: амфиболиты (согласно принятой схеме стратиграфии) встречаются и ниже и выше указанного горизонта. Замечательно, однако, то, что именно по данному горизонту амфиболитов проходит граница ореолов гранитизации. Гнейсы, расположенные внутри контура, очерченного этим горизонтом амфиболитов, интенсивно гранитизированы. Наоборот, в гнейсах, расположенных вне указанного контура, признаков сколько-нибудь заметной гранитизации не установлено. Резко отличаются сравниваемые площади и по стилю складчатой структуры. Для площадей, заключенных внутри контура маркирующего горизонта амфиболитов, типичны гранитогнейсовые и гнейсовые купола, сочетающиеся с линейными структурами. Для остальных площадей, внешних по отношению к маркирующему горизонту, характерны исключительно линейные структуры при полном отсутствии куполов.

Хотя Центральная зона очень контрастно обособляется от прилегающих с двух сторон зон иного строения и состава, бросается в глаза неоднородность и самой этой зоны. В плане и разрезе она выражена чередованием протяженных полос, отличающихся одна от другой внутренней структурой. Одни полосы образованы гирляндами или цепочками куполов, другие представляют собой четко выраженные линейные гнейсовые структуры. При этом очевидно, что сами гнейсы, составляющие те и другие формы, по всем параметрам совершенно идентичны. Возникает вопрос: каким образом в пределах тектонически единой зоны (а Центральная зона именно такова), в процессе одноактного метаморфизма (а единство метаморфизма пород всей зоны — неоспо-

Рис. 1. А — схема геологического строения Центральной гнейсово-купольной зоны Приольхонья (сильно упрощено по сравнению с оригиналом, составленным в масштабе 1 : 5000)

1—7 — райнепротерозойские образования: 1—5 — стратифицированные компоненты разреза зеленокаменных поясов, обрамляющих гнейсово-купольную зону: 1 — толща мраморов, 2 — толща мелкозернистых двуслюдяных и биотитовых гнейсов, лептинитов, 3 — толща амфиболитов, силикатно-карбонатных пород, кварцитов (в том числе железистых), 4 — толща мраморов (а) с горизонтом кварцитов в основании (б); 5 — горизонт амфиболитов; 6—7 — компоненты разреза толщи Центральной гнейсово-купольной зоны: 6 — гнейсы биотитовые и гранат-биотитовые, мигматиты, горизонты амфиболитов (условные структурные линии, показанные на схеме, соответствуют зеркалам мелких складок в гнейсах и мигматитах и границам горизонтов амфиболитов), 7 — гранитогнейсы; 8 — зоны синметаморфических вязких сдвигов, реставрированных по протяженным линейным гнейсовым полосам, разделяющим скопления куполов

Б — схема тектонического районирования Центральной гнейсово-купольной зоны Приольхонья (упрощено по сравнению с оригиналом, составленным в масштабе 1 : 25 000) 1 — сдвиговые пластины в структуре Центральной зоны: Загалмай (а), Чаган-Тырм северная (б), Чаган-Тырм южная (в), Ширета (г), Улан-Анга (д), Шепарта (е), тоже, срез куполов по «сланцевому» обрамлению (ж); 2 — границы сдвиговых пластин; 3 — предполагаемая часть границы пластины Шепарта, картируемая по смене куполов и линейных структур в мраморах; 4 — линейные складчатые системы в зеленокаменных поясах, обрамляющих Центральную гнейсово-купольную зону; 5 — другие гнейсово-купольные зоны



римый факт) происходило формирование столь разных, не сопоставимых по морфологии структур? Ответ на этот вопрос может дать выяснение пространственных и хронологических соотношений гнейсовых куполов и гнейсовых линейных складок, образующих структурный ансамбль Центральной зоны Приольхонья.

Купола Центральной зоны. Несмотря на средне- и крупномасштабное геологическое картирование территории Приольхонья и о-ва Ольхон, проведенное в прежние годы, а также и на специальные структурные исследования, неоднократно предпринимавшиеся ранее, купола здесь не удавалось обнаружить. Теперь число найденных структур такого типа настолько велико, что без их учета бесполезно рассчитывать на расшифровку тектоники и истории развития территории в целом.

По вещественному составу купола Центральной зоны подразделяются на гранитогнейсовые, мигматитовые, гнейсовые и «сланцевые». Такая рубрикация, конечно, условна, ибо в хорошо вскрытых структурах можно обнаружить все перечисленные породы. При характеристике куполов мы используем также термины «ядро» (гнейсовое, мигматитовое, гранитогнейсовое) и «оболочка», или «сланцевое обрамление». Оба они давно используются в литературе [4 и др.], но имеют лишь описательный смысл и не всегда точны. Например, под названием «сланцевое обрамление» подразумеваются не только некие сланцы, но практически любые породы, кроме продуктов гранитизации, свойственных «ядру». И все же такая терминология удобна, поскольку она позволяет подчеркнуть разницу между реально существующими компонентами структуры куполов.

В пределах Центральной зоны большинство куполов представлено только их ядрами. Но не так уже редко встречаются и такие купола, в которых устанавливаются и ядро, и «сланцевое» обрамление. Именно такие структуры наиболее эффектны; они легко обнаруживаются при картировании стратифицированных пород пестрого состава, принадлежащих уже разрезу зеленокаменного пояса и расположенных на границе этого пояса и купольной зоны.

Скопление подобных куполов можно видеть на юго-восточной стороне Центральной зоны, в районе оз. Намши-Нур (рис. 3). Устойчиво картируемые горизонты амфиболитов, кварцитов и мраморов образуют здесь в плане типичный узор изометричных или вытянутых по одной оси трех групп куполов, разделенных межкупольной синформой. Ее внутренняя часть картируется по мощному горизонту мраморов, а сам плановый рисунок синформы указывает на отсутствие (или слабое проявление) общей директивности или линейности: эта в целом единая структура обладает специфическим рисунком сферического треугольника; она имеет три синклиналичных ответвления и соответственно три оси, расходящиеся из единого центра под углом 120° друг к другу.

Строение гнейсовых ядер, очерченных выходами «сланцевого» обрамления, гораздо сложнее. В процессе детального изучения участков

Рис. 2. Геологическая карта юго-западного фланга Центральной зоны Приольхонья (упрощено по сравнению с оригиналом) 1 — кайнозойские рыхлые отложения долин р. Анги и ее притоков; 2—4 — раннепротерозойские метаморфические образования Центральной зоны: 2 — гранитогнейсы, 3 — биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, мигматиты ядер куполов и линейных сдвиговых зон, 4 — горизонты амфиболитов среди гнейсов; 5—11 — стратифицированные толщи раннепротерозойских зеленокаменных поясов, окружающих Центральную зону (снизу вверх): 5 — горизонт амфиболитов, 6 — линзующийся горизонт кварцитов, 7 — первая толща мраморов, 8 — толща амфиболитов, силикатно-карбонатных пород, горизонты кварцитов, 9 — толща двуслоядных и биотитовых мелкозернистых гнейсов с пластинами мраморов в основании, 10 — вторая толща мраморов, 11 — толща силикатно-карбонатных пород, амфиболитов; 12 — гнейсы и мигматиты в ядрах крупных антиформ за пределами Центральной зоны; 13 — массивы габбро (а), тектонические контакты (вязкие сдвиги) (б); 14 — предполагаемое продолжение контактов отдельных горизонтов под рыхлыми отложениями. На врезке: схема расположения раннепротерозойских зеленокаменных поясов в северном и западном секторах Байкальской горной области [8] 1 — зеленокаменные пояса, вскрытые в современном эрозионном срезе; 2 — зеленокаменные пояса, погребенные под осадочными толщами нижнепротерозойских палеошельфов и верхнепротерозойского платформенного чехла

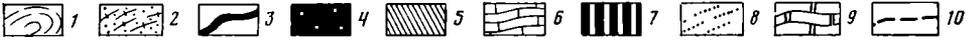


Рис. 3. Геологическая карта района оз. Намши-Нур (по геологическому аэрофотоплану масштаба 1 : 5000, упрощено)

1—3 — раннепротерозойские метаморфические образования Центральной зоны: 1 — биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, мигматиты, 2 — гранитогнейсы, 3 — амфиболиты; 4—9 — раннепротерозойские стратифицированные толщи Ангинского зеленокаменного пояса (снизу вверх): 4 — горизонт амфиболитов, 5 — линзы кварцитов, 6 — первая толща мраморов, 7 — толща амфиболитов с прослоями силикатно-карбонатных пород, мраморов, 8 — толща двуслюдяных и биотитовых мелкозернистых гнейсов, лептинитов с линзами мраморов (линия внутри контура толщи — граница двух пачек, составляющих ее разрез), 9 — вторая толща мраморов; 10 — разломы, сдвиги

с идеальной обнаженностью создается впечатление о несоответствии внутренней структуры ядра и структуры обрамления. Сначала такой вывод вызывает замешательство, так как совершенно очевидно, что метаморфизм обрамления и ядра был единым и одноактным и, следовательно, структурные элементы (сланцеватость, линейность, гнейсовидность), выраженные ориентированным расположением метаморфических минералов и их парагенезисов, должны отражать какое-то единое поле деформаций, синхронных с метаморфизмом. В природе, однако, картина иная. Структурный ансамбль ядер образуют многочисленные мелкие купольные формы и разделяющие их синформы мелкого порядка. Морфология тех и других исключительно разнообразна. Мелкие купола в разрезе обнаруживают не столько собственно купольные (идеальные) рисунки, но и самые разные иные формы: грибообразные и блюдцеобразные, симметричные и асимметричные, хаотически изогнутые фигуры наподобие протуберанцев, другие специфические структуры, не напоминающие привычные образцы.

В плане такие формы сначала (при первичном картировании) представляются менее сложными, но очень скоро это впечатление рассеивается. Детальное изучение позволяет обнаружить пакеты тесно сжатых мелких изоклинальных складок, изогнутых вокруг единого центра, но гораздо чаще эти изгибы более прихотливы и очерчивают амбовидные узоры.

Достоверно известно, что в оболочке куполов подобных структур нет, она несравненно проще и, следовательно, можно утверждать, что несмотря на единый и одноактный метаморфизм ядра и обрамления, их внутренняя структура, действительно, резко дисконформна. Вместе с тем столь же очевидно и прямо противоположное: если отвлечься от мелких складок, составляющих ядро каждого купола, то оказывается, что в целом обрамление и ядро образуют все же единую систему, в которой обрамление обрисовывает синформу, а ядро (независимо от числа составляющих его мелких складок) — антиформу. Никаких исключений из этого правила нет.

Логика подсказывает, что должна существовать объективная причина этого парадокса. Она налицо: ядро гранитизировано, в то время

как обрамление не несет следов гранитизации. Становится ясным, следовательно, что усложнение структуры ядра купольной зоны в целом, а также отдельных крупных и мелких куполов, ее образующих, связано с гранитизацией исходных гнейсов, и именно это отличает ядра куполов от сравнительно простой структуры их обрамления, где гранитизация не проявлена. Многочисленные наблюдения показывают также и то, что «сланцевое» обрамление, и в частности горизонт амфиболитов в его основании, служили практически непреодолимым экраном для флюидов, обеспечивавших гранитизацию ядра.

Эффектная группа куполов обнаружена северо-восточнее участка Намши-Нур, рассмотренного выше. Здесь, между летниками Осогор-Шулон и Шебарта, закартирована протяженная полоса куполов, отделенная от основного поля гнейсов Центральной зоны узкой синклинальной структурой, образованной амфиболитами, кварцитами и мраморами. На юго-западе горизонты этих пород плавно, по полукольцу, огибают гнейсовые и мигматитовые купола и соединяются с основным полем метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород зеленокаменного пояса. Несмотря на то что сама Шебартинская полоса отчетливо вытянута на северо-восток, составляющие ее отдельные купола нередко имеют изометрическую или близкую к ней форму. Структура гнейсовых ядер, как и во всех других местах, сложна, но купольная форма все же распознается по конфигурации в плане зеркал мелких складок, а не по гнейсовидности, образующей сложнейшие узоры. Вблизи контакта с толщами линейных поясов гнейсовидность ядра (в пределах полосы шириной около 100 м) тоже становится четко линейной, и по своей ориентировке она полностью соответствует структурному рисунку зеленокаменного пояса. Но в целом купольная структура, отличающая внутреннюю часть Шебартинской полосы, резко дисгармонична линейной структуре главного зеленокаменного пояса, расположенного южнее. Столь же резко она отличается и от линейной синклинали, отделяющей гирлянду куполов Шебарты от осевой части Центральной зоны.

Эту закономерность — несоответствие структурных рисунков ядра и обрамления куполов можно проиллюстрировать детальной картой северо-восточной части Шебартинской полосы (такая примечательная особенность строения данного участка была, кстати, замечена и ранее, до обнаружения куполов; она описана здесь М. А. Гончаровым [2]). Полевой геологический аэрофотоплан участка составлен в масштабе 1 : 3500. Естественно, что на публикуемой теперь карте (рис. 4), уменьшенной по сравнению с оригиналом в несколько раз, пришлось прибегнуть к значительной схематизации. Несмотря на это, хорошо видно, что вблизи линейной структуры зеленокаменного пояса (но еще в пределах гнейсовых ядер) отчетливо проявлена линейаризация куполов. Ясно, конечно, и то, что в целом структура ядер и обрамления несопоставима. Здесь интересно подчеркнуть, что смена купольной структуры на линейную происходит не по границе пластов разного состава (иными словами, не по границе ядра и оболочки), а постепенно, внутри однородной толщи гнейсов и мигматитов, т. е. внутри ядра. Поскольку и купола, и линейная полоса образованы одними и теми же гнейсами, очевидно, что разные механизмы, приведшие к возникновению указанных структур, «работали» одновременно.

Между купольными группами Шебарты и Намши-Нура картируется великолепно видный в рельефе и на аэрофотоснимках купол овальной формы, имеющий на первый взгляд очень простое строение. Структура полностью обнажена (ее длина 1200 м), и если формально заниматься измерением элементов залегания пластов (а таких замеров можно получить любое количество), то трудно отделаться от впечатления, что Овал (так мы называем эту структуру) представляет собой идеально простую синклиналь со встречным падением крыльев и соответствующими замерами структурных элементов в замках. Но на самом деле картина оказалась иной, и это хороший пример мнимой, кажущейся простоты тектоники куполов. В строении Овала (рис. 5) участ-

вуют мраморы, кварциты и амфиболиты, причем мраморы и кварциты, окружающие амфиболиты по всему периметру Овала, встречены и в его своде, но здесь — уже в обратной последовательности. Выяснилось, что купол образован системой изоклиналих складок, изогнутых и замкнутых по эллипсу. На склонах купола, в том числе и в тех местах, которые похожи на просто устроенные замки синклинали, устанавли-

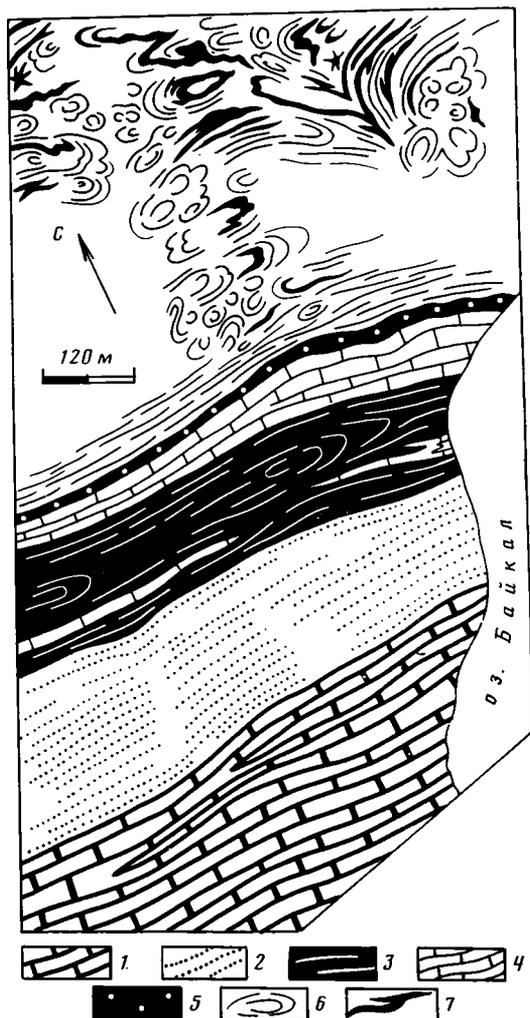


Рис. 4. Геологическая карта северо-восточной части пластины Шебарта (район бухты Орсо), иллюстрирующая несоответствие структурных рисунков в зеленокаменном поясе и Центральной гнейсово-купольной зоне 1—5—линейные структуры зеленокаменного пояса, сформированные стратифицированными толщами разного состава: 1—мраморы, 2—мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные, гнейсы, лептиниты, 3—амфиболиты, силикатно-карбонатные породы, кварциты, 4—мраморы нижней толщи, 5—амфиболиты базального горизонта; 6—гнейсы и мигматиты, формирующие многочисленные мелкие купола и линейаризованную зону вдоль подошвы горизонта амфиболитов; 7—жилы синметаморфических пегматоидных гранитов

вается опрокинутое залегание таких складок. В целом профиль купола Овал расчленяется как грибообразная фигура. Это кольцевая сплюснутая двугорбая антиформа с синформой, локализованной в ее центре. В процессе съемки выяснено, что эта оригинальная структура является по существу продолжением уже упоминавшейся Шебартинской группы куполов и ее отличает только меньшая степень эрозийного среза. Если в центре Шебартинской группы обнажены гнейсовые

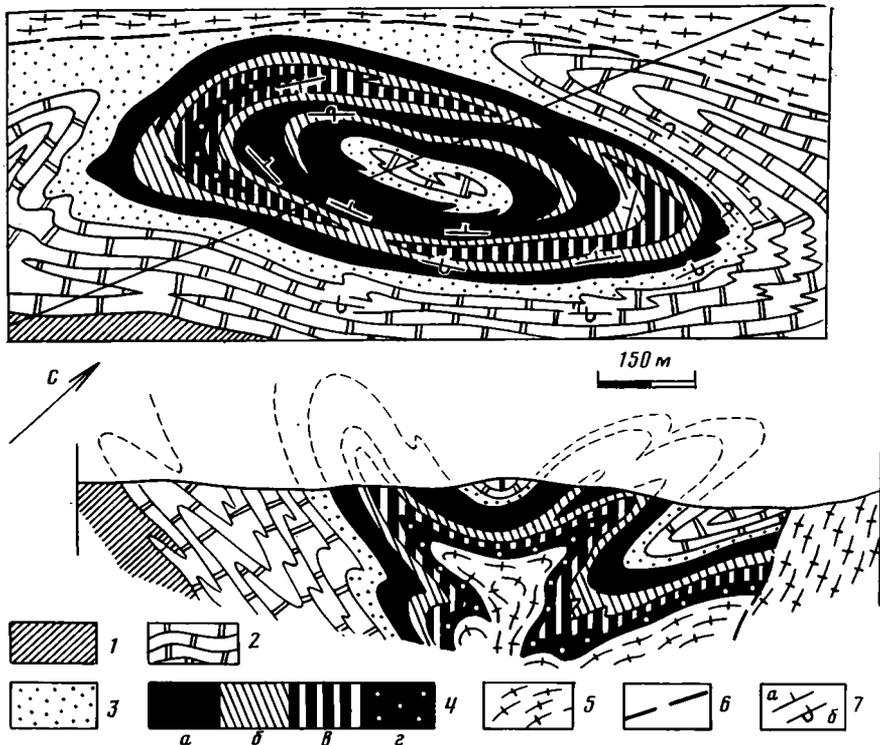


Рис. 5. Геологическая карта грибообразного купола Овал (упрощено и уменьшено по сравнению с оригиналом, составленным в масштабе 1 : 3500)
 1—4 — метаморфические образования «сланцевого» обрамления (сверху вниз по разрезу): 1 — вторая толща амфиболитов; 2 — мраморы; 3 — кварциты; 4 — амфиболиты базального горизонта (буквами *a—г* обозначены составляющие его слои, сверху вниз по разрезу соответственно); 5 — гранитогнейсы, мигматиты и гнейсы ядра купола (на карте — наблюдаемые, на профиле — в центре купола — предполагаемые); 6 — разлом; 7 — залегание метаморфической полосчатости и слоистости нормальное (*a*), опрокинутое (*b*)

ядра куполов, то здесь, в куполе Овал, ядро не вскрыто и купол распознается по структуре его «покрышки». Цепь подобных сложных форм прослеживается от Овала к куполам Шебарты, и здесь они образованы уже только мраморами, что означает еще меньший срез. Нужно отметить, что ввиду специфических реологических свойств мраморов, их сильной ползучести, картирование образованных ими структур сильно затрудняется. Несмотря на это, кажется правдоподобным объяснение большого расширения в плане толщи мраморов, совпадающего с этим участком, как раз как результата развития куполов, гнейсовые ядра которых не вскрыты в современном срезе (см. рис. 1).

С большими затруднениями приходится сталкиваться и при картировании остальной, гораздо большей по площади, части Центральной зоны. Здесь отсутствует «сланцевое» обрамление куполов, и на поверхности обнажены главным образом гнейсы, мигматиты и гранитогнейсы их ядер.

Уже упоминалось, что попытки выяснить истинную структуру зон гранитизации путем измерений залегания гнейсовидности, как правило, безуспешны, да и бессмысленны. Практический опыт картирования Центральной зоны показал, что внутренняя структура гнейсовых ядер куполов распознается главным образом по рисункам зеркал мелких складок, узор которых, естественно, не совпадает с узором самих таких складок: он несравненно проще. Но зато при общей дискордантности ядра и оболочки рисунок зеркала складок ядра совпадает со структурным рисунком «сланцевого» обрамления куполов, и именно это позво-

ляет обнаружить самое главное — единство структуры в целом, не поддающееся расшифровке при изучении мелких структурных форм.

Вместе с тем нужно, конечно, иметь в виду, что само зеркало складок — это не реальный структурный элемент (как, например, сланцеватость или линейность), а лишь воображаемая поверхность, которая соединяет замки соседних складок по уровню одного и того же слоя или горизонта. Иными словами, это воображаемая «окаймляющая» поверхность (такое название принято в англоязычной литературе), соединяющая по касательной шарниры соседних складок. Несмотря на это, мы убеждаемся, что только зеркало складчатости и измерение его расположения в пространстве дает возможность расшифровать истинную структуру гнейсово-купольных районов типа Центральной зоны Приольхонья. Необходимость применения этого методического приема следует из многочисленных данных, полученных в тех частях Центральной зоны, где существуют и «сланцевое» обрамление куполов и их ядра, т. е. таких участков, где точное картирование оболочек куполов контролирует структуру их ядер, наблюдаемую по зеркалам мелких складок. Только обнаружив дисконформность внутренней складчатой структуры ядра по отношению к структуре его обрамления и установив вместе с тем совпадение зеркала складчатости ядра со структурой обрамления, удалось избавиться от гипноза невозможности картирования куполов в тех участках, где «сланцевое» обрамление отсутствует. В этом, по-видимому, одна из причин того, почему ни один из множества куполов, составляющих Центральную зону Приольхонья, до сих пор не поддавался обнаружению.

По-видимому, нецелесообразно приводить подробную характеристику всех куполов осевой части Центральной зоны: по своей морфологии они подобны тем куполам, которые обнаружены в примыкающей полосе со «сланцевым» обрамлением. Если на мелкомасштабной карте (рис. 1) не всегда удается дать достаточно точное изображение каждого конкретного купола, то закономерности их группировки, обнаруженные в поле, отражены здесь объективно. И все же нужно отметить, что при составлении мелкомасштабных карт так или иначе вносится элемент субъективизма; ввиду недостатка обнаженности на отдельных участках приходится прибегать к изображению общей структурной тенденции — такова упоминавшаяся карта, показанная на рис. 1. В целом число обнаруженных куполов очень велико. На первый взгляд все они кажутся однообразными. Но такое впечатление было бы обманчивым. Практически нет ни одного купола, который был бы похож на другой. Множество вариантов форм купольных структур — типичная картина. Нужно даже сказать, что купол идеальной формы — это вообще редкость. Природа дает бесчисленные примеры отклонений от структуры, определяемой этим названием, заимствованным из арсенала терминов архитектуры. Если быть точным, то нужно заключить, что купол такой идеально простой формы — не более чем уродливый мутант из семейства типичных куполов зон гранитизации. В связи с этим хотелось бы подчеркнуть, что литература полна упоминаний как раз о таких, примитивно устроенных куполах, и такие предствления отражают, по-видимому, не реальную картину, а лишь недостаточную степень изученности этих структур.

Из числа различных куполов осевой части Центральной зоны нужно, пожалуй, кратко остановиться лишь на характеристике собственно гранитогнейсовых куполов. Гирлянда из шести таких структур локализована на северо-востоке зоны, еще четыре обнаружены на ее юго-западном фланге. Для северо-восточной группы куполов следует отметить одну примечательную особенность: их ядра образованы гнейсогранитами с очень слабо выраженной ориентировкой структурных элементов. На довольно больших участках здесь развиты и практически массивные граниты. По сравнению с мигматитовыми и гнейсовыми куполами число мелких складок, столь характерных для них, здесь резко сокращается, а зачастую они и полностью исчезают. По-видимому,

причина этого явления состоит в том, что при достижении максимума гранитизации, когда возникают условия для плавления, все предшествующие структурные формы бесследно стираются. Именно такие структуры Ф. А. Летников [6] называл «купол, перешедший в массив». Не слишком лаконичное определение, но зато оно точно передает суть явления.

Интересный вариант купольной структуры встречен в 4 км к западу от рассмотренной группы гранитных куполов. На нашей карте он тоже показан как гранитогнейсовый, но на самом деле весь этот участок занят не массивом гранитов или гранитогнейсов, а огромным количеством гранитных жил. Среди них лишь иногда можно наблюдать реликты почти не распознаваемых мигматитов. Жилы имеют различную мощность (0,5—2,0 м); они то параллельны между собой, то срастаются, расходятся или тесно переплетаются, но в целом обрисовывают в плане овальную форму протяженностью около 2 км. Точно изобразить эту ситуацию не удастся даже на аэрофотоснимках масштаба 1:3500. При составлении основной геологической карты (ее масштаб 1:25 000) приходилось поэтому принимать альтернативное решение: либо (первый вариант) показать здесь скопление жил, что отвечало бы природной картине (но при этом удалось бы изобразить только 3% имеющихся здесь жил — такова разрешающая возможность этого масштаба), либо (второй вариант) «пожертвовать» всеми жилами и показать здесь гранитный купол, что, разумеется, было бы тоже сильным упрощением. Интересно, что принять первый вариант — более объективный — оказалось вообще невозможно, так как на карте пришлось бы тогда показать раму, в которую внедрены жилы. Между тем как раз состав пород рамы, из-за того, что почти все пространство занято жилами, не поддается расшифровке. По-видимому, гранитные жилы, вещество которых генерировано самим гранитным куполом, наиболее интенсивно насыщают именно оболочку, «шляпу» этого купола. На этом участке удалось наблюдать как раз такой срез, т. е. непосредственный переход от свода гранитного ядра к его оболочке, пропитанной гранитными жилами.

Линейные структуры Центральной зоны. Купола — основной, но не единственный компонент внутреннего строения этой зоны. Значительная часть ее площади приходится на долю линейных структур, и вся территория оказывается, как уже упоминалось, тектонически неоднородной.

Детальное картирование обнаруживает два варианта локализации линейных форм. Первый из них — появление линейно-вытянутых гнейсовых полос в результате сжатия гнейсовых куполов. Во многих местах Центральной зоны хорошо видно, как изометричные или близкие к ним по форме купола, группирующиеся в цепочки или гирлянды, приобретают в плане сначала эллипсоидальные очертания, затем резко удлиняются и, наконец, полностью расплющиваются (см. рис. 1). Такие купола теряют присущий им специфический структурный рисунок, они как бы «растворяются» в замещающей их линейной гнейсовой полосе. Для подобных полос характерно моноклинальное залегание с крутым или вертикальным падением гнейсовидности. Очевидно, что эти линейные складчатые структуры вторичны по отношению к гнейсовым и гранитогнейсовым куполам. Основная картируемая особенность линейных полос первого типа — их расположение на флангах, т. е. на простирании цепочек гнейсовых куполов.

Иную позицию занимают линейные гнейсовые полосы второго типа. Они картируются как узкие, но контрастные и очень протяженные пакеты гнейсов или моноклинали, разделяющие цепочки куполов. Внутри таких линейных полос не удается обнаружить никаких признаков предшествующих купольных форм.

Нужно подчеркнуть, что указанное отличие линейных гнейсовых полос друг от друга (т. е. их положение в одних случаях между цепочками куполов, а в других — на простирании таких цепочек) являет-

ся практически единственным заметным отличием, установленным в результате детального картирования. По остальным признакам они тождественны. Те и другие образованы одинаковыми по составу породами, их метаморфизм идентичен. Элементы внутренней структуры и сами полосы ориентированы одинаково — на северо-восток. Исходя из этих данных, а также из тесной перемежаемости различных линейных полос в пространстве, а нередко — и их непосредственного слияния друг с другом, можно заключить, что формирование таких полос было одновременным и оно было связано с однотипной деформацией. Для определения стиля этой деформации имеется достаточно много прямых и косвенных данных. Прежде всего бросается в глаза, что ориентировка линейных гнейсовых полос Центральной зоны полностью совпадает с ориентировкой линейных систем складок в примыкающем с юга зеленокаменном поясе. Поскольку метаморфизм пород в тех и других структурах идентичен, ясно, что такое совпадение отражает и единое поле деформаций. Между тем достоверно картируемые крупные и средние по масштабам линейные складки, образованные породами зеленокаменного пояса, формировались в обстановке бокового сжатия, одним из проявлений которой был левый сдвиг. На отдельных участках там ясно выражена асимметрия таких структур, субвертикальное положение их шарниров, свидетельствующие о деформации левого сдвига вполне определенно. Можно предположить, следовательно, что и возникновение линейных гнейсовых полос Центральной зоны, обладающих сходными параметрами, связано с этим же механизмом. Такое предположение подтверждается и данными по структурным рисункам синметаморфических гранитных жил, насыщающих всю Центральную зону Приольхонья.

Морфология и ориентировка жильных гранитных тел исключительно разнообразны, и сначала это производит впечатление хаоса. Но великоплетная дешифрируемость жил на крупномасштабных аэрофотоснимках очень скоро позволяет увидеть определенный порядок, закономерности в их расположении и морфологии. Возможные варианты укладываются в три группы.

Первая группа жил не имеет предпочтительной ориентировки (рис. 6, а). Они образуют звездообразные скопления, приуроченные к ядрам изометричных куполов, отчетливо занимая трещины, возникавшие в процессе их роста. Рисунок жил поразительно напоминает узор трещин растяжения в сводах куполов, полученных в экспериментах Х. Рамберга [7]. Замечено, что жилы этой группы тяготеют к тем куполам, в строении которых участвуют не столько гнейсы, сколько амфиболиты. В последних радиальный звездный рисунок трещин проявлен наиболее отчетливо. Такая закономерность понятна: реологические свойства амфиболитов и вмещающих их гнейсов различны, и поэтому системы трещин, возникших в них в условиях единого метаморфизма амфиболитовой фации и единой деформации, не могут быть подобными. Гораздо чаще узор, образованный такими жилами в гнейсах и мигматитах, похож на тесно переплетенную сеть, без какого-то единого центра.

Жилы второй группы имеют овальные или близкие к ним очертания, подчеркивая структуру куполов (рис. 6, а, б). Чаще же всего жилы первой и второй групп встречаются совместно, образуя сложнейшие, похожие на паутину, узоры. Как правило, жилы не только прекрасно дешифрируются на снимках, но и полностью отпрепарированы в рельефе. Нередко можно наблюдать целые лабиринты, созданные невысокими гранитными стенками. В целом изучение жил двух первых групп не оставляет сомнений в том, что их формирование было связано с тем же актом метаморфизма и гранитизации, который сопровождал становление куполов. Их различная морфология объясняется тем, что одни из них занимали трещины, возникавшие в результате расширения куполов, — в их сводах, в то время как жилы другой группы использовали иную систему полостей, возникавших практически одновременно, — в

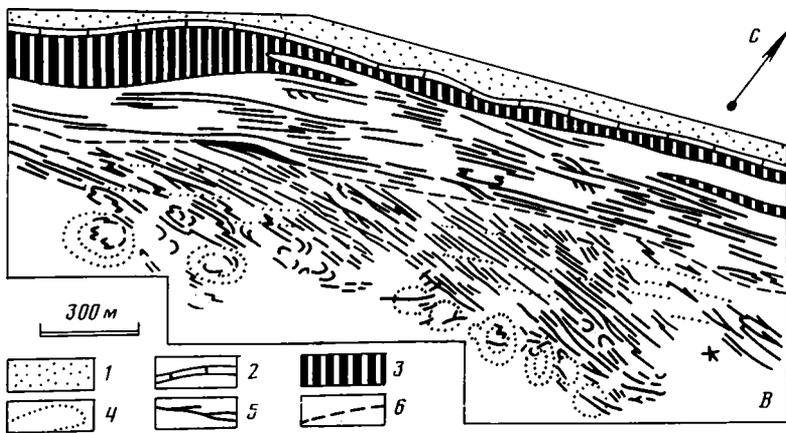
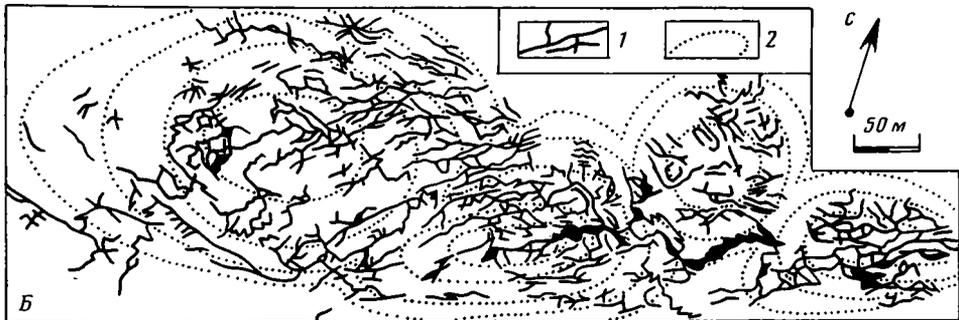
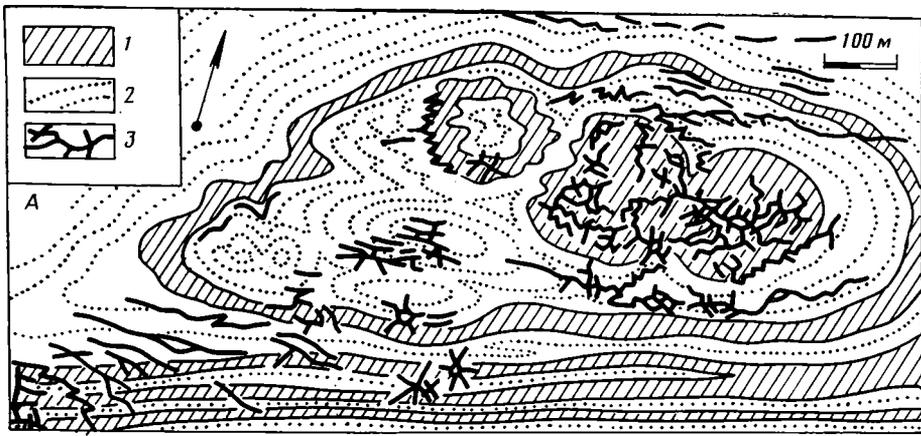


Рис. 6. Геологические схемы трех участков распространения синметаморфических гранитных жил в куполах и линейных зонах
 а—район оз. Намши-Нур. Жильная группа «Каракатица». 1—амфиболиты, 2—гранат-биотитовые мигматиты и гнейсы, 3—жилы гранитов; б—участок, расположенный восточнее летника Ширета, в 400 м от зоны сдвига. 1—гранитные жилы, 2—гнейсы и мигматиты; в—участок, расположенный восточнее оз. Цаган-Тырм. Зона левого сдвига. 1—3—комплекс «сланцевого» обрамления: 1—силикатно-карбонатные породы, кварциты, 2—мраморы, 3—амфиболиты, 4—гнейсы и мигматиты ядер куполов и линейных полос, 5—жилы гранитов, 6—южная граница зоны сдвига (ее северная граница проходит по подошве горизонта амфиболитов)

результате межслоевого скольжения, сопровождавшего тот же процесс куполообразования.

Жилы третьей группы, хотя по составу они совершенно идентичны жилам других групп, резко отличаются от них по своей морфологии и соотношениям со структурой рамы. Ни кольцевых, ни звездообразных форм здесь не встречается. Все жильные тела третьей группы обладают четко выраженной линейностью, и именно такие жилы помогают разобраться в стиле деформации линейных гнейсовых полос.

Структурная позиция таких жил характеризуется двумя вариантами. Значительная часть жильных тел сконцентрирована в пределах тех линейных гнейсовых полос, которые разделяют цепочки куполов (первый вариант). Хотя сами гнейсовые полосы нешироки (100—300 м), протяженность их очень велика и достигает 20 км. Интересно, что и гранитные жилы при своей малой мощности (обычно первые метры) имеют столь же значительную протяженность. Вместе с гнейсами они образуют единые пакеты, причем объем жильного материала составляет почти половину таких пакетов. Хотя в целом жилы этого типа прямолинейны, иногда можно наблюдать, как на отдельных участках они осложняются каскадами мелких асимметричных складок с субвертикальными шарнирами и с левыми или правыми рисунками. В других местах можно видеть более пологие, но все же отчетливые Z-образные изгибы жил вместе с вмещающими их гнейсами или мигматитами. Нет сомнений, что такие структурные рисунки указывают на сдвиговый характер деформации, соответствующий не только времени формирования гранитных жил, но и самих гнейсов, поскольку и те, и другие связаны единым актом метаморфизма.

Другая, тоже значительная часть жил третьей группы отличается тем, что они выходят за пределы собственно сдвиговых зон и проникают в полосы развития куполов. Специфику таких жил лучше всего рассмотреть на конкретном примере (рис. 6, в). На этой карте (участок Ширета), оригинал которой составлен в масштабе 1:3500, с высокой точностью изображены все жилы гранитов мощностью более 0,3 м. В верхней части карты хорошо видна сдвиговая зона шириной 200—300 м, примыкающая к горизонту амфиболитов. И мигматиты, и гранитные жилы имеют здесь одинаковую ориентировку. С юга к ней примыкает полоса купольного строения. Реликты куполов как бы «просвечивают» через сеть жил, причем вблизи зоны самого сдвига, как и обычно, купольная полоса линеаризована. Но наиболее эффектно выглядят, конечно, жилы, пересекающие и структуру куполов, и линеаризованную часть этой полосы. Они почти параллельны друг другу (хотя на крупномасштабных снимках видно, что, приближаясь к зоне сдвига, линейные жилы купольной полосы едва заметно разворачиваются на юго-запад и под очень косым углом сближаются между собой, образуя структуру типа «конский хвост»). Чрезвычайно резко, под углом 20—30°, все эти жилы как бы срезаются полосой линейных гнейсов. Между тем гранитные жилы линейной зоны и гранитные жилы купольной полосы неотличимы по составу. В отдельных местах можно видеть и непосредственное смыкание жил разных направлений — без следов разрыва. Все это, вместе взятое, а главным образом специфический, как бы «подвешенный» рисунок жил купольной полосы, определенно свидетельствует о динамике левого сдвига, происходившего на спаде метаморфизма (именно этому времени соответствует возникновение жил. Но на самом деле сдвиг фиксируется и для более ранних этапов максимума метаморфизма, на что указывает рисунок линейных гнейсовых полос). Жилы, подобные участку Ширета, встречены во многих других местах Центральной зоны Приольхонья. Они всегда выглядят очень контрастно, так как отпрепарированы в рельефе и образуют узкие, но протяженные вертикальные стенки, пересекающие купола.

Мы видим, следовательно, что для доказательства сдвиговой природы линейных полос гнейсов не обязательно обращаться к косвенным данным, которые можно получить, сравнивая эти структуры с теми

или иными компонентами структуры соседнего зеленокаменного пояса. Многочисленные свидетельства сдвиговой деформации есть и в самой Центральной зоне.

Одно обстоятельство требует особого упоминания. Поскольку гранитные жилы района — это аллохтонные синметаморфические образования, а метаморфизм в пределах Центральной зоны достигал амфиболитовой фации, то ясно, что мы имеем здесь дело не с обычными жесткими разрывами, а с вязким сдвигом, когда деформация осуществлялась в достаточно пластичном состоянии. Линейные гнейсовые полосы, которые упоминались выше, — это и есть собственно сдвиговые зоны.

Тектоническое районирование Центральной зоны. Синтез материалов приводит к заключению, что картируемый структурный ансамбль зоны формировался при одновременном проявлении деформации сдвига и гнейсово-купольного механизма (радиальное сжатие). Синхронный характер этих совершенно разных деформаций очевиден, ибо, как уже указывалось, и купола, и линейные структуры Центральной зоны образованы одними и теми же метаморфическими породами, обладающими идентичными минеральными парагенезисами. Неравномерное распределение по площади зоны структур различных генетических типов определяет ее дискретность в целом и позволяет провести соответствующее районирование (см. рис. 1, б).

Каркасы структуры Центральной зоны составляют шесть крупных пластин, горизонтально перемещавшихся относительно друг друга в юго-западном направлении. Структурные рисунки свидетельствуют о преимущественном проявлении левого сдвига, и такая ситуация характерна для всей территории Приольхонья и о-ва Ольхон (нужно отметить, что иногда встречаются и правосдвиговые рисунки, но они отражают лишь нюансы общего левосдвигового поля деформаций и связаны с неравномерным движением самих сдвиговых пластин).

Амплитуда сдвига каждой пластины не поддается точному определению, но параметры тангенциального сжатия, сопровождавшего сдвиг, были достаточными для того, чтобы в пределах собственно сдвиговых зон (а это и есть картируемые границы пластин), возникла четко выраженная линейная сланцеватость. Вместе с тем одновременно, в пределах самих сдвиговых пластин, но в некотором удалении от их границ, интенсивно формировались купола, являющиеся структурным выражением процесса гранитизации в «чистом» виде, т. е. вне влияния сдвиговой деформации.

Самая северная — сдвиговая пластина Загалмай — протянулась на 18 км при максимальной ширине до 500 м. Лишь на ее северо-восточном фланге, на склонах, обращенных к Байкалу, встречаются сильно деформированные купола. В остальной части пластины господствующее развитие получили линейные структуры. Великолепно выражена южная граница пластины, образованная пакетом гнейсов и сотен гранитных жил, ориентированных согласно гнейсовидности. Интересно отметить, что структура «сланцевого» обрамления здесь тоже линейная, но в центре пластины амфиболиты и мраморы обрамления оконтуривают крупную (3—4 км в длину) антиформу с гранитизированными гнейсами в ядре. Сравнивая эту структуру с другими складчатыми формами на ее простирании, можно предположить, что это сильно сжатый, расплющенный купол, примыкающий непосредственно к зоне сдвига. На юго-западе сильно сжата уже вся пластина Загалмай. Постепенно она полностью расплющивается, и, наконец, совсем выклинивается. При этом пластина Загалмай под очень косым углом (см. рис. 1, б) срезается горизонтом амфиболитов из «сланцевого» обрамления. Зона контакта занята жилами гранитов. Точно такая же картина наблюдается и далее, на простирании указанного горизонта. Постепенно, под почти незаметным углом он срезает еще три пластины и через несколько километров выходит в параллельное соприкосновение уже с пятой с юга пластиной. Таким образом, по подошве горизонта

амфиболитов из состава толщи зеленокаменного пояса — как и в других местах Центральной зоны — ясно ощущается структурное нарушение, связанное со сдвиговой деформацией, реализованной в вязком состоянии. Непосредственно в обнажениях это структурное несоответствие не обнаруживается, но оно устанавливается картировочным путем.

Юго-западнее пластины Загалмай располагаются еще две сдвиговые пластины, кулисообразно подставляющие одна другую. Это пластины Цаган-Тырма северная и южная. Обе они имеют характерную линзовидную форму. В северной пластине, срезанной Байкалом, хорошо видно, правда, только ее юго-западное окончание, но в южной пластине четко выражены оба конца линзы. В таких местах наблюдается резкое расплющивание куполов, участвующих в строении обеих пластин. На значительных расстояниях здесь картируются линейные гнейсовые моноклинали, замещающие купола по простирают их цепочек.

Еще далее на юго-восток расположена одна из наиболее крупных по площади — пластина Ширета. Ее протяженность 17 км, ширина в плане достигает 1,5 км. Великолепно выражены линзовидные окончания пластины. Ее ширина в таких участках резко сокращается, составляя 100—200 м. В центральной, наиболее широкой части пластины откартирована цепь гранитогнейсовых куполов, по направлению к периферии пластины они сменяются мигматитовыми и гнейсовыми куполами. Пластина Ширета отделена от соседних пластин протяженными полосами линейных гнейсов. На северо-востоке она, кроме того, с двух сторон ограничена линейными зеленокаменными поясами-сателлитами и поэтому выражена наиболее отчетливо.

Очень интересно выглядит ситуация на южной границе пластины Ширета. Если продвигаться вдоль нее с юго-запада на северо-восток, то сначала, на протяжении 12 км, с нею — по зоне линейных гнейсов — соприкасается пятая по счету пластина, Улан-Анга. Затем она быстро сужается, сильно расплющивается и, наконец, полностью выклинивается. Далее, до самого Байкала место пластины Улан-Анга занимает уже шестая пластина — Шебарта. Таким образом, здесь четвертая и шестая пластины соприкасаются между собой, минуя пятую. Могут быть высказаны различные предположения, объясняющие это структурное несоответствие. Нам представляется наиболее вероятным такой вариант: пятая пластина была выжата на юго-запад в процессе общего левого сдвига. Об этом, как кажется, свидетельствует то обстоятельство, что именно пятая пластина продолжается далеко на юго-запад (на 7 км, см. рис. 2) по сравнению со всеми остальными пластинами Центральной зоны. Она как бы продвинута в этом направлении.

Пластина Улан-Анга, как и другие структуры этого типа, окружена зонами линейных гнейсов, в то время как вся ее средняя часть образована тесно сгруппированными куполами. Многие из них вытянуты в направлении удлинения самой пластины, что связано с горизонтальным сжатием, сопровождавшим сдвиг. Последняя с юга пластина Шебарта уже охарактеризована выше (см. рис. 1,3). Нужно отметить, что купола сохранились лишь в ее северо-восточной части. На юго-западном фланге пластины они линеаризованы, и здесь линейная полоса гнейсов образует постепенно выклинивающееся линзовидное окончание пластины.

Определяя главную особенность структурного ансамбля Центральной зоны в целом, нужно несомненно отдать предпочтение куполам: именно это кардинально отличает ее от окружающих зон. Вместе с тем, несмотря на очевидный приоритет куполообразования, вязкий сдвиг (с характерной для него компонентой бокового сжатия) почти повсеместно наложил свой отпечаток, и интегральная структура должна рассматриваться как результат интерференции геодинамики разного генезиса: радиального (куполообразование) и горизонтального (сдвиг) сжатия. Нередко деформация горизонтального сжатия обладает и более выраженной экспансией по отношению к куполам.

В заключение нужно подчеркнуть, что если режим сдвиговой деформации и горизонтального сжатия был общим, региональным и охватывал в раннем протерозое всю территорию Приольхонья и о-ва Ольхон (а на самом деле — гораздо более обширную площадь), то режим радиального сжатия и куполообразования проявлялся сугубо локально, не выходя за пределы гнейсовых антиклинорных зон, очерченных границами зеленокаменных поясов. Тектонический контроль в расположении куполов очевиден. Модель, рассматривающая закономерности этой локализации, была предложена ранее [8].

Одним из аспектов проведенного исследования — кроме характеристики неизвестных здесь ранее структур — является вывод об искажении изначально изометрической формы куполов в результате горизонтального сжатия, т. е. об интерференции структур разного генезиса. Вытянутые в одном направлении или совсем сплюснутые купола — некая-то замечательная особенность структуры Приольхонья. При достаточно тщательном картировании подобные формы обнаруживаются во всех районах проявления гнейсово-купольной тектоники. Во всяком случае для гранит-зеленокаменных областей архея и раннего протерозоя всех материков они совершенно обычны. В литературе между тем не удастся найти анализа причин появления таких специфических структурных форм и рисунков. Данные, полученные при исследовании тектоники Приольхонья и его Центральной зоны, подводят к выводу о том, что в развитии подобных площадей необходимо искать сочетание различных механизмов геодинамики, что в свою очередь открывает новые возможности для анализа тектоники гранит-зеленокаменных областей в целом.

Литература

1. Бибикова Е. В., Кориковский С. П., Сезько А. И., Федоровский В. С. Возраст гранитов приморского комплекса (Западное Прибайкалье) по данным U—Pb-метода. — Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 2, с. 462—466.
2. Гончаров М. А. О связи мигматизации со складкообразованием. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, вып. 4, с. 126—138.
3. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса раннего докембрия: рифты или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—22.
4. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
5. Кориковский С. П., Федоровский В. С. Гранитогнейсовые купола докембрия Байкальской горной области: петрология и возраст гранитов. — В кн.: Гранитогнейсовые купола. Иркутск: Изд. Ин-та земной коры СО АН СССР, 1983, с. 118—120.
6. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.
7. Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 224 с.
8. Федоровский В. С. Гранитогнейсовые купола и зеленокаменные пояса — единый структурный парагенез докембрия Байкальской горной области. — В кн.: Геология докембрия. Докл. Межд. геол. конгр., XXVII сессия. Т. 5. М.: Наука, 1984, с. 125—132.
9. Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии. М.: Наука, 1985.
10. Федоровский В. С., Мартынова В. П., Риле Г. В., Савельев А. А., Соколова Ю. Ф. Гранитогнейсовые купола Приольхонья и острова Ольхон. — В кн.: Гранитогнейсовые купола. Иркутск: Изд. Ин-та земной коры СО АН СССР, 1983, с. 85—86.

Геологический институт АН СССР
Институт физики Земли АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
28.11.1985

УДК. 551.2/3(477)

ЧЕКУНОВ А. В., РЯБЧУН Л. И.

ДИНАМИКА КРАЕВЫХ РАЗЛОМОВ ДНЕПРОВСКОГО ГРАБЕНА

Выявлены различия в размахе, изменениях темпа движений и времени затухания краевых разломов Днепровского грабена. В целом они постепенно затухали с северо-запада на юго-восток, на северном крае сравнительно плавно, на южном — скачком. Замедление подвижек в конце девона — начале карбона (при переходе к синеклизной стадии развития) прошло на северном разломе раньше и резче, на южном — позже и плавнее. Северный разлом функционировал дольше и имеет большую амплитуду. Амплитуды краевых сбросов резко уменьшаются к северо-западу от Криворожского разлома. Приведенные результаты имеют общее значение, поскольку характеризуют внутреннюю динамику разрывов в зоне планетарного Сарматско-Туранского линеймента.

Днепровский грабен — центральное звено в системе Днепровско-Донецкого палеорифта [5, 9, 12, 15 и др.]. Он имеет северо-западное простирание и ограничен краевыми разломами позднедевонского заложения (рис. 1). Палеорифт резко наложен на преимущественно субмеридиональные структуры дорифейского кристаллического основания. Эти структуры весьма выразительно проявлялись при формировании рифта, особенно на первых этапах его развития. Так, наиболее значительные из древних глубинных разломов — Одесско-Тальновский и Орехово-Павлоградский отделяют Днепровский грабен соответственно от Припятского на западе и от Донецкого складчатого сооружения на востоке [13 и др.].

С севера и юга к Днепровскому грабену прилегают бортовые части, являющиеся одновременно склонами Воронежского массива и Украинского щита. В пределах бортов поверхность древнего фундамента моноклинально погружается к грабену с углами наклона $1-2^\circ$, увеличивающимися до $5-6^\circ$ лишь вблизи краевых разломов.

Внутри грабена фундамент разбит многочисленными разломами и резко расчленен. С северо-запада на юго-восток ширина структуры увеличивается от 70 до 140 км, а глубина фундамента — от 1—5 до 12—17 км. Восточнее меридиана г. Полтавы сейсмическими исследованиями в основании грабена намечена еще одна более узкая ровообразная структура, возможно, выполненная рифейско-нижнепалеозойскими отложениями [2, 8, 11 и др.].

В поперечном сечении Днепровский грабен также асимметричен, хотя и в гораздо меньшей степени. Это проявляется в большей (примерно в 2 раза) погруженности северного борта относительно южного, смещении осевой части грабена к северу [15] и общем «перекошенном» строении всей толщи земной коры [14].

Краевые разломы Днепровского грабена не являются едиными разломами (рис. 2), а «...представляют собой мобильные сложнорасчлененные зоны шириной 10—40 км, осложненные многочисленными, часто кулисообразно расположенными разрывами. В каждой зоне выделяется от трех до шести региональных разрывов...» [5, с. 142], «...наблюдаются все виды переходов от ...уступов с суммарной амплитудой 3—4 км и больше... до малоамплитудных (десятки и первые сотни метров) широко отстоящих друг от друга сбросов и пликативных форм...» [15, с. 59]. Геофизическими исследованиями ныне доказано [10, 11, 15 и др.], что краевые разломы Днепровского грабена являются глубинными, зародились в мантии и затем, прорвав всю толщу земной коры, вышли на поверхность, неся с собой обильный магматический материал.

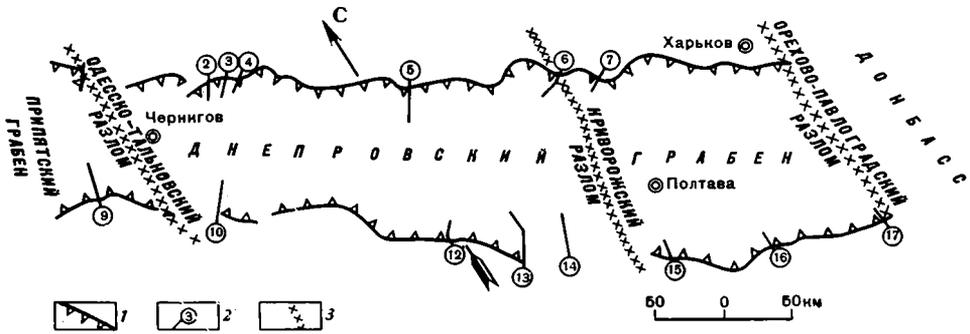


Рис. 1. Обзорная схема Днепровского грабена

1 — краевые разломы, 2 — интерпретационные профили по данным бурения, промышленной геофизики и сейсморазведки, 3 — древние поперечные разломы

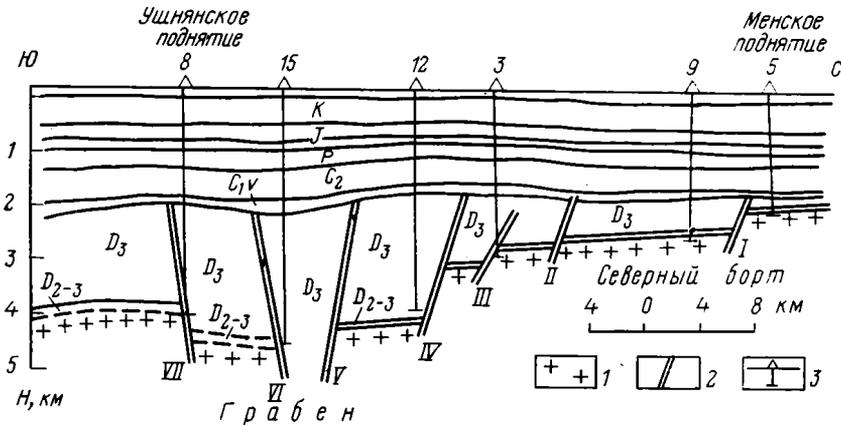


Рис. 2. Типичный разрез зоны краевого разлома Днепровского грабена. Северный краевой разлом. Интерпретационный профиль 3 по линии с. Борковка — с. Максакровка (рис. 1). Цифры на разломах — см. рис. 5

1 — дорифейский кристаллический фундамент, 2 — разрывные нарушения, 3 — скважины

Описанная структура краевых зон грабена характерна для поверхностных проявлений таких разломов.

В результате интенсивного бурения и геофизических исследований в целях нефтяной разведки в зонах краевых разломов к настоящему времени накоплено много новых фактических данных. Они обобщены и опубликованы, в частности, в виде геологических разрезов и палеогеологических профилей, в работах [3—7]¹. Рассмотрение этих материалов позволяет выявить некоторые неизвестные или уточнить и детализировать ранее намеченные количественные и временные особенности формирования краевых разломов грабена.

О том, как они возникли, данных немного. Известно лишь, что их заложению предшествовала спокойная тектоническая обстановка. В среднем — начале позднего девона (эйфель — ранний фран) накапливались однообразные, литофациально выдержанные по площади мелководные морские отложения малой мощности (средний девон — 20—200 м, нижний фран — 40—70 м). Первые документированные признаки проявления разломов отмечаются в алатырское время. В разрезе на некоторых участках появляются эффузивы, туфы и грубозернистый материал с обломками кристаллических пород фундамента.

В дальнейшем, с воронежско-ливенского времени позднего девона, начался быстрый «провал» Днепровского грабена, сопровождавшийся очень активной деятельностью краевых разломов. Об этом свидетель-

¹ Положение интерпретационных разрезов, секущих краевые разломы вкост простирания, показано на рис. 1, один из них приведен на рис. 2.

ствуют частые резкие перепады мощностей, чрезвычайная литофациальная изменчивость и перемятость девонских отложений, наличие, а иногда и преобладание в них магматических образований (мощностью до 3 км), преимущественно базальты, андезиты и др. Из рис. 3 видно, насколько высок был темп движения по разломам.

Так продолжалось, однако, сравнительно недолго: уже в конце позднего девона — турне — начале визе на северо-западе грабена краевые разломы (профили 2, 3, 10, 12—14) отмирают, а подвижки по осталь-

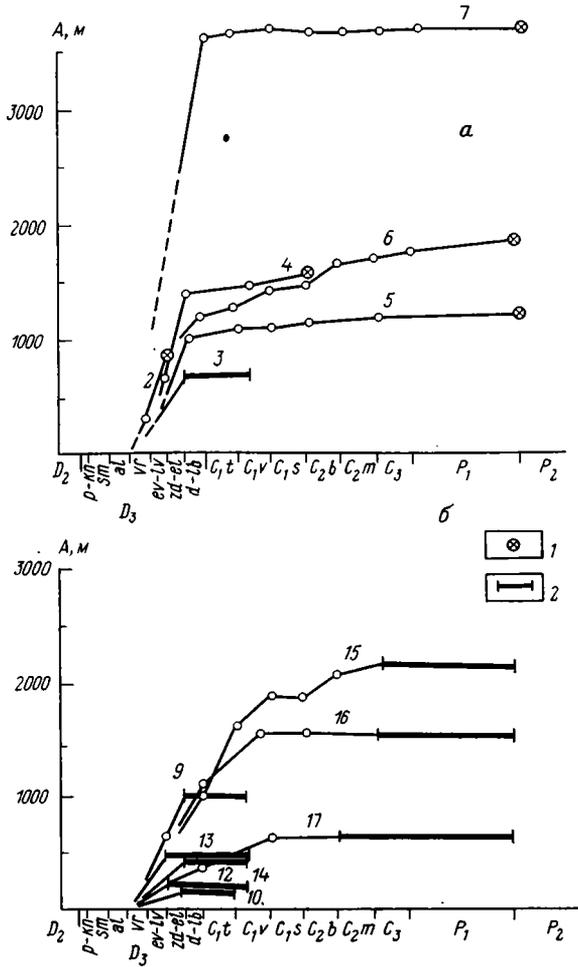


Рис. 3. Графики развития основных краевых разломов Днепровского грабена: а — северного, б — южного. Цифры на графиках — номера интерпретационных профилей (см. рис. 1). А — амплитуды разломов. Поздний девон: р-кп-сп — пашийско-кыновско-семилуцкое время, ал — алатырское, вг — воронежское, ев-лв — евлановско-ливенское, зд-ел — задонско-елецкое, д-лб — данковско-лебедянское

1 — моменты прекращения движений по разломам, 2 — временные интервалы, в которых из-за стратиграфических перерывов однозначно определить момент прекращения движений затруднительно

ным их частям, расположенным юго-восточнее (профили 4—7, 15—17), резко замедляются. В турне и раннем визе геотектоническая обстановка меняется — разрез слагают морские и континентальные отложения. Перед поздней пермью разрывные смещения в зонах краевых разломов Днепровского грабена полностью прекращаются. Лишь местами в конце перми и позднее наблюдалось образование пологих складок, флексур и структурных носов.

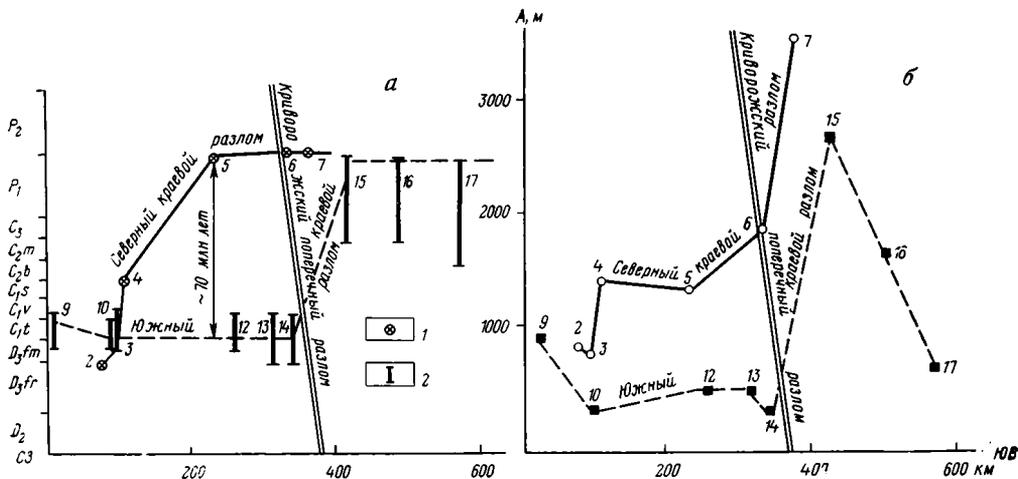


Рис. 4. Время прекращения движений по основным краевым разломам Днепровского грабена (а) и их амплитуды (б). Условные обозначения см. рис. 3

Анализ всего этого процесса зарождения, активного формирования и отмирания краевых разломов Днепровского грабена обнаруживает следующие закономерности:

1) заложение разломов происходило с юго-востока, где на южной окраине Донецкого бассейна обнаружены наиболее древние девонские вулканиты. Погружения охватили пространство между Артемовском и Полтавой и лишь затем распространились на всю территорию грабена [15 и др.];

2) отмирание разломов происходило в обратном направлении — с северо-запада на юго-восток (рис. 3 и 4);

3) отмирание северного краевого разлома (Барановичско-Астраханского) происходило последовательно: на северо-западе — в конце позднего девона — турне, затем перед средним карбоном и, наконец, перед поздней пермью;

4) отмирание южного краевого разлома (Припятско-Маньчского) происходило скачком: на всем его участке длиной около 400 км западнее Криворожского поперечного разлома (см. рис. 4) — в конце позднего девона — турне, в остальной юго-восточной части — в интервале времени конец карбона — ранняя пермь;

5) замедление подвижек в конце девона — турне по еще не успевшим стабилизироваться частям краевых разломов происходило по-разному: по северному — резко и раньше (до турне), по южному — более плавно и позже (в турне — визе) (см. рис. 3);

6) северный разлом в целом «живет» дольше южного (северо-западнее Криворожского разрыва разница во времени затухания достигает местами 70 млн. лет!) (рис. 4);

7) амплитуда северного разлома всегда больше амплитуды соответствующих участков южного; таким образом, северный разлом развивался более длительно и был более активен;

8) восточнее Криворожского поперечного разлома амплитуды обоих краевых разломов резко увеличиваются (в 2 раза).

Рассмотрим теперь зоны краевых разломов целиком, во всей совокупности образующих их разрывы, поскольку до сих пор мы анализировали только крайние внешние сбросы, определяющие границы Днепровского грабена. На всех интерпретационных профилях обозначим эти крайние сбросы цифрой I, а все последующие разломы зоны, по мере удаления в сторону грабена, цифрами II, III, IV... и т. д., как это сделано на рис. 2. Будем помнить, что эти индексы вовсе не означают идентичности нарушений на разных, даже близко расположенных профилях, поскольку зоны краевых разломов состоят из многих разобщен-

ных индивидуальных разрывов, количество и роль которых меняются от участка к участку.

Охарактеризуем динамику зон краевых разломов в каждом из интерпретационных сечений (рис. 5).

Зона северного разлома. Профиль 2. Сначала возник краевой сброс I, затем, к концу евлановско-ливленского времени, движения по нему прекратились. Одновременно южнее возникли и активно развивались разрывы II и III. Их развитие на рубеже девона и карбона замедлилось и к началу серпухова они стабилизировались. По амплитудам все нарушения одинаковы.

Профиль 3 (см. рис. 2). Сначала, перед воронежско-евлановским временем, образовались разломы V и VI, потом серия из четырех разрывов, включая краевой сброс I. Первым затух самый дальний разлом в грабене, затем, до позднего визе, все остальные, включая I. Амплитуда краевого сброса такая же или меньше, чем у внутренних разломов.

Профиль 4. Вначале все разрывы развивались активно. Зона дробилась, появлялись новые нарушения (IV). Первыми начали отмирать внутренние разломы, до позднего визе движения по ним прекратились. Краевой сброс I просуществовал до конца серпухова, амплитуда сброса не самая большая в системе прочих нарушений.

Профиль 5. Разрывы зоны последовательно отмирают один за другим в направлении с юга на север, т. е. от грабена к краевому сбросу I, это наглядно видно на рис. 5. Краевой сброс затухает перед поздней пермью, его амплитуда наибольшая.

Профиль 6. Первыми в визе — среднем карбоне прекращают существование немногочисленные и малоамплитудные внутренние разрывы. Последним перед поздней пермью стабилизируется краевой сброс I. Он резко выделяется по амплитуде.

Профиль 7. Зона выродилась в один крупный краевой сброс с амплитудой более 3,5 км. Внутренняя «клавиатура» блоков и разломов не прослеживается. Опускания по сбросу закончились перед поздней пермью.

Итак, разрывы зоны северного краевого разлома Днепровского грабена закладывались одновременно или с небольшими временными отличиями в течение позднего девона. Роль краевого сброса в общей «клавиатуре» менялась вдоль простирания зоны. На юго-востоке краевой сброс имеет очень большую амплитуду и не сопровождается дополнительными нарушениями. Северо-западнее амплитуда, индивидуальная выразительность и продолжительность жизни краевого сброса последовательно уменьшаются, одновременно возрастают количество и амплитуды сопровождающих его в грабене внутренних трещин. Сначала они образуют всенарастающий усложняющий «фон» и функционируют меньшее время, затем, начиная с профиля 4, краевой сброс растворяется в клавиатуре и определяется лишь геометрически как первый, ограничивающий грабен.

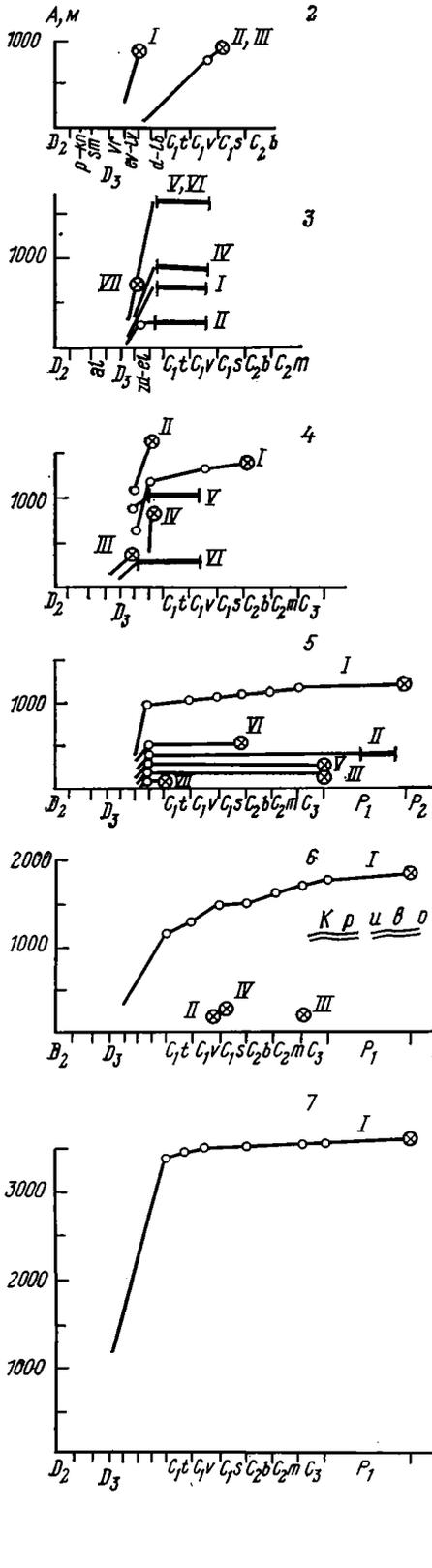
Зона южного разлома. Профиль 9. Большое количество разрывов, образующих мелкую блокировку. Первым в данковско-лебединское время отмирает наиболее дальний от краевого сброса разлом V, позднее, на рубеже позднего девона и раннего карбона, остальные. По амплитудам выделяются разломы I, IV и V.

Профиль 10. Краевой сброс I практически почти не выражен. Все нарушения затухают одновременно. Амплитуды невелики и примерно одинаковы.

Профиль 12. Хорошо выражена «клавиатура» мелких блоков. Первыми в задонско-елецкое время прекращают движения наиболее удаленные внутренние разрывы V и VI, а также II, затем краевой сброс I, последними — III и IV. Наибольшие амплитуды у нарушений III, V и VI.

Профиль 13. Хорошо выраженная «клавиатура» мелких блоков. Отмирание разрывов шло от грабена к краевому сбросу I. Сначала стабилизировались разрывы IV и V, после них — III, последними — I и II. По

Зона северного краевого разлома



Зона южного краевого разлома

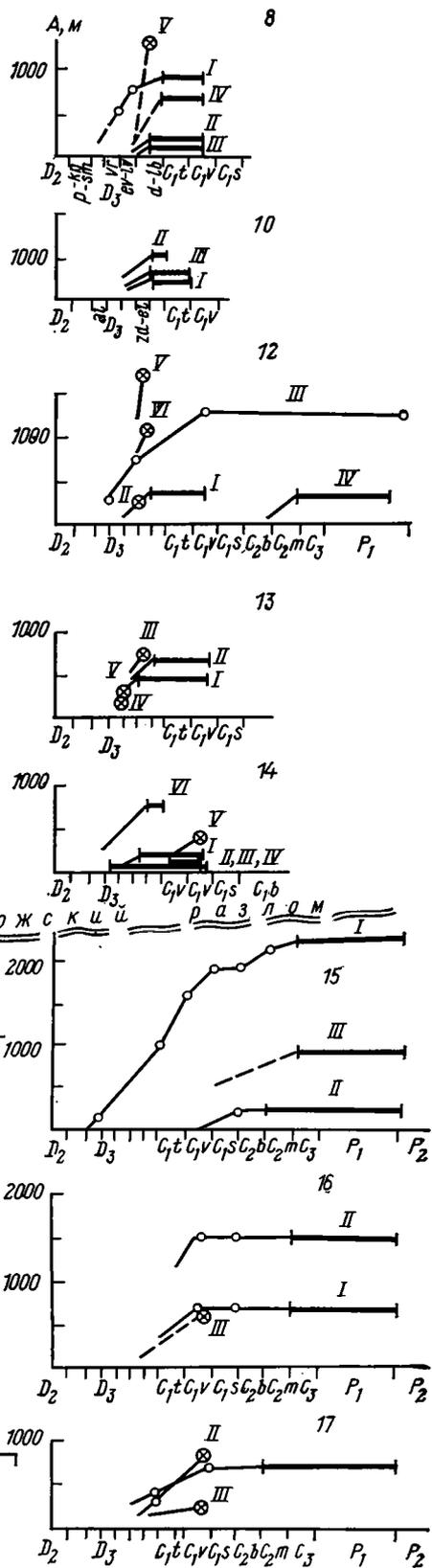


Рис. 5. Графики развития нарушений в зонах краевых разломов Днепровского грабена. Условные обозначения см. рис. 3.

амплитудам краевой сброс никак не выделяется, более выражены внутренние нарушения II и III.

Профиль 14. Хорошо выражена малоамплитудная «клавиатура». Разломы заложились и отмирали одновременно, первым затух разрыв VI, за ним остальные. Краевой сброс ничем не выделяется.

Профиль 15. Краевой сброс I ярко проявлен и имеет большую амплитуду (>2000 м). Сброс I заложился раньше других, все нарушения стабилизировались одновременно.

Профиль 16. Краевой сброс I хорошо выражен (нарушения I и II могут рассматриваться как единый разлом). Внутренний разрыв III отмирает раньше краевого сброса, в визе.

Профиль 17. Краевой сброс I хорошо выражен и живет дольше остальных нарушений. Разломы внутри грабена затухают раньше краевого сброса.

В общем время образования разрывов зоны южного краевого разлома такое же, как у северного. Роль краевого сброса в общей массе разрывов также менялась вдоль простирания зоны, но носила более резкий скачкообразный характер. Для северо-западной части южной зоны протяженностью около 400 км, расположенной западнее Криворожского поперечного разлома, характерна весьма дробная малоамплитудная блокировка, в которой краевой сброс совершенно или почти не выделяется среди остальных разрывов. Юго-восточнее Криворожского разлома картина резко меняется: краевой сброс приобретает четкую индивидуальность, одновременно более мелкие разломы становятся невыразительными или вообще почти исчезают.

В целом по обеим зонам краевых разломов Днепровского грабена можно отметить следующее:

1) краевые сбросы, четко выраженные на юго-востоке, откуда они развивались, к северо-западу уменьшают свою амплитуду, продолжительность жизни и индивидуальную выраженность. Одновременно они обрастают все увеличивающимся количеством сравнительно небольших нарушений, образующих «клавиатуру» мелких блоков, пока целиком не растворяются в ней. Тектоническая активность, сосредоточенная на юго-востоке в краевых сбросах, к северо-западу дисперсно рассеивается в множестве ветвящихся трещин. В северной зоне это происходило сравнительно плавно, в южной — скачком, вблизи Криворожского поперечного разлома;

2) изучение особенностей истории развития разломов обнаруживает важную закономерность — на фоне общей одновременности возникновения — затухание разрывов не было одновременным: сначала отмирали нарушения внутри грабена, затем краевые сбросы. Стабилизация разломов в поперечном к зонам сечении шла, таким образом, от грабена к его бортам.

Зоны краевых разломов Днепровского грабена пересечены многочисленными поперечными разрывами, наиболее существенные из которых являются продолжениями субмеридиональных древних разломов Украинского щита. Анализ динамики поперечных разрывов показывает, что во время формирования Днепровского грабена они не имели самостоятельного значения, собственной активности, и развивались исключительно под действием продольных разломов. Смещения по поперечным разрывам, как по амплитуде, так и по времени, прямо зависят от движений по продольным разрывам.

Влияние поперечных разрывов, выступов и прогибов на продольную тектонику грабена было пассивным и обуславливалось, видимо, только той механической неоднородностью земной коры, которая возникла в дорифейское время в пору активного формирования субмеридиональных структур. Между тем это влияние зачастую было очень существенным. Достаточно приведенных данных по Криворожскому разлому. Добавим только, что в наиболее погруженной части Днепровского палеозойского грабена он, по-видимому, ограничивает с запада рифейско-нижнепалеозойский (?) трог, выявленный в последние годы сейсмикой

[2, 8, 11 и др.] и далее меридиана г. Полтавы не прослеживаемый. По своему влиянию на тектонику Днепровско-Донецкого палеорифта древний дорифейский Криворожский разлом, если и не аналогичен, то приближается к Одесско-Тальновскому и Орехово-Павлоградскому, разделяющим палеорифт на Припятскую, Днепровскую и Донецкую части [13 и др.].

На северном борту Днепровского грабена влияние Криворожского разлома сказывается слабее, чем на южном. Северный и южный борта грабена вообще заметно отличаются друг от друга. Как уже отмечалось, северный больше погружен и шире, к нему смещена осевая часть грабена. Ориентировка разрывов северного краевого сброса имеет большую направленность, чем южного. Северный разлом развивался дольше, выражен резче и имеет большую амплитуду, чем южный. На севере пликативные и мелкоразломные формы перехода от борта к грабену составляют всего 8% его длины, на юге—около 27% [15]. В сочетании с глубинной поперечной асимметрией земной коры Днепровского грабена эта совокупность явлений еще ждет своего объяснения.

Днепровский грабен, как и весь Днепровско-Донецкий палеорифт, является составным звеном планетарного Сарматско-Туранского линеймента земной коры [1]. Это обстоятельство придает большее принципиальное значение приведенным результатам, как характеризующим внутреннюю динамику зон планетарных глубинных разломов.

Литература

1. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Синичка А. М. Сарматско-Туранский линеймент земной коры.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 41—51.
2. Бородулин М. И., Калюжная Л. Т., Манюта М. Г. и др. О глубинном строении Днепровско-Донецкого авлакогена.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977, с. 35—45.
3. Гавриш В. К., Недошовенко А. И., Рябчун Л. И. Тектоника краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта и прогноз промышленной нефтегазосности.— Геол. журн., 1978, т. 38, вып. 5, с. 28—29.
4. Гавриш В. К., Рябчун Л. И. О связи рифтообразования и вулканизма.— В кн.: Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Киев: Наук. думка, 1977, с. 23—35.
5. Гавриш В. К., Рябчун Л. И. Генезис и нефтегазосность краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта. Киев: Наук. думка, 1981. 150 с.
6. Рябчун Л. И. Проявление Припятско-Маньчского глубинного разлома в осадочном чехле Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев: Наук. думка, 1975, с. 184—186.
7. Рябчун Л. И. Геологическое строение, геотектоническое развитие и нефтегазосность зон краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта: Автореферат канд. дис. Львов: Ин-т геол. и геохим. горючих ископаемых АН УССР, 1978. 24 с.
8. Соллогуб В. Б., Бородулин М. И., Чекунов А. В. Глубинная структура Донбасса и сопредельных регионов.— Геол. журн., 1977, т. 37, вып. 2, с. 23—31.
9. Соллогуб В. Б., Чирвинская М. В., Чекунов А. В. Днепровско-Донецкий авлакоген — рифтовая система в теле Европейской платформы.— В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск: Изд-во Ин-та земной коры СО АН СССР, 1975, с. 107—108.
10. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Калюжная Л. Т. и др. Глубинное строение земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978, с. 158—169.
11. Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов Тетиса в свете новых данных и представлений.— Геофиз. сб. Киев: Наук. думка, 1976, вып. 70, с. 13—45.
12. Чекунов А. В. О механизме образования структур типа авлакогена (на примере Днепровско-Донецкой впадины).— Геотектоника, 1967, № 3, с. 3—18.
13. Чекунов А. В. «Гаммы» литосферных «клавишей».— Геофиз. журн., 1981, № 2, с. 8—17.
14. Чекунов А. В., Кучма В. Г. О глубинной асимметрии геологических структур.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 1, с. 211—213.
15. Чирвинская М. В., Соллогуб В. Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. Киев: Наук. думка, 1980. 177 с.

УДК 551.254 (234.852)

ЩЕРБАКОВ С. А.

**СТРУКТУРА И ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ
УЛЬТРАБАЗИТОВ КЛЮЧЕВСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)**

Ключевский массив ультрабазитов представляет собой сохранившийся от эрозии останец офиолитового покрова, перемещенного до начала главного этапа складчатости в пределы Восточно-Уральского поднятия с востока, где можно предполагать существование палеоструктуры с корой океанического типа. В структуре массива дунит-гарцбургитовый комплекс, обычно занимающий нижнее положение в разрезе офиолитов, образует покровную пластину, тектонически перекрывающую породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса. В породах каждого комплекса выделяются разновременные деформационные структуры (полосчатость, минеральная сланцеватость, складки) и структурные парагенезисы, обязанные происхождением разным этапам высокотемпературных пластических деформаций. Деформации ранних этапов, сформировавших в гарцбургитах и дунитах полосчатость, минеральную сланцеватость и изоклинные складки, происходили при условиях, соответствующих предполагаемым в верхней мантии. Последующие деформации, сопровождавшиеся формированием в кровле дунитов метасоматических клинопироксенитов и верлитов, проходили при менее глубоких P — T -условиях, отвечающих нижним горизонтам океанической коры или граничной зоне кора — мантия. Последний этап пластических деформаций, происходивший после надвигания дунит-гарцбургитового комплекса на дунит-верлит-клинопироксенитовый, проходил в коровых условиях.

В результате проводившихся в последние десятилетия геофизических исследований, драгирования и глубоководного бурения установлено значительное сходство разреза верхней части океанической литосферы с разрезами офиолитовой ассоциации, широко распространенными в разновозрастных складчатых поясах континентов. Накоплено большое количество данных, которые позволяют сопоставлять ультрабазиты, слагающие нижние дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенитовый комплексы офиолитов, соответственно с породами океанической верхней мантии и зоны, отвечающей геофизическому разделу Мохоровичича [1, 4, 8, 15, 19 и др.]. Такое сопоставление делает принципиально возможным изучение прямыми геологическими методами процессов, происходивших в глубоких горизонтах палеоокеанических структур, и обуславливает резкое возрастание интереса геологов разного профиля к исследованию ультрабазитов.

Ультраосновные породы, как правило, сильно тектонизированы, что выражается в их катаклазе, милонитизации, брекчировании и рассланцевании. Однако деформации не исчерпываются перечисленными преобразованиями, вызванными низкотемпературными коровыми движениями. Значительно больший интерес представляют глубокие высокотемпературные пластические деформации ультрабазитов, которые не нарушают монолитности пород и проявляются в образовании складок, деформационных минеральных структур (полосчатость, линейность, минеральная сланцеватость), а также перестройке микроструктур пород и появлении закономерной оптической ориентировки минералов. Развитые в ультрабазитах деформационные структуры большинство исследователей считает следствием тектонических процессов, происходивших в мантии и ответственных за горизонтальные перемещения мантийного вещества [4, 15, 16, 20 и др.], в связи с чем одной из важнейших задач исследований офиолитов становится детальное изучение внутренней структуры ультраосновных массивов, взаимоотношений развитых в них деформационных мезо- и микроструктур и в конечном итоге выделение последовательных этапов структурной эволюции ультрабазитов.

В качестве объекта детальных исследований автором был выбран Ключевской массив, являющийся одним из немногих ультраосновных массивов центральной части Среднего Урала, в пределах которого хорошо развиты оба комплекса ультрабазитов, присущих типичной офиолитовой ассоциации: дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенитовый.

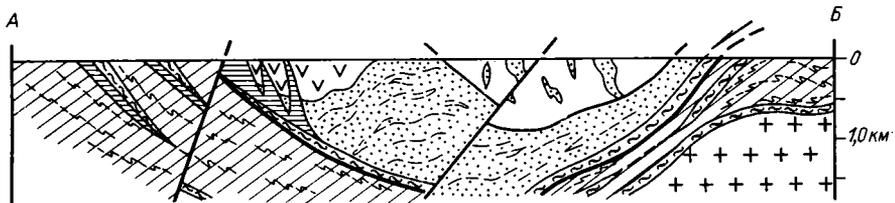
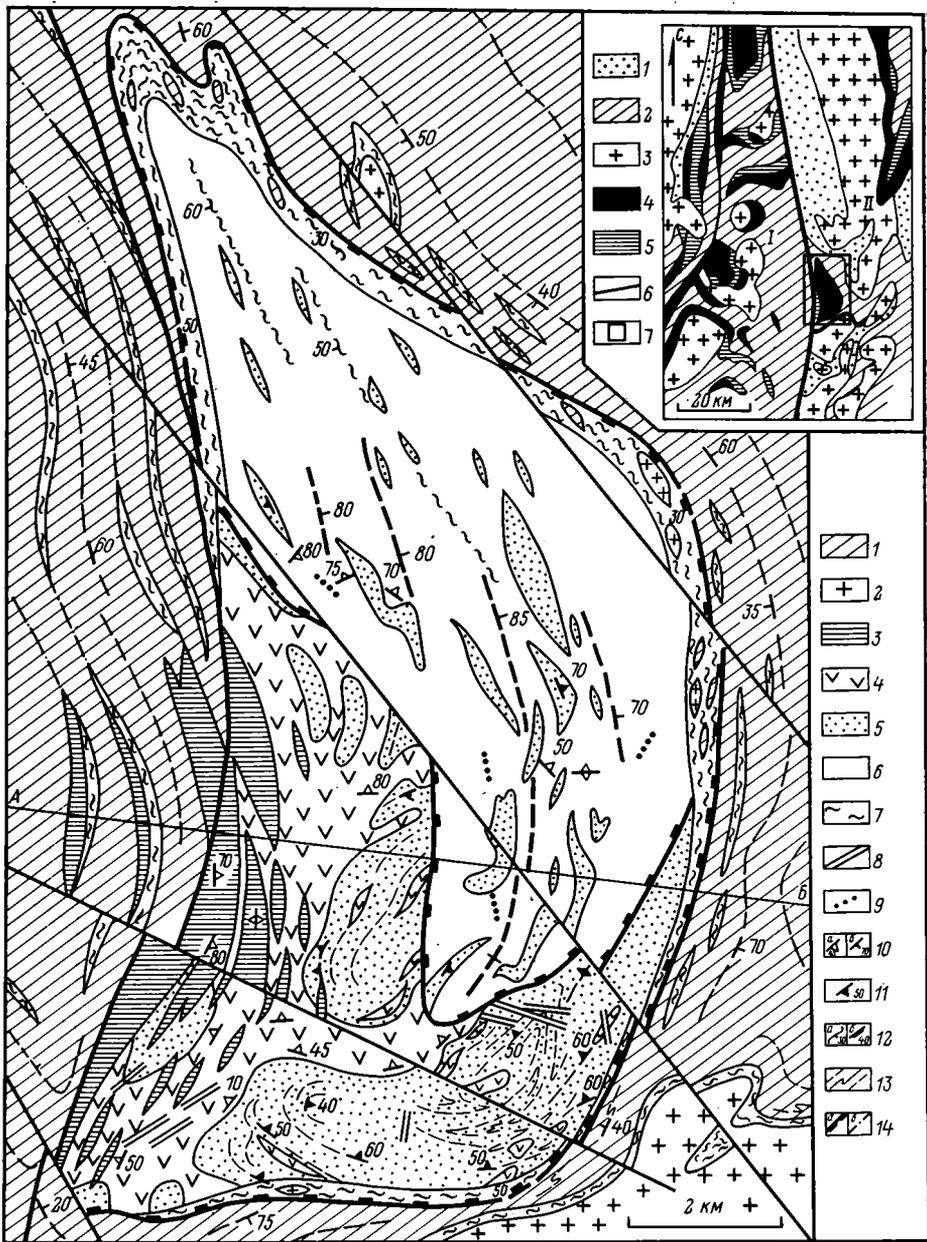
Изучение Ключевского ультраосновного массива проводилось многими уральскими геологами, однако его структурное положение и внутреннее строение до сих пор практически не освещены в геологической литературе [6, 9]. Это отчасти объясняется слабой обнаженностью массива и интенсивной серпентинизацией слагающих его пород, которые делают массив малопривлекательным объектом исследований. Немаловажную роль, по-видимому, играет также неясное положение Ключевского массива в общей структуре Урала, что отражается в отнесении его разными исследователями к разным ультрабазитовым поясам: к Асбестово-Режевскому (Л. Д. Булыкин, И. Д. Соболев), к Алапаевско-Теченскому (И. А. Малахов, А. А. Пронин), к Салдинско-Сысертскому (А. Е. Малахов, Б. А. Телегин, Т. А. Шилова).

Располагаясь в пределах Восточно-Уральского поднятия, Ключевской массив занимает в его структуре своеобразное положение, будучи приуроченным к границе Арамильско-Сухтелинского мегасинклинория (I) и Сосьвинско-Коневского мегантиклинория (II) [2]. Он залегает в восточном крыле Ключевской брахисинклинали, которая, с одной стороны, считается частью Арамильского синклинория, а с другой — является естественным продолжением Логиновской седловины — структуры, осложняющей расположенный восточнее Сосьвинско-Коневский мегантиклинорий (рис. 1). В основании разреза палеозойских пород рассматриваемого района залегают амфиболиты и сланцы предположительно позднеордовикского возраста, пространственно тяготеющие к массивам гранитоидов, которые распространены в приосевых частях антиклинориев. Выше залегают метаморфизованные в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях раннесилурийские осадочные породы и вулканиты преимущественно основного состава, являющиеся вмещающими породами для ультрабазитов Ключевского массива.

По мнению большинства изучавших массив исследователей, он является типичной согласной пластообразной дифференцированной интрузией. Основываясь на материалах, полученных в процессе личных полевых исследований, дополненных в некоторой мере данными геологов-съемщиков, автор предполагает покровное строение Ключевского массива ультрабазитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Ключевской массив в плане имеет форму полумесяца, вытянутого в меридиональном направлении на 17 км при максимальной ширине 8 км. В его строении участвуют породы дунит-гарцбургитового комплекса, широко развитые в северной части массива, и образования дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, распространенные в его южной и юго-западной частях. Ультраосновные породы массива, как правило, сильно метаморфизованы, что особенно ярко проявляется в его приконтактной зоне. Эта зона шириной до 500 м сложена рассланцованными измененными серпентинитами, карбонат-тальковыми и актинолит-тальковыми сланцами. В сланцах содержатся различные по размерам линзовидные блоки палеозойских пород, а также гранитов, на контактах с которыми сланцы не несут никаких следов термального воздействия. Вмещающие раннесилурийские породы вблизи от контакта с ультрабазитами также интенсивно рассланцованы, кливажированы, смяты в мелкие изоклинальные складки и насыщены небольшими параллельными контакту линзовидными телами серпентинитов, маркирующими мелкие тектонические нарушения.



По мнению автора, перечисленные признаки свидетельствуют о том, что зона контакта ультрабазитов с вмещающими породами представляет собой полимиктовый тектонический меланж, который, судя по замерам сланцеватости, подстилает породы Ключевского массива. Зона меланжа прослеживается практически по всей периферии массива, за исключением юго-западной его части, где она срезается крупным крутопадающим к западу меридиональным нарушением. Максимальной ширины она достигает в северной части массива, где, по геофизическим данным, мощность ультрабазитов и соответственно углы падения контактов минимальны, в то время как в южной части массива, где углы падения контактов достигают 50—70°, а мощность ультрабазитов оценивается в 4—5 км, зона меланжа сужается до минимума. Представляется, что Ключевской массив находится в аллохтонном залегании и представляет собой останец тектонического покрова. Судя по западной вергентности развитых в подошве покрова мелких складок волочения, его перемещение в пределы Восточно-Уральского поднятия происходило с востока. Наиболее молодыми разрывными нарушениями, осложняющими структуру массива, являются сдвиги северо-западного простирания.

Для внутренней структуры массива (см. рис. 1) характерно (1) широкое развитие складчатых деформаций, которые выявляются при прослеживании контактов различных петрографических типов ультрабазитов и по закономерным изменениям пространственного положения развитых в них мезоструктур (минеральная сланцеватость и полосчатость), а также (2) отчетливая дискордантность структур дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового комплексов по отношению друг к другу, с одной стороны, и по отношению к контактам массива — с другой.

Породы дунит-гарцбургитового комплекса, слагающие большую северо-восточную часть массива, представлены серпентинизированными гарцбургитами, содержащими различные по размерам тела аподунитовых серпентинитов и редкие жилы амфиболизированных клинопироксенитов. Контакт гарцбургитов с породами дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса отчетливо тектонический и имеет надвиговый характер. Зона контакта сложена серпентинитовыми сланцами, содержащими обдавленные блоки размером до 3 м массивных аподунитовых и алогарцбургитовых серпентинитов. По геофизическим данным, контакт наклонен под углами 30—40° под образования дунит-гарцбургитового комплекса, который, таким образом, представляет собой тектоническую покровную пластину, перекрывающую породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса.

Гарцбургиты, как правило, интенсивно метаморфизованы и сложены в основном петельчатым хризотилом, пластинчатым антигоритом и тремолит-тальковыми псевдоморфозами, образовавшимися преимущественно за счет баститовых псевдоморфоз по ортопироксену. Количество реликтов несерпентинизированного оливина редко превышает 30%. Взаимоотношения вторичных минералов в гарцбургитах свидетельствуют о том, что метаморфизм пород протекал в два этапа: 1 — образование петельчатого хризотила и псевдоморфоз бастита по ортопироксену и 2 — образование пластинчатого антигорита, магнетита и тремолит-тальковых

Рис. 1. Структурно-геологическая карта Ключевского массива

1 — раннесилурийские осадочные и вулканогенные породы; 2 — граниты; 3 — габбро; 4 — клинопироксениты, верлиты; 5 — дуниты; 6 — гарцбургиты; 7 — карбонат-тальковые, тальк-хлоритовые, актинолит-тальковые породы; 8 — дайки микрогаббро и микродиоритов; 9 — жилы клинопироксенитов; 10 — а — полосчатость, б — минеральная сланцеватость; 11 — полосчатость хромититов; 12 — а — сланцеватость, б — залегание тектонических контактов; 13 — структурные линии; 14 — а — надвиги, б — прочие разрывные нарушения. На врезке — положение Ключевского массива в структуре Восточно-Уральского поднятия: 1 — раннепалеозойские метаморфические породы; 2 — среднепалеозойские вулканогенные и осадочные породы; 3 — гранитоиды; 4 — ультрабазиты; 5 — габбро; 6 — разломы; 7 — участок исследований (I — Арамилско-Сухтелинский мегасинклиорий, II — Сосвинско-Коневский мегантиклиорий)

псевдоморфоз по баститу. Следы двухэтапной серпентинизации обнаруживаются также и в аподунитовых серпентинитах комплекса.

Несмотря на интенсивный метаморфизм, в серпентинизированных гарцбургитах сохранились как текстурно-структурные особенности первичных пород, так и реликты слагавших их минералов. Первичная минеральная ассоциация гарцбургитов представлена оливином Fa_{8-10} (70—95%), энстатитом En_{10-12} (5—30%), ксеноморфным хромшпинелидом, просвечивающим красновато-бурым цветом (1—2%), и диопсидом, образующим мелкие ксеноморфные зерна и вроски в энстатите (<1%).

Южная часть Ключевского массива сложена преимущественно серпентинизированными дунитами, клинопироксенитами и верлитами, формирующими единый *дунит-верлит-клинопироксенитовый* комплекс. Породы комплекса прорваны лейкократовыми габбро, которые, возможно, не связаны генетически с ультрабазитами, так как подобные образования секут и вмещающие породы. Габброиды, как правило, изменены и состоят из амфиболизированного диопсида и соскритизированного плагиоклаза с небольшим количеством титаномагнетита, апатита, сфена. Они образуют линзовидные, вытянутые в субмеридиональном направлении тела различного размера, на контактах с которыми ультрабазиты интенсивно антигоритизированы.

Главную роль в строении дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса играют серпентинизированные дуниты и аподунитовые хризотил-антигоритовые серпентиниты, содержащие линзовидные тела и полосы хромитов. По полосчатости хромитов выявляется сложная складчатая структура дунитов (см. рис. 1 и 2, А). Породы большей частью сильно серпентинизированы, однако встречаются участки развития слабосерпентинизированных дунитов, в которых количество реликтов оливина превышает 40%. Первичные породы состояли из оливина Fa_{5-10} с небольшой примесью идиоморфного, слабо просвечивающего буро-коричневым цветом акцессорного хромшпинелида (1—3%). Кроме серпентинизации, подобной описанной для гарцбургитов, метаморфизм пород проявился в преобразовании хромшпинелидов в магнетит и формировании вокруг измененных зерен хлоритовых оторочек.

Клинопироксениты широко распространены в юго-западной части массива, где слагают вдоль его западного контакта широкую субмеридиональную полосу с неровными извилистыми границами. Породы состоят преимущественно из крупных (0,5—2 см) призматических зерен диаллага ($\text{Ng}-\text{Nr}=0,024-0,032$, $2V=+55-62^\circ$, $c:\text{Ng}=35-38^\circ$) с небольшой примесью амфибола, магнетита, антигорита и других вторичных минералов. Значительно менее распространены верлиты, которые приурочены к контакту клинопироксенитов с дунитами. Породы состоят из клинопироксена (диопсид-диаллаг), количество которого варьирует в широких пределах (10—90%), антигоритизированного оливина и хромшпинелида (1—2%).

Все породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса рассечены маломощными (2—3 м) дайками микродиоритов и микрогаббро, которые часто превращены в хлорит-гранатовые породы (родингиты). Дайки нигде не пересекают границу с дунит-гарцбургитовым комплексом и отсутствуют в его породах, что свидетельствует о значительных различиях в историях развития дунит-верлит-клинопироксенитового и дунит-гарцбургитового комплексов. В связи с этим внутренняя структура и пластические деформации ультрабазитов массива рассматриваются ниже раздельно для каждого из этих комплексов.

ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Среди гарцбургитов преобладают массивные гомогенные разности с содержанием псевдоморфоз по пироксену 15—20%. Несколько реже встречаются породы полосчатого сложения, образованные чередующимися прослоями гарцбургитов с повышенным (до 30%) и пониженным (до 5%) содержанием псевдоморфоз по ортопироксену. Полосы, обога-

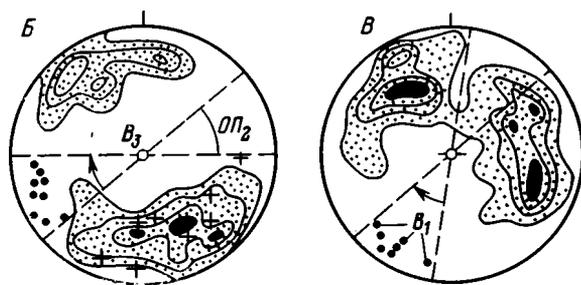
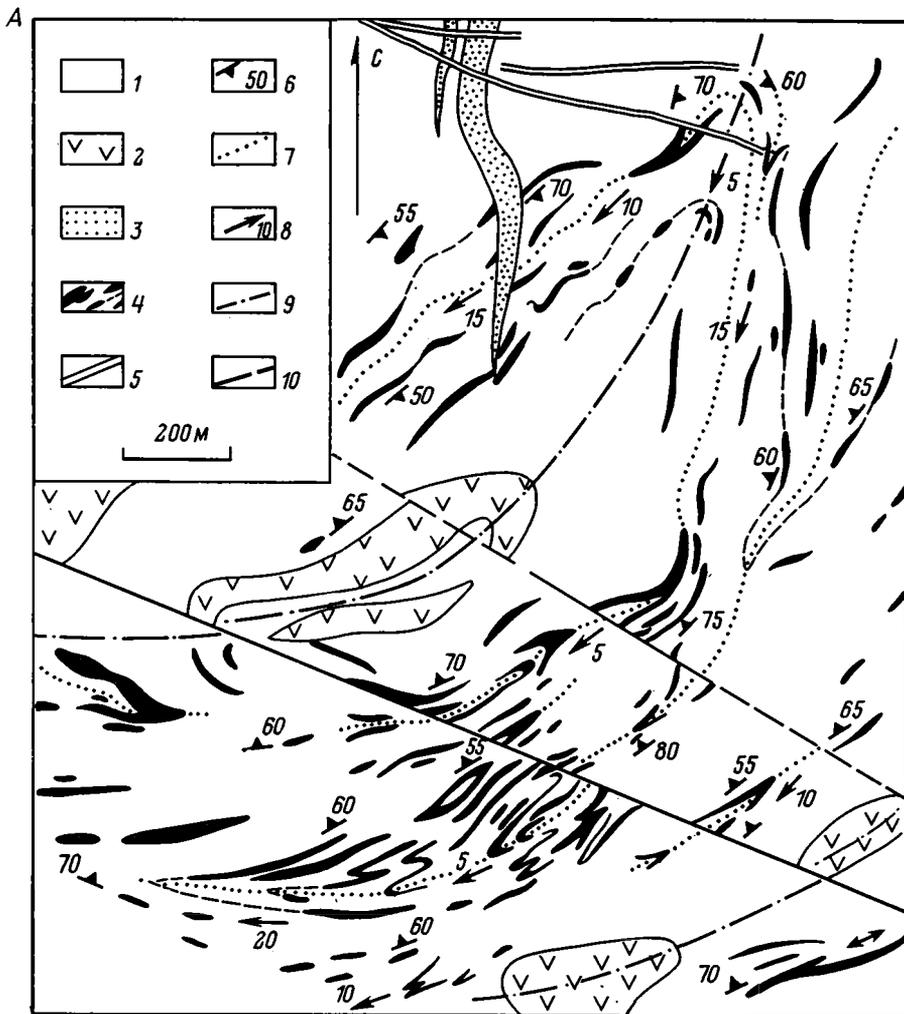


Рис. 2. А — складчатая структура дунитов в южной части массива: 1 — дуниты; 2 — клинопироксены и верлиты; 3 — жильные дуниты; 4 — хромиты; 5 — микрогаббро; 6 — полосчатость хромитов; 7 — осевые поверхности изоклиальных складок ОП; 8 — шарниры изоклиальных складок В₁; 9 — осевые поверхности наложенных складок ОП₂; 10 — разрывные нарушения. Б—Б' — π S-диаграммы полосчатости хромитов для южной (Б) и северной (Б') частей участка. По 100 замерам, изолинии 1—2—4—6% (крестики — полюса плоскостей полосчатости в клинопироксенитах и верлитах, точки — шарниры изоклиальных складок В₁). Здесь и далее — равноплотная проекция на нижнюю полусферу; диаграммы ориентированы на север. Пояснения в тексте

щенные и обедненные пироксенами, имеют примерно одинаковую, как правило, небольшую мощность (1—5 см). Иногда отмечается более грубая полосчатость, обусловленная перемежаемостью мощных полос, сложенных гарцбургитами и пироксеновыми дунитами, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Немногочисленные замеры полосчатости свидетельствуют о том, что при относительно стабильном крутом залегании (70—90°), простираение ее, даже в пределах небольших участков, весьма изменчиво. Это указывает на существование в гарцбургитах складчатых деформаций.

В гарцбургитах (как полосчатых, так и неполосчатых) хорошо выражена минеральная сланцеватость (foliation), которая в отличие от спорадически развитой полосчатости повсеместно распространена в пределах дунит-гарцбургитового комплекса и является пронизывающей структурой (penetrative structure). Она выражается в планпараллельном расположении в гарцбургитах сильноуплощенных линзовидных сегрегаций мелких зерен хромшпинелида и, реже, измененного ортопироксена, что придает породе гнейсовидный облик. Минеральная сланцеватость имеет относительно стабильное субмеридиональное простираение и описывает в плане плавную, выпуклую к востоку дугу, субсогласную с общей формой массива. Наклонена она преимущественно к востоку под углами 70—85° и, следовательно, резко несогласна по отношению к восточному контакту массива, что подтверждает его тектоническую природу.

Аподунитовые антигрит-хризотилитовые серпентиниты в пределах рассматриваемого комплекса занимают подчиненное положение. Первичные породы состояли из оливина Fa_{8-9} с небольшой примесью непросвечивающего субидiomорфного акцессорного хромшпинелида (1—3%). Аподунитовые серпентиниты слагают в гарцбургитах тела линзовидной формы, как правило, с резкими контактами, секущими полосчатость. Значительно реже отмечаются постепенные переходы дунитов в гарцбургиты. Дунитовые линзы, вытянутые на севере массива в северо-западном направлении, по мере продвижения на юг приобретают меридиональное, а затем и юго-западное простираение. Иногда их контакты испытывают резкие изгибы (см. рис. 1), что позволяет предполагать участие дунитов в складчатых деформациях. Небольшие тела хромитов, содержащиеся в дунитах, также имеют линзовидную форму и вытянуты согласно простираению вмещающих их дунитовых тел.

Для гарцбургитов Ключевского массива характерна деформационная микроструктура, свойственная породам комплекса ультраосновных тектонитов (или метаморфических перидотитов), слагающих нижнюю часть разреза типичных офиолитовых ассоциаций. Эта микроструктура определяется уплощенностью зерен оливина и ортопироксена (в данном случае псевдоморфоз по нему), присутствием линейно-плоскостных минеральных агрегатов и развитием в оливине деформационных субструктур — полос излома (kink bands), образовавшихся в процессе внутризернового трансляционного скольжения, и субзерен, являющихся следствием синтетектонической релаксации. Ранее многочисленными исследователями было показано, что такие микроструктуры формируются во время пластического течения ультраосновного вещества в твердом состоянии в условиях верхней мантии [4, 10, 12, 18—20 и др.]. Проведенное автором изучение оптической ориентировки оливина в гарцбургитах Ключевского массива (рис. 3, А) приводит к выводу о правомерности такого утверждения и позволяет определить механизм, посредством которого осуществлялось течение, а также наметить этапность процесса пластических деформаций.

Оливин гарцбургита обнаруживает четкую оптическую ориентировку. Оси $\text{Ng} = [100]$ образуют точечные максимумы, наиболее интенсивные из которых лежат в плоскостях, соответствующих положению плоскости полосчатости (S_0) и плоскости минеральной сланцеватости (S_1), с которой совпадает уплощенность оливиновых зерен. Оси $\text{Nm} = [001]$ и $\text{Np} = [010]$ формируют пересекающиеся пояса, расположенные перпендикулярно к плоскости полосчатости и минеральной сланцеватости и соответ-

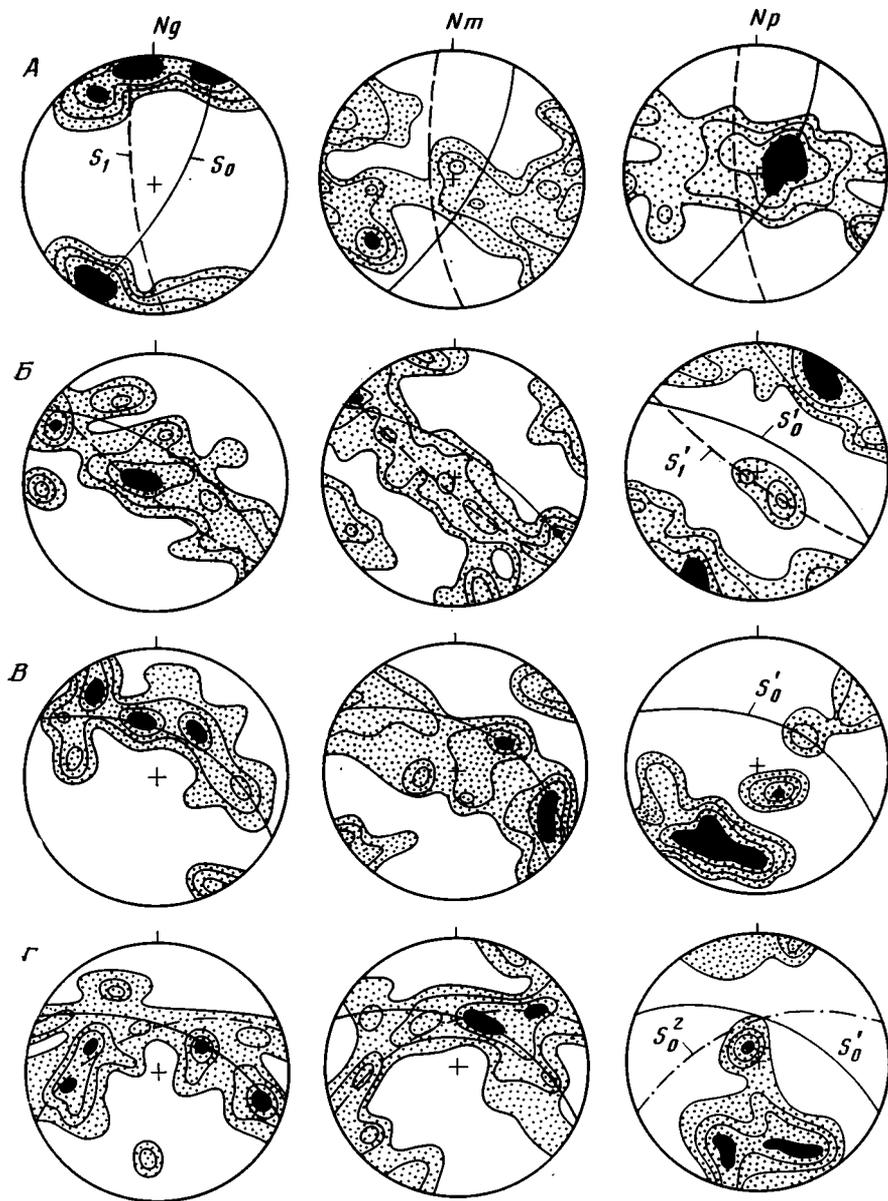


Рис. 3. Диаграммы оптической ориентировки оливина в ультраосновных породах Ключевского массива: А — гарцбургит, 110 зерен, 1—2—4—6% (S_0 — полосчатость, S_1 — минеральная сланцеватость); Б — дунит, 120 зерен, 1—2—4—6% (S_0^1 — полосчатость хромитов, S_1^1 — минеральная сланцеватость); В — дунит, 90 зерен, 1—2—4—6%; Г — верлит, 100 зерен, 1—2—4—6% (S_0^2 — полосчатость в породах переходной зоны)

ствущим им максимумам осей Ng. Такая ориентировка оливина (пояс Nm—Np вокруг максимума Ng) широко распространена в ультрабазитах офиолитовых ассоциаций и, по мнению большинства исследователей, является следствием пластического течения, осуществлявшегося посредством внутризернового трансляционного скольжения по системе $(0kl)$ $[100]$ при температурах 900—1200°С [13, 19—21 и др.]. Активность этой системы скольжения подтверждается изучением полос излома в оливине гарцбургитов, проведенным по методике К. Рейли [21]. Таким образом, можно констатировать, что полосчатость и минеральная сланцеватость имеют деформационную природу, а наблюдаемая ориентировка является суммарным эффектом сформировавших эти структуры разновременных пластических деформаций.

Полосчатость гарцбургитов, судя по ее взаимоотношениям с другими структурными элементами (минеральная сланцеватость, контакты дунитовых тел, жилы пироксенитов), является наиболее ранней структурой дунит-гарцбургитового комплекса, имеющей деформационную природу. Основываясь на аналогии с подобными структурами других ультраосновных массивов, можно предположить, что ее формирование связано с метаморфической дифференциацией, сопровождавшей процесс послонидифференцированного пластического течения вещества [14, 17]. Минеральная сланцеватость гарцбургитов образовалась во время следующего этапа пластических деформаций, которые сопровождались изгибанием в складки сформировавшихся ранее линзовидных дунитовых тел и полосчатости. Некоторые тела дунитов, вероятно, синхронны деформациям этого этапа, свидетельство чего согласное залегание дунитовых линз и полосчатости хромитов в них с минеральной сланцеватостью гарцбургитов (см. рис. 1). В процессе деформаций последнего (третьего) этапа породы дунит-гарцбургитового комплекса были смяты в открытую на запад антиформную складку, которая фиксируется по закономерному изменению простираций дунитовых тел и минеральной сланцеватости. В оптической ориентировке оливина пластические деформации этого этапа отразились формированием трех осложняющих рисунок диаграмм взаимно ортогональных точечных максимумов (см. рис. 3, А), наиболее интенсивный из которых (Np) наклонен к востоку под углом 70°.

Последующие деформации, проявившиеся в образовании локальных маломощных зон рассланцевания меридионального и северо-западного простираения, не отразились в микроструктуре пород дунит-гарцбургитового комплекса. Они в отличие от высокотемпературных пластических деформаций предыдущих этапов были хрупкими и происходили после или одновременно с серпентинизацией пород, т. е. при значительно более низких температурах (менее 500° С).

ДУНИТ-ВЕРЛИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Наибольшее значение в строении комплекса имеют в разной степени серпентинизированные дуниты. Сложная складчатая структура дунитов особенно отчетливо проявлена в южной части массива, где относительно широко развиты породы тонкополосчатого строения. Полосчатость дунитов обусловлена неравномерной вкрапленностью хромшпинелида, мелкие зерна которого группируются вдоль параллельных плоскостей в тонкие полоски. Обычно мощность полос, обогащенных хромшпинелидом, не превышает 1—2 см. Мощность, как правило, не выдержана по простираению: на протяжении нескольких метров полосы выклиниваются, «растворяются» в дунитах, кулисообразно замещаясь другими. Одиночные полосы встречаются редко; обычно они группируются в пачки, разделенные дунитами с нормальным содержанием хромшпинелида. Мощность таких пачек достигает 0,5—1,0 м, и они по существу образуют самостоятельные полосовидные рудные тела. Реже отмечаются шлировидные обособления хромитов.

В тонкополосчатых хромититах нередко встречаются асимметричные изоклинальные микроскладки (2—5 см), морфологически похожие на складки, которые формируются в метаморфических породах в процессе послонид-сдвигового твердопластического течения [7, 14]. Параллельно осевым плоскостям складок располагаются тонкие цепочки мелких зерен хромшпинелида, образующие минеральную сланцеватость. Как известно, пронизывающие структуры (минеральная сланцеватость, линейность) формируются в породах в процессе синдеформационного метаморфического перераспределения ее компонентов, т. е. путем тектоно-метаморфической дифференциации. Из этого вытекает, что развитые в дунитах складки — следствие пластических деформаций пород в твердом состоянии, а не результат магматического течения рудносиликатного расплава, как это предполагалось ранее [5].

Складчатое строение проявлено и в макроструктуре дунитов: в процессе предшествовавших работ горными выработками прослежены многочисленные различные по морфологии (изоклиальные и открытые) складки хромитовых тел, амплитуда которых большей частью составляет 50—100 м. На карте, демонстрирующей структуру дунитов наиболее изученной южной части массива (см. рис. 2, А), хорошо видно смятие осевых поверхностей некоторых складок и наложение одних складок на другие, что свидетельствует о многоэтапной истории развития складчатой структуры этих пород.

Проведенный автором структурный анализ позволил выделить в дунитах три генерации складок, формирование которых происходило в течение трех этапов высокотемпературных пластических деформаций. Первая генерация представлена изоклиальными или сильносжатыми складками (F_1) с крутопадающими осевыми плоскостями (ОП₁) и субгоризонтальными шарнирами (B_1). Складки, как правило, имеют небольшие размеры и являются, по-видимому, дочерними складками, осложняющими более крупные изоклиальные структуры (см. рис. 2, А). Судя по сходной морфологии, к этой генерации принадлежат и описанные выше асимметричные микроскладки, наблюдаемые в небольших образцах тонкополосчатых хромитов. Осевые плоскости структур первой генерации смяты в крупные брахиформные открытые складки (F_2), оси которых в свою очередь испытывают изгиб, образуя выпуклые к юго-востоку дуги (складка F_3).

На диаграммах полюсов полосчатости, построенных отдельно для северной (см. рис. 2, В) и южной (южнее зоны перегиба складки F_3) частей рассматриваемого участка (рис. 2, Б), отчетливо проявлены парные, несколько вытянутые крупные максимумы, соответствующие положениям крыльев брахиформных складок F_2 . Сближение максимумов на диаграмме 2, В отражает видимое замыкание крупнейшей на участке синформной складки F_2 в его северо-восточной части (см. рис. 2, А). Существование более ранних изоклиальных складок F_1 проявляется в закономерном расположении внутри рассеянных концентраций небольших, расположенных под углом 15—20° друг к другу точечных максимумов, отвечающих крыльям изоклиальных складок. На рисунках диаграмм видна тенденция к рассеянию точек πS_0^1 вдоль дуги малого круга, описанной вокруг центральной точки, соответствующей положению субвертикального шарнира складки F_3 (B_3). Шарниры изоклиальных складок B_1 и осевые плоскости брахиформных складок ОП₂ также испытывают вращение вокруг точки B_3 : простираение осевых плоскостей и склонение шарниров постепенно меняется от субмеридионального на северо-востоке (рис. 2, В) до субширотного на юго-западе участка (рис. 2, Б), причем ориентировка точек B_1 тоже контролируется дугой малого круга, описанной вокруг B_3 . Такие взаимоотношения структурных элементов свидетельствуют о наложенном характере структуры F_3 и соответственно о более раннем происхождении складок F_1 и F_2 [3].

Кроме охарактеризованных выше складчатых структур в дунитах отмечаются секущие жилы дунитов — крупнозернистых слабосерпентинизированных пород, содержащих шпидиевые выделения сильно измененного хромшпинелида. Обычно они маломощные, но изредка достигают мощностей порядка 10—50 м (см. рис. 2, А). Форма и пространственное положение жил свидетельствуют о том, что они образовались позднее или синхронно со складками F_2 и участвовали в пластических деформациях третьего этапа, сформировавшего складку F_3 . Клинопироксениты занимают в строении дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса верхнее структурное положение. Прослеживание контактов клинопироксенитов показало, что породы залегают на дунитах субсогласно (контакт располагается под углами 5—20° к полосчатости хромитов). Субсогласное залегание клинопироксенитов подчеркивается их конформностью с развитыми в дунитах складчатыми структурами второй и третьей генераций (см. рис. 1). Клинопироксениты часто слагают в дунитах небольшие бескорневые изолированные тела, приуроченные, как прави-

ло, к центральным зонам сиформных складок F_2 и вытянутые согласно с их осями; форма крупного «затека» клинопироксенитов, как бы разделяющего дуниты на два изолированных массива и представляющего собой дугообразно изогнутую желобовидную складку, соответствует форме открытой к северо-западу дугообразной структуры F_3 дунитов. Конформность структур клинопироксенитов и дунитов хорошо проявлена на диаграмме 2, Б: ориентировка полюсов полосчатости клинопироксенитов, выраженной относительным обогащением и обеднением пород оливином, в общем совпадает с ориентировкой полосчатости в дунитах, а их расcеяние подчиняется тем же закономерностям.

Таким образом, можно констатировать, что клинопироксениты являются более поздними сравнительно с дунитами образованиями. Их формирование происходило, по-видимому, после появления в дунитах изоклиналиных складок и предшествовало образованию в них брахиоформных структур F_2 .

Верлиты приурочены, как правило, к контакту клинопироксенитов с дунитами, образуя вдоль него невыдержанную по мощности, часто почти выклинивающуюся зону постепенного перехода (в среднем 10—20 м), в строении которой участвуют также клинопироксеновые дуниты и оливиновые клинопироксениты. Значительно реже верлиты встречаются в виде линз и полос на удалении от зоны контакта среди дунитов и клинопироксенитов. При этом обычно отмечается согласное контакту залегание таких обособлений. Нередко в зоне перехода от дунитов к клинопироксенитам наблюдается частая ритмичная перемежаемость дунитов, верлитов и клинопироксенитов. Мощность прослоев различных пород варьирует от 0,5—1,0 см от первых метров, а мощность самой переходной зоны, сложенной таким «полосчатым комплексом», как правило, увеличивается до 100 м и более.

По микроструктурному строению оливиносодержащие породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса отличаются от гарцбургитов. Для микроструктуры дунитов характерны хорошо выраженная разнoзернистость, более изометричная форма зерен оливина и значительно меньшее развитие в них по сравнению с гарцбургитами деформационных субструктур.

Разнoзернистость лучше всего проявляется в полосчатых разностях дунитов: оливин из полос, обогащенных хромшпинелидом, по размеру не превышает 0,5 мм и образует мелкозернистые (в среднем 0.1 мм) мозаичные агрегаты, обаянные своим происхождением процессу синтеткtonической перекристаллизации, в то время как обедненные хромшпинелидом полосы сложены преимущественно крупными (1—7 мм) изометричными или слабоуплощенными зернами оливина. Уплощенность параллельна выраженной тонкими агрегатами мелких зерен хромшпинелида минеральной сланцеватости, которая образует структурный парагенезис с изоклиналиными микроскладками F_1 (см. выше). Редкие полосы излома, нарушающие крупные зерна оливина, как правило, перпендикулярны к их уплощенности и соответственно к плоскости минеральной сланцеватости, что свидетельствует об участии в пластических деформациях, сформировавших складки F_1 , механизма внутризернового трансляционного скольжения.

В дунитах с хорошо выраженной полосчатостью (рис. 3, Б) оси оливина образуют пояса Ng и Nm, перпендикулярные точечному максимуму Nr. Судя по расположению осложняющих пояса максимумов, наблюдаемый рисунок диаграмм является, по-видимому, результатом наложения ориентировок, связанных с формированием полосчатости (S_0^1) и минеральной сланцеватости дунитов (S_1^1). Наиболее интенсивные максимумы осей Ng и Nm располагаются в плоскости минеральной сланцеватости под углом около 90° друг к другу; наибольшая концентрация осей Nr соответствует положению нормали к S_1^1 . Возникновение подобных ориентировок связано, как правило, с пластическими деформациями внутризерновым трансляционным скольжением, осуществлявшимся в оливине по системе (010) [100] [13, 20]. Плоскости полосчатости соответствуют

менее интенсивные максимумы, которые располагаются параллельно ей значительно равномернее, т. е. образуют рисунок, схожий с тем, который возникает при синтетектонической перекристаллизации [13].

Таким образом, совокупность микроструктурных данных позволяет сделать вывод о том, что появление в дунитах полосчатости и минеральной сланцеватости теснейшим образом связано с процессами высокотемпературных пластических деформаций. Деформации осуществлялись различными механизмами: при формировании полосчатости ведущая роль принадлежала синтетектонической перекристаллизации, в то время как доминирующим механизмом деформаций, образовавших минеральную сланцеватость (а следовательно, и изоклинальные складки F_1 , являлось внутризерновое трансляционное скольжение.

Верлиты в микроструктурном отношении представляют собой равнозернистые неяснополосчатые породы с переменными количественными соотношениями оливина и клинопироксена даже в пределах одного шлифа. Оливин образует изометричные зерна (1—3 мм) с плавно изогнутыми или прямолинейными границами, не нарушенные деформационными субструктурами. Иногда несколько зерен группируются в почти одновременно гаснущие сегрегации размером до 5 мм, что свидетельствует об их формировании за счет перекристаллизации более крупных первичных зерен оливина. В таких случаях микроструктура верлитов напоминает разнометричную структуру дунитов. Клинопироксен образует изометричные, окруженные оливиновым агрегатом, ксеноморфные зерна размером 1—2 мм, неравномерное распределение которых определяет полосчатое строение пород. Изредка клинопироксен развивается по трещинкам, расположенным под углом к нечетко выраженной полосчатости. Перечисленные микроструктурные признаки позволяют высказать предположение о формировании верлитов путем метасоматического развития клинопироксена в дунитах, сопровождавшегося перекристаллизацией этих пород.

Правильность такого предположения подтверждается анализом оптической ориентировки оливина верлитов (см. рис. 3, Г), принадлежащих переходной от дунитов к клинопироксенитам зоне. На диаграмме видно, что оси Ng и Nm образуют четко выраженные пересекающиеся пояса, перпендикулярно каждому из которых расположены интенсивные точечные максимумы осей Np. Пространственное положение одного из поясов Ng—Nm и соответствующего ему максимума Np совпадает с ориентировкой, которая наблюдается в залегающих в непосредственной близости от зоны контакта дунитов и обнаруживает тесную связь с развитой в них полосчатостью хромитов S_0^1 (рис. 3, В). На унаследованную от дунитов наложена ориентировка (второй пояс Ng—Nm и соответствующий максимум Np), которая контролируется положением плоскости полосчатости (S_0^2) переходной дунит-верлит-клинопироксенитовой зоны и появление которой связано, очевидно, с формированием верлитов и клинопироксенитов за счет дунитов. Судя по рисунку диаграмм, возникновение наложенной ориентировки связано с процессом синтетектонической перекристаллизации, происходившей одновременно с метасоматозом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ключевской ультраосновной массив, породы которого залегают в одной из синклинальных структур, осложняющих Восточно-Уральское поднятие, представляет собой сохранившийся от эрозии останец офиолитового покрова, надвинутого на сиалическое основание поднятия с востока, где можно предполагать существование палеоструктуры с корой океанического типа. Присоединяясь к мнению В. Е. Хаина [11], автор полагает, что структурное положение и других подобных Ключевскому ультраосновных массивов Восточно-Уральского поднятия (Алапаевский, Режевский, Баженовский, Останинский, Монетный и многие другие), которые обрамляют гранитогнейсовые поднятия или выполняют прогибы между ними, можно объяснить лишь аллохтонным залеганием офиоли-

тового комплекса и его последующей совместной с автохтоном деформацией. Покровное положение Останинского массива недавно подтверждено данными бурения.

В пределах массива представлены оба комплекса ультрабазитов, присущих офиолитовой ассоциации,— дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенитовый. Дунит-гарцбургитовый комплекс, обычно занимающий в стратифицированном разрезе офиолитов нижнее положение, образует тектоническую пластину, перекрывающую породы дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса. Развитые в пределах массива габброиды, вероятно, не принадлежат офиолитовой ассоциации, так как они, по некоторым данным, прорывают и вмещающие палеозойские породы.

Для внутреннего строения Ключевского массива характерно широкое развитие складок разных генераций, а также отчетливая дискордантность структур дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового комплексов по отношению друг к другу, с одной стороны, и по отношению к контактам массива — с другой. В ультрабазитах распространены мезо- и микроструктуры, возникновение которых обусловлено пластическими деформациями, происходившими в породах до начала их серпентинизации, т. е. при относительно высоких температурах (не менее 500—600°С). Пластические доформации были неодновременными: в породах обоих комплексов выделяются разновременные структуры и структурные парагенезисы, обязанные происхождением деформациям разных этапов.

В дунит-гарцбургитовом комплексе во время самого раннего из зафиксированных этапа деформаций, по-видимому, имевшего характер послойно-дифференцированного пластического течения вещества, была сформирована полосчатость гарцбургитов. С деформациями следующего этапа связано появление в породах минеральной сланцеватости, образующей единый структурный парагенезис со складками сформировавшихся ранее линзовидных дунитовых тел и полосчатости. Доминирующим механизмом пластических деформаций первого и второго этапов было внутризерновое трансляционное скольжение, проходившее в оливине по системе $(0kl)$ $[100]$, которая в природных условиях активна при температурах 900—1200°С [14, 20, 19 и др.]. В течение третьего этапа породы дунит-гарцбургитового комплекса были смяты в дугообразную, открытую на запад антиформную складку.

В породах дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса с наиболее ранними пластическими деформациями связано появление в дунитах полосчатости хромитов и ее смятие в изоклиналильные складки. Тесная связь процесса образования полосчатости с процессом синтетектонической перекристаллизации дунитов позволяет предполагать ее метаморфическое происхождение. Во время формирования в дунитах изоклиналильных складок и параллельной их осевым плоскостям минеральной сланцеватости пластические деформации осуществлялись механизмом внутризернового скольжения по системе (010) $[100]$, который реализуется в природных условиях при температурах 1000—1300°С [19, 20]. Второй этап пластических деформаций начался с формирования в кровле дунитов субсогласных с их полосчатостью ослабленных зон, в которых развивались метасоматические верлиты и клинопироксениты. Сформировавшись, дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс был вовлечен в брахиформную складчатость на конечной стадии второго этапа. Пластические деформации третьего этапа выразились в общем смятии пород дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса в открытую к северо-западу складку с субвертикальным шарниром.

Современные покровно-надвиговые взаимоотношения дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового комплексов и как следствие принципиальная возможность их латеральной разобщенности в палеоокеанической структуре не позволяют параллелизовать проявленные в этих комплексах ранние этапы высокотемпературных пластических деформаций. Имеющиеся данные позволяют только констатировать, что

последние этапы деформаций, сформировавшие в дунит-гарцбургитовом и дунит-верлит-клинопироксенитовом комплексах весьма похожие и в общем конформные дугообразные складки с субвертикальными шарнирами (см. рис. 1), затронули оба комплекса уже в близком к современному, т. е. совмещенном состоянии. Это заключение находит подтверждение при микроструктурном анализе: взаимно ортогональные максимумы на диаграммах ориентировки оливины гарцбургитов (см. рис. 3, А), появление которых связано с формированием дугообразной складки, характерны и для диаграмм, построенных для пород дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса (см. рис. 3, Б—Г).

Охарактеризованные пластические деформации ультрабазитов происходили, очевидно, на разных глубинных уровнях океанической литосферы. Деформации первых этапов, сформировавших в гарцбургитах и дунитах полосчатые текстуры, минеральную сланцеватость и изоклинальные складки, проходили в высокопластичных породах в условиях большой диффузионной подвижности их компонентов и высоких температур, что в общем соответствует обстановке, предполагаемой в верхней мантии. Заложение в кровле дунитов ослабленных зон и развитие в них метасоматических клинопироксенитов, смятие дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса в брахиформные складки происходили в менее пластичных породах, в которых могли реализоваться хрупкие деформации, т. е. при менее глубинных P — T -условиях, соответствующих нижним горизонтам океанической коры или границе кора—мантия. Последующие деформации, происходившие уже после надвигания дунит-гарцбургитового комплекса на дунит-верлит-клинопироксенитовый, были, очевидно, внутрикоровыми.

Литература

1. Бойд Ф. Р., Мак-Грегор И. Д. Ультраосновные породы.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 278—282.
2. Геология СССР. Т. XII, ч. 1. М.: Недра, 1969, с. 135—142.
3. Казаков А. М. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 238 с.
4. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 462 с.
5. Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 156 с.
6. Луцкина Н. В. Классификация хромитовых месторождений для прогнозирования.— Разведка и охрана недр, 1983, № 2, с. 7—12.
7. Миллер Ю. В. Послойное и субпослойное течение пород.— Геотектоника, 1982, № 6.
8. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
9. Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 128 с.
10. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
11. Хаин В. Е. Региональная геотектоника (Внеальпийская Европа и западная Азия). М.: Недра, 1977, с. 240.
12. Щербаков С. А., Савельева Г. Н. Структуры ультрабазитов Марианского желоба и разлома Оуэн.— Геотектоника, 1984, № 2, с. 86—96.
13. Щербаков С. А. Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Геотектоника, 1981, № 4, с. 44—56.
14. Щербаков С. А. Складчатые деформации ультраосновных тектонитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Геотектоника, 1983, № 3, с. 47—59.
15. Ave' Lallemand H. G., Carter N. L. Syntectonic recrystallisation of olivine and modes of flow in the upper mantle.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81, № 8, p. 2203—2220.
16. Den Tex E. Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history.— Tectonophysics, 1969, v. 7, p. 857—867.
17. Dick H. J. B., Sinton J. M. Compositional layering in Alpine peridotites: evidence for pressure solution creep in the mantle.— J. Geol., 1979, v. 87, № 4, p. 403—416.
18. Loney R. A., Himmelberg G. R. Structure of the Vulcan Peac alpinetype peridotite, southwestern Oregon.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, v. 87, № 2, p. 259—274.
19. Nicolas A., Boudier F., Bouches J. L. Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments.— Amer. J. Sci., 1980, v. 280A, № 1, p. 192—210.
20. Nicolas A., Boudier F., Boullier A. M. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites.— Amer. J. Sci., 1973, v. 273, № 10, p. 853—876.
21. Raleigh C. B. Mechanisms of plastic deformation of olivine.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, № 14, p. 5391—5406.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
28.V.1984

УДК 551.242(234.9)

ДОТДУЕВ С. И.

О ПОКРОВНОМ СТРОЕНИИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В статье дано краткое описание альпийской структуры Большого Кавказа с выделением следующих разновидностей покровов: покровы-оползни, покровы-срывы, элементарные тектонические покровы, тектонические покровные комплексы и тектонические покровы основания. Величина горизонтальных тектонических перемещений в мезозое и кайнозое составила 200 ± 50 км. На основании изучения картируемых элементов структуры, структурно-фациального анализа и палинспастических реконструкций доказывается покровное строение горного сооружения в целом.

Традиционно Большой Кавказ рассматривается как мегантиклинорий с внутренней сводово-глыбовой или складчато-глыбовой структурой. Но в течение последнего десятилетия появилась серия публикаций, в которых возрождается представление исследователей 30-х годов об аллохтонном залегании отдельных толщ и комплексов осадков и в том или ином виде высказывается возможность покровного строения, если не всего горного сооружения в целом, то отдельных его зон [1—3, 5, 7—9].

Идея о покровном строении Большого Кавказа в целом разрабатывается нами при содействии А. В. Нетребы, Г. И. Баранова и В. А. Ермакова с 1975 г. Фактическим материалом, положенным в основу наших выводов, являются результаты многолетнего полевого изучения альпийской структуры, сопровождавшегося дешифрированием разномасштабных материалов дистанционных съемок. Особенно ценные данные были получены в последние годы в процессе специального изучения разрывных нарушений Большого Кавказа. Вывод о покровном строении горного сооружения сделан на основании изучения реальных, картируемых на поверхности структур, структурно-фациального анализа и палинспастических реконструкций. Тем не менее настоящую статью следует оценивать как постановку вопроса, поскольку некоторые высказываемые в ней положения без данных глубокого бурения остаются спорными, а геофизические материалы могут быть интерпретированы неоднозначно.

Занимая внешнее положение в альпийском Средиземноморском поясе, Большой Кавказ отличается относительно простым строением. Однако изучение структуры этого горного сооружения сопряжено с большими трудностями, так как в его пределах сохранились элементы по крайней мере трех крупных эпох тектонических деформаций — герцинской, киммерийской и собственно альпийской. Заложение тектонических элементов каждой из этих эпох было в значительной степени предопределено более ранним структурным планом, претерпевшим впоследствии существенные изменения. Зависимость альпийской структуры от герцинского плана послужила причиной чрезмерной схематизации строения Большого Кавказа, длительная и сложная история развития которого во многом еще не ясна. Упомянутым эпохам деформаций присуща одна общая черта — ареной главных деформаций служили осевые зоны седиментационных впадин, для герцинской — зона Передового хребта Центрального Кавказа, для киммерийской — лейас-ааленская Гойтхско-Тфанская зона, для альпийской — флишевый прогиб.

Поскольку наша задача — выяснение строения Большого Кавказа, мы попытаемся проанализировать мезозойско-кайнозойские тектонические движения и созданную ими структуру.

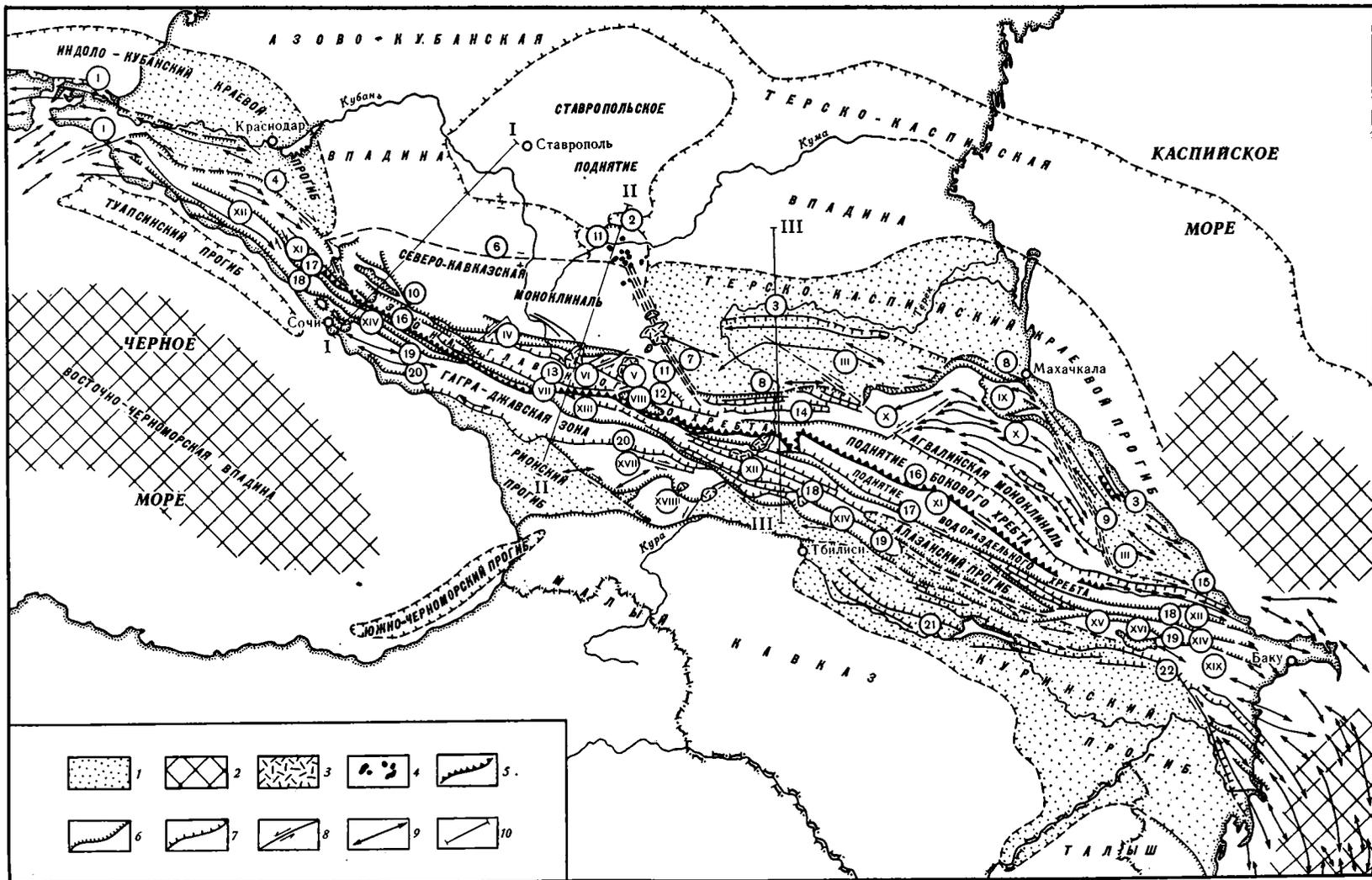
Герцинская эпоха деформаций завершилась сплошной континентализацией Скифской и Закавказской плит с выведением обширных районов над уровнем моря. После периода размыва и выравнивания, сопровож-

давшегося на Центральном Кавказе образованием коры выветривания, заложилась лейас-ааленская морская впадина. Возникновение ее, видимо, было обусловлено растяжением земной коры и раздвигом Закавказской и Скифской плит, но не исключено, что осевая впадина частично унаследовала остаточный прогиб, сохранившийся между этими плитами в позднем палеозое—триасе. Судя по огромной мощности терригенных осадков и интенсивной вулканической деятельности, лейас-ааленское время характеризовалось чрезвычайно бурным развитием геологических процессов, присущих рифтовым впадинам, последовательным углублением и расширением морского бассейна. В его осевой части, выраженной в современной структуре орогена Гойтхско-Тфанской зоной (в общих чертах соответствует Гойтхско-Ачишхинской, Бзыбско-Казбекской зонам, а также внутренней зоне Дагестана предыдущих исследователей), ограниченной Главным и Бекишейско-Малкамудским надвигами (рис. 1), накапливались тонкие глинистые осадки с мощными пакетами вулканитов преимущественно основного состава. К северу и югу от нее были расположены прибортовые зоны глинистых осадков со значительной примесью песчаного материала (зоны Бокового хребта Восточного Кавказа и южной части флишевого прогиба), обрамленные обширными полосами шельфовых песчано-глинистых отложений (зоны Главного хребта Центрального Кавказа и внешняя Дагестана на Скифской плите, Гагра-Джавская — на Закавказской), сменяющимися в свою очередь зонами прибрежно-морских осадков.

В байос-батский период сжатия эти зоны, за исключением южной прибортовой и частично осевой, испытали деформации, интенсивность которых возрастает по мере приближения к Гойтхско-Тфанской зоне, отличающейся наибольшей дислоцированностью осадков ниже-средней юры. В это же время произошло внедрение серии интрузивных тел преимущественно кислого состава, и обширные участки обеих плит перед поздней юрой подверглись размыву. Осадконакопление продолжалось в южной половине лейас-ааленской осевой впадины и южной прибортовой зоне, которые в мальм-эоценовое время превратились в осевую зону флишевого прогиба.

После киммерийской фазы деформаций в поздней юре заложилась новая структурно-фациальная зона, в значительной степени сохранившие свои индивидуальные особенности до конца эоцена: Северо-Кавказская лагуна, Фиштинско-Шагдагский барьерный риф, северная субфлишевая, флишевая (Новороссийско-Дибрарская), южная субфлишевая (Чвежипсинско-Ковдагская), барьерный риф Ахцу-Дзыхра и Закавказская лагуна (рис. 2).

Флишевая Новороссийско-Дибрарская зона характеризуется накоплением тонких ритмично чередующихся терригенно-карбонатных осадков в течение всего позднего мезозоя и начала кайнозоя, согласно сменяющих среднеюрские песчано-глинистые отложения. О первоначальной непрерывности этой зоны, свидетельствует сходство разреза разных ее частей, а также отсутствие следов вырождения на Центральном Кавказе, где она перекрыта Главным надвигом. Протяженные субфлишевые зоны выделены в качестве недостающих звеньев между осевой зоной и барьерными рифами. Возможно, что в поздней юре они служили поставщиками терригенного материала во флишевый прогиб. В течение всего мальм-эоценового времени в эти зоны эпизодически сгружался грубообломочный материал с барьерных рифов. Существование Фиштинско-Шагдагского барьерного рифа доказывается не только на флангах горного сооружения, но и на междуречье Макли и Гехи. На участках, где вследствие размыва южная граница верхнеюрских отложений отодвинута далеко на север, рифовые известняки полностью денудированы. Барьерный риф Ахцу-Дзыхра сохранился только в западной части Центрального Кавказа, на остальной территории он частично размывает и тектонически перекрыт флишевыми толщами. О существовании его в период осадконакопления свидетельствуют обломки рифогенных известняков, прослеживающихся в олистостромах восточной половины южной субфлишевой



зоны на расстоянии около 400 км. Олистостромы с обломками рифовых известняков и их брекчий приурочены к разным горизонтам верхнеюрских отложений, верхнемеловым и в особенности верхнеэоценовым отложениям, в которых встречаются и гигантские (до первых километров) олистолиты. В пределах обеих лагун в поздней юре, главным образом в титоне, накапливались мелководные осадки с преобладанием специфических лагунных фаций с мощными пластами и линзами гипсов и каменной соли. Для них характерно наличие участков размыва, окаймленных шлейфами прибрежно-морских отложений, которые были затоплены в меловое время, когда трансгрессия распространилась далеко на север и юг. В целом в мальм-эоценовое время происходило последовательное расширение морской трансгрессии, прерывавшейся небольшими периодами активизации тектонических движений, наиболее значительной из которых была предтитонская фаза, проявившаяся в мелководных областях.

Взаимоотношения мальм-эоценовых фациальных зон в современной структуре Большого Кавказа (см. рис. 2) не оставляют сомнений в том, что в период седиментации они имели иное расположение. Осадки флишевой и субфлишевой зон шарьированы в зоны барьерного рифа Ахцу-Дзыхра и Закавказской лагуны. Реконструкция их первоначального расположения (рис. 3) свидетельствует об относительно симметричном строении седиментационного бассейна с узким осевым (флишевым) прогибом. Реконструкция произведена посредством подсчета горизонтальной амплитуды надвигов и распрямления складок.

Горизонтальная амплитуда надвигов в полосе Военно-Грузинской дороги во флишевой и южной субфлишевой зонах общей шириной 43 км составила 38—40 км, распрямление складок, опрокинутых на юг, дало цифру 70—75 км или около 110 км в сумме (коэффициент сжатия около 2,5). Сокращение северной субфлишевой зоны (18 км), характеризующейся таким же коэффициентом сжатия, составляет 27 км, а северного крыла орогена (31 км) при коэффициенте сжатия 1,8 равняется 25 км. К этим цифрам нужно прибавить амплитуду Главного надвига, ограничивающего с юга выделяемый нами Чаухинский покров (18—20 км), а также Северного фронтального надвига Восточного Кавказа (около 5—6 км).

Таким образом, суммарная величина сокращения площади фациальных зон, участвующих в современной структуре Большого Кавказа, в полосе Военно-Грузинской дороги составит примерно 180—190 км при

Рис. 1. Схема основных элементов альпийской структуры Большого Кавказа

1 — краевые и межгорные прогибы, 2 — участки морских впадин с субокеанским типом земной коры, 3 — новейшие эффузии, 4 — неогеновые интрузии, 5 — Главный надвиг Большого Кавказа, 6 — надвиги, ограничивающие покровные комплексы, 7 — прочие надвиги и взбросы, 8 — сдвиги, 9 — оси антиклиналей по периферии горного сооружения, 10 — линия профилей (см. рис. 4). Цифры в кружках: I — Керченско-Таманская складчатая зона, II — Минераловодский выступ, III — складчатая зона Терско-Каспийского краевого прогиба, IV — поднятие Передового хребта, V — Балкаро-Дигорский выступ, VI — Тебердинский выступ, VII — Софийский выступ, VIII — Шхарский выступ, IX — пакет покровов Шатского, X — покров Известнякового Дагестана, XI — Гойтхско-Тфанский покровный комплекс, XII — Новороссийско-Дибрарский покровный комплекс, XIII — Сванетская зона, XIV — Чвежипсинско-Ковдагский покровный комплекс, XV — Вандамское поднятие, XVI — Баскальский покров, XVII — Окрибо-Сачхерское поднятие, XVIII — Дзирульский выступ, XIX — Апшероно-Кобыстанская зона. 1 — Темрюкский надвиг, 2 — Нагутский разлом, 3 — Терско-Дербентский надвиг, 4 — Ахтырский надвиг, 5 — Пшехская зона сдвигов, 6 — погребенный Черкесский разлом, 7 — Кабардинская зона нарушений, 8 — Северный фронтальный надвиг Восточного Кавказа, 9 — Западно-Каспийская зона нарушений, 10 — Пшекиш-Тырныаузский разлом, 11 — Чегетджарский надвиг, 12 — Уллукамско-Штулинский разлом, 13 — Софийско-Китлодский разлом, 14 — Бурон-Ларский разлом, 15 — Казмакырызско-Сиазанский надвиг, 16 — Главный надвиг Большого Кавказа, 17 — Бекишейско-Малкамудский надвиг, 18 — Краснополянско-Гуздучайский надвиг, 19 — Воронцовско-Зангинский надвиг, 20 — Абхазско-Лечхумский разлом, 21 — Эриктарский надвиг, 22 — Аджичайско-Алятский надвиг

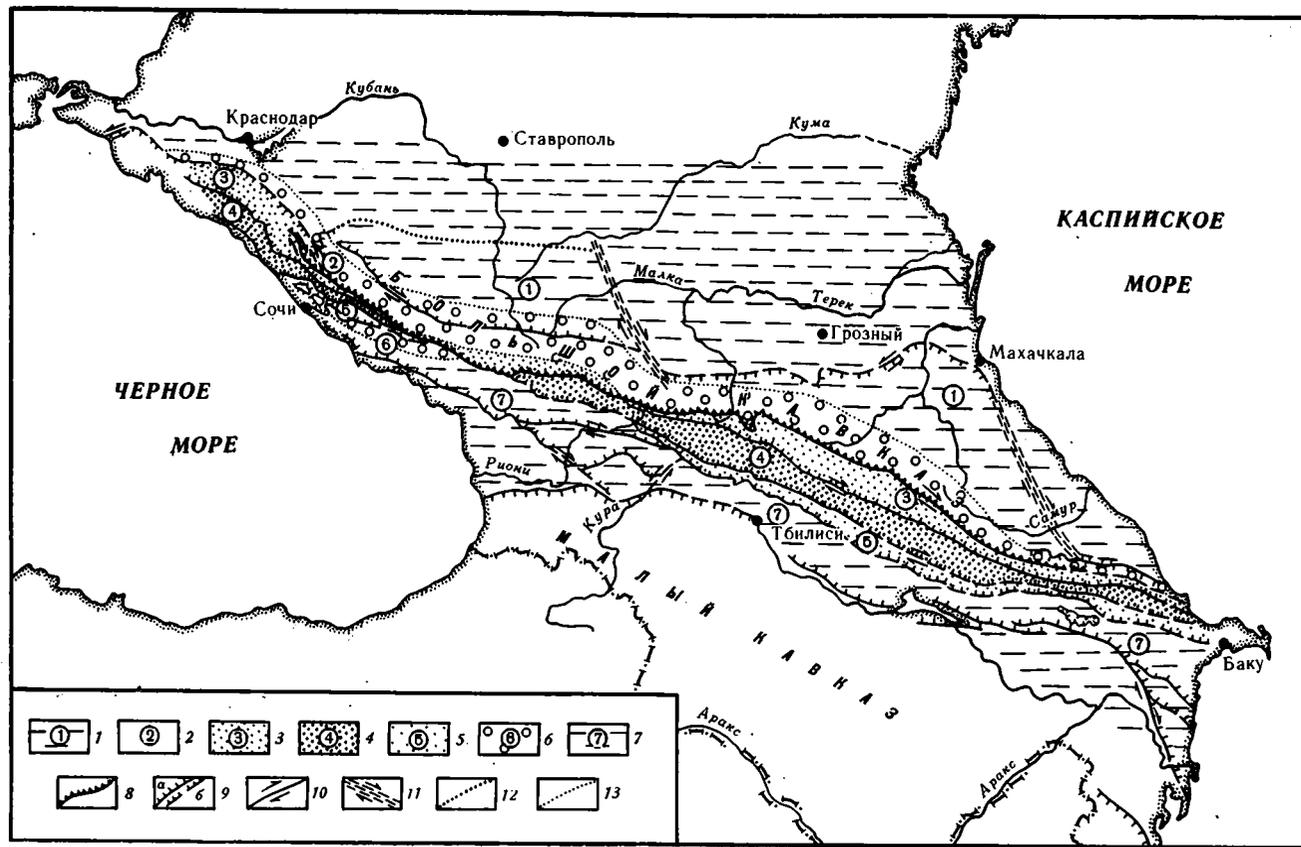


Рис. 2. Схема расположения маль-эоценовых структурно-фациальных зон в современной структуре Большого Кавказа

1—7 — структурно-фациальные зоны: 1 — Северо-Кавказская лагуна, 2 — Фиштинско-Шахдагский барьерный риф, 3 — северная субфлишевая (Новороссийско-Дибарская), 4 — флишевая (Новороссийско-Чвежипсинско-Ковдагская), 5 — южная субфлишевая (Чвежипсинско-Ковдагская), 6 — барьерный риф Ахцу-Дзыхра, 7 — Закавказская лагуна; 8 — Главный надвиг Большого Кавказа; 9 — крупные надвиги и взбросы; 10 — свдвиги; 11 — предполагаемые свдвиги глубокого заложения; 12 — нечетко выраженная северная граница орогена, 13 — проведенные предположительно границы структурно-фациальных зон

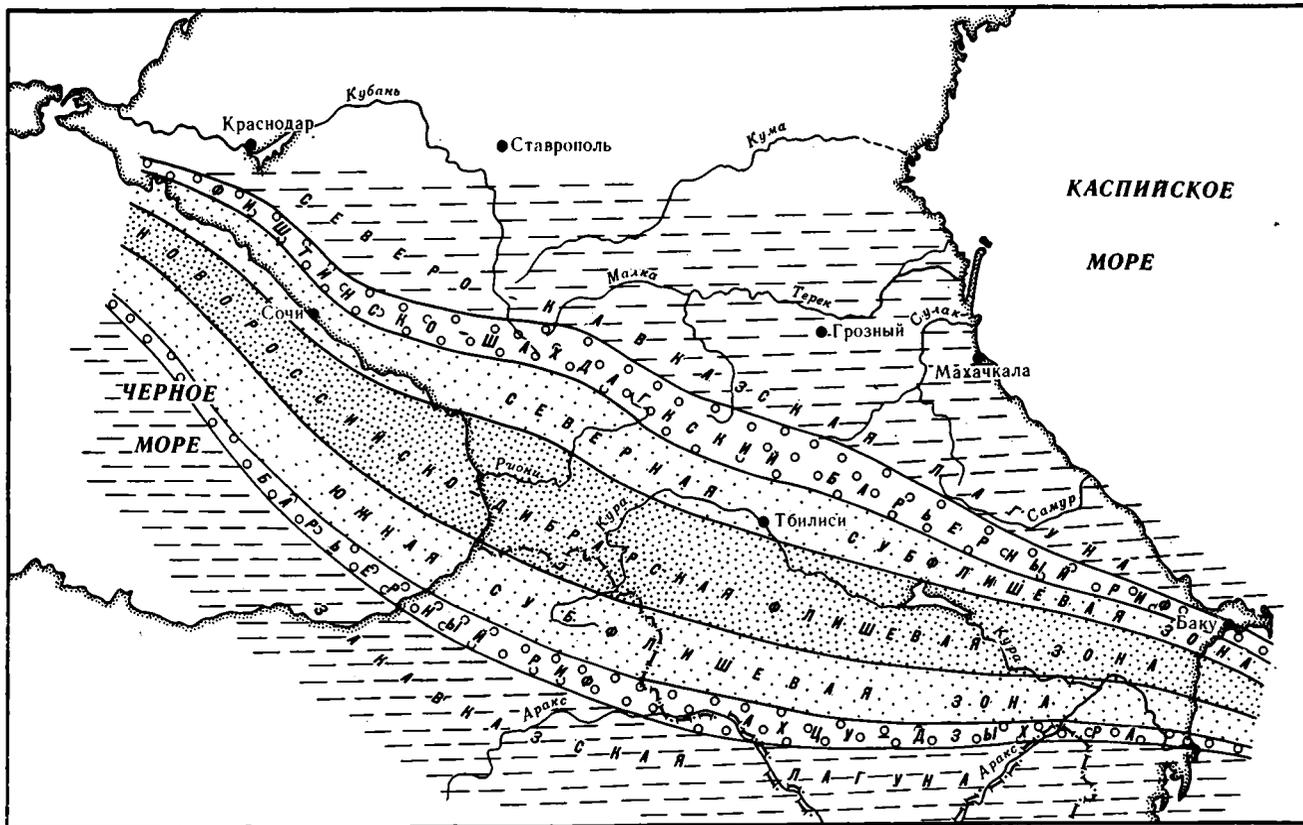


Рис. 3. Реконструкция первоначального расположения мальм-эоценовых структурно-фациальных зон

ширине горного сооружения 96 км. Аналогичным способом по Сочинскому и Вандамскому пересечениям получена цифра 80—100 км¹.

При подсчетах нами не учтены малые нарушения, а также фациальные особенности надвинутых друг на друга толщ. По материалам грузинских геологов [5], сокращение только южной субфлишевой зоны достигает 50—60 км. Следовательно, амплитуду субмеридионального горизонтального сокращения для центрального и восточного сегментов Большого Кавказа можно оценить в разумных пределах цифрой 200 ± 50 км. Такой же цифрой (около 200 км) оценивает ее В. Е. Хаин [9].

Изучение картируемых элементов тектоники в разных зонах горного сооружения дало единый набор структурных форм, образовавшихся вследствие тангенциальных движений и сжатия и отличающихся, в зависимости от глубины заложения, литологии деформированных пород и интенсивности напряжений, стилем дислокаций и величиной горизонтальных перемещений².

Наиболее сложной складчатой и чешуйчато-надвиговой внутренней структурой отличаются описываемые ниже флишевые покровные комплексы, приуроченные к южному склону Большого Кавказа. Принципиально сходное строение имеют также структуры северного склона, включая и выступы кристаллического основания. Некоторые из этих выступов обладают формой взброшенных клиньев, большинство же представлено наклоненными на северо-восток мощными пластинами, расположенными наподобие ступеней, северные части которых пододвинуты, а южные надвинуты на смежные структуры. Наклоненными под разными углами пластинами представлены Балкаро-Дигорский выступ, ограниченный с юга Уллукамско-Штулинским разломом, выполаживающимся местами до 30—35°, Тебердинский выступ, срезанный Софийско-Китлодским разломом, крутым в северо-западной и пологим (30—40°) в восточной части, Софийский выступ, ограниченный Южно-Софийским надвигом, Шхарский выступ, часть которого срезана Цаннерско-Шаритауским надвигом, Адайхохский выступ, надвинутый по Северо-Адайкомскому разлому, а также ряд более мелких структур. Общей характерной чертой наклонных пластин и более южных элементов структуры Центрального Кавказа является то, что по мере приближения к средней части сегмента они все более срезаются надвигами и сужаются. Впервые эта закономерность была выявлена Л. А. Варданянцем [4] на территории Осетии. Вертикальная и горизонтальная амплитуда разломов, ограничивающих пластины основания, составляет от 2 до 6—7 км, но, если учесть увеличение крутизны их наклона на 20—30° в результате моноклинального поднятия северного крыла орогена в конце кайнозоя, их истинная горизонтальная амплитуда окажется значительно большей (до 10—15 км).

Наиболее характерными и в то же время слабо изученными элементами киммерийской и альпийской структуры Большого Кавказа являются покровы, среди которых выделяются следующие разновидности.

1. Покровы-оползни, широко распространенные во всех зонах и имеющие незначительную и умеренную амплитуду смещенных под действием силы тяжести масс. Они отчасти развиваются из тектонических покровов, но многие с ними не связаны.

2. Покровы-срывы весьма многочисленны и имеют как тектоническое, так гравитационное и смешанное происхождение. Срывы прослеживаются в районах, сложенных породами разной компетентности, чаще всего они приурочены к пластичным толщам, играющим роль горизонтов скольжения. Многочисленные срывы наблюдаются на контактах между породами кристаллического субстрата и осадками чехла (в том числе слабометаморфизованными палеозойскими отложениями), между песчано-

¹ Очевидно, эти цифры дают приблизительное представление об амплитуде горизонтальных движений, поскольку для ее определения не существует надежно разработанной методики. В частности, однозначно не решен даже такой кардинальный вопрос, как возможность суммирования амплитуды надвигов и распрямления складок.

² Примечательно, что в современной структуре Большого Кавказа не известно ни одного значительного нарушения (кроме наложенных вулканотектонических структур), которое можно было бы принимать за структуру растяжения.

глинистыми отложениями нижней — средней юры и массивными карбонатными породами верхней юры — нижнего мела, в гипсо- и соленосной толще титона, внутри майкопской глинистой серии, в особенности у ее основания, и по ряду других горизонтов.

3. Элементарные тектонические покровы. В качестве элементарных тектонических покровов выделены шарьяжи, развитые внутри определенных фациальных зон. Они отличаются большим разнообразием, зачастую весьма сложной тектонической структурой и значительными амплитудами перемещений. К элементарным тектоническим покровам отнесены многократно упоминавшиеся в геологической литературе и в последние годы более детально изученные флишевые аллохтонные пластины (Кепшинский, Пластунский, Воронцовский, Алисисгорско-Чинчвельтский, Садгезурско-Шахветильский, Жинвальско-Пховельский, Баскальский, Астраханский и другие покровы). Некоторые из них в значительной степени размыты и представлены в виде изолированных останцов. Их тектоническая природа не вызывает сомнения, так как они выжаты с гипсометрически более низкого уровня на прилегающие относительно приподнятые внешние зоны. Аналогичны и покровы Кобыстанского района. Амплитуда перемещения упомянутых покровов колеблется от 10—12 до 25—30 км.

Более глубинная разновидность элементарных тектонических покровов выделена нами на северном склоне Восточного Кавказа — это покров Известнякового Дагестана, включающий позднепалеозойско-мезозойский осадочный комплекс и пакет покровов Шатского, образованный олигоцен-среднемиоценовыми осадками с многочисленными чешуями эоценовых мергелей. Поверхностью шарьирования покрова Известнякового Дагестана служит Северный фронтальный надвиг Восточного Кавказа, выраженный от р. Адрына на северо-западе до р. Самура на юго-востоке мощной флексурно-разрывной зоной. Бурением он вскрыт на Варандийской антиклинали. Амплитуда надвига постепенно возрастает в восточном направлении, очевидно, переходя в тектонический покров в районе Дагестанского клина, где все складки образуют аномально изогнутые к северу дуги. Минимальная величина перемещения покрова равняется, по данным бурения, 4—5 км, истинная же, судя по перекрытию складчатой зоны Терско-Каспийского краевого прогиба и изгибу складок, составляет не менее 30—50 км.

Пакет покровов Шатского расположен у северной периферии Дагестанского клина, где поле развития аллохтонных пластин, по данным бурения и наличию Хадумского пслюкна, Кукурттауского и Эльдамского тектонических окон, достигает в ширину 30 км. Главная поверхность скольжения этих покровов прослежена от р. Аргуна до района с. Карабудахкент. Автохтоном для них служат мел-палеогеновые породы покрова Известнякового Дагестана, а основными горизонтами скольжения являются битуминозные известняковые сланцы эоцена и нижняя часть разреза майкопской серии. Пакет покровов Шатского испытал относительно перемещение в юго-западном направлении, при этом в шарьирование в разных частях были вовлечены разновозрастные толщи, вследствие чего под аллохтоном залегают то верхнемеловые, то палеоцен-эоценовые, то олигоценные осадки, согласно перекрывающие подстилающие породы. Мощность залегающих в автохтоне отложений майкопской серии изменяется от 0 до 400 м. Таким образом, главная поверхность шарьирования срезала толщу осадков мощностью не менее 500—600 м.

В среднем плиоцене пакет покровов Шатского совместно с подстилающими породами был смят в пологие складки. Происхождение пакета покровов Шатского объясняется продвиганием на север покрова Известнякового Дагестана таким образом, что его фронтальная часть вклинивалась в разрез осадков Терско-Каспийского краевого прогиба, вызывая шарьирование молассовых отложений³.

³ Явление вклинивания фронтальных надвигов в разрез осадков автохтона заслуживает особого внимания, так как главные поверхности шарьирования до вскрытия их эрозией остаются слепыми, а при картировании устанавливаются мелкие, часто на-

Структуры, аналогичные покрову Известнякового Дагестана, предполагаются на Северо-Западном и Юго-Восточном Кавказе, где признаками их существования служат Ахтырский и Казмакырызско-Сиазанский надвиги. Видимая амплитуда последнего на р. Кусарчай достигает 4—5 км. Весьма вероятно, что покровное строение имеет и южная складчатая часть Терско-Каспийского краевого прогиба, ограниченная с севера Терско-Дербентским надвигом, а также Керченско-Таманская складчатая зона.

Ряд элементарных тектонических покровов выделен в разные годы и вдоль современной осевой зоны Большого Кавказа, однако некоторые из них нельзя считать доказанными. Фактически слабо обосновано выделение Гойтхского аллохтона [7], необоснованно выделен Штавлерский покров [6], недостаточно изучены Фиагдонский и Шахдагский [3], а также выделяемый нами Чаухинский покровы.

4. Тектонические покровные комплексы чехла, которые состоят из ряда элементарных покровов и охватывают осадки целых фациальных зон. Они включают значительную часть или весь осадочный чехол, отличаются большой мощностью и амплитудой перемещения. Их возникновение связано с выжиманием осадков из первоначально наиболее глубоких впадин на прилегающую окраину Закавказской плиты. В качестве покровных комплексов выделены интенсивно деформированные отложения леас-ааленской осевой (Гойтхско-Тфанской) зоны, малм-эоценовых флишевой (Новороссийско-Дибрарской) и южной субфлишевой (Чвежипсинско-Ковдагской) зон.

В субфлишевом (Чвежипсинско-Ковдагском) покровном комплексе, характеризующемся чрезвычайно сложной чешуйчато-надвиговой структурой, включающей большинство известных элементарных покровов южного склона, шарьированы мел-палеогеновые осадки, тектонически перекрывшие более южные фациальные зоны. Его аллохтонное залегание устанавливается по многочисленным окнам и полуокнам, а также по данным бурения. Автохтоном для субфлишевого покровного комплекса служат разновозрастные осадки зоны барьерного рифа Ахцу-Дзыхра и Закавказской лагуны, а поверхностью шарьирования — Воронцовско-Зангинский надвиг. Видимая амплитуда надвига по простиранию меняется от 10—12 до 25—30 км, истинная, вероятно близка упомянутой выше цифре, полученной грузинскими геологами. Перед его фронтом формировались паравтохтонные покровы, охватывающие мел-палеогеновые (Северо-Западный Кавказ) и даже нижне- и среднеюрские (Ксанско-Аркальский покров и его аналоги) отложения. С ним же, очевидно, связано образование приповерхностных надвигов Куринского прогиба.

Флишевый (Новороссийско-Дибрарский) покровный комплекс охватывает осадки юры, мела, частично палеогена и, возможно, среднего — верхнего палеозоя, в частности дизскую серию Сванетии. Включение дизской серии в аллохтон новороссийско-дибрарского комплекса обосновывается следующими соображениями: судя по наземным выходам, данным бурения, а также многочисленным обломкам палеозойских пород (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты и пр.) в олистостромах южной субфлишевой зоны, фундамент Закавказской плиты в позднем мезозое и начале кайнозоя был приподнят и сложен породами кристаллического субстрата. Вследствие этого дизская серия могла сохраниться от размыва только в пределах флишевого прогиба и была шарьирована в позднем кайнозое совместно с юрскими и меловыми осадками. Поверхностью шарьирования новороссийско-дибрарского покровного комплекса служит Краснополянско-Гуздучайский (?) надвиг с видимой амплитудой 5—10 км, истинная же, судя по перекрытию Гагра-Джавской зоны шириной 30—45 км и отчасти Рионо-Куринской зоны, по самым скромным подсчетам превышает 50 км.

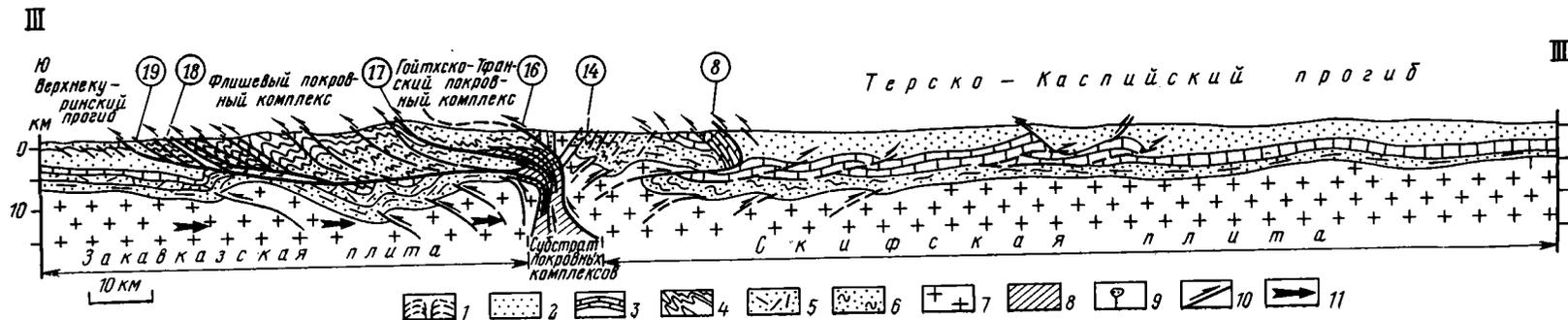
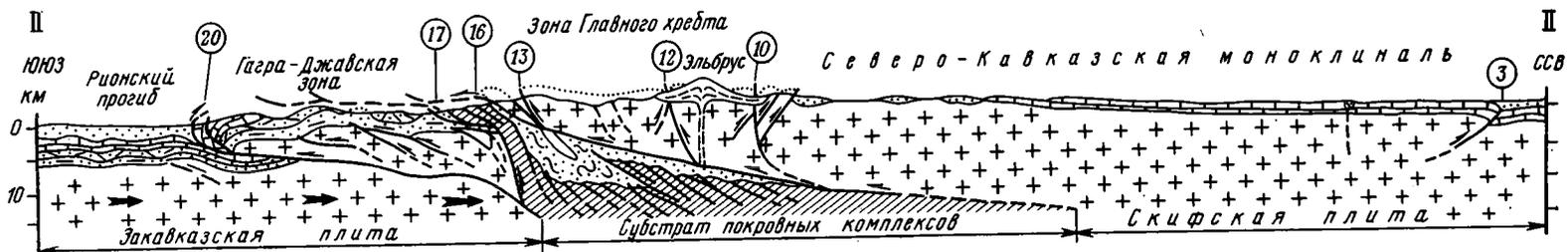
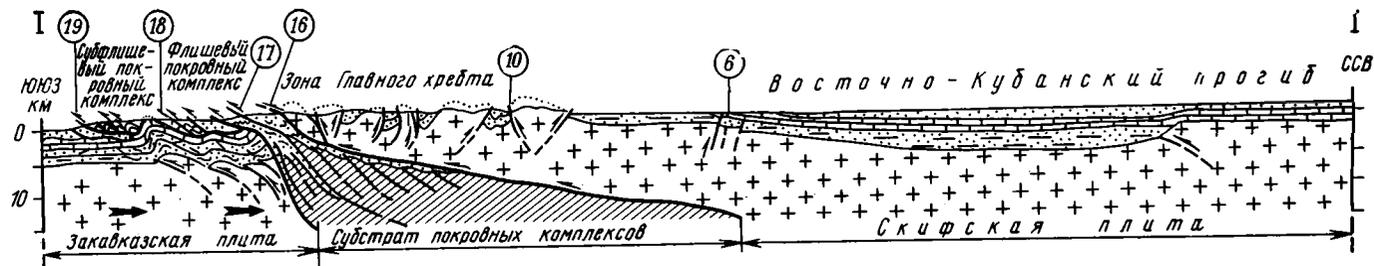
клоненные в обратную сторону надвиги. Изучение вскрытых денудацией киммерийских структур Центрального Кавказа показало, что фронтальные части большинства надвигов относительно глубокого заложения тектонически перекрывались отложениями зоны, служившей для них автохтоном.

Гойтхско-Тфанский покровный комплекс включает ниже- и среднеюрские и, очевидно, более древние толщи осадков и был шарьирован по Бекишейско-Малкамудскому надвигу, служившему в байос-батское время фронтальной линией деформированных пород и причленившему их к южной окраине Скифской плиты. В позднем кайнозое, в период формирования более южных покровных комплексов, он перемещался как составная часть Скифской плиты и был вторично деформирован. Для него характерна складчатая и моноклинально-складчатая структура, осложненная надвигами и взбросами. Бекишейско-Малкамудский надвиг в позднем кайнозое, когда роль основных поверхностей шарьирования приобрели более южные надвиги, претерпел значительные деформации, вследствие чего наклон его поверхности по простиранию часто меняется от горизонтального до почти вертикального положения. В зоне надвига шириной до 200—300 м отмечается сильное дробление и перетирание пород, мелкая складчатость и рассланцевание. Иногда он расщепляется на серию сближенных надвигов, охватывая широкою полосу. Его видимая горизонтальная амплитуда обычно не превышает нескольких километров.

5. Тектонические покровы основания, включающие породы субстрата и возникшие вследствие встречного движения Закавказской и Скифской плит и отслоения их верхних горизонтов. В результате этого процесса гранитно-метаморфический слой Скифской плиты, вероятно, был шарьирован сначала на основание покровных комплексов, затем на Закавказскую плиту. Расслоение плит на покровные пластины, видимо, происходит и на более глубоких уровнях, однако, судя по тому, что практически все очаги землетрясений приурочены к глубинам 5—15 км, здесь горизонтальные перемещения осуществляются в основном в виде вязкого течения. Гранитно-метаморфический слой Скифской плиты, видимо, имеет аллохтонное залегание к югу от линии, соответствующей на Центральном и Восточном Кавказе северной границе орогена, т. е. амплитуда его шарьирования достигает 100—125 км.

Шарьирование происходило по Главному надвигу Большого Кавказа⁴, являющемуся важнейшей структурной линией, уверенно прослеживаемой от р. Пшехи до правобережья р. Самура. В геологической литературе под Главным надвигом Большого Кавказа в центральном сегменте обычно подразумевается система кулисообразно расположенных разломов, ограничивающих с юга крупные выступы палеозойских пород. Наши исследования показывают, что все эти разломы находятся в зоне Главного хребта Центрального Кавказа, поскольку к югу от них протягивается полоска юрских отложений в фациях Главного хребта, а также наблюдаются многочисленные пластины палеозойских пород преимущественно гранитного состава, видоизмененных до состояния катаклизитов. Лоскуты катаклизитов прослеживаются на р. Ассаре (приток р. Мзымты), в верховьях и нижнем течении р. Ацгары, на р. Чвешури, катаклизитами являются также Гвилетский и отчасти Дарьяльский массивы. Главный надвиг ограничивает с юга юрские отложения в фациях Главного хребта на Центральном и Бокового хребта на Восточном Кавказе (т. е. фациальные зоны собственно Скифской плиты), а по простиранию он перекрывает различные фациальные зоны, что особенно наглядно выражено в пределах центрального сегмента. Все структурно-фациальные зоны, имеющие широкое распространение на северо-западе и юго-востоке, по мере приближения к средней части Центрального Кавказа пережимаются и последовательно перекрываются этим надвигом — сначала Гойтхско-Тфанская, затем Новороссийско-Дибрарская, южная субфлишевая, барьерного рифа Ахцу-Дзыхра, а между истоками рек

⁴ На самом деле в каждую эпоху сжатия существовало два главных надвига — более глубинный северный и соответствующий фронтальной линии деформированных осадков южный. В киммерийскую эпоху такими надвигами были Главный и Бекишейско-Малкамудский, в позднем кайнозое роль более глубинного надвига выполнял Бекишейско-Малкамудский, а фронтом деформированных осадков служили сначала Краснополяско-Гуздуцыйский, затем Воронцовско-Зангинский надвиги, а в самом конце кайнозоя — Эриктарский надвиг и его аналоги.



Бзыби и Ингури и зона Закавказской лагуны. Характерной особенностью этого нарушения является интенсивная деформированность пород разного возраста в полосе шириной от первых десятков метров до 1—2 км; деформировано главным образом его висячее крыло. Во всех случаях, по данным разных исследователей, включая и наши наблюдения, наклон надвиговой поверхности колеблется в пределах 15—45°. Восстановление его морфологии в байос-батское время и в начале позднего кайнозоя свидетельствует о его практически горизонтальном положении. Видимая горизонтальная амплитуда Главного надвига достигает максимальных значений в верховьях р. Ингури (10—15 км) и на правом берегу р. Терек (18—20 км), где он ограничивает Чаухинский тектонический покров. Внутренняя структура аллохтона гранитно-метаморфического слоя Скифской плиты в пределах центрального сегмента, как было сказано выше, представлена, в основном падающими в северных румбах, наклонными пластинами.

К покровам основания предположительно отнесена и Гагра-Джавская складчатая зона, надвинутая по Абхазско-Лечхумскому разлому на Рионо-Куринскую зону и рассматриваемая нами как паравтохтонный шарьяж по отношению к покрову гранитно-метаморфического слоя Скифской плиты и в качестве гигантского тектонического полуокна по отношению к флишевым покровным комплексам.

Не исключено, что покровом основания являются и верхние горизонты Закавказской плиты, надвинутые на флишевую зону. Признаками существования фронтального надвига Закавказской плиты в позднем мезозое и начале кайнозоя могут служить приподнятое ее положение и сгущение в субфлишевую зону большого объема грубообломочных отложений («дикий» флиш) — продуктов размыва не только осадков чехла, но и кристаллического субстрата. Зачастую подобные образования накапливаются перед фронтом крупных надвигов вследствие обрушения их лобовых частей. Другими аргументами в пользу существования северного фронтального надвига Закавказской плиты являются трудно объяснимые с иных позиций участки нормального падения слоев на юг (бассейн р. Риони), наличие наклоненных на юг тектонических пластин (истоки р. Мзымты, долины рек Лопоты, Курмухчая), а также тенденция к опрокидыванию на север складок на Сванетском хребте при общей южной вергентности структур во флишевом покровном комплексе. Этот предполагаемый глубинный надвиг, возможно, перекрыл (частично) субстрат флишевой зоны, осадки которой были шарьированы на него.

Если признать наличие покровных комплексов, становится неизбежным и признание покровного строения Большого Кавказа в целом. Вследствие встречного движения Закавказской и Скифской плит осадки более глубоководных внутренних зон оказываются шарьированными на мелководные зоны Закавказской плиты, а их субстрат пододвинутым под гранитно-метаморфический слой Скифской (возможно, и Закавказской) плиты. При этом пододвигание происходило в следующей последовательности: в байос-батское время глубинным шарьяжем было перекрыто основание лейас-ааленской Гойтхско-Тфанской зоны, затем в позднем кайнозое — субстрат Новороссийско-Дибрарской зоны и, наконец, северная окраина собственно Закавказской плиты. В результате этого процесса в разрезе Центрального и Восточного Кавказа оказались тектонически совмещенными три основные литосферные пластины — гранитно-мета-

Рис. 4. Профили через Центральный Кавказ с показом предполагаемого строения на глубине

Пересечения: I—I — Сочинское, II—II — Эльбрусское, III—III — Терское. 1 — позднеплиоцен-голоценовые эффузии вулкана Эльбрус; 2 — молассы; 3 — мальм-эоценовые мелководные осадки; 4 — то же, субфлишевые и флишевые; 5 — байос-батские отложения Закавказской плиты (в том числе и порфиритовая серия); 6 — нижне- и среднеюрские отложения; 7 — доюрское основание Закавказской и Скифской плит; 8 — субстрат Гойтхско-Тфанского и Новороссийско-Дибрарского покровных комплексов; 9 — альпийские интрузии; 10 — разломы и поверхности шарьирования; 11 — направление преобладающего перемещения коровых масс. Цифры в кружках — разломы, названия которых см. под соответствующими арабскими в подписях к рис. 1

морфический слой Скифской плиты, субстрат Гойтхско-Тфанского и Новороссийско-Дибрарского покровных комплексов, под которые поддвинута Закавказская плита. На схеме (рис. 4) показано предполагаемое строение средней части горного сооружения в указанном варианте одностороннего перекрытия первоначального субстрата покровных комплексов. Фактически перекрытие могло быть двусторонним.

Тектоно-динамическая ситуация образования альпийской покровной структуры Большого Кавказа представляется в следующем виде: встречное движение Закавказской и Скифской плит сопровождается отслоением или соскабливанием осадков с более активно пододвигающейся Закавказской плиты, при этом по мере приближения к фронту надвинутой плиты соскабливаются все более глубокие горизонты осадков и, наконец, начинается отслоение жесткого субстрата. Наиболее молодые зоны, вовлеченные в тектонические деформации, отличаются незначительной глубиной заложения структур (приповерхностные складки и чешуи Куринского прогиба), которая последовательно увеличивается в северном направлении от основания меловых отложений в субфлишевой зоне до подошвы юрских и более древних осадков во флишевой. После полного перекрытия субстрата последней отслаивается фундамент Закавказской плиты (Гагра-Джавская зона).

Региональный анализ структуры Большого Кавказа показывает, что ось максимального сжатия была ориентирована меридионально, возможно, с небольшим отклонением к север — северо-востоку, а перемещение плит относительно друг друга имело правосдвиговую составляющую, которая была обусловлена первоначально косым расположением главных структурных линий к оси максимального сжатия. Но ввиду отсутствия в осевой зоне горного сооружения крупных крутых нарушений кавказского простиранья становится необходимым допущение формирования покровной структуры в условиях правосдвиговых смещений вдоль границ плит и покровных комплексов. Наличие правосдвиговой составляющей основных продольных нарушений, по крайней мере для позднеальпийского времени, доказано детальными полевыми наблюдениями. Кроме продольных правосдвиговую составляющую имеют многочисленные разломы северо-западного простиранья, главными из которых являются Пшехская, Кабардинская и Западно-Каспийская зоны, разделяющие Большой Кавказ на четыре сегмента. Не менее распространены левые сдвиги северо-восточного простиранья, но по значимости они уступают разломам кавказского и северо-западного простиранья.

Литература

1. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. К проблеме океана Тетис (по материалам Кавказа и соседних стран).— В сб.: Тектоника. Геология альпид «тетисного» происхождения. М.: Наука, 1980, с. 159—166.
2. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б., Твалчрелидзе Г. А. Альпийский вулканизм, металлогения и тектоника Восточного Средиземноморья.— Вулканология и сейсмология, 1981, № 6, с. 19—27.
3. Баранов Г. И., Греков И. И. Геодинамическая модель Большого Кавказа.— В сб.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1980, с. 51—59.
4. Варданянц Л. А. Тектоническое строение горной Осетии и ее отношение к Центральному Кавказу.— Зап. Росс. минералогического о-ва, 1933, № 1, с. 1—50.
5. Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии). Тбилиси; Мецниереба, 1977. 81 с.
6. Долгинов Е. А. Строение и происхождение юрских депрессий высокогорного Кавказа.— Сов. геология, 1958, № 11, с. 88—105.
7. Панов Д. И., Пруцкий Н. И. Стратиграфия ниже-среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа.— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1983, т. 58, вып. 1, с. 94—112.
8. Хаин В. Е. Тектоника Европы и смежных областей. Кавказ и Закавказье. М.: Наука, 1978, с. 494—519.
9. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 343 с.

УДК 551.242.52(571.1)

ЖУРАВЛЕВ Е. Г.

ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

В фундаменте Западно-Сибирской плиты выделены пять структурно-формационных комплексов: докембрийский — раннепалеозойский континентальный, палеозойские — океанический офиолитовый, активных и пассивных континентальных окраин, позднепалеозойский — раннемезозойский рифтогенный. Первый комплекс вскрыт скважинами в пределах приподнятых блоков фундамента. Офиолитовый комплекс образует три узкие протяженные полосы, прослеженные скважинами в Зауралье и в центральной части плиты. Зауральская полоса расчленена трансформными разломами на отдельные части, смещенные в северо-западном направлении. Офиолиты здесь латерально сменяются комплексом формаций активных континентальных окраин. Формации пассивных окраин распространены на большей части территории плиты.

К рифтогенным отнесены трапповая и пестроцветная формации. Образование крупных и протяженных рифтов обусловлено проявлением в раннем мезозое планетарных тангенциальных напряжений в земной коре.

В настоящее время имеется большое число тектонических карт и схем докембрийского фундамента Западно-Сибирской плиты, основанных на представлении о фиксированном положении континентов во времени [2, 5, 12]. Вместе с тем успехи, достигнутые в изучении геологического строения океанических впадин, позволяют по-новому представить строение и историю геологического развития крупных структурных элементов земной коры.

В данной статье тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты рассмотрена в свете этих новых представлений с использованием формационного анализа доюрских пород.

Вещественный состав и строение складчатого основания плиты изучены по кернам более тысячи глубоких скважин, пробуренных с целью поисков и разведки нефтяных и газовых залежей в мезозойско-кайнозойском осадочном чехле и палеозое, каротажу, гравимагнитометрическим, сейсмическим материалам и данным дешифрирования космических снимков. Для нижнего тектонического этажа плиты выделены пять структурно-формационных комплексов: докембрийский — раннепалеозойский континентальный; палеозойские (силур-карбоновые) — океанический офиолитовый, активных и пассивных континентальных окраин; позднепалеозойский — раннемезозойский (пермо-триасовый) рифтогенный (табл. 1).

Континентальный комплекс представлен архей-раннепротерозойской гранитогнейсовой и позднепротерозойской — раннепалеозойской сланцевой формациями. В современном тектоническом плане фундамента плиты рассматриваемый континентальный комплекс пород слагает наиболее древние структурные элементы (рис. 1). Он вскрыт скважинами в ядрах крупных антиклинорий: Красноленинском, Северо-Сосьвинском, Шамимском, Нижневартовском, Александровском и других, развивавшихся унаследованно как в палеозое, так и в более позднее время. На большей части территории Западной Сибири породы рассматриваемого комплекса перекрыты осадочными образованиями силур-карбонового возраста. Наиболее древней гранитогнейсовой формацией сложены Красноленинский и Северо-Сосьвинский выступы фундамента. Эта формация представлена породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма: анатектическими гранитами, гнейсогранитами и гранитогнейсами, биотитовыми и роговообманковыми плагиогнейсами, высокоглиноземистыми биотит-гранатовыми и биотит-гранат-силлиманитовыми плагиогнейсами, частично мигматизированными. Возрастное положение данных пород дискуссионно. Значения абсолютного возраста, полученные калий-аргоновым ме-

Формации фундамента Западно-Сибирской плиты

Форма- ции	Континенталь- ные		Океанические (офиолитовые)		Пассивных окраин	Активных окраин		Рифтоген- ные
	гранито- гнейсо- вая	сланце- вая	основания- гиперба- зитовая и базитовая	чехла- кремни- стая, черно- сланцевая, карбонат- ная	терриген- ная, терри- генно-из- вестняко- вая, карбо- натная	сланцево- графдук- ковая, аспидная	гранитные батолиты верхней молаассы	трапповая, пестроцвет- ная терри- генная
J ₁								
T								
P ₂								
P ₁								
C ₃								
C ₂								
C ₁								
D								
S								
PE ₂ -PZ ₁								
PE ₁								

тодом, составляют от 305 до 924,5 млн. лет [2]. Однако эти значения, вероятно, занижены в связи с повторным прогревом пород в различные этапы палеозойской складчатости. К архею — раннему протерозою рассматриваемые породы отнесены условно на основании сопоставления с подобными образованиями Урала [1], Восточно-Европейской и Сибирской платформ [6].

Сланцевая формация распространена шире. В пределах каледонид Центрального Казахстана, салаирид Салаирской складчатой системы и байкалид Приенисейской области сланцевая формация позднего протерозоя — раннего палеозоя представлена слабометаморфизованными филлитовидными и глинистыми сланцами, метапесчаниками и метаалевролитами, мраморизованными известняками, слабометаморфизованными эффузивами преимущественно среднего состава. В герцинской складчатой области она включает разнообразные по составу породы фации зеленых сланцев [3, 4]. Значения абсолютного возраста рассматриваемых пород, по-видимому, также занижены (табл. 2) в связи с повторным прогревом их в период заключительной позднепалеозойской складчатости.

Палеозойский океанический офиолитовый комплекс вскрыт скважинами в Зауралье и в центральной части плиты (см. рис. 1). Он включает формации океанического основания и океанического чехла. Океаническое основание сложено породами гипербазитовой и базитовой формаций, возрастное положение которых точно не установлено. Океаническое основание, несомненно, несколько древнее покрывающего его осадочного чехла (см. табл. 1). Среди рассматриваемых пород скважинами вскрыты почти повсеместно серпентинизированные гарцбургиты, верлиты, дуниты, а также менее измененные троктолиты, габбро и габбронориты, долериты. Выходы ультрабазитов на поверхности континентов рассматриваются в последнее время в качестве реликтов океанической коры осевых частей эвгеосинклиналией [9, 13].

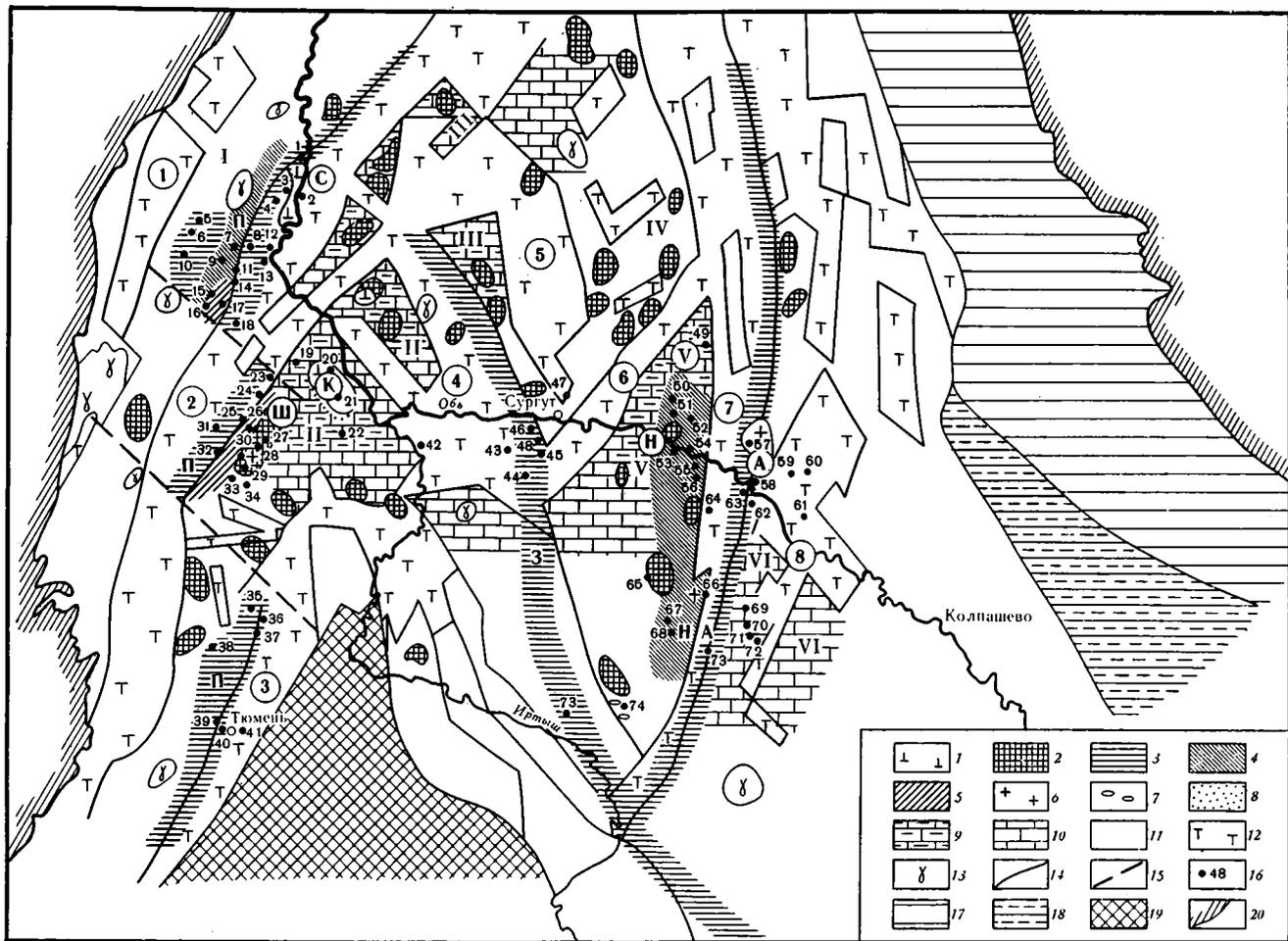
Гипербазитовая формация океанического основания Западно-Сибирской плиты образует узкие протяженные зоны, ограниченные глубинными разломами. На магнитометрических картах им соответствуют интенсивные линейные положительные аномалии. Полосовидные выходы ультрабазитов на поверхности фундамента ориентированы параллельно окраинам Евразийского и Сибирского палеоконтинентов, а также контурам располагавшихся между ними палеомикроконтинентов (см. рис. 1). В результате сближения и соединения Евразийского и Си-

**Абсолютный возраст пород фундамента Западно-Сибирской плиты
(определен К-Аг-методом)**

№ на карте	№ скважины, площадь	Глубина отбора образца, м	Порода	Возраст, млн. лет
Континентальная сланцевая формация				
34	1129, Восточно-Тетеревская	1677,2—1683,2	Графит-кварц-альбит-хлорит-серицит-мусковитовый сланец	310
28	42, Толумская	1828,68—1834,68	Филлиговый сланец	314
27	2, Семивидовская	1912,0—1914,0	Кварц-альбит-цоизит-сфен-мусковит-альмандин-хлоритовый сланец	355
65	101, Аэросейсмическая	2763,2—2765,4	Зеленокаменный сланец	360
Терригенная формация пассивных окраин				
20	51, Пальяновская	2600,2—2601,8	Углеродисто-глинистый сланец	328
Сланцево-граувакковая формация активных окраин				
33	16, Мульмынская	2051,4—2057,0	Глинистый сланец	286
Формация гранитных батолитов				
30	853, Западно-Мортымьинская	1578,7—1582,5	Гранит	268
29	29, Мортымьинская	1606,86—1607,9	»	250
28	23, Толумская	1806,6—1810,3	»	260
2	7, Похромская		Роговообманковый гранит	230
11	505, Пунгинская	1682,2—1683,7	Гранит	270
66	258, Пионерская	3088,0—3089,0	»	240
Трапповая формация				
8	432, Северо-Игримская	1612,1—1614,8	Базальт	254
31	100, Даниловская	1780,4—1781,2	Долерит	210
41	Тюменская опорная [7]	1933	Габбродолерит	242, 248
47	131, Федоровская	4216,0—4224,0	Базальты	183, 188
48	2, Омбинская	3612,0—3620,0	Долерит	195
64	1, Саймовская	3949,0—3955,0	Базальт	175
59	1, Нянь-Яхская	2488,6—2495,5	Долерит	240
60	306, Мыгтынская	2524,9—2528,5	»	220
61	1, Никольская	3773,1—3780,5	Базальт	210

бирского блоков литосферы в позднем палеозое серпентинизированные ультрабазиты океанической коры были частично выжаты в верхние слои твердой оболочки Земли.

В Зауралье по данным бурения намечаются четыре кулисообразно расположенные и субмеридионально ориентированные полосы ультрабазитов. В пределах северной полосы скважинами 152, 153 и 154, Сартынскими, и скв. 149, Тозам-Ротыпчинской, вскрыты апогарцбургитовые, а скв. 170, Яблыньинской, — апопироксенитовые серпентиниты. В керне скв. 152 Сартынчинской присутствуют также лишь слегка измененные дуниты. Восточнее расположены серпентиниты второй полосы, среди которых скважинами 120 и 122, Нарыкарскими, и 125, Перегребнинской, встречены апогарцбургитовые, скв. 346, Сотэ-Юганской, — апоперидотитовые и скв. 360, Сотэ-Юганской, — апопироксенитовые разновидности. Западнее Шаимского мегавала скв. 60, Чан-Чарской, пройдены апогарцбургитовые серпентиниты третьей полосы. Четвертая полоса гипербазитов прослежена на расстоянии 150 км цепочкой скважин: 1, 2, 5 — Карабашскими, 14 — Северо-Таежной, 9 — Южно-Таежной, 1 — Луговской, 4 — Утешевской, вскрывших апогарцбургитовые серпентиниты, и скв. 1, 2 — Владимирскими, встретившими верлиты. В образцах керна скв. 5, Карабашской, и 9, Южно-Таежной, наряду с серпентинитами присутствуют реликты гарцбургитов [10].



Представляется вероятным, что полосовидные выходы пород гипербазитовой формации на поверхности фундамента Сибирского Приуралья являются фрагментами единого офиолитового пояса, расчлененного трансформными разломами на ряд сегментов, смещенных в северо-западном направлении. Подобную блоковую структуру имеют современные срединно-океанические рифтовые пояса (рис. 2).

В ассоциации с ультрабазитами Зауралья находятся в различной степени измененные габбронориты и долериты (скв. 121 — Нарыкарская, 1 и 12 — Филипповские, 237 — Пунгинская, 359 — Сотэ-Юганская и др.), частично серпентинизированные троктолиты (скв. 17, Деминская) и подвергшиеся метаморфизму амфиболитизированные габбро (скв. 14, Малодеминская).

Гипербазиты и базиты океанического основания ассоциируют с метаморфизованными породами кремнистой, черносланцевой и карбонатной формаций океанического осадочного чехла. Кремнистая формация представлена яшмами (скв. 201, Ахтын-Турская) и глинисто-кремнистыми сланцами (скв. 204, Ахтын-Турская; 32 и 35, Верхнереченские, 322, Озерная, 311 и 314, Горные, и др.). Девонский возраст их установлен на основании редких фаунистических определений. Породы данной формации прослежены скважинами в виде узкой полосы северо-северо-восточного простирания согласного с гипербазитами. Для них характерно высокое содержание кремнезема и окислов марганца [4]. Накоплению кремнистых осадков способствовало, вероятно, поступление кремнезема в палеозойский океанический бассейн из подводных вулканических очагов.

Яшмы и глинисто-кремнистые сланцы залегают среди глинистых, углеродисто-глинистых и карбонатно-глинистых сланцев, черносланцевой

Рис. 1. Схематическая тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты **Герцинская складчатая система**. Континентальные формации: 1 — гранитогнейсовая (Р_{С1}), 2 — сланцевая (Р_{С2} — Р_{Т1}); океанические офиолитовые формации: 3 — гипербазитовая и базитовая океанического основания (S—D), 4 — кремнистая черносланцевая и карбонатная океанического чехла (S—C₂); формации активных континентальных окраин: 5 — сланцево-граувакковая, аспидная и подводно-вулканогенная (С), 6 — гранитных батолитов (С₃—Р₁), 7 — верхней молассы (С₃—Р₁); формации пассивных континентальных окраин (S—C): 8 — терригенная, 9 — терригенно-карбонатная, 10 — карбонатная, 11 — неопределенного состава; рифтогенные формации (Р₂—Т): 12 — трапповая и пестроцветная терригенная. Офиолитовые пояса: П — Зауралья, 3 — Западно-Сургутский, Н-А — Нижневартовско-Александровский. 13 — докембрийские и раннепалеозойские гранитоиды; 14 — разломы; 15 — трансформные разломы; 16 — разведочные площади и их номера (названия см. ниже). **Догерцинские складчатые системы** (по [12]): 17 — байкалиды, 18 — салаириды, 19 — каледониды; 20 — границы Западно-Сибирской плиты. Цифры в кружках обозначают рифты и грабен-рифты фундамента: 1 — Тагильский, 2 — Сысконосньинско-Шеркалинский, 3 — Тюменский, 4 — Селяировский, 5 — Покурский, 6 — Аганский, 7 — Колтогорско-Уренгойский, 8 — Усть-Тымский. Римскими цифрами обозначены блоки фундамента: I — Сартыньинско-Северососьвинский, II — Ханты-Мансийский, III — Надымский, IV — Северный, V — Нижневартовский, VI — Нюрольский, а буквами в кружках выступы фундамента на доюрскую поверхность: С — Северо-Сосьвинский, К — Красноленинский, Ш — Шаимский, Н — Нижневартовский, А — Александровский. Разведочные площади (цифры около залитых кружков): 1 — Азово-Мужи, 2 — Похромская, 3 — Малодеминская, 4 — Деминская, 5 — Сартыньинская, 6 — Яблынская, 7 — Ахтын-Турская, 8 — Северо-Игринская, 9 — Сысконосньинская, 10 — Тозам-Ротыпьянская, 11 — Пунгинская, 12 — Нарыкарская, 13 — Перегребинская, 14 — Левобережная, 15 — Горная, 16 — Озерная, 17 — Шухтунгорская, 18 — Сотэ-Юганская, 19 — Талинская, 20 — Пальяновская, 21 — Каменная, 22 — Молодежная, 23 — Яхлинская, 24 — Ловенская, 25 — Филипповская, 26 — Убинская, 27 — Семивидовская, 28 — Толумская, 29 — Мортмынская, 30 — Западно-Мортмынская, 31 — Даниловская, 32 — Чан-Чарская, 33 — Мулымьянская, 34 — Восточно-Тетеревская, 35 — Карабашская, 36 — Северо-Тажная, 37 — Южно-Тажная, 38 — Владимирская, 39 — Луговская, 40 — Угтешевская, 41 — Тюменская, 42 — Фроловская, 43 — Пойкинская, 44 — Малобалыкская, 45 — Усть-Балыкская, 46 — Пимская, 47 — Федоровская, 48 — Омбинская, 49 — Варьганская, 50 — Большечерногорская, 51 — Самотлорская, 52 — Новогодняя, 53 — Былинская, 54 — Нижневартовская, 55 — Южно-Сосьвинская, 56 — Малореченская, 57 — Охтеурьевская, 58 — Чебачья, 59 — Нянь-Яхская, 60 — Мыгтынская, 61 — Никольская, 62 — Назинская, 63 — Александровская, 64 — Саймовская, 65 — Аэросейсмическая, 66 — Пионерская, 67 — Кельватская, 68 — Нововасюганская, 69 — Средненюрольская, 70 — Чарымовская, 71 — Верхнесалатная, 72 — Южно-Мыльджинская, 73 — Фестивальная, 74 — Кулайская, 75 — Нововасильевская, 76 — Ипатовская

формации, вскрытых на рассматриваемой территории большим числом скважин.

К карбонатной формации океанического чехла условно отнесены известняки скв. 36, Ловенской с фауной среднего — верхнего девона, а также известняки башкирского яруса скв. 8, Яхлинской, расположенных северо-западнее Шаимского мегавала. В Зауралье данная формация распространена, по-видимому, ограниченно.

В центральной части Западно-Сибирской плиты по данным бурения скважин намечаются два офиолитовых пояса: Западно-Сургутский и Нижневартовско-Александровский. Первый представлен гипербазитовой формацией, прослеженной в виде узкой полосы западнее г. Сургута.

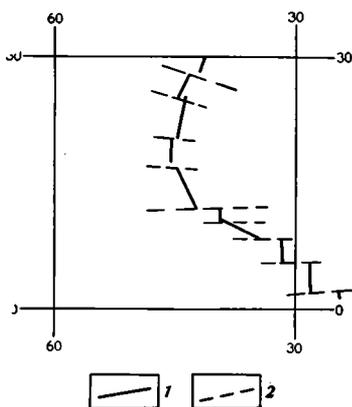


Рис. 2

Рис. 2. Фрагмент Срединно-Атлантической рифтовой системы: 1 — рифты, 2 — трансформные разломы



Рис. 3

Рис. 3. Палинпастическая реконструкция расположения континентов на границе девона — карбона ($340 \pm 30 \cdot 10^6$ лет). Схема составлена на основе карты А. Смита и др. [15]. Цифрами обозначены микроконтиненты: 1 — Сосьвинско-Красноленинско-Казахстанский, 2 — Центрально-Западно-Сибирский

Здесь скв. 61, Пимской, вскрыты апогарцбургиты, скв. 234, Усть-Балыкской, — аподуниты и скв. 6, Малобалыкской, — апоперидотиты. Юго-восточнее продолжение этого пояса, возможно, прослежено скв. 1 и 2, Нововасильевскими, вскрывшими аподуниты, и скв. 3, Ипатовской, встретившей апогарцбургиты.

Другой офиолитовый комплекс расположен на долготе городов Нижневартовска и Александровска. Породы океанического основания здесь встречены лишь в отдельных случаях. Скважиной 39, Самогторской, пройдены апопироксениты, а скв. 252 и 255, Фестивальными, — апогарцбургиты. Яшмовидные кремнистые сланцы океанического чехла присутствуют в большом числе скважин: 126, Большечерногорской; 8, Самогторской; 1, Былинской; 63, Новогоней. Южнее полоса распространения рассматриваемых пород прослежена скважинами на Кельватской, Нововасюганской и других площадях. В юго-восточной части Западно-Сибирской плиты в ряде случаев вскрыты кремнистые известняки. Последние также являются консолидированными осадками океанического чехла, накопление которых происходило выше уровня карбонатной компенсации.

На рассматриваемой территории аналогично Зауралью широко распространены глинистые, углеродисто-глинистые и карбонатно-глинистые сланцы черносланцевой формации, которые, по крайней мере частично, могут быть глубоководными океаническими образованиями.

Офиолитовые пояса Западно-Сибирской плиты и Урала являются реликтами океанической коры Урало-Западно-Сибирской ветви Палеотетиса, разделявшей Еврамериканский и Сибирский палеоконтиненты

(рис. 3). Офиолитовый пояс Зауралья располагался, очевидно, вблизи срединно-океанического рифта. На это могут указывать его относительно молодой, возможно, силур-девонский возраст и наличие трансформных разломов.

Между офиолитовыми поясами расположены Сосьвинско-Красноленинско-Казахстанский и Центрально-Западно-Сибирский блоки древней континентальной коры. В палеозойском океаническом бассейне эти блоки являлись микроконтинентами. Отдельные выступы микроконтинентов представляли собой островные участки суши. В сводовой части таких выступов на поверхности фундамента обнажаются породы гранитогнейсовой и сланцевой формаций древней континентальной коры (Шаимский, Красноленинский, Нижневартровский и другие выступы фундамента).

После завершения герцинской складчатости в конце палеозоя размеры фундамента Западно-Сибирской плиты несколько увеличились за счет приращения вновь образованной океанической коры.

В Сибирском Приуралье офиолиты латерально сменяются комплексом формаций активных континентальных окраин — островных дуг, краевых морей, континентальных склонов и подножий, шельфов. Данный комплекс представлен мощными толщами смятых в складки и метаморфизованных пород сланцево-граувакковой, аспидной, подводно-вулканогенной формаций, а также формациями гранитных батолитов и верхней молассы, распространенными фрагментарно. Наибольшая вскрытая мощность сланцево-граувакковой формации отмечена в скв. 16, Мулымьинской, в которой она равна 955 м. Следует отметить, что полная мощность формации может быть значительно больше вскрытой ее части. Данная скважина расположена на юго-западном склоне Шаимского мегавала. Ею пройдены слабометаморфизованные песчаники и туфопесчаники, алевролиты, часто переслаивающиеся с глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами и содержащими прослой метаморфизованных эффузивов среднего состава. Среди псаммитов широко распространены лититы и субаркозы с гидрослюдисто-серицит-хлоритовым цементом. Структура цемента blastopelitic, участками микролепидобластовая с упорядоченным расположением мелких листочков серицита. Возраст вскрытых скв. 16, Мулымьинской, пород, определенный по мономинеральной серицитовой фракции (см. табл. 2), отвечает времени проявления герцинской складчатости.

Формации гранитных батолитов и верхней молассы позднего карбона — ранней перми являются показателем времени тектонического сжатия и складчатости ранее образованных комплексов пород. Граниты, гранодиориты и тоналиты данной формации вскрыты многими скважинами на Западно-Муртамынской, Тетеревской, Толумской площадях Шаимского мегавала, на Пунгинской и других поднятиях Зауралья (см. рис. 1). В центральной части Западной Сибири формация гранитных батолитов восточной окраины позднепалеозойского Урало-Западно-Сибирского океанического бассейна вскрыта скв. 258, Пионерской, расположенной вблизи Нижневартовско-Александровского офиолитового пояса. Внедрение гранитов произошло здесь в пермское время. К данной формации относятся, вероятно, и крупные гранитоидные тела, пройденные рядом скважин севернее, на Чебачьей, Назинской, Охтеурьевской и других площадях.

Имеющиеся в настоящее время данные по абсолютному возрасту пород рассматриваемой формации указывают на то, что герцинская складчатость завершилась на территории Западной Сибири лишь в позднем карбоне — ранней перми (см. табл. 2).

Образование формации гранитных батолитов обусловлено парциальным плавлением в зоне субдукции вещества океанической коры, включая ее осадочный чехол и, возможно, некоторой части континентальной коры. Это привело к обособлению менее плотного, обогащенного кремнеземом, магматического расплава и последующему внедрению его в земную кору с образованием пород интрузивной и эффузивной фаций. Вновь образо-

ванная герцинская складчатая система подверглась затем глубокой эрозии, уничтожившей породы эффузивной фации и обнажившей гранитные батолиты.

Процесс эрозии герцинской складчатой системы сопровождался накоплением верхней молассы в депрессионных участках палеорельефа. Однако имеющийся фактический материал не позволяет выделить достаточно определенно области ее распространения. Грубообломочные породы рассматриваемой формации вскрыты отдельными скважинами на Убинской (скв. 310, 343), Александровской (скв. 3) и Кулайской (скв. 170) площадях.

На большей части территории Западно-Сибирской плиты терригенная, терригенно-известняковая и карбонатная формации шельфов, континентальных склонов подножий пассивных окраин залегают на гранитоиднейсовом и сланцевом комплексах континентальной коры. Наблюдается смена формаций по латерали. Терригенная формация распространена на склонах крупных поднятий фундамента, представлявших собой островные участки суши в пределах позднепалеозойских шельфов. Континентальные делювиальные отложения данной формации вскрыты скважинами 3, 9, 16, Каменными, на Красноленинском своде. На Нижневартовской, Южно-Соснинской, Малореченской и других площадях Нижневартовского свода рядом скважин пройдены аллювиальные и прибрежно-морские, преимущественно пестроцветные слабометаморфизованные песчано-глинистые отложения. Подобные образования вскрыты на Александровском своде и других поднятиях.

Терригенно-известняковая формация тоже тяготеет к выступам фундамента, являвшимся источниками обломочного материала в позднепалеозойском бассейне. Так, в пределах Ханты-Мансийской впадины терригенно-известняковая формация вскрыта скважинами 1 и 2, Молодежными, скв. 1, Талинской, расположенными южнее и юго-западнее Красноленинского выступа (см. рис. 1). В разрезах этих скважин наблюдается чередование известняков, песчаников и глинистых сланцев. На северном склоне Нижневартовского свода скв. 5, Варьганской; 59, Большечерногорской; 7, Малореченской, и др. пройден преимущественно глинисто-карбонатный разрез верхнего палеозоя. Содержание песчаных тел здесь уменьшается, а роль глинистых сланцев возрастает. Эта особенность может быть обусловлена тем, что Центрально-Западно-Сибирский микроконтинент характеризовался более низким рельефом и в его пределах в большем количестве накапливались тонкодисперсные глинистые и глинисто-карбонатные отложения.

В удаленных от источников сноса депрессионных участках шельфов отлагались осадки карбонатной формации. К таким участкам относятся обширные области в пределах Нюрольской, Ханты-Мансийской, Юганской, Усть-Тымской, Надымской и Танловской мезозойско-кайнозойских впадин, развивавшихся унаследованно с палеозоя. В Нюрольской и Ханты-Мансийской впадинах возраст пород карбонатной формации датирован фаунистически силуром — средним карбоном во многих случаях (скв. 45, Средненюрольская; 27, Южно-Мыльджинская; 80, Чарымовская; 21, Верхнесалатная; 1, Фроловская; 80, Пойкинская и др.). Известняки данной формации в значительной мере катаклазированы, перекристаллизованы и доломитизированы. Из них получены значительные притоки нефти и газа, в связи с чем карбонатная формация представляет наибольший интерес для поисков залежей углеводородов в палеозое.

К рифтогенным отнесены трапповая и пестроцветная терригенная формация поздней перми — триаса. Образование сети крупных рифтов и грабен-рифтов в Западно-Сибирском палеозите происходило в основном по системе унаследованных разломов и было обусловлено проявлением планетарных тангенциальных растягивающих напряжений в земной коре во время дробления Пангеи. Разломы ориентированы большей частью параллельно складчатым системам. Наиболее протяженные из них (Сысконсыньинско-Шеркалинский, Селияровский, Колтогорско-Уренгойский) совпадают с герцинскими офиолитовыми поясами (см.

рис. 1). Пластичные серпентиниты офиолитовых поясов оказывали наименьшее сопротивление раздвигу жестких блоков литосферы в процессе рифтогенеза.

Рифты и грабен-рифты заполнены сероцветными и красноцветными терригенными и углисто-терригенными отложениями пестроцветной терригенной формации. Последняя ассоциируется с обширными покровами базальтов и долеритов различной мощности, содержащих прослои туфов. Наибольшие вскрытые скважинами мощности траппов наблюдаются в центральной и юго-западной частях Западной Сибири, где они составляют около 1 км (скв. 2, Омбинская; опорная Тюменская). Действительная мощность траппов, несомненно, значительно больше. Позднепермско-триасовый, в отдельных случаях раннеюрский возраст лавовых покровов определен в образцах керна, отобранных во многих скважинах (см. табл. 2).

Образование траппов связано с подъемом мантийного вещества по глубинным разломам, возникшим в период дробления Пангеи, и с излиянием основной магмы на доюрскую дневную поверхность. В отдельных местах лавовые покровы распространялись далеко за пределы рифтовых зон. В связи с этим комплексы палеозойских пород Ханты-Мансийской, Юганской, Надымской и других впадин были частично перекрыты траппами.

К началу юрского периода тектонический план фундамента Западно-Сибирской плиты, таким образом, значительно усложнился. Фундамент был расчленен рифтами и грабен-рифтами на отдельные блоки. В частности, Сосьвинско-Красноленинский выступ фундамента был разделен на две части, принадлежащие различным блокам (см. рис. 1).

Образование связанных с рифтами зон растяжения, заполненных базитами интрузивной фации, привело к дальнейшему увеличению размеров Западно-Сибирской плиты.

Рифты Западной Сибири являются лишь частью обширной пермско-триасовой рифтовой системы Пангеи, фрагменты которой расположены также на территории Восточной Сибири, Северного и Норвежского морей, Северной Африки, северной Атлантики и других регионов мира.

Литература

1. Гаррис М. А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 296 с.
2. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 679 с.
3. Журавлев Е. Г. Региональный метаморфизм пород фундамента Шаимского газонефтеносного района Западной Сибири.— Докл. АН СССР, 1973, т. 214, № 2, с. 431—433.
4. Журавлев Е. Г., Лапинская Т. А. Кора выветривания фундамента и ее влияние на формирование нефтегазоносных горизонтов Западной Сибири.— Тр. МИНХ и ГП им. И. М. Губкина, 1976, вып. 112. 172 с.
5. Куликов П. К. Основные элементы тектоники и некоторые вопросы нефтегазоносности Западно-Сибирского бассейна.— Сов. геология, 1972, № 2, с. 16—30.
6. Лапинская Т. А. Стратиграфия раннего докембрия Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.— В кн.: Фундамент и промежуточный комплекс древних и молодых платформ СССР. Тр. МИНХиГП им. И. М. Губкина, 1982, вып. 161, с. 25—36.
7. Милитеева А. И. Петрохимия и особенности дифференциации интрузивных траппов Тюменского района.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10, с. 40—56.
8. Запивалов Н. П., Сердюк З. Я., Залазаева Л. В., Яшина С. М. Нефтегазоносность карбонатных пород силура — нижнего карбона Западной Сибири.— Геология нефти и газа, 1978, № 1, с. 25—31.
9. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
10. Погорелов Б. С. Геология и нефтегазоносность доюрских образований запада Западной Сибири. М.: Наука, 1977. 85 с.
11. Проблема нефтегазоносности палеозоя на юго-востоке Западно-Сибирской низменности/Отв. ред. Трофимчук А. А., Вышемирский В. С. Новосибирск: Наука, 1976.
12. Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Наука, 1981. 143 с.
13. Allegre C., Montigny R. et Bottinga Y. Cortège ophiolitique et cortège océanique.— Bull. Soc. Geol. France, 1973, v. 7, 461 p.
14. Dewey John F. et Bird John M. Mountain Belts and the New Global Tectonics.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, № 14, p. 2625—2647.
15. Smith A. G. et al. Phanerozoic World maps.— In: Organisms and Continents through time. Special papers in paleontology nbr. 12/Ed. Hughes N. F. L.: Publ. by the Paleontology Association, 1973.

УДК 551.14+551.21 (262.13)

ХУТОРСКОЙ М. Д., ГОРОДНИЦКИЙ А. М., ГОЛЬМШТОК А. Я.,
СОЧЕЛЬНИКОВ В. В., КОНДЮРИН А. В.**ТЕПЛОВОЙ ПОТОК, БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ
И СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ТИРРЕНСКОГО МОРЯ**

В 7-м рейсе НИС «Витязь» получены новые измерения теплового потока на подводных горах в западной и центральной частях Тирренского моря. Измерения проводились с борта судна и с подводного обитаемого аппарата «Аргус». Составлена карта теплового потока с использованием более 200 измерений советских и зарубежных исследователей. Разработана математическая модель и построена схема мощности литосферы Тирренского моря. Предложена палеогеодинамическая реконструкция Тирренского бассейна за последние 10 млн. лет.

В 7-м рейсе научно-исследовательского судна «Витязь» проведены комплексные геолого-геофизические исследования в Тирренском море на двух полигонах в районе подводных гор Верчелли и Вавилова. Здесь были получены новые данные о тепловом поле, которые уникальны, несмотря на хорошую в целом геотермическую изученность Тирренского бассейна, так как характеризуют геотермический режим подводных гор. Измерения теплового потока на подводных горах сопряжены с рядом технических и методических трудностей, из-за чего эти структуры океанского дна к настоящему времени еще слабо изучены. Несомненный интерес вызывает профилирование параметров геотермического поля через подводные горы, так как это позволяет решать обратную задачу геофизики — найти глубину источника (в данном случае теплового источника) по известному распределению поля.

Измерения температуры и теплового потока выполнены нами не только по традиционной методике измерений с борта судна, но и с помощью оригинального метода измерений — с отечественного подводного обитаемого аппарата «Аргус». Этот вид работ в нашей стране проводился впервые.

Настоящая статья посвящена описанию полученных результатов, а также количественных расчетов, выполненных с использованием всех имеющихся данных о тепловом потоке в Тирренском море.

Существует несколько точек зрения на происхождение Тирренского бассейна. Их можно разделить на две группы. Одни исследователи считают, что Тирренское море образовалось в результате «океанизации», т. е. опускания бывшего континентального блока, подплавления нижней части континентальной коры, попавшей в иные термодинамические условия [19]. Близкой точки зрения придерживаются Я. П. Маловицкий с соавторами [4] и Е. В. Артюшков с соавторами [2]. Другие исследователи связывают происхождение моря с площадным или ареальным спредингом, центр которого помещается в различные места Средиземноморского бассейна [8]. Очень давно [9] было высказано предположение, что до олигоцена Италия располагалась к юго-востоку от Корсики и Сардинии и постепенно повернулась почти на 90° против часовой стрелки. Эта модель впоследствии была уточнена на основании палеомагнитных реконструкций [11]. Другая модель была разработана М. Боккалетти с соавторами [12], согласно которой мезозойский Палеотирренский океанический бассейн был полностью поглощен в начале тортона, а Тирренская плита субдуцирована вдоль погружающейся на запад зоны Бенюфа к востоку от Сардинии. Современная Тиррения сформировалась, по их мнению, в качестве краевого бассейна за позднеэоценовой Калабрий-

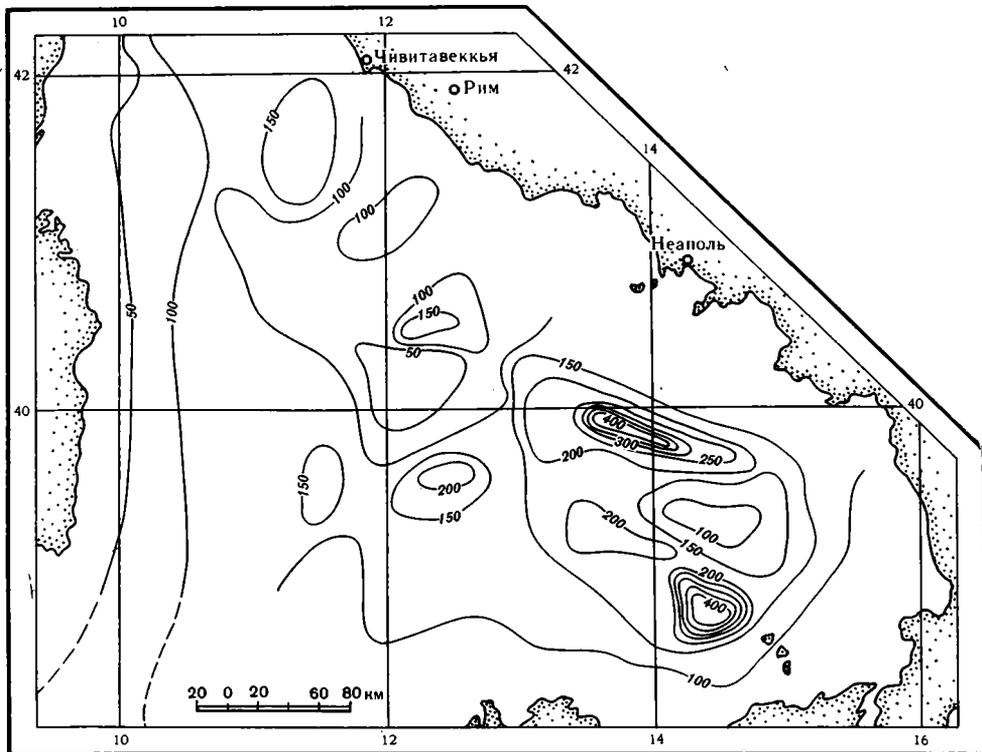


Рис. 1. Карта теплового потока Тирренского моря (по данным [13, 14] с добавлениями авторов). Значения изолиний в мВт/м²

ской дугой. Эта идея основывалась на сейсмологических данных. Дальнейшее подтверждение такой модели заключалось в анализе вулканогенных пород. Бурение скважин 373 и 373а в Тирренском море вскрыло 200-метровую толщу оливиновых толеитов, аналогичных базальтам рифтовых зон срединно-океанических хребтов, в то время как известково-щелочной вулканизм Липарских островов генетически связывали с погружающейся на запад зоной субдукции [10]. Третья концепция примиряет две первые. Б. Хизен и другие [16, с. 329] писали: «...там, где сейчас расположено Тирренское море, ранее была суша, и она начала опускаться в течение неогена. Похоже, что погружение сопровождалось и, возможно, было вызвано расширением земной коры, что привело к расчленению прежде существовавшей континентальной коры на серию вытянутых осколков, которые в настоящее время представлены узкими хребтами. Вулканическая активность вдоль этих разломов привела к образованию линейных вулканических гряд...».

Таким образом, мобилистские представления об истории развития тирренского бассейна связаны с обнаружением двух принципиально различных частей: западной, характеризующейся сжимающими напряжениями, и восточной зонами, в которой преобладают растягивающие напряжения.

Анализируя геотермические данные [13, 14] (рис. 1), можно видеть, что акватория Тирренского моря довольно отчетливо разделяется на две провинции. Западная часть (примерно до меридиана 12° в. д.) характеризуется относительно спокойным тепловым полем. Значения теплового потока здесь составляют 50—100 мВт/м². Простираение аномалий — субмеридиональное, т. е. отражает простираение материковых блоков Сардинии и Корсики. Термическая пассивность горы Верчелли в западной части моря (рис. 2), а также наличие острых пиков, осколков, квест указывают на приуроченность этого участка дна в недавнем геологическом прошлом к континентальной коре. Наблюдатели на подводном аппарате «Аргус», в том числе и авторы данной статьи, отмечали следы абразион-

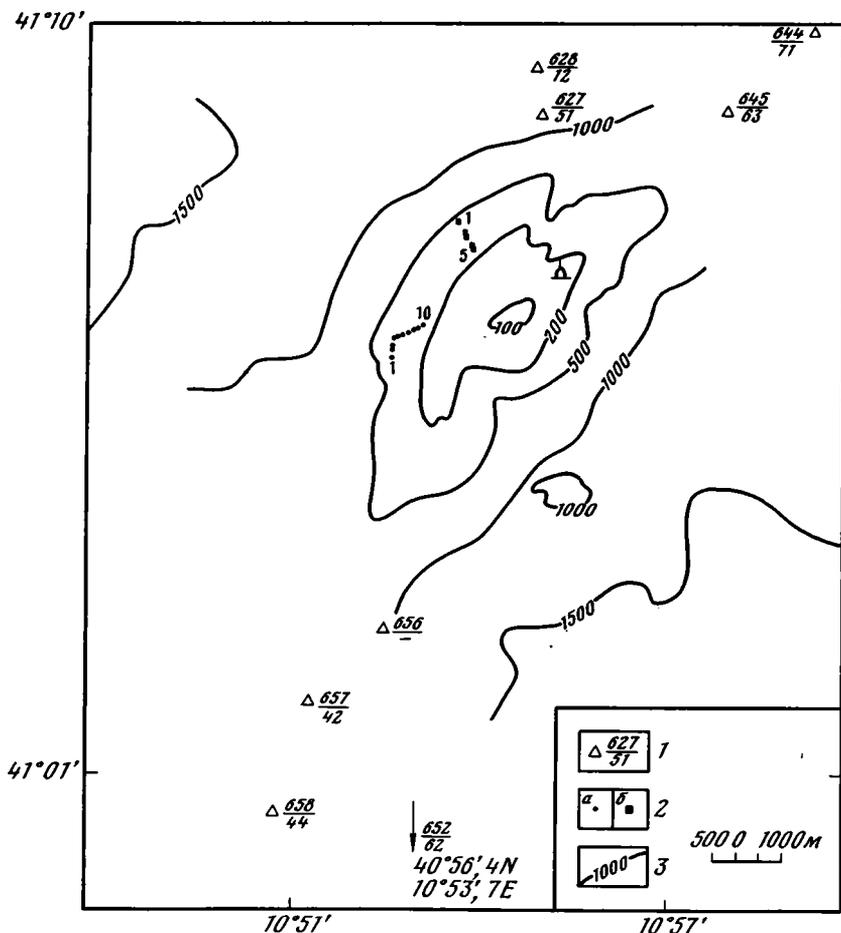


Рис. 2. Схема расположения станций измерений теплового потока на горе Верчелли: 1 — измерения погружным термоградиентографом (в числителе — номер станции, в знаменателе — тепловой поток в мВт/м²), 2 — пункты измерений с подводного аппарата «Аргус»: а — погружение № 11, б — погружение № 8, 3 — изобаты

ной деятельности, происшедшей в субаэральных условиях. На фоне средних значений теплового потока 130—200 мВт/м², характерных для центральной и восточной частей моря, пониженные величины теплового потока, измеренные на горе Верчелли и вокруг нее (42—70 мВт/м²), представляются аномальными.

Восточная часть Тирренского моря — область высоких тепловых потоков и больших горизонтальных градиентов температуры. Максимальные значения 515 и 489 мВт/м² получены в тыловой части Липарской островной дуги [13]. К этой части моря относится подводная гора Вавилова, на которой нами получены высокие значения теплового потока: 108, 154 и 209 мВт/м² (таблица). Следовательно, геотермические данные также подтверждают выдвинутую тектонистами идею о генетическом различии западной и восточной частей Тирренского моря.

Значения глубинного теплового потока, а также возраста океанической коры использовались нами для определения мощности литосферы, нижняя граница которой, по современным представлениям, ассоциируется с изотермой солидуса высокоглиноземистого кварцевого толеита [6]. Определение мощности океанической литосферы и ее соотношения с подстилающей астеносферой является одной из важнейших проблем при изучении тектонической эволюции океанов и морей. Методика оценки мощности литосферы (к сожалению, прямых определений этой величины пока крайне мало) разработана на базе изучения регионального рельефа дна, геомагнитных съемок и геотермических данных [3, 20]. Предпосыл-

Каталог геотермических измерений в Тирренском море (7-й рейс НИС «Витязь»)

№ станции	Координаты		Глубина моря, м	Глубина вхождения зонда, м	Геотермический градиент, мК/м	Коэффициент теплопроводности, Вт/мК	Плотность теплового потока, мВт/м²	Примечание
	с. ш.	в. д.						
627	41°08,9	10°54,9	1100	2	61,0	0,837	51	Гора Верчелли
628	41°09,5	10°54,8	1195	2	24,8	0,805	20	»
644	41°09,9	10°59,4	1160	2	85,7	0,831	71	»
645	41°08,9	10°57,9	1150	2	72,5	0,864	63	»
652	40°56,4	10°53,7	1940	2	85,2	0,732	62	Южнее горы Верчелли
657	41°01,4	10°51,3	1090	2	50,0	0,846	42	Гора Верчелли
658	41°00,5	10°50,7	1295	2	54,0	0,816	44	»
Аргус (погружение № 11)	41°05,9	10°52,5	502—216	0,5	67,0	0,850	57	Гора Верчелли, среднее по 10 станциям
674	39°51,2	12°35,0	1725	2	120,0	0,898	108	Гора Вавилова
675	39°49,6	12°35,0	1530	2	259	0,808	209	»
676	39°49,4	12°36,7	1450	2	185,0	0,835	154	»

кой для получения аналитического выражения для расчета мощности литосферы является то, что ее подошва совпадает с изотермой, а значит, можно из решения уравнения теплопроводности при некоторых заданных граничных и начальных условиях найти положение этой изотермы. Именно такой подход использован нами при расчете мощности литосферы Тирренского моря.

С целью исключения локальных неоднородностей теплового поля, связанных с условиями теплопередачи внутри литосферы, наличием внутрикоровых источников тепла и искажающих влияний вблизи границы дно — вода было проведено осреднение поля теплового потока по квадратам $1 \times 1^\circ$. Значение среднего теплового потока помещалось в узловую точку каждого квадрата и использовалось для дальнейших расчетов. При постановке численной модели авторы исходили из предположения о том, что в существовавшую в восточной части Тирренского моря «первичную» литосферу было внедрено мантийное вещество с температурой 1050°C . Это внедрение произошло в начале тортона, т. е. 7—8 млн. лет назад. Таким образом, геотермическое поле создается двумя процессами. На первом этапе в результате растяжения образовалась литосфера океанического типа, которая с течением времени кристаллизуется и остывает. Тепловой поток на поверхности литосферы убывает пропорционально $\tau^{-1/2}$, где τ — время, прошедшее после экспозиции разогретого вещества на поверхности [7]. Количественно тепловой поток может быть оценен по формуле: $q_0 = 11,8/\sqrt{\tau}$ для океанической литосферы, возникшей τ млн. лет назад. Если обозначить T_0 — скачок температуры на уровне $z=h$ после внедрения в момент τ_1 , в океаническую литосферу разогретого до температуры $T^\circ = 1050^\circ\text{C}$ вещества, то решением для определения T_0 будет выражение

$$T_0 = T^\circ \left[1 - \frac{\operatorname{erf}\left(\frac{h}{2\sqrt{a\tau_1}}\right)}{\operatorname{erf}\left(\frac{\alpha}{2\sqrt{a}}\right)} \right] \quad (1)$$

где $\alpha = 0,137$, a — температуропроводимость [1]. Решая уравнение теплопроводности

$$a \frac{\partial^2 T(z, t)}{\partial z^2} - \frac{\partial T(z, t)}{\partial t} = 0 \quad (2)$$

с граничными условиями: $T(z=0, t) = 0$, $T(z=h, t) = T_0$ и начальным условием $T(z, t=0) = 0$, получаем следующее выражение для теплового пото-

ка на дне моря:

$$q = q_0 + \frac{2\lambda T_0}{\sqrt{\pi at}} \sum_{k=0}^{\infty} e^{-\frac{[2k+1]h]^2}{4at}} \quad (3)$$

где $t = \tau - \tau_1$, λ — коэффициент теплопроводности. Рассматривая выражение (3) в качестве уравнения относительно h и решая его, получаем для каждой узловой точки сетки глубину до кровли внедрившегося разогретого вещества. Решение этого уравнения осуществлялось методом итераций с помощью номограммы, рассчитанной на ЭВМ (рис. 3). Результа-

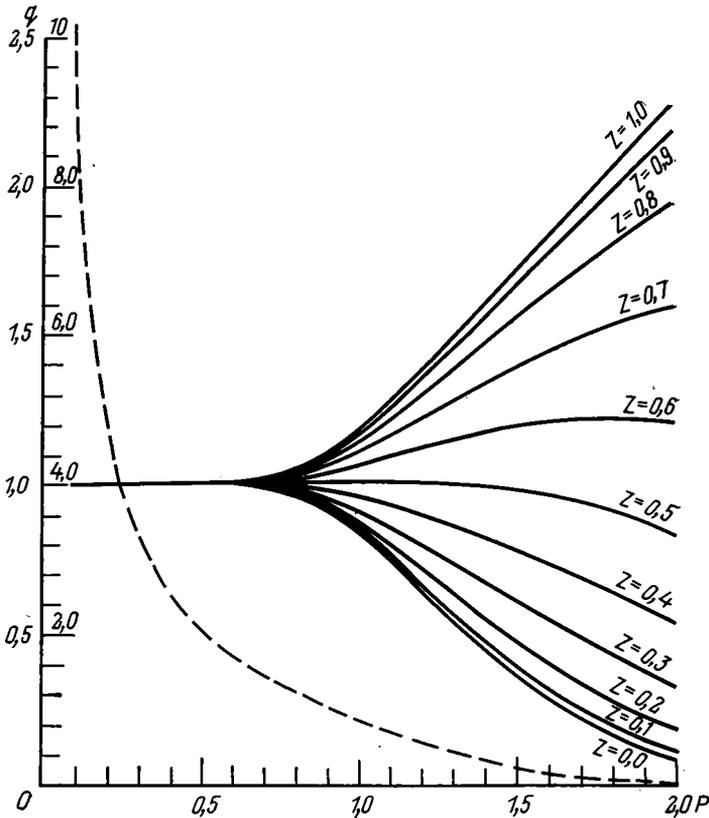


Рис. 3. Номограммы для определения величины теплового потока. Сплошные линии — значения теплового потока, нормированные по $\lambda T_0/h$; пунктирные линии — значения теплового потока, нормированные по $\lambda T_0/\sqrt{\pi at}$, $p = h/2\sqrt{\pi at}$ — глубина точки определения теплового потока в единицах h

ты расчета представлены на рис. 4. Как видно из этого рисунка, средняя величина мощности литосферы в Тирренском море составляет 25 км. Зона наиболее приподнятой кровли астеносферного вещества (до 18 км) располагается в восточной части Тирренского моря, в тылу Липарской островной дуги. В западной части моря, судя по нашим расчетам, вообще не проявилось вторичного внедрения мантийного вещества, и величина мощности литосферы там обусловлена остыванием и кристаллизацией «первичной» океанической литосферы.

Итак, современная тектоническая структура Тирренского моря связана с сосуществованием двух процессов — растяжения в Центрально-Тирренской котловине и сжатия в периферийных частях. Повышенный тепловой поток, базальтовый вулканизм и малая мощность литосферы свидетельствуют о внедрении мантийного материала в ранее сформированную литосферу Тирренского бассейна. В то же время образование надвигов в Тоскане, на Корсике и в Южных Апеннинах позволяет считать, что происходила коллизия литосферных блоков. Однако если эти блоки из-

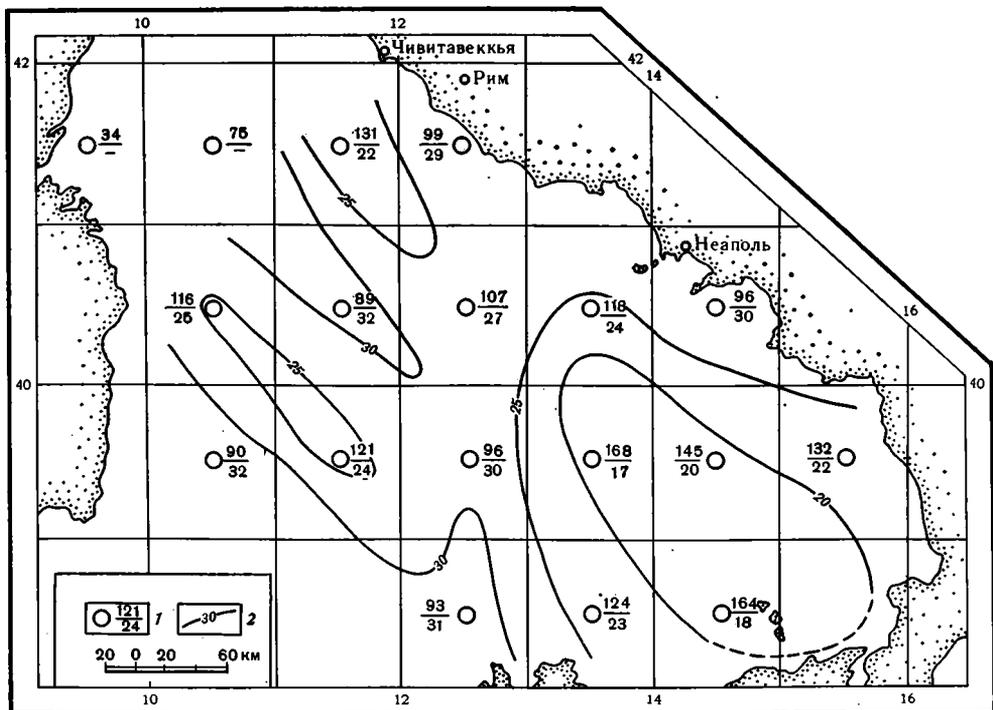


Рис. 4. Схема мощности литосферы Тирренского моря
 1 — узловые точки: в числителе — среднее значение теплового потока, в знаменателе — мощность литосферы в км; 2 — изолинии в км

начально были разогреты до высокой температуры, а скорость коллизии была незначительной, то можно объяснить синхронность этих процессов, кажущихся на первый взгляд антагонистическими. Примерно на уровне 7—9 млн. лет (исходя из абсолютных датировок толеитовых базальтов из скв. 373а [10]) происходило «расклинивание» литосферных блоков: континентальная кора Адриатического блока продвигалась на запад, а Корсиканско-Сардинского — на восток. Одновременно твердое вещество верхней мантии субдуцировалось к центру Тирренской впадины [18] (рис. 5). В ослабленную зону устремился расплавленный материал астеносферы, который поглотил блоки континентальной коры, что и объясняет ее деструкцию [8]. Продвижение астеносферного вещества было спровоцировано выделением фрикционного тепла, поддерживавшего активность этого расплава. Так, по-видимому, образовывались мощные вулканические сооружения в наиболее глубоководной части Тирренского бассейна: вулканы Вавилова с относительной высотой 2300 м, Марсили — 2100 м и Маньяги — 1600 м. Излияния толеитовых базальтов указывают на отсутствие контаминации мантийного материала, т. е. зона внедрения была относительно широкой. По-видимому, это могло происходить в условиях растяжения, которое не затронуло, как уже упоминалось, периферийные части Тирренского моря. Следовательно, там возникали сжимающие напряжения. По данным М. Бокалетти с соавторами [12], уже со среднего тортона в Калабрийской дуге существовала зона сжатия, ареал которой расширялся и захватил к настоящему времени весь юго-восток Тирренского моря. На современную активность этого региона указывает вулканизм Липарских островов, Сицилии, Везувия, гидротермальные системы Лардерелло, Монте-Амиато, Травале. Изучение изотопии гелия спонтанных газов из гидротермальных систем [5] показало, что в них присутствует ювенильная компонента, связанная с дегазацией мантии. Подобные геотермические и петролого-геохимические условия встречаются в островодужных системах типа переходной зоны в районе Японского моря [15].

Геодинамическая обстановка современного Тирренского моря обусловлена новым циклом посттортонской тектонической активизации, вызванным движением Африканского континента на север, а Адриатической плиты на юг; в результате этого была сформирована островодужная система с известково-щелочными вулканами. Тирренское море — это окраинное море с высокой термической активностью (подобно Японскому морю). Аналогично существуют растягивающие напряжения, излияния толеитовых базальтов, т. е. процессы, подобные рифтогенезу. На «континентальной» окраине за счет этого образовались надвиги, картируемые

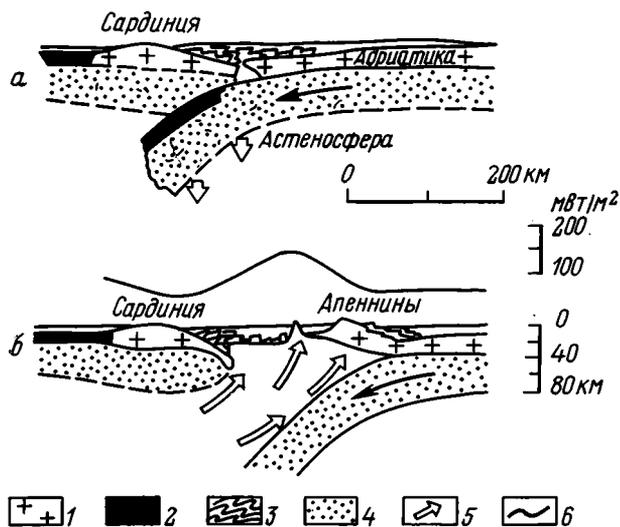


Рис. 5. Модель эволюции литосферы Тирренского региона: а — поздний олигоцен — ранний миоцен, б — плиоцен — настоящее время, 1 — континентальная кора, 2 — океаническая кора, 3 — дислоцированные осадочно-метаморфические толщи, 4 — литосфера, 5 — направление внедрения вещества астеносферы, 6 — профиль теплового потока

геологами на восточной окраине Сардинии и Корсики [19]. Осколки континентальной коры по периферии впадины, отрываясь от аллохтонных пластин, оказывались погруженными на дно моря по системам листрических сбросов, как, например, гора Верчелли.

Таким образом, характер геотермического поля и рассчитанная мощность литосферы Тирренского бассейна указывают на преимущественно горизонтальную компоненту тектонических движений в новейший этап. Возникновение вулканических подводных гор «океанического типа», сложенных толеитовыми базальтами, обусловлено растяжением и новообразованием океанической литосферы во внутреннем заостроводужном море. Большая высота вулканов при малой мощности литосферы в центральной части Тирренского моря, которую мы связываем с наличием здесь восходящего потока астеносферного вещества, хорошо подтверждается нарушением изостазии [17].

Авторы благодарны руководителю работ на НИС «Витязь» проф. В. С. Ястребову и капитану судна Н. В. Апехтину за постоянное внимание, помощь и поддержку данного направления исследований.

Литература

1. Артюшков Е. В., Бацанин С. Ф. Об изменении теплового режима земной коры, связанного с подходом к ее нижней границе аномальной мантии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1984, № 12, с. 3—9.
2. Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Механизм образования глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 5—9.

3. *Городницкий А. М., Гольмшток А. Я., Хуторской М. Д.* Способ расчета мощности океанической литосферы по результатам измерений теплового потока через дно океана.— В кн.: Тектоника литосферных плит. Вып. 3. М.: ИО АН СССР, 1979, с. 18—26.
4. Земная кора и история развития Средиземного моря. М.: Наука, 1982. 206 с.
5. *Поляк Б. Г., Прасолов Э. М., Буачидзе Г. И., Кононов В. И., Мамырин Б. А., Суrowцева Л. И., Хабарин Л. В., Юденич В. С.* Изотопный состав He и Ar во флюидах Альпийско-Апеннинского региона и его связь с вулканизмом.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1220—1225.
6. *Рингвуд А. Э., Грин Т. Х.* Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 118—131.
7. *Сорохтин О. Г.* Тепловые потоки через срединно-океанические хребты.— В кн.: Океанология. Геофизика океана. Т. 2 (геодинамика). М.: Наука, 1979, с. 178—181.
8. *Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В.* Деструкция земной коры в зоне сочленения Африкано-Аравийского континента и Средиземноморского складчатого пояса.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 40—49.
9. *Argand E.* La tectonique de l'Asie.— In: Proceeding of the 13th Intern. Geol. Congress, 171. Brussels, 1924, p. 171—372.
10. *Barberi F., Bizonard H., Ferrara G., Gasparini P. et al.* Age and nature of basalts from the Tyrrhenian abyssal plain.— Initial Rep., DSDP, Leg 42a, Site 373A, 1978, p. 509.
11. *Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X.* From the Tethys ocean to the Mediterranean Seas: a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system.— In: Structural history of the Mediterranean basins. P., 1977, p. 143—164.
12. *Boccaletti M., Nicolich R., Tortorici L.* The Calabrian arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean.— Marine Geol., 1984, v. 55, p. 219—245.
13. *Della Vedova B., Pellis G., Foucher J. P., Rehault J.-P.* Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea.— Marine Geol., 1984, v. 55, p. 271—289.
14. *Erickson A. J., Simmons G., Ryan W. B. F.* Review of heat flow data from the Mediterranean and Aegean Seas.— In: Structural history of the Mediterranean basins. P., 1977, p. 263—279.
15. *Hasebe K., Eujii N., Uyeda S.* Thermal processes under island arcs.— Tectonophysics, 1970, v. 10, p. 335—355.
16. *Heezen B., Gray C., Segre A. G., Zarudski E. F. K.* Evidence of foundered continental crust beneath the central Tyrrhenian Sea.— Nature, 1971, v. 229, p. 327—329.
17. *Morelli C.* Gravity anomalies and crustal structures connected with the Mediterranean margins.— In: Sedimentary basins of Mediterranean margins, C. N. R. Italian Project of Oceanography. Bologna, 1981, p. 33—53.
18. *Reutter K.-J.* A trench-forearc model for the Northern Apennines.— In: Sedimentary basins of Mediterranean margins, C. N. R. Italian Project of Oceanography. Bologna, 1981, p. 433—443.
19. *Selli R., Fabbri M.* Tyrrhenian: a Pliocene deep sea.— R. C. Acad. Lincei, 1971, v. 8, p. 104—116.
20. *Yoshii T.* Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickening of the plate.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 25, № 3, p. 308—317.

Геологический институт
АН СССР
Институт океанологии
им. П. П. Ширшова АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
14.XII.1984



ХРОНИКА

УДК 550.4:552.5/6(061.3)

ГЕОХИМИЯ ОФИОЛИТОВ (ЕЖЕГОДНЫЙ СИМПОЗИУМ ПРОЕКТА № 195 МПГК)

Симпозиум «Геохимия офиолитов» проходил со 2 по 5 декабря 1985 г. в Женеве (Швейцария) и был четвертым научным совещанием, которое проводилось рабочей группой проекта № 195 «Офиолиты и океаническая кора окраинных морей» Международной программы геологической корреляции. Тема этого симпозиума была выбрана строго в соответствии с общей программой работы проекта, основная задача которого — выявление сходства и различий между офиолитами складчатых областей континентов и корой океанического типа отдельных структурных элементов дна Мирового океана. До этого совещания члены рабочей группы рассмотрели вопросы эволюции океанической коры во времени и характера ее изменения в результате процессов динамометаморфизма. Анализировались также и общие закономерности тектонического размещения офиолитовых покровов и их структурное положение в пределах активных окраин современных океанов. Задачей последнего симпозиума по офиолитам было выявление геохимических критериев классификации офиолитов. Симпозиум проводился Департаментом минералогии Женевского университета под руководством проф. М. Делалоа. На нем было оглашено 31 научное сообщение, в обсуждении которых приняли участие более 80 ученых из 23 стран.

Первые классификации офиолитовых комплексов, предложенные А. Миясиро, Н. Л. Добрецовым и др., основывались на различиях процессов, которые протекают при образовании океанической коры в пределах глубоководных впадин окраинных морей и трансформных разломах, в островных дугах и срединно-океанических хребтах. Именно кратковременными процессами спрединга в сочетании с наложившимися на них, например, в островных дугах, явлениями более поздней субдукции и объяснялись отличия офиолитов от пород, формирующихся в рифтовых зонах современных океанов. Однако в применении этой классификации геологи сталкивались при палеотектонических построениях с определенными трудностями. Они возникали прежде всего потому, что офиолитовые аллохтоны, как и зоны меланжа, содержащие разобренные блоки пород офиолитовой ассоциации, чаще всего встречаются в структуре континентальных окраин в аккреционных призмах или областях обдукции с покровно-чешуйчатой структурой. До того как офиолитовые пластины были вовлечены в пакеты тектонических чешуй, они переместились на значительные расстояния и невозможно было восстановить, к каким же конкретным тектоническим элементам океанов геологического прошлого они первоначально принадлежали. Кроме того, глубоководное бурение в океанах показало, что различного типа как океанические базальты, так и бониниты, марьяниты, пикриты и другие вулканические образования, встречаются не в удаленных друг от друга структурных зонах, а в одних и тех же непрерывных разрезах. Следовательно, анализ только общего состава пород основного ряда не всегда может быть использован в качестве генетического признака в классификации офиолитов.

Изучение офиолитов Альпийско-Гималайского пояса показало, что без детальных геологических исследований с целью установления геологического возраста океанических образований и места их формирования палеотектонические построения неточны. В настоящее время сделано много радиометрических датировок основных пород офиолитовых ассоциаций, однако их необходимо подтверждать микропалеонтологическими определениями. Часто офиолиты одной и той же структурной зоны имеют, по определениям изотопными методами, сходный возраст, но при изучении фауны и литологии перекрывающих их осадков становится ясно, что они формировались в различных геологических условиях и в разные геологические века. Поэтому многими тектонистами широко применяется модель рассеянного спрединга, подобно Эгейскому морю, для объяснения различий в составе офиолитов единой тектонической структуры.

Перед учеными, которые собрались в Женеве, первоочередными были следующие вопросы.

1. Детализация принципов геохимической классификации офиолитов.
2. Использование геохимических критериев для выявления взаимосвязей между вулканогенными, дайковыми и расслоенными комплексами офиолитовых ассоциаций.
3. Анализ эволюции вещественного состава пород в процессе формирования офиолитовых ассоциаций.

Симпозиум начался с обсуждения проблем геохимии офиолитов в их теоретическом и практическом аспекте. Одной из актуальных среди них до сих пор остается задача использования геохимических данных и методов для целей реконструкции палеотектонических условий формирования офиолитовых массивов и для выявления генетической принадлежности слагающих их комплексов пород. До настоящего времени задачи такого рода обычно решаются на основе данных по составам эффузивных и дайковых образований офиолитовых разрезов, при дискриминации и классификации которых используются бинарные и тройные геохимические диаграммы, впервые разработанные А. Мясиро и Дж. Пирсом, или же несколько модернизированные их варианты (доклад Л. Беккалувы и ряд других). Однако опыт последних исследований, и в частности некоторые материалы совещания, показывает, что такой подход не всегда дает однозначные результаты. Отсюда вытекает необходимость серьезной модернизации самих используемых диаграмм и принципов классификации, первоначально основанных на сравнительно ограниченном фактическом материале. Сегодня требуется привести их в соответствие с той огромной по объему информацией, которая получена за последние годы при изучении геохимии коры самых различных структур ложа океана и его переходных зон. Необходимо также в дополнение к графическим методам интерпретации разработать более строгие, статистически обоснованные критерии оценки данных и признаков, используемых для целей классификации. За рубежом исследования в данных направлениях пока только начинаются. В заключительный день заседаний симпозиума эти задачи по инициативе советской делегации всесторонне обсуждались членами рабочей группы проекта. У советских геологов и геохимиков, располагающих обширным фактическим материалом и значительным опытом работы, несомненно, есть основания занять лидирующее положение в данном направлении исследований.

Весьма перспективным направлением в геохимии офиолитов являются работы по систематике и статистической обработке данных по распределению различных групп редких элементов в главных петрогенетических типах пород расслоенных офиолитовых комплексов. Пока такие работы, как правило, не выходят за пределы ограниченных по масштабам сопоставлений (доклады Ж. Бертрана с соавторами, Р. Лорана, Д. Костопулоса, О. Пискина и его коллег). Однако существуют попытки и более широких обобщений, дающие интересные результаты. Первая систематика данных по геохимии гранитоидных пород (главным образом плагиогранитов) офиолитовых массивов (доклад Дж. Пирса) показала, что они дают ряд дополнительных критериев для петрологического моделирования и палеотектонических реконструкций. Так, например, плагиограниты из верхних частей разрезов таких массивов, как Троодос и Вуринос, содержат существенно более низкие концентрации тантала, ниобия, циркония, гафния и титана по сравнению с однотипными породами из массивов западного Средиземноморья. Это позволяет считать, что не только эффузивно-дайковые, но и плутонические комплексы двух первых массивов формировались в условиях, характерных для современных островных дуг, поскольку магматические породы последних имеют точно такие же геохимические аномалии. Очевидно, что такие обобщения необходимо развивать и дальше, охватывая как более широкий спектр типов пород, так и более широкий круг элементов-индикаторов.

Большое внимание уделяется сейчас проблеме генетических взаимосвязей между отдельными комплексами пород офиолитовых разрезов. Интерес к этой проблеме вполне понятен, поскольку очень часто породы офиолитовой ассоциации разобраны тектонически и от решения этой проблемы зависят и петрологические, и палеотектонические построения. Материалы совещания показывают, что для получения убедительного ответа на данный вопрос геохимическими методами требуется весьма детальный анализ закономерностей распределения широкого набора редких элементов и в породах, и в слагающих их минералах. Исследования такого рода, проведенные сейчас на ряде массивов Средиземноморья, показали, что во многих случаях в них тесным образом сочетаются вулканогенные и интрузивные породы различных магматических серий. Для возникновения таких массивов требуется допускать либо резкую смену термодинамических условий магнеобразования, либо существенную гетерогенность субстрата, в котором закладывались магматические очаги. Некоторые исследователи предпочитают искать объяснения таких различий в сложной истории тектонического становления массивов, обусловившей совмещение пород, первоначально возникших в разной обстановке. Но такие построения требуют, чтобы результаты геохимических методов обязательно согласовывались с данными по литологии, стратиграфии и структурной геологии массивов и с общим анализом тектоники региона.

В последнее время резко вырос объем информации по составам и геохимическим особенностям породообразующих минералов из самых разных типов пород офиолитовых ассоциаций. Работы по систематике таких данных уже начаты и у нас в стране, и за рубежом. Результаты статистического анализа составов пироксенов и хромшпинелей из пород массивов различных провинций Тетиса, представленные на симпозиуме (доклады Д. Оненстеттера и М. Оненстеттер), интересны с различных точек зрения. Во-первых, данные по составам этих минералов можно с успехом использовать для целей корреляции офиолитовых пород с породами разных структурно-тектонических зон ложа современных океанов. Во-вторых, они несут ценную информацию о генетических соотношениях между разными комплексами пород единого массива, позволяя анализировать особенности его становления на магматических и постмагматических стадиях. И наконец, такие данные составляют важную основу для прогнозной оценки массивов и их отдельных зон на потенциальную рудоносность в отношении хромитов и огнеупорного сырья.

При изучении офиолитовых массивов в последнее время за рубежом все шире раз-

ворачиваются исследования по геохимии платиноидов. Дело в том, что в решении вопросов генезиса пород ультраосновного состава элементы группы платины играют такую же индикаторную роль, как, например, редкие земли в отношении других типов пород. Одновременно с решением петрогенетических вопросов работы в данном направлении создадут необходимую основу для целенаправленного поиска новых видов месторождений ценнейших металлов, весьма широко применяемых в современной промышленности. Следовательно, всемерное развитие аналогичных работ фундаментального профиля в нашей стране следует рассматривать как самую неотложную задачу.

Научные сообщения на симпозиуме свидетельствуют, что в настоящее время накоплен обширный и разнообразный фактический материал по геохимическому составу пород офиолитовой ассоциации. Необходимо свести эти данные на основе обобщающей модели спрединга океанского дна, которая бы объясняла отличия в составе офиолитовой ассоциации и пород срединно-океанических хребтов, а также специфики отдельных разрезов в пределах одного и того же складчатого пояса. Появление новых сведений по составу коры глубоководных впадин окраинных морей, таких, как Филиппинское и Красное моря, трог Окинава, Командорская впадина и др., может быть очень важным при решении этой проблемы. Рабочая группа проекта № 195 предполагает приступить к обобщению всех новейших данных по вещественному составу офиолитов в ближайшие два года. Этому вопросу в первую очередь будет посвящено следующее ее заседание, которое намечено провести в Калифорнии.

Совещание в Женеве благодаря хорошей организации и целенаправленной научной программе позволило ознакомиться с последними достижениями в области изучения строения и формирования офиолитов. Оно также показало, что ученые многих стран продуктивно работают над решением проблем процессов геологической эволюции океанической коры и континентальных окраин.

Н. А. Богданов, А. Я. Шараськин

УДК 551.24(061.3) (477)

СОЗДАНИЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ СЕКЦИИ МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА АН СССР НА УКРАИНЕ

До последнего времени Междуведомственный тектонический комитет АН СССР имел шесть региональных секций: в Белоруссии и Прибалтике, на Урале и Кавказе, в Казахстане и Средней Азии, в Сибири и на Дальнем Востоке. Ощущалось отсутствие подобной секции на Украине.

26 марта 1986 г. Президиум АН УССР своим постановлением организовал при Отделении наук о Земле АН УССР Научный совет АН УССР по проблеме «Тектоносфера Украины» как региональную секцию Междуведомственного тектонического комитета АН СССР. Кроме того, создан первый в Советском Союзе Научный совет по тектоносфере. Создание совета по тектоносфере означает понимание необходимости целенаправленного комплексного изучения региональных вопросов и общих тектонических проблем в двуединстве литосфера — астеносфера в их структурной, динамической и генетической взаимосвязи. Сейчас очевидно, что в большинстве своем проблемы, особенно наиболее принципиальные, важнейшие, не могут быть решены без увязки данных приповерхностной геологии и материалов о строении, составе, состоянии и эволюции глубоких этажей тектоносферы, поставляемых глубинной геофизикой.

Украина весьма благоприятна для решения указанных проблем и вопросов. Это обуславливается тем, что: 1) геологическое строение республики очень разнообразно — на сравнительно небольшой площади развиты почти все известные типы континентальных и переходных геологических структур с возрастом от раннего архея до антропогена; 2) геологическая изученность территории республики высока; 3) начато бурение Криворожской сверхглубокой скважины с проектной глубиной 12 км; 4) в большом объеме проведены глубинные геофизические исследования, позволившие детально изучить строение литосферы до глубин 50—60 км, проследить астеносферу на отметках 200—250 км и приступить к реализации комплексной программы геолого-геофизического синтеза. Существенно при этом, что Институт геофизики АН УССР является ведущим в международном проекте «Комплексные геофизические исследования литосферы Центральной и Восточной Европы», осуществляемом в рамках Комиссии многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран по проблеме «Планетарные геофизические исследования» (КАПГ).

Геологическая компонента геолого-геофизического комплексирования понимается широко: это не только обычная тектоника в структурном, кинематическом и динамическом смысле, но и петрология, магматизм, метаморфизм, металогения, эволюция этих явлений во времени и т. д. Представляется, что при таком всестороннем подходе можно рассчитывать на решение весьма существенных тектонических проблем.

Созданию Научного совета по тектоносфере на Украине предшествовало республиканское совещание, проведенное Институтом геофизики им. С. И. Субботина АН УССР в Киеве с 14 по 17 октября 1985 г. при поддержке Междугосударственного тектонического комитета АН СССР. В работе совещания приняли участие более 200 человек, представлявших 28 геологических и геофизических организаций Союза и республики: Академию наук СССР (Междугосударственный тектонический комитет, Геологический институт), Академию наук УССР (институты: геофизики, геологических наук, геохимии и физики минералов, геологии и геохимии горючих ископаемых), Министерства геологии СССР и УССР (ВСЕГЕИ, ВИМС, УкрНИГРИ, Институт минеральных ресурсов, Кировская экспедиция и др.), Мингазпром СССР, Московский, Киевский и Львовский госуниверситеты, Днепропетровский горный институт и др. Было заслушано 40 докладов, посвященных общим проблемам тектоники, существенным для Украины, физическим моделям тектоносферы и их следствиям, актуальным вопросам региональной геотектоники республики, новым тектоническим картам, составленным по комплексу геолого-геофизических данных, полученных, в частности, в результате космических съемок, и др.

В целом совещание показало, что при всем разнообразии представленных материалов, различиях в теоретических взглядах и методических приемах поставленная проблема очень актуальна и привлекает широкое внимание. Переход к комплексности наталкивается на трудности в существенной степени из-за сильно развивающейся дифференциации геолого-геофизических дисциплин с их методологическими отличиями и устоявшейся «цеховой» психологией работы только в «своей» узкой области. Ситуация усугубляется тем, что эта дифференциация и психология жестко закреплены организационно в виде строго специализированных институтов, отделов, тем и т. д. Комплексные исследования требуют координируемых коллективных усилий самых различных научных и производственных организаций, отдельных исследовательских групп и пр. До сих пор такая координация в республике практически отсутствует.

Постановлением Президиума АН УССР Научному совету АН УССР по проблеме «Тектоносфера Украины» поручено координировать исследования по следующим направлениям: комплексные геолого-геофизические исследования тектоносферы Украины; изучение строения, состава и эволюции тектоносферы с целью выявления полезных ископаемых на Украине. Основными задачами совета являются: анализ современного состояния и перспектив развития исследований по проблеме; определение основных направлений и задач научных исследований; организация комплексных геолого-геофизических исследований силами научных учреждений и коллективов независимо от их ведомственной подчиненности; оценка результатов работ по проблеме и выработка рекомендаций по их использованию в народном хозяйстве.

А. В. Чекунов, В. Г. Кучма

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора М. С. МАРКОВ

Ответственный секретарь А. А. МОССАКОВСКИЙ

В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, В. И. КОВАЛЕНКО, Ю. А. КОСЫГИН,
Л. И. КРАСНЫЙ, П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН

Адрес редакции

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией М. Н. Шуплецова

Технический редактор Т. М. Кроткова

Сдано в набор 04.07.86	Подписано к печати 10.08.86	Т-14877	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 11,2	Усл. кр.-отг. 19,0 тыс.	Уч.-изд. листов 12,1
		Тираж 1674 экз.	Бум. л. 4,0
		Зак. 4933	

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

№ 172

1 ГОНЧАРНИЙ ПЕР Д 7-61

ДЕГТЕРЕВОЙ Т М

70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

0

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

Бухаров А. А. ПРОТООКТИВИЗИРОВАННЫЕ ЗОНЫ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ. 20 л. 3 р. 50 к.

В монографии подробно характеризуются своеобразные структуры земной коры континентов, сформированные в интервале времени 1900—1600 млн. лет и отражающие этап тектоно-магматической активизации архейско-протерозойских кратонов и платформ. Протоактивизации присущи своеобразные формы проявления магматизма — внутриконтинентальные вулканические пояса. Металлогенический анализ областей протоактивизации позволил разработать новые теоретические представления об эпитермальном типе рудогенеза, неизвестном в раннем докембри.

Книга предназначена для геологов-докембристов, тектонистов, палео-вулканологов, петрологов, металлогенистов.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ. КИСЛЫЕ И СРЕДНИЕ ПОРОДЫ 40 л. 6 р. 60 к.

В книге представлены сведения по петрологии кислых и средних магматических горных пород на формационной основе. Охарактеризованы составы соответствующих пород для всех важнейших тектонических структур Земли, которые разделены на континентальные (щиты, платформы, складчатые пояса), океанические (срединно-океанические хребты, острова, островные дуги, ложе океанов) и переходные между континентом и океаном (активные и пассивные континентальные окраины различных вариантов).

Издание рассчитано на геологов, петрографов, геохимиков и тектонистов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 1, Коммунистическая ул., 51; 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»