

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ГЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1988

## СОДЕРЖАНИЕ

Ханн В. Е. Тектоника плит двадцать лет спустя (размышления о прошлом, настоящем и будущем) . . . . .	3 ✓
Пушаровский Ю. М., Пейве А. А., Разницын Ю. Н., Сколотнев С. Г., Ляпунов С. М., Турко Н. Н. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика) . . . . .	18
Ставский А. П., Чехович В. Д., Кононов М. В., Зоненшайн Л. П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит . . . . .	32
Шпунт Б. Р. Континентальный рифтогенез в позднем докембрии на Сибирской платформе . . . . .	43
Панов Б. С., Хуньцуйань Янь. О тектонике и минерагении северо-западной части КНР . . . . .	53
Макарычев Г. И. Докембрийская континентальная кора Западной Монголии и проблема ее деструкции . . . . .	63
Коньгин В. Г., Леонов М. Г., Лошманов Е. В. Тектоническая структура Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня . . . . .	76
Грачев А. Ф., Карякин Ю. В. Тектонические условия проявления позднеэоценового вулканизма Гочазского прогиба (Малый Кавказ) . . . . .	86
Шипилов Э. В., Сенин Б. В. Глубинное строение дна Баренцева моря . . . . .	96 ✓
Гаджиев А. Н., Попков В. И. Строение осадочного чехла Среднего Каспия . . . . .	101
Никонов А. А. Новейшая тектоника района Рогунской ГЭС в Таджикистане . . . . .	113

## Краткие сообщения

Ставский А. П. Об океанической природе фундамента Момо-Зырянской впадины (Северо-Восток СССР) . . . . .	122
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1988 г. . . . .	125

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

NOVEMBER — DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1988

CONTENTS

<b>Khain V. Ye.</b> Plate tectonics in twenty years (considerations about the past, present and future) . . . . .	<b>3</b>
<b>Pushcharovsky Yu. M., Peyve A. A., Raznitsin Yu. N., Skolotnev S. G., Lyapunov S. M., Turko N. N.</b> Cape Verde fault: rock composition and structure (Central Atlantic) . . . . .	<b>18</b>
<b>Stavsky A. P., Chekhovich V. D., Kononov M. V., Zonenshain L. P.</b> Palinspastic reconstructions of the Anadyr'-Koryak region from the standpoint of lithosphere plate tectonics . . . . .	<b>32</b>
<b>Shpunt B. R.</b> Continental riftogenesis in Siberian platform in the late Precambrian	<b>43</b>
<b>Panov B. S., Huncuiang Yan.</b> On tectonics and mineralogy of north-western part of Chinese People's Republic . . . . .	<b>53</b>
<b>Makarychev G. I.</b> Precambrian continental crust in Western Mongolia and the process of its destruction . . . . .	<b>63</b>
<b>Konygin V. G., Leonov M. G., Loshmanov Ye. V.</b> Tectonic structure of the Kurganak zone in South Tien Shan . . . . .	<b>76</b>
<b>Gadzhiev A. N., Popkov V. I.</b> The structure of the sedimentary cover in the Cenozoic volcanism in the Gochaz trough (Lesser Caucasus) . . . . .	<b>86</b>
<b>Shipilov E. V., Senin B. V.</b> Deep structure of the Barents Sea floor . . . . .	<b>96</b>
<b>Gadzhiev A. N., Popkov V. I.</b> The structure of the sedimentary cover in the Central Caspian region . . . . .	<b>101</b>
<b>Nikonov A. A.</b> Neotectonics of the Rogun power station area in Tadzhikistan . . . . .	<b>113</b>

In Brief

<b>Stavsky A. P.</b> On the oceanic nature of the Momo-Zyryan depression basement (North-East of the USSR) . . . . .	<b>122</b>
Annual index of «Geotectonics» for 1988 . . . . .	<b>125</b>

УДК 551.24

Х А И Н В. Е.

**ТЕКТОНИКА ПЛИТ ДВАДЦАТЬ ЛЕТ СПУСТЯ  
(РАЗМЫШЛЕНИЯ О ПРОШЛОМ, НАСТОЯЩЕМ И БУДУЩЕМ)**

Вот уже четверть века теоретическая тектоника развивается во всем мире под знаком господства идей мобилизма. Начало этому было положено в 1961—1962 годы публикацией работ Г. Г. Хесса и Р. С. Дитца с изложением гипотезы (тогда еще гипотезы!) образования океанов в процессе расширения их ложа — спрединга за счет разрастания океанской коры. Это дало основание американским геологам и геофизикам отметить «серебряный юбилей» тектоники плит проведением специальной научной сессии в августе 1987 г. в Техасе [44]. Но, как известно, достаточно полную формулировку в качестве концепции глобального тектогенеза тектоника плит получила лишь в 1967—1968 годах в серии статей в *Journal of Geophysical Research* (см. [23]) и собственно с этого времени началось ее широкое признание во всем мире. Именно эту дату в качестве точки отсчета выбрали французские ученые, решившие отпраздновать 20-летие тектоники плит также созывом специальной научной сессии, но уже в ноябре 1988 г.<sup>1</sup> Думается, что и нам, советским геологам и геофизикам, это дает повод оглянуться на минувшее 20-летие и подвести некоторые итоги пройденного пути. Автор этих строк пытался это делать и на промежуточных этапах и в последний раз в статье 1984 г. [33]. Однако наука в наши дни развивается очень быстро, и тенденции, только намечавшиеся несколько лет назад, получили теперь уже гораздо более полное оформление, что и оправдывает, на мой взгляд, новую попытку их рассмотрения. Другим поводом для написания этой статьи служит необходимость анализа некоторых высказываний, которые, опять-таки, по моему мнению, неправомерно противопоставляются тектонике плит.

Заключая статью 1984 г., я отмечал три главные тенденции развития тектоники плит со времени ее появления: во-первых, усложнение первоначальных понятий; во-вторых, придание большей гибкости исходным постулатам и, в-третьих, возрастающий охват вопросов, первоначально оставшихся за рамками тектоники плит.

Чтобы избежать повторения сказанного в статье 1984 г., современное состояние дел по первым двум пунктам я попробовал свести в таблицу, ограничившись некоторыми к ней комментариями.

1. Об астеносфере. В свете современных данных еще меньше оснований, чем было прежде, для отрицания существования астеносферы под древними платформами и их щитами или для вывода об ее очень глубоком (>200—250 км) залегании. Астеносфера на глубинах порядка 150—200 км установлена и под Сибирской платформой [11], и под южной частью Русской плиты, включая Украинский кристаллический массив [25], и под Балтийским щитом [45, 62], и под Каапвальским массивом Южной Африки, одним из древнейших на Земле. Поэтому представляется, что в недавней дискуссии по этому поводу между Д. Андерсоном [37] и Т. Джорданом [58] более прав первый, доказывающий, что мощность литосферы нигде не превышает 200 км. Между тем на выводах Т. Джордана у нас основывался П. Н. Кропоткин с соавторами [12], им придают большое значение и некоторые другие ис-

<sup>1</sup> Выбор этой даты французами, вероятно, определялся и тем обстоятельством, что автором одной из главных статей 1968 г. был их соотечественник Кс. Ле Пишон.



**Сопоставление постулатов «классической» тектоники плит (слева)  
и их возможной сегодняшней формулировки (справа)**

1. Верхняя твердая Земля разделена на упруговязкую литосферу и вязкую астеносферу, подстилаемую упруговязкой мезосферой. По поверхности астеносферы происходит относительное смещение литосферы.

1. Кора и мантия Земли, вплоть до границы ядра, расслоены на большое число оболочек, способных перемещаться дифференцированно одна относительно другой. Расслоенность возрастает в областях повышенного теплового потока. Существуют поверхности раздела, имеющие всеземное распространение, и другие — более ограниченное.

2. Литосфера разделена на ограниченное число больших и малых плит, моноклитных, жестких и недеформируемых.

2. Литосфера разделена на ограниченное число крупных плит, между которыми простираются зоны торошения, состоящие из мозаики микроплит и коровых блоков.  
Крупные плиты не вполне моноклитны и испытывают внутренние деформации вдоль швов, подразделяющих их на субплиты. Швы часто наследуют древние разломы.

3. Границы плит делятся на дивергентные, конвергентные и трансформные.

3. При преобладании одного из кинематических типов границ плит они имеют сложный характер и в пространстве, и во времени, могут носить диффузный характер, оси спрединга и субдукции могут испытывать «перескоки» и разрастание, вдоль трансформных разломов может происходить растяжение или сжатие, вдоль рифтов — сдвиг и т. п.

4. Имеет место полная компенсация спрединга субдукцией; объем Земли остается неизменным.

4. Субдукция не является единственным компенсатором спрединга, серьезное значение имеют обдукция, сдвиговое торошение и коробление литосферы в межплитных зонах. Кроме того, субдукция не компенсирует спрединг автоматически, а несколько отстает от него с накоплением напряжений сжатия в океанской литосфере. Весьма вероятно, что имеет место пульсация Земли вследствие временного преобладания спрединга или субдукции.

5. Причиной перемещения литосферных плит является тепловая конвекция в мантии; литосферные плиты увлекаются горизонтальным конвективным потоком в астеносфере.

5. Конвекция в мантии не является непосредственным механизмом перемещения литосферных плит; таковым является гравитация. Конвекция носит сложный, многоступенчатый характер и, вероятно, не является чисто тепловой. Тем не менее конвекции принадлежит определяющая роль в движениях коры и мантии.

следователи. Но положение нижней границы литосферы остается по существу открытым вопросом.

2. Микроплиты начинают обнаруживаться не только в зонах конвергенции или коллизии главных плит, но и в зонах их дивергенции, например в районе Азорских островов в Атлантике или в районе острова Пасхи в Тихом океане. Как мы увидим ниже, главные, малые и микроплиты отличаются не только по площади, но и по мощности, и по реологическим свойствам.

3. К уже известным сложностям процессов спрединга, субдукции, перемещения по трансформным разломам добавились некоторые новые. Это, во-первых, кулисное в деталях строение осей спрединга; они оказываются состоящими из коротких отрезков, заходящих один за другой [60]. Такое строение физически смоделировано в работе наших геофизиков А. И. Шеменды и А. Л. Грохольского [35]. Во-вторых, обнаружение явления разрастания осей спрединга за пределы трансформных разломов, их первоначально ограничивающих [41], что делает более понятным «перескок» осей спрединга параллельно самим себе. В-третьих, обнаружена сильная изменчивость строения литосферы и вулканизма по простиранию осей срединно-океанских хребтов. Вместе с тем получена удовлетворительная корреляция между высотой срединных хребтов, мощностью их коры и составом вулкаников [55], что лишней раз подчеркивает эвристическую силу кон-

цепции спрединга и делает во многих случаях ненужными допущения о гетерогенности мантии.

В статье 1984 г. уже отмечалось разнообразие типов субдукции, обнаруженное глубоководным бурением и сейсмикой, и, в частности, достаточно широкое распространение наряду с аккрецией тектонической эрозии. Проведенный позднее у берегов Перу профиль бурения [70] подтвердил этот вывод, в то время как Барбадосский профиль [51] принес подтверждение аккреционной модели. Явление тектонической эрозии в процессе субдукции, очевидно, широко проявлялось в геологическом прошлом, и им в основном и объясняется плохая и редкая сохранность в древних складчатых системах собственно океанской коры, т. е. коры типа СОХ.

Некоторые любопытные детали выявило дальнейшее «полигонное» изучение трансформных разломов. Выяснилось их достаточно сложное строение, и были обнаружены многочисленные протрузии серпентинитов. Интересно, что такие протрузии существуют и вдоль продольных разломов осевых зон срединных хребтов. Очевидно, этим объясняется попадание обломков ультрамафитов и габбро в разрез 2-го слоя океанской коры, выявленных еще в ранних рейсах НИС «Гломар Челленджер» в Центральной Атлантике.

4. Представления о непостоянстве, о пульсации объема Земли в настоящее время получили довольно большое распространение. Основанием для них служит периодическое изменение скорости спрединга [69] и наблюдаемые в современную эпоху короткопериодические вариации скорости вращения Земли [12]. Одновременно продолжаются споры относительно общей направленности, генеральной тенденции этих изменений. Довольно активны, особенно в нашей стране, сторонники расширяющейся Земли, но в весьма обоснованном анализе Р. Вейермарсом [74] убедительно показано, что ни о каком-либо быстрое расширение не может быть и речи и только расширение в ограниченных масштабах может найти физическое объяснение. Такое расширение возможно в рамках пульсационного развития Земли, а его монотонной составляющей является скорее всего не расширение, а, напротив, уменьшение объема Земли. Соответствующие доказательства приводятся в работах А. Т. Асланяна [3] и П. Н. Кропоткина с соавторами [12]; первый из этих авторов попытался даже оценить скорость убывания радиуса Земли — 2,26 см/100 лет.

5. Проблема движущих сил тектоники плит и конвекции в мантии Земли интенсивно обсуждается в мировой литературе теперь не только геофизиками, но и геохимиками [36]. Основные вопросы, дискутируемые в настоящее время, таковы. 1. Являются ли горизонтальные ветви мантийных течений тем конвейером, который увлекает за собой литосферные плиты; подавляющее большинство исследователей, вслед за Е. В. Артюшковым и С. Уедой, дают на это негативный ответ, вследствие чего приходится искать другой механизм перемещения плит (см. ниже). 2. Существует ли замкнутая система конвективных ячеек, или наблюдается лишь восходящая конвекция, вернее, адвекция с тем или иным масштабом горизонтального растекания; однако она может дополняться погружением океанской литосферы в зонах субдукции и ее расплавлением и вовлечением в подъем на глубине. 3. Является ли мантийная конвекция чисто тепловой, или в мантии имеет место тепломассоперенос; больше данных, видимо, за второй вариант, но главным аргументом в пользу первой концепции является изотопия свинца в верхах мантии, отвечающая возрасту около 1700 млн. лет; она противоречит представлению о постоянном перемешивании мантии и свидетельствует в пользу «канализированного» подъема разогретого материала. 4. Происходит ли общемантийная конвекция или существуют две отдельные системы — в нижней и в верхней мантии; экспериментальные данные как будто требуют изменения химического состава на их границе, что должно служить непреодолимым препятствием для общемантийной конвекции; в пользу раздельной конвекции

говорят и данные сейсмической томографии, и данные геохимии, показывающие, что материал океанской литосферы, погрузившись до глубины около 650 км, затем плавится и вновь вовлекается в конвективный круговорот [36]. Но и этот вопрос нельзя считать решенным; кроме того, не исключено проявление локальной конвекции и в пределах астеносферы.

Неопределенность, неясность в проблеме механизма движения плит показывает, что констатация В. А. Магницкого [1] о том, что в тектонике плит доказанной может считаться кинематическая сторона, а динамическая пока не нашла убедительного объяснения, справедлива и сегодня. Однако этот упрек может относиться к любой концепции тектогенеза и имеет объективное оправдание в недостаточности наших знаний о состоянии и процессах, протекающих в глубоких недрах Земли.

Что же касается обнаруженных сложностей в кинематике плит, то они существенны и значимы в региональном, а не в глобальном масштабе. Напротив, глобальная «мгновенная» кинематика плит с каждым годом получает все более убедительное подтверждение данными космической геодезии [54], а более древние палинспастические реконструкции продолжают подтверждаться глубоководным бурением.

Но главной целью настоящей статьи является не защита тектоники плит — на мой взгляд, она в ней более не нуждается и всем должно быть ясно, что ее появление и развитие знаменует один из важнейших этапов в истории теоретической геологии<sup>2</sup>. Сейчас важнее другое — рассмотреть наиболее перспективные направления ее дальнейшего развития и одновременно развития геологической теории вообще. Эти направления были отчасти намечены автором в статье 1984 г., но теперь обозначились более четко и поэтому требуют более обстоятельного анализа.

Одно из таких направлений — «проекция» тектоники плит во все более отдаленное геологическое прошлое Земли. Уже около десяти лет назад стало очевидным, что «плитнотектонический механизм» работает по меньшей мере с рифея, поскольку с этого времени стали известны типичные офиолиты — показатель спрединга и глаукофановые сланцы — показатель субдукции. Но в последние годы начали описываться и раннепротерозойские офиолиты, с возрастом до 2 млрд. лет. Наиболее убедительный на сегодня пример — офиолиты Йормуа в северо-восточной Финляндии<sup>3</sup>. Другой пример — наши муйские офиолиты в Прибайкалье, в отношении возраста которых, к сожалению, существуют разногласия: одни считают их раннепротерозойскими, что подтверждается возрастом прорывающих этот комплекс гранитоидов [31], другие — раннерифейскими, основываясь на нахождении их обломков в раннерифейском олистостроме [8]; первый аргумент, очевидно, более убедителен. Раннепротерозойские офиолиты отмечаются в Центральном Казахстане (Улутау — [17]), в Индостане (офиолиты Далма — [67]), в Канаде (Кейп-Смит — [50]), но эти примеры несколько более спорные либо в силу неполноты набора пород, либо недостаточной определенности их стратиграфического положения. Во всяком случае распространение офиолитов в раннем протерозое можно считать более чем вероятным, а, следовательно, и действие тектоники плит уже на этом этапе геологической истории.

Нельзя, однако, полагать, что раннепротерозойская тектоника плит была тождественна современной или даже рифейской. Прежде всего это была тектоника «малых плит», ибо поперечник отдельных плит не превышал тысячи, а обычно составлял сотни километров. Соответственно между этими малыми плитами существовала достаточно густая сеть

<sup>2</sup> Однако я не могу пройти мимо появившейся почти в юбилейный год в «Бюллетене МОИП», № 6, 1987, статьи Я. А. Драновского, в которой тщательно собраны все когда-либо выдвигавшиеся возражения против тектоники плит, в том числе давно опровергнутые или относящиеся к нерешенным ею вопросам и, с другой стороны, совершенно игнорируются прямые доказательства этой теории.

<sup>3</sup> *Kontinen A. The Jormua mafic-ultramafic complex, north-eastern Finland — an early Proterozoic offiolite//Precamb. Res. 1987. V. 35. P. 313—341.*

коротких осей спрединга, что и обеспечивало выход более высокого теплового потока [46]. Последнее, кстати, объясняет и отсутствие в раннем протерозое глаукофановых сланцев (их эквивалентом могли быть дистеновые) — высокие температуры не благоприятствовали их формированию.

Признак некоторого отличия раннепротерозойского тектонического режима от рифейско-фанерозойского можно усматривать еще в сравнительной редкости в раннем протерозое типичных вулканических дуг и вулканоплутонических поясов. Последние, однако, уже появляются в конце раннего протерозоя (например, Северо-Байкальский, Медвежьеозерный в Канаде); кроме того, в это время образуются крупные линейные гранитные батолиты в тылу зон вероятной коллизии; их примеры особенно хорошо представлены на Канадском щите (Медвежьеозерный, Уоннамин в провинции Черчилл, Центрально-Лабрадорский). Преимущественное развитие гранитных плутонов по сравнению с вулканами может быть объяснено спецификой проявления субдукции в эту эру.

Что касается архея, то до недавнего времени лишь меньшинство исследователей у нас [5, 22] и за рубежом [38, 75] допускало действие тектоники плит и на этой ранней стадии развития Земли. Главным основанием для этого служило опять-таки отсутствие сколько-нибудь типичных офиолитов и представление об энсиалической и рифтогенной природе зеленокаменных поясов [7]. В последние годы положение и в этом отношении начинает меняться — в ряде работ достаточно детально описаны разрезы базальных комплексов зеленокаменных поясов, весьма близкие к типично офиолитовым. Это относится к классическому Барбертонскому поясу Южной Африки [76], не менее известному поясу Йеллоунайф в провинции Слейв Канады [49], горам Уинд Ривер в штате Вайоминг, США [53]. Авторы соответствующих описаний объективно отмечают и определенные отличия рассматриваемых комплексов от стандартной фанерозойской «пенроузской» модели, в частности широкое развитие коматинитов, отсутствие кумулятивных комплексов, крайнюю редкость плагиогранитов, более сложное строение с обилием силлов, большую метасоматическую измененность и др. Это, как мне кажется, оправдывает осторожное наименование архейских офиолитов «протоофиолитами». С другой стороны, авторы цитированных работ правы, отмечая, что и фанерозойские офиолиты достаточно разнообразны по своему составу и строению, что отражает их образование в несколько различных обстановках (океанской, окраинноморской, островодужной).

В отношении вулканических комплексов, надстраивающих протоофиолитовые низы разрезов зеленокаменных поясов, накапливается все больше данных об их сходстве с известково-щелочными ассоциациями островных дуг, на что у нас указывал Б. Г. Лутц [16]. Вместе с тем имеются и такие пояса, где в низах преобладают бимодальные ассоциации, характерные для внутриконтинентальных рифтов, а известково-щелочные рассматриваются как производные от контаминации толеитовой магмы континентальной корой. Это подтверждает существование двух типов зеленокаменных поясов: на симатической и утоненной и переработанной сиалической коре<sup>4</sup>.

Все более очевидно, однако, что подавляющее большинство зеленокаменных поясов, зарождаясь как внутриконтинентальные рифты, затем превращается в малые океанского типа бассейны, завершая свое развитие «захлопыванием» этих бассейнов с образованием вулканоплутонических дуг над зонами субдукции и их последующим разрушением, отраженным в накоплении молассоподобных обломочных толщ. Налицо, таким образом, малый «цикл Вилсона».

Множественность зеленокаменных поясов при ограниченности их размеров и кратковременности развития (как правило, десятки мил-

<sup>4</sup> Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988.

лионов лет), пластичность растяжения при рифтообразовании и вероятная диффузность спрединга с частыми перескоками его осей — все это свидетельствует о специфичности архейской тектоники плит, связанной с высоким тепловым потоком, малой мощностью литосферы, вязкой реологией коры во всем ее поперечном сечении. Такую тектонику плит можно назвать эмбриональной, в отличие от тектоники малых плит раннего протерозоя и полномасштабной тектоники плит в рифе и фанерозое.

С только что рассмотренным вопросом тесно связан другой — проявляется ли тектоника плит на других планетах земной группы? Опять-таки до недавнего времени ответ на этот вопрос был скорее отрицательным, — действительно, на Марсе и Меркурии признаков тектоники плит не обнаружено; на Марсе есть явные свидетельства растяжения — рифты (Маринер и др.), на Меркурии — некоторые следы сжатия, а о Венере в этом плане не было практически ничего известно. Но вот одновременно и у нас [27], и в США [42] вышли работы, в которых довольно убедительно доказывается проявление на Венере спрединга; известны здесь и структуры сжатия [18]. Тем самым Венера становится второй после Земли планетой, где функционирует тектоника плит. Это косвенно подтверждает и достаточно раннее проявление последней на Земле, поскольку всеми признается, что Венера находится на более ранней стадии развития, чем Земля.

Теперь о совершенно другом направлении исследований — тектонической расслоенности литосферы. Это понятие было впервые введено у нас А. В. Пейве [28] и под его руководством, а затем под руководством Ю. М. Пуцаровского продолжает успешно разрабатываться в Геологическом институте АН СССР, наиболее активно В. Г. Трифоновым [29, 30]. Несколько позднее исследования в этом направлении широко развернулись и за рубежом, в особенности в США, где соответствующее явление получило название «деламинации». Это расслоение проявляется на самых разных уровнях земной коры и литосферы и при сжатии, и, как теперь выяснилось, при растяжении (так называемая модель Вернике для рифтов). Особую роль играют такие уровни, как мощные эвапоритовые и глинистые толщи в осадочном слое коры, как поверхность фундамента, как поверхность раздела между верхним, хрупким, и нижним, пластичным, слоями коры, как поверхность Мохо, как граница серпентинизированной и несерпентинизированной частей литосферной мантии в океанах. Существование расслоенности литосферы убедительно подтверждается данными сейсмологии — приуроченность очагов землетрясений к определенным уровням, прежде всего к верхней, хрупкой, части земной коры, данными магнитотеллурического зондирования и собственно геологическими, структурными данными. Особую роль играет разработка представления о низах коры (и верхах океанской мантии) как слое повышенной пластичности, способном деформироваться без хрупкого разрушения. Это представление, как мы увидим ниже, было успешно использовано для объяснения механизма межплитных и внутриплитных деформаций [13]. Оно же позволяет понять многие конкретные особенности строения складчато-покровных сооружений, например Памира, Гималаев, Кордильер, Альп [39, 61], а, вероятно, и большинства остальных.

Признавая концепцию тектонической расслоенности литосферы весьма прогрессивной, существенно дополняющей классическую тектонику плит, нельзя вместе с тем согласиться с ее противопоставлением последней, с попытками объявить эту концепцию особым течением в мобилизме, способным конкурировать с тектоникой плит (сторонник данного взгляда В. Г. Трифонов [30] даже придумал для этого течения особое название — «тектоника расслоенной вязкой литосферы») <sup>5</sup>. Прежде всего масштаб дифференциальных перемещений внутри литосферы измеряется максимум сотнями километров, против тысяч километров

<sup>5</sup> Совершенно справедливо оценил отношение тектонической расслоенности литосферы к классической тектонике плит А. В. Пейве в предисловии к первому сборнику «Тектоническая расслоенность литосферы» [28].

для перемещений литосферных плит относительно астеносферы. Далее, эти перемещения в основном проявлены в подвижных поясах и не охватывают одновременно всю литосферу, в противоположность глобальному характеру перемещений ансамбля главных литосферных плит. Наконец, никакого нового механизма тектогенеза и никакой новой глобальной его модели «тектоника расслоенной вязкой литосферы» по сравнению с классической тектоникой плит не предлагает — в статье В. Г. Трифонова речь идет о той же мантийной конвекции и о той же схеме дивергенции и конвергенции и коллизии литосферных масс. При этом справедливо указывается, что «в новейших областях сгущивания литосферных масс степень тектонического расслоения возрастает». Более сомнительно предположение того же автора о том, что «сжатие и утолщение континентальной литосферы, по крайней мере на ее мантийном уровне, происходит и вне подвижных поясов, в частности под кратонами». Некоторое тангенциальное сжатие здесь несомненно, оно доказывается исследованием механизмов землетрясений, напряжений в горных выработках, но существенное утолщение литосферы благодаря сгущиванию литопластин должно было иметь место лишь в эпоху становления фундамента кратонов.

Следует еще возразить против распространения на всю кору представления об ее вязком состоянии, которого придерживается В. Г. Трифонов и на котором основаны соображения В. П. Мясникова и А. А. Савельева, подержанные в свое время А. В. Пейве [24]. Сохранение линейного рисунка океанских магнитных аномалий, отвечающих изохронам, устойчивость зон разломов на континентах, упругое прогибание коры и даже литосферы под гавайскими вулканами, сейсмическая активность верхней коры, удовлетворительная сходимость векторов перемещений плит в точках их тройного сочленения, наконец, отсутствие признаков сколько-нибудь значительных внутриплитных смещений при космогеодезических наблюдениях [48] — все это подтверждает справедливость положения классической тектоники плит о жесткости и монолитности литосферных плит, по крайней мере в глобальном масштабе. И их тектоническая расслоенность — также явление региональное (для каждой данной эпохи!), а не глобальное.

Другое дело, что существует внутриплитная тектоника, и не только тектоника, а тесно взаимосвязанный с нею магматизм. Их существование действительно не учитывалось тектоникой плит в ее первоначальном виде, что может быть вполне оправдано тем, что в глобальном масштабе этими явлениями можно пренебречь, поскольку они по крайней мере на порядок менее значительны, чем деформации и магматизм на границах плит. Позднее в дополнение к тектонике плит появилась гипотеза «горячих точек» (или «плюмов» — мантийных струй) Вилсона — Моргана. Но эта гипотеза, к существованию которой я вернусь, не исчерпывает всего многообразия проявлений меж- и внутриплитной тектоники и магматизма [34].

В отношении деформаций пространств между главными литосферными плитами, в частности в пределах Центрально-Азиатского горного пояса, весьма перспективной представляется концепция двухъярусной тектоники плит, недавно выдвинутая Л. И. Лобковским [13]. Согласно этой концепции, в зонах столкновения главных плит происходит отслаивание коры по пластичному слою в ее подошве, возникают самостоятельные коровые плиты, наползающие одна на другую, в то время как нижний пластичный слой, могущий охватывать и верхи мантии, испытывает нагнетание, создающее утолщение коры и соответственно горный рельеф. Основная часть литосферной мантии одной из главных плит при этом продолжает поддвигаться под другую, обуславливая глубокофокусную сейсмичность. Выделение тепла при деформации (катаклизическом течении) низов коры (и верхов мантии) объясняет повышенный тепловой поток в зонах коллизии и пониженную вязкость более высоких слоев коры. Аналогичное объяснение структуры Гималаев и прилегающих частей Центрально-Азиатского пояса предложено



французским геологом М. Маттауэром [61], но без геофизического обоснования.

Двухъярусная тектоника плит оказалась способной дать объяснение и формированию горных сооружений на пассивных окраинах континентов в пострифтовую стадию их развития, а также рифтовых систем в тылу этих сооружений [14]. Образование внутриконтинентальных линейных горных систем типа Урала может быть объяснено реализацией внутриплитных напряжений сжатия вдоль древних сутур складчатого основания молодых платформ [34]. И лишь для изометричных поднятий внутри океанских и континентальных плит, особенно с проявлениями магматизма, и для линейных вулканических гряд приходится прибегать к тому или иному варианту гипотезы горячих точек (или пятен — [9], или линий).

При этом одна разновидность горячих точек довольно легко находит объяснение, — это те точки (пятна) типа Исландии или Азор, которые располагаются на пересечении срединно-океанских хребтов зонами магистральных трансформных разломов или на участках неустойчивых тройных сочленений [21]. Впоследствии порожденные ими вулканические сооружения могут оказаться расколотыми и отодвинутыми на разные фланги срединных хребтов (Кергелен — Брокен, Ермак — Моррис Джессуп и т. п.). Что касается вулкано-тектонических структур, возникших явно вне зон срединно-океанских хребтов, то для них приходится прибегать к гипотезе горячих точек в ее «чистом» виде. Как известно, эта гипотеза предусматривает подъем мантийных струй от границы мантия/ядро и стационарность этих струй по отношению к мантийной конвекции. Между тем установлено лишь одно: магматизм океанских островов и континентальных платформ отличается повышенной щелочностью, и магматические очаги, его питающие, должны лежать глубже очагов срединно-океанских и платформенных толетов, в океане на глубине не менее 60 км. Новейшие данные сейсмической томографии [77], а также химической геодинамики [36] делают маловероятной модель общемантийной конвекции, следовательно, и предположение о подъеме мантийных струй с подошвы мантии. Геохимические данные привели К. Аллегра и Д. Теркотта [36] к выводу о вероятном участии в питании «горячих точек» субдуцированного материала осадочного слоя океанской коры, погруженного в зонах субдукции до нижней границы верхней мантии и вовлеченного затем в восходящие нагретые струи. Возникли обоснованные сомнения и в стационарности последних — указывается на их закономерное смещение, правда, значительно более медленное, чем смещение литосферных плит [63]. Это делает более понятным взаимодействие мантийных струй с астеносферой, тем более, что представление о непрерывном течении последней от осей срединно-океанских хребтов к глубоководным желобам также взято под сомнение. В общем приходится констатировать, что происхождение собственно внутриплитных тектоно-магматических поднятий остается одной из главных нерешенных проблем тектоники плит.

Другая такая проблема — происхождение окраинных морей. Она по существу также относится к проблемам межплитной тектоники, поскольку большинство таких морей занимает положение между главными литосферными плитами — западнотихоокеанская зона между Евразийской и Индо-Австралийской плитами, с одной стороны, и Тихоокеанской — с другой, Мексикано-Карибская область — между Северо- и Южно-Американскими, Тихоокеанской, Евразийской и Африканской плитами и т. д.

Среди окраинных морей различаются три типа. Одни из них образованы вдоль осей спрединга, побочных по отношению к срединно-океанским и перпендикулярных к ним. Таковы Бискайский залив, Тасманово — Коралловое моря и некоторые другие. Другой тип — это отгороженные островными дугами участки океана; их современным представителем обычно считается Алеутская впадина Берингова моря, отгороженная от Тихого океана одноименной вулканической дугой.

Очень возможно, что такие дуги образуются вдоль бывших трансформных разломов, перпендикулярных к побочным осям спрединга, и, следовательно, первый и второй типы окраинных морей имеют общее происхождение и второй тип представляет лишь дальнейшее развитие первого. Таково, вероятно, происхождение Южно-Китайского моря, Западно-Филиппинской впадины, Карибского моря (кроме впадины Гренада), моря Скотия (кроме самой восточной впадины), поскольку оси спрединга, давшего им начало, не параллельны, а перпендикулярны или расположены косо по отношению к вулканическим дугам, отделяющим эти моря от океанов.

Третий, наиболее распространенный, «классический» тип окраинных морей составляют задуговые моря, сопряженные с зонами субдукции. Первая и до настоящего времени наиболее популярная модель их образования была предложена Д. Каригом [52]; в ней задуговой спрединг непосредственно связывается с вторичной конвекцией над зонами субдукции. При своей простоте и изяществе модель Д. Карига наталкивается на некоторые возражения. Во-первых, изучение Филиппинского региона показало, что вулканическая активность островных дуг и спрединг в их тылу протекают прерывисто, причем не синфазно, а противофазно [68]. Во-вторых, не существует уверенности и, напротив, имеются сомнения в том, что возникновение зоны субдукции предшествует, как следовало ожидать по модели Д. Карига, раскрытию задугового бассейна [4]. Могут быть и обратные соотношения, как на то указывает пример Каролинской плиты. Это привело ряд исследователей, начиная с Е. В. Артюшкова [1], к выводу о том, что спрединг здесь является первичным, а субдукция вторичной, причем спрединг связывается с подъемом разогретой и разуплотненной «аномальной» мантии непосредственно с нижнемантийных глубин или, иначе говоря, с мантийным диапиризмом. Но этому объяснению противоречит тот факт, что, по данным сейсмических исследований, область пониженной вязкости в мантии под окраинными морями ограничена в глубину (А. Г. Родников), в то время как следовало ожидать обратного. Предполагаются и другие модели задугового спрединга, признающие активную роль не пододвигающейся, а нависающей плиты в зонах субдукции. Вопрос очень сложный, но сопряженность в пространстве и, очевидно, во времени всей триады окраинное море — вулканическая дуга — глубоководный желоб или диады зона спрединга — зона субдукции не подлежит в этих случаях сомнению, в том числе и тогда, когда спрединг не линейный, а рассеянный, диффузный, как в Японском и Тирренском морях. И вопрос этот крайне важный, так как в древних подвижных поясах — геосинклинальных поясах мы имеем дело, по общему признанию, именно с этими обстановками. Думается, что в общем смысле они являются продуктом взаимодействия океанской и континентальной литосферы в зонах их конвергенции, усложнением этих зон по сравнению с наиболее простым — андским типом такой конвергенции. Наблюдаемый здесь спрединг выступает как вторичный, побочный по отношению к первичному — срединно-океанскому и, следовательно, имеет скорее всего менее глубинное зарождение.

Древние подвижные (геосинклинальные) пояса являются фактически, как и области молодого горообразования, о которых шла речь, поясами межплитной тектоники. Это касается как межконтинентальных, так и окраинно-континентальных поясов, — первые простираются между крупными континентальными литосферными плитами, вторые — между континентальной и океанской. Выделяемые в настоящее время во все большем числе террейны — не что иное, как те же микроплиты, скорее всего коровые, а не литосферные, учитывая их небольшие размеры. Представление о том, что все террейны являются экзотическими и перемещены на огромные расстояния, является, видимо, преувеличенным [73], и в последних работах, например по горам Клатат, указывается, что среди них имеются и родственные ближайшей континентальной окраине, судя по фауне. Но все террейны испытали то или иное пере-

мещение вдоль края континента, нарушившее их первоначальные пространственные соотношения, и в этом их специфика (раньше признавался только один вид таких перемещений — нормально к краю континента). Перемещения террейнов происходили по сдвигам, большую роль которых в строении подвижных поясов справедливо подчеркнул В. Г. Трифонов. Фактически подвижные пояса — это грандиозные зоны продольного течения обломков континентальной, островодужной, океанской коры, в сочетании с растяжением на ранних стадиях и сжатием на поздних, т. е. зоны сдвига — растяжения (*transtension*) и сдвига — сжатия (*transpression*), по терминологии английских геологов.

Возвращаясь к внутриплитной тектонике, отметим, что еще одним, практически весьма важным вопросом внутриплитной тектоники является происхождение отрицательных ее форм — континентальных рифтов и осадочных бассейнов. Значение этого вопроса состоит в том, что эти бассейны, а иногда и сами рифты, например Суэцкий, являются главнымместищем залежей нефти и газа. Генезис рифтов и бассейнов — проблема тесно взаимосвязанная, поскольку опыт приносит непрерывное подтверждение закономерности, названной автором правилом или даже законом Шатского, — бассейны неизменно образуются на месте более древних рифтов (авлакогенов). Игнорирование этой взаимосвязи — коренной недостаток модели образования осадочных бассейнов, развиваемой Е. В. Артюшковым [2].

В отношении континентальных рифтов продолжает дискутироваться вопрос об их пассивном — при образовании зон растяжения в коре или активном — при подъеме разогретой мантии происхождении. Конкретная история континентальных платформ указывает, на мой взгляд, на некоторую надуманность такого противопоставления. Рифты образуются в эпохи тектоно-магматической активизации платформ, т. е. в эпохи разогрева подконтинентальной мантии. В этих условиях платформа развивается в режиме общего растяжения и происходит либо обновление более древних рифтов, либо заложение новых в зонах, ослабленных древними разломами. Здесь и начинается подъем разуплотненной мантии, который в свою очередь способствует дальнейшему расширению рифтов по схеме Е. В. Артюшкова — М. Е. Артемьева. Затухание тектоно-магматической активности, охлаждение мантии ведет к проседанию коры, к образованию над рифтом сначала прогибов, затем более широких впадин — синеклиз, по модели, разработанной Д. Маккензи. Опусканию последних может дополнительно способствовать один из факторов, предложенных Е. В. Артюшковым [1], А. Ф. Грачевым [6], Ю. А. Зоринным [10]. Этот процесс может растянуться на 120–140 млн. лет [56]. В эпохи надвигания на платформы смежных орогенов, когда платформа испытывает общее сжатие, может вновь усиливаться прогибание и они обнаруживают тенденцию слияния с передовыми прогибами орогенов. Это было недавно показано Дж. де Фриз Клейном на примере Северо-Американской платформы [56] и подтверждается образованием в перми — триасе обширной Восточно-Русской впадины. Клейну же принадлежит более широкое обобщение; он связывает рифтообразование и дальнейшее развитие синеклиз и платформенных чехлов вообще с распадом Пангеи. Можно отметить и другое — развитие континентальных платформ (кратонов) в соответствии со всеми изложенными взглядами подтверждает, что это развитие определяется как внутренними (процессами в мантии, в свою очередь обусловленными глобальными изменениями тектонического режима), так и внешними (импульсы сжатия со стороны смежных орогенов) факторами, как на то уже указывалось в нашей литературе.

В общем даже из этого краткого обзора видно, насколько многогранным и сложным является комплекс проблем внутриплитной и межплитной тектоники. Недаром он столь активно разрабатывается в рамках международной программы «Литосфера».

Мы подошли теперь к направлению исследований, имеющему, пожалуй, решающее значение для определения дальнейших судеб текто-

ники плит и теоретической геологии вообще. Речь пойдет о первых результатах исследований по сейсмической томографии, обнаруживших существенные неоднородности на всех уровнях в мантии, вплоть до границы мантия/ядро, заметные неровности которой также обнаружены этим методом.

Выявлено, что неоднородности, отражающие современное расположение континентов и океанов, распространяются до глубины 350 км; ниже происходит определенная перестройка в их расположении, но самая значительная перестройка наблюдается на глубине 650 км, т. е. на границе верхней и нижней мантии. Это отражает, очевидно, независимость верхне- и нижнемантийной конвекции, связанную с изменением химического состава мантии на данной границе. До уровня 650 км распространяется и подразделение тектоносферы на континентальный и океанский блоки, и этот же уровень является, вероятно, базальным для их относительного латерального перемещения, как указывал еще Ф. Осмастон [64]. Горизонтальные смещения внутри континентального блока, включающего все материки и периодически разделяющие их океаны, являются в принципе менее глубинными (350 км и выше).

Неровности границы ядро/мантия, достигающие первых десятков километров, отражают, очевидно, идущие здесь, в слое «Д», процессы дифференциации вещества, предполагавшиеся многими исследователями (Р. В. ван Беммеленом, Е. В. Артюшковым, В. В. Белоусовым, О. Г. Сорохтиным). Процессы эти идут с переменной интенсивностью, и вполне возможно, что неравномерное «стекание» железа в ядро является причиной инверсий главного магнитного поля Земли [59].

Здесь мы переходим к следующей важной проблеме современной геодинамики, не рассматривавшейся в «классической» тектонике плит, — периодичности тектонических и вообще эндогенных процессов. Такая периодичность, несомненно, существует и проявляется практически во всех этих процессах — тектонической и сейсмической активности, вулканическом и плутоническом магматизме, отражаясь в конечном счете на климате и развитии биосферы и, следовательно, на экзогенных геологических процессах [15, 65]. Проявляется она в различном временном масштабе — от 11–22 до 600 млн. лет. Как показано в работе Э. Н. Халилова и др. [19], такую периодичность обнаруживает, в частности, современная сейсмическая и вулканическая активность; она функционально связана с изменениями скорости вращения Земли. Примером более крупномасштабной периодичности может служить чередование ледниковых и межледниковых эпох, впервые объясненное К. Миланковичем; гипотеза Миланковича получила подтверждение в результате исследования керн скважин глубоководного бурения [43]. Отражением эвстатических колебаний уровня океана, обусловленных изменением размеров ледников, служит седиментационная цикличность, в частности верхнепалеозойских отложений [72]. Однако более универсальное значение имеют колебания уровня океана, связанные с изменением скорости спрединга [40]. В свою очередь намечается определенная связь этих изменений с проявлением инверсий магнитного поля — последние становятся более частыми в периоды более медленного спрединга и наоборот. Изменения скорости вращения Земли, очевидно, сопряжены с изменениями, пульсациями ее объема, последние — с фазовыми превращениями в мантии, а эти превращения — с периодическим накоплением и сбрасыванием внутреннего тепла. Но наиболее долгопериодическая цикличность не может быть обусловлена чисто земными причинами, в основе ее лежит изменение гравитационного и других физических полей Земли в связи с ее перемещением в космическом пространстве, как это давно предполагалось рядом исследователей.

Сказанное в известном смысле возвращает нас к пульсационной гипотезе Бухера — Усова — Обручева, ныне возрождаемой Е. Е. Милановским [20], Р. Шериданом [69] и некоторыми другими<sup>6</sup>. Я полагаю,

<sup>6</sup> Вынужден напомнить, что мои симпатии к пульсационной гипотезе имеют полувековую давность [32].

как и в случае с тектонической расслоенностью, что пульсации объема и скорости вращения Земли являются не альтернативой, а лишь дополнением, ценным и важным, к плитнотектоническому механизму. Дело в том, во-первых, что в истории Земли никогда не наблюдалось эпох всеобщего сжатия или всеобщего растяжения; сжатие и растяжение всегда сосуществовали, как это наблюдается, например, в современную эпоху; могло иметь место лишь относительное преобладание одного или другого характера напряжений. И, во-вторых, сжатие в пульсационной гипотезе тождественно сжатию в контракционной гипотезе и подобно последнему не способно объяснить формирование складчатых горных сооружений, в отличие от плитнотектонического механизма конвергенции или коллизии, с поддвигом одной плиты под другую.

Так или иначе, как уже приходилось отмечать, мы являемся свидетелями поглощения тектоникой плит элементов более ранних тектонических гипотез — контракционной, пульсационной, ротационной, что представляется вполне закономерным явлением. Имеются и некоторые другие факторы тектогенеза, например твердые приливы, особенно на ранних стадиях развития Земли [26]. Ассимилируя другие механизмы, сама тектоника плит приобретает более широкий характер, охватывает более широкий круг геологических процессов и все более приближается к тому, чтобы стать основой более универсальной теории Земли. Сохранит ли эта теория название тектоники литосферных плит или будет называться как-то иначе, это уже второстепенный вопрос; важно существо дела.

И еще один, последний, вопрос, вопрос о существовании определенных закономерностей в перемещении плит. По мере углубления наших знаний о таких перемещениях, начиная с позднего докембрия, подобные закономерности начинают вырисовываться все более отчетливо. Одна из них заключается в периодическом возникновении и распаде суперконтинентов — Пангей. Достаточно достоверно выявляются две Пангеи — вегенеровская позднепалеозойская — раннемезозойская и более ранняя, конца раннего — начала позднего протерозоя. Весьма вероятно существование третьей Пангеи — в конце архея — начале протерозоя и, возможно, четвертой, на рубеже катархей/архей. Все эти Пангеи занимали одно полушарие Земли, на противоположном находилась Панталасса, реликтом которой является Тихий океан [57, 66, 71]. Более подчиненной закономерностью является противоположное развитие двух главных составных элементов Пангей — Гондваны и Лавразии. Периоду становления Гондваны в конце протерозоя — начале палеозоя отвечает период распада Лавразии, становления Лавразии (конец палеозоя — начало мезозоя) — распада Гондваны. Еще одна тенденция заслуживает быть отмеченной — тенденция смещения материковых масс в течение фанерозоя из Южного в Северное полушарие; только Антарктида сохранила свое положение. Интересно далее, что распад и агломерация континентов происходили каждый раз по близким направлениям, что впервые было, как известно, отмечено Дж. Вилсоном для Северной Атлантики, но то же касается Южной Атлантики и Индийского океана. Важную роль при этом играла непрерывно возобновлявшаяся регматическая сеть, от которой унаследованы и оси спрединга, и трансформные разломы.

Унаследованность распространяется и на внутреннюю структуру континентов. Ее корни восходят, по меньшей мере, к концу архея — началу протерозоя, когда конвекция приняла достаточно упорядоченную, мелкочаеистую форму, а кора, вернее ее верхняя часть, стала достаточно хрупкой, чтобы в ней образовалась устойчивая сеть разломов. Тогда в строении коры обособились крупные купольные структуры, вписанные в полигональную, в основном гексагональную решетку разломов. В дальнейшем вдоль ослабленных зон таких разломов предпочтительно и происходило раскалывание континентальной коры, но постепенно шло укрупнение этой делимости. Таким образом, структурная перестройка, постоянно происходившая в истории Земли, приводила лишь

к новой комбинации, новому сочетанию наметившихся уже более 2,5–3,0 млрд. лет назад «кубиков». Разумеется, все это лишь предположения, но, на мой взгляд, достаточно правдоподобные.

Итак, дальнейшее развитие сравнительно простой отправной идеи, легкой в основу тектоники плит, выводит на все более широкий круг проблем, затронутых здесь лишь в самой эскизной форме. Наша наука приобрела 20 лет назад невиданное ранее ускорение, и ее бег становится все более стремительным, а поспеть за ним — все труднее.

#### Литература

1. *Артюшков Е. В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
2. *Артюшков Е. В.* Основные результаты в области изучения явлений внутри литосферных плит//Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука, 1986. С. 33–46.
3. *Асланян А. Т.* Конвекция и контракция//Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1982. Т. XXXVI. № 6. С. 3–32.
4. *Богданов Н. А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 222 с.
5. *Борукаев Ч. Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985.
6. *Грачев А. Ф., Николайчик В. В.* Термическая модель пострифтового опускания// Докл. АН СССР. 1985. Т. 283. № 6. С. 1439–1442.
7. *Грачев А. Ф., Федоровский В. С.* Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги?//Геотектоника. 1980. № 5. С. 3–22.
8. *Добрецов Н. Л.* Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса// Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С. 11–19.
9. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И.* Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли//Геотектоника. 1983. № 1. С. 28–45.
10. *Зорин Ю. А.* Модель развития пострифтовых синеклиз и термические условия нефтегазообразования//Сов. геология. 1988. № 3. С. 94–101.
11. *Зорин Ю. А., Мордвинова В. В., Новоселова М. Р.* Плотностная неоднородность мантии под Байкальским рифтом//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 5. С. 43–52.
12. *Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н., Макеев В. М.* Напряженное состояние земной коры и геодинамика//Геотектоника. 1987. № 1. С. 3–25.
13. *Лобковский Л. И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988.
14. *Лобковский Л. И., Хаин В. Е.* Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин континентов и их возможное объяснение//Геотектоника. 1989. В печати.
15. *Ломизе М. Г.* Альпийская геосинклиналь Кавказа в глобальном контексте//Геотектоника. 1987. № 2. С. 15–23.
16. *Лутц Б. Г.* Магматизм подвижных поясов ранней Земли. М.: Наука, 1985.
17. *Макарычев Г. И., Гесь М. Д., Пазилова В. И.* Докембрийские офиолиты Улутая в свете стадийного развития земной коры//Геотектоника. 1983. № 4. С. 60–74.
18. *Марков М. С.* Структурные ансамбли северного пояса деформаций на Венере и возможные механизмы их образования//Геотектоника. 1986. № 4. С. 77–87.
19. *Мехтиев Ш. Ф., Хаин В. Е., Исмаил-заде Т. А., Халилов Э. Н.* Пространственно-временные закономерности вулканических извержений//Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. № 6. С. 1462–1464.
20. *Милановский Е. Е.* Развитие и современное состояние проблем расширения и пульсации Земли//Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № 7. С. 3–29.
21. *Мирлин Е. Г.* Кайнозойская тектоника плит Исландского региона Северной Атлантики//Магнитные аномалии океана и новая глобальная тектоника. М.: Наука, 1981. С. 175–196.
22. *Монин А. С.* Ранняя геологическая история Земли. М.: Недра, 1987. 262 с.
23. Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. 471 с.
24. *Пейве А. В., Савельев А. А.* Структуры и движения в литосфере//Геотектоника. 1982. № 6. С. 5–24.
25. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Принципиальные черты строения литосферы Украины//Геофиз. журн. 1985. № 6. С. 43–54.
26. *Сорохтин О. Г., Ушаков С. А.* Роль лунных приливов в энергетическом балансе Земли//Жизнь Земли. Геодинамика и минеральные ресурсы. М.: Изд-во МГУ, 1988. С. 24–46.
27. *Суханов А. Л., Пронин А. А.* Признаки спрединга на Венере//Докл. АН СССР. 1987. Т. 294. № 3. С. 661–665.
28. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980.
29. *Трифонов В. Г.* Структурно-динамическая расслоенность литосферы неотектонических подвижных поясов//27-й Межд. геол. конгресс. Доклады. Т. 3. М.: Наука, 1984. С. 105–117.
30. *Трифонов В. Г.* Неотектоника и современные тектонические концепции//Геотектоника. 1987. № 1. С. 25–38.
31. *Федоровский В. С.* Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.



32. Хаин В. Е. Осцилляционный ритм земной коры//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1939. Т. 47. Вып. 1.
33. Хаин В. Е. Тектоника литосферных плит — достижения и нерешенные вопросы//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 12. С. 23—37.
34. Хаин В. Е. Проблемы внутриплитной и межплитной тектоники//Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука, 1986. С. 7—15.
35. Шемелда А. И., Грохольский А. Л. О механизме образования и развития перекрывающихся осей спрединга//Геология морей и океанов. Тезисы докладов VIII Всесоюзной школы морской геологии. Т. 2. 1988. С. 29—30.
36. Allègre C. J., Turcotte D. L. Geodynamic mixing in the mesosphere boundary layer and the origin of oceanic islands//Geophys. Res. Lett. 1985. V. 12. P. 207—210.
37. Anderson D. L. Thermally induced phase changes, lateral heterogeneity of the mantle, continental roots and deep slab anomalies//J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № B-13. P. 13968—13980.
38. Burke K., Dewey J. F., Kidd W. S. F. Dominance of horizontal movements and microcontinental collision during the later permobile regime//The Early History of the Earth. N. Y. John Wiley, 1976. P. 113.
39. Butler R. W. H. Thrust tectonics, deep structure and crustal subduction in the Alps and Himalaya//J. Geol. Soc. Lond. 1986. V. 143. № 6. P. 857—873.
40. Carter R. M. Plate boundary tectonics, global level changes and the development of the Eastern South Island continental margin, New Zealand, Southwest Pacific//Marine Petrol. Geologists. 1988. V. 5. № 2. P. 90—107.
41. Courtillot V. Propagating rifts and continental breakup//Tectonics. 1982. V. 1. № 3. P. 239—250.
42. Crumpler L. S. On Venus: Earth-like tectonics and surface ages//Geotimes. 1987. № 6. P. 29—31.
43. Dercourt I., Foucault A., Renard M. Liaison entre les phénomènes globaux, les changements du milieu et les grandes crises du monde vivant//Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine. 1986. V. 10. № 2. P. 285—311.
44. Geodynamic Symposium Silver Anniversary Celebration of Plate Tectonics. Program and Abstracts. Geodynamics Research Institute. TAMU, 1987. 98 p.
45. Grad M. Seismic model of the Earth's crust and upper mantle of the East European platform//Acta Geophys. Pol. 1987. V. XXXV. № 2. P. 121—125.
46. Hargraves R. B. Faster spreading or greater ridge length in the Archean?//Geology. 1986. V. 14. № 8. P. 750—752.
47. Hays J. D., Pitman W. C. III Lithospheric plate motion, sea-level changes and climatic and ecological consequences//Nature. 1973. V. 246. P. 18—22.
48. Heki K., Takahashi Y., Kondo T. et al. Relative movement of the North American and Pacific plates in 1984—1985, detected by the Pacific VLBI network//Tectonophysics. 1987. V. 144. P. 151—158.
49. Helmstaed H., Padgham W. A., Brophy J. A. Multiple dikes Lower Kam group, Yellowknife greenstone belt evidence for Archean sea-floor spreading?//Geology, 1986. V. 14. № 7. P. 562—566.
50. Hoffman P. F. Is the Cape Smith belt (northern Quebec) a klippe?//Can. J. Earth Sci. 1985. V. 22. № 9. P. 1361—1369.
51. In the Lesser Antilles: accretionary complex penetrated, defined//Geotimes. 1987. № 1. P. 13—15.
52. Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific//J. Geophys. Res. 1971. V. 76. № 11. P. 2542—2561.
53. Kerr R. A. Plate tectonics is the key to the distant past//Science. 1986. V. 234. № 4777. P. 670—672.
54. Kerr R. A. Direct measurements confirm plate tectonics. Do tectonics plates move themselves?//Science. 1987. V. 236. № 4807. P. 1425—1426.
55. Klein E. M., Langmuir Ch. H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness//J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № R-8. P. 8089—8115.
56. Klein G. de V., Hsui A. T. Origin of cratonic basins//Geology. 1987. V. 15. № 12. P. 1094—1098.
57. Le Pichon X., Huchon Ph. Geoid, Pangaea and convection//Earth. Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 123—235.
58. Lerner-Lam A. L., Jordan Th. H. How thick are the continents?//J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № B-13. P. 14007—14026.
59. Loper D. E., McCartney K., Busyna G. A model of correlated episodicity in magnetic-field reversals, climatic and mass extinctions//J. Geol. 1988. V. 96. № 1. P. 1—15.
60. Macdonald K. C., Fox P. J. Overlapping spreading centres: A new kind of accretionary geometry in the East Pacific Rise//Nature. 1983. V. 302. P. 55—58.
61. Mattauer M. Intracontinental subduction, crust-mantle decollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts//Collision tectonics. Geol. Soc. spec. publ. 1986. № 19. P. 37—50.
62. Mueller S., Panza G. F. The lithosphere-asthenosphere system in Europe//First EGF Workshop. The Northern segment. Copenhagen, 1983. P. 23—26.
63. Olson P. Moving mantle hotspots//Nature. 1987. V. 327. P. 559—560.
64. Osmaston M. F. Limited lithosphere separation as a main cause of continental basins, continental growth and epeirogeny//Implications of continental drift to the Earth sciences. V. 2. L-N4 1973. P. 649—674.
65. Pandey O. P., Negi J. G. Global volcanism, biological mass extinctions and the galactic vertical motion of the Solar system//Geophys. J. R. astron. Soc. 1987. V. 89. P. 857—867.

66. *Pavoni N.* Die pazifisch-antipazifische Bipolarität im Strukturbild der Erde und ihre geodynamische Deutung//*Geol. Rdsch.* 1985. B. 74. H. 2. S. 251—266.
67. *Sarkar A. P.* Precambrian tectonic evolution of Eastern India: a model of convergent microplates//*Tectonophysics.* 1982. V. 86. P. 363—397.
68. *Scott R. B., Kroenke L., Zakariade G., Sharaskin A.* Evolution of the South Philippine Sea//Deep Sea Drilling Project. Leg 59. Results. Init. Rep. DSDP. V. LIX. 1980. P. 803—815.
69. *Sheridan R. E.* Pulsation tectonics as the control of continental breakup//*Tectonophysics.* 1987. V. 143. P. 59—73.
70. *Suess E., Huene R. V. et al.* Histoire géologique de la marge continentale du Pérou. Déformations tectoniques liées à la convergence et upwellings cotiers: résultats de la campagne du Leg 112 ODP//*C. R. Acad. Sci.* 1987. Ser. 2. T. 305. № 11. P. 961—967.
71. *Trurnit T. P.* Mineral deposits in relation to the global tectonic megacycles//*Syngeneses and Epigenesis in the Formation of Mineral Deposits.* Heidelberg: Springer, 1984. P. 62—95.
72. *Veevers J. J., Powell C. McA.* Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1987. V. 98. P. 475—487.
73. *Vink G. E., Morgan W. J., Zhao W. L.* Preferential rifting of continents: a source of displaced terranes//*J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. № B-12. P. 10072—10076.
74. *Weijermars R.* Slow but not fast global expansion may explain the surface dichotomy of Earth//*Phys. Earth Planet Inter.* 1986. V. 43. P. 67—89.
75. *Windley B. F.* The evolving continents. L. etc.: J. Wiley & Sons, 1977. 385 p.
76. *Wit M de, Hart R. A., Hart R. J.* The Jamestown ophiolite complex, Barberton mountain belt: a section through 3.5 Ga oceanic crust//*J. A. fr. Earth. Sci.* 1987. V. 6. № 5. P. 681—730.
77. *Woodhouse J. H., Dziewonski A. M.* Mapping of the upper mantle: three-dimensional modelling of Earth structure by inversion of seismic waves form//*J. Geophys. Res.* Ser. B. 1984. V. 89. № 7. P. 5953—5986.

Геологический  
факультет МГУ

Поступила в редакцию  
5.VIII.1988

УДК 551.242.2(261/264)

ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М., ПЕЙВЕ А. А., РАЗНИЦИН Ю. Н.,  
СКОЛОТНЕВ С. Г., ЛЯПУНОВ С. М., ТУРКО Н. Н.**РАЗЛОМ ЗЕЛЕННОГО МЫСА: ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ  
ПОРОД И СТРУКТУРЫ  
(ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)**

В работе всесторонне рассмотрено строение разломной зоны Зеленого Мыса в Центральной Атлантике на основе материалов, полученных в 3-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в 1986 г.

Пространственные соотношения пород, а также данные МОВ ОГТ свидетельствуют об отсутствии в пределах зоны разлома «нормального» разреза океанической коры. Преобладают серпентинизированные гипербазиты и серпентиниты, составляющие матрикс серпентинитового меланжа. В зоне сочленения разлома с рифтовой долиной САХ магматизм редуцирован, а процессы надвигообразования интенсивны, что приводит к формированию изначально «аномального» разреза океанической коры. Показано, что разлом Зеленого Мыса является разделом двух геохимических провинций базальтов (обогащенной к югу и обедненной к северу). На эти различия накладывается внутриразломный магматизм. Впервые в разломе Зеленого Мыса обнаружены (наряду с обогащенными базальтами) обогащенные кумуляты, а также истощенные ультрабазиты (типа развитых в районе Азорских островов). Рассматриваются возможные причины образования поперечных разломов в океанах.

Яркой чертой тектоники дна Атлантики и океанов вообще являются поперечные разломы, которые геологически до сих пор охарактеризованы совершенно недостаточно. Их всестороннее изучение входит в качестве важного раздела исследований в комплексный проект «Литос», задача которого — вещественный и структурный анализ земной коры и верхней мантии под океанами.

В 1986 г. Геологический институт АН СССР провел экспедицию на НИС «Академик Николай Страхов» (3-й рейс) в Центральной Атлантике [8], целью которой было комплексное геолого-геофизическое изучение зоны разлома Зеленого Мыса, простирающегося в районе 15° с. ш.<sup>1</sup> По нему в литературе имелись лишь небольшие отрывочные данные [13—16, 27]. В предлагаемой статье освещаются результаты обработки собранных экспедицией материалов.

Разлом Зеленого Мыса обнаружен в 1967 г. при анализе распределения эпицентров землетрясений [30]. В дальнейшем он был прослежен от 31° з. д. в Зеленомысской котловине до 55° з. д. в котловине Димерера на расстояние более 2300 км [27]. По длине «активной» части, составляющей 195 км между смещенными сегментами рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (САХ), разлом относится к крупным наряду с разломами Кейн, Вима и др. Это разлом с левосторонним смещением рифтовой долины САХ по азимуту 95°.

Разлом Зеленого Мыса характеризуется сложной морфологией, меняющейся по его простираанию. На востоке, в Зеленомысской котловине разлом уверенно диагностируется, начиная с 29°30' з. д. (восточнее, в структурах поднятия островов Зеленого Мыса он не прослеживается), в районе 34-й магнитной аномалии, что соответствует сантонскому возрасту коры (рис. 1). Несмотря на большую мощность осадков (до 600 м), элементы зоны разлома здесь хорошо читаются в рельефе дна. Выделяется широкая (до 25—30 км) троговая долина, асимметрично разделенная по простираанию на две части высоким (превышение над дном трога 1400 м), узким (5 км по основанию) поднятием. Борта тро-

<sup>1</sup> Отсюда и другое название разлома: Пятнадцать-двадцать (15°20').

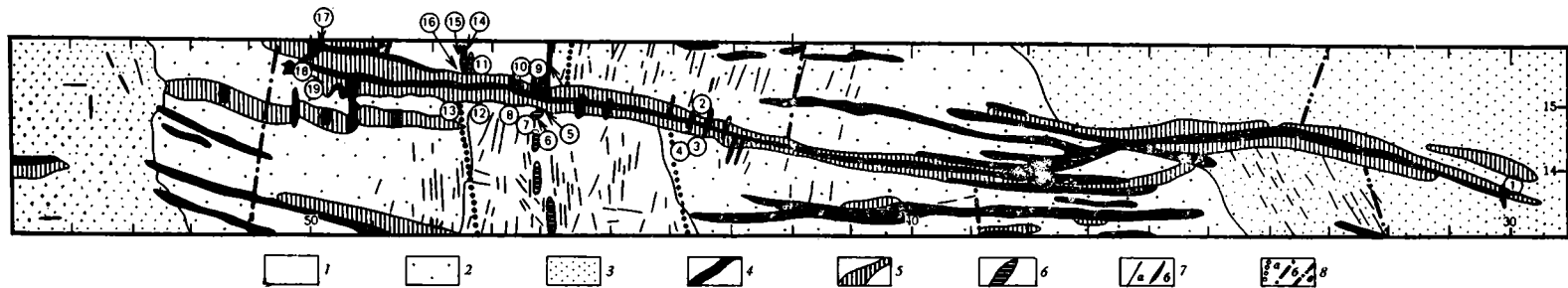


Рис. 1. Морфоструктурная схема участка Центральной Атлантики в районе разлома Зеленого Мыса  
 1 — осевая зона САХ; 2 — фланги САХ; 3 — глубоководные котловины; 4 — желоба-разломы; 5 — поперечные хребты; 6 — рифтовая долина САХ; 7 — простираение основных структур: а — не пересекающих, б — пересекающих зону разлома Зеленого Мыса; 8 — оси линейных магнитных аномалий: а — 5-й, б — 13-й, в — 34-й. Цифрами в кружках обозначены места сбора каменного материала (станции драгирования и донных трюбок): 1 — Т5; 2 — Д12, 16, Т10; 3 — Д10, 11, 17, Т9; 4 — Д18, 19, 21, Т8; 5 — Д33, 38, 39; 6 — Д35; 7 — Д34; 8 — Д22—25; 9 — Д27, 28, Т12; 10 — Д26, 11 — Д63, 64; 12 — Д65; 13 — Д55, 56, 59, 60; 14 — Д52; 15 — Д53; 16 — Д57; 17 — Д50; 18 — Т15; 19 — Д42, 43, 45, Т13, 14

говой долины переходят вверх в слабо выраженные в рельефе поперечные хребты. Особого внимания заслуживает упомянутое субширотное поднятие, впервые обнаруженное нами в долине разлома в районе 30—31° з. д. Такие структуры не известны в других разломах Атлантики. В то же время в зоне разлома Зеленого Мыса они были отмечены в ряде мест (между 39—42° и 50—52° з. д.) [27]. Их происхождение не находит удовлетворительного объяснения в рамках классической теории тектоники литосферных плит. По всей видимости, это узкие вулканические гребни (нами подняты с них только нормальные базальты), возникшие в линейной (трещинной) зоне растяжения в долине разлома. Возраст этих структур пока не ясен.

В западном направлении морфология зоны разлома меняется за счет разной ширины и глубины троговой долины, а также изменения высоты сопутствующих (поперечных) хребтов. В районе 36° з. д. наблюдается изгиб к югу структур разлома, который сопровождается разветвлением ранее единой троговой долины на ряд кулисообразно расходящихся долин (см. рис. 1). К западу от 42° з. д. в пределах восточного склона САХ хорошо прослеживается троговая часть разлома с глубиной 4—5,3 км и шириной основания 5—7 км, обрамленная поперечными хребтами. Глубина троговой долины уменьшается с востока на запад от 5,3 км на 42° з. д. до 4,3 км на 49° з. д. Ширина основания уменьшается от 7 до 1—2 км. Высоты и морфология поперечных хребтов изменчивы по простиранию, но в целом и южный и северный хребты хорошо выражены в рельефе. Ширина их основания ~15—20 км. Превышение над средним уровнем САХ составляет 0,5—2 км. Максимально они выражены в зонах пересечения разлома рифтовыми долинами САХ. Осадки в долине разлома в пределах САХ практически отсутствуют, за исключением фланговых участков, в направлении которых мощность осадков увеличивается до 300 м. По всему простиранию разлома выявлены изменения глубины долины разлома, а также смещение ее оси на 3—6 км. Иногда (в основном на флангах) смещение коррелируется с меридиональными гребнями, находящимися в долине разлома.

В результате детальной батиметрической съемки с использованием многолучевого эхолота детально изучена морфология узловых зон сочленения структур разлома с сегментами рифтовых долин САХ, где впервые для разлома Зеленого Мыса установлены центральные впадины Г-образной формы с максимальными глубинами в «активной» части разлома до 5 км. Здесь же прослежен медианный хребет. Его максимальное превышение над дном долины разлома 1,4 км. Выявленные особенности «активной» части разлома очень близки по морфологии детально изученному разлому Вима [25].

Особенность морфологии зоны разлома Зеленого Мыса в том, что на западном фланге САХ ее осевая часть проходит между субпараллельными структурами: хр. Ресечер (на юге) и трогом Ройял (на севере). Они отстоят от оси разлома на расстояния соответственно 40—50 и 40 км, а от рифтов САХ соответственно на 150 и на 50 км. Хребет Ресечер прослеживается в широтном направлении на расстоянии до 400 км при ширине около 30 км. Минимальная отметка глубин 700 м, превышение над уровнем абиссальной равнины 3 км. За исключением наиболее крутых склонов, хребет покрыт осадками мощностью до 200 м. Трог Ройял — наиболее крупная отрицательная структура рассматриваемого района. Это V-образная депрессия с крутыми склонами глубиной до 5,9 км. Превышение бортов долины над днищем достигает 2,6 км. Ширина основания трога ~10 км, протяженность 250 км, к западу и востоку он быстро выклинивается. Аналогично многим поперечным разломам Атлантики борта трога Ройял возвышаются над общим уровнем абиссальной котловины и представляют собой, по сути, поперечные хребты. Это молодая структура растяжения с резко расчлененным рельефом (в пределах бортов) и маломощным (десятки метров) осадочным заполнением.

По последним данным, разлом Зеленого Мыса прослеживается к западу в виде тектонической пары: хребта и трога Барракуда [27], хотя это и не вполне очевидно.

### СОСТАВ ПОРОД 2-го и 3-го СЛОЕВ

Вещественный состав пород зоны разлома Зеленого Мыса ранее практически не изучался. Имелись лишь две драгировки борта рифтовой долины в зоне сочленения с разломом [28].

Нами наряду с площадным драгированием в пределах пяти полигонов особое внимание уделялось ступенчатому драгированию по ряду характерных сечений разлома: на флангах САХ и в его гребневых частях по разные стороны от рифтовых долин (рис. 2). Как показали проведенные исследования, наиболее часто в структурах разлома развиты в различной степени серпентинизированные (в наиболее свежих породах п. п. п. <math><4,5\%</math>) ультрабазиты. Нередко кроме них не отмечено никаких других пород (южный и северный борта долины «активной» части разлома, сечение по  $45^{\circ}15'$  з. д.; северный борт фланговой части, сечение по  $44^{\circ}50'$  з. д. и весь западный борт рифтовой долины САХ от  $15^{\circ}25'$  до  $15^{\circ}40'$  с. ш. протяженностью 25 км). Ультрабазиты слагают борта центральной долины разлома Зеленого Мыса и поперечные хребты, встречаясь на любом гипсометрическом уровне. Породы полосчатого комплекса (габброиды, троктолиты, анортозиты и др. с кумулятивными структурами) наиболее широко (наряду с базальтами) развиты в пределах медианного хребта в долине разлома. Кроме того, в небольшом количестве (10–15% объема драгированного материала) они встречены в пределах бортов долины разлома. Базальты наиболее широко развиты вблизи рифтовых долин САХ. Необходимо отметить практически повсеместное залегание гипербазитов гипсометрически выше пород полосчатого комплекса и базальтов (см. рис. 2). Иногда имеет место чередование пород различных комплексов в поперечном сечении. Кроме того, наблюдаемые соотношения не прослеживаются на сколько-нибудь значительное расстояние по простиранию разлома. Большинство пород катаклазировано и милонитизировано.

Метаморфические породы (амфиболиты, хлорит-амфиболовые сланцы) подняты только в двух точках: на северном борту «активной» части долины разлома (ст. 3-72-Д63) и во внутреннем углу зоны сочленения рифтовой долины и «пассивной» части разлома (РП) (ст. 3-36-Д33). Зона РП на 60% сложена серпентинитами, около 15% составляют породы полосчатого комплекса, 5% — метаморфические породы и остальное — базальты, в то время как в других разломах (Кейн, Океанограф и др.) преобладают (80–100%) базальты, а ультрабазиты и метаморфические породы встречаются редко и составляют 5–10% [11, 21, 22].

Таким образом, пространственные соотношения пород и характер их деформаций свидетельствуют о широком проявлении тектонических процессов. Видимо, в бортах долин и в хребтах поперечных разломов имеет место выжимание пластичного серпентинизированного ультраосновного материала, захватывающего отдельные глыбы и пластины различных пород 2-го и 3-го слоев океанической коры. Этот процесс приводит к образованию надвигов и серпентинитового меланжа в зонах сжатия шириной около 20–25 км, как правило, по обе стороны от долины разлома, являющейся судя по морфологии зоной растяжения. Интересно, что медианный хребет практически не содержит ультрабазитов (только базальты и породы полосчатого комплекса) и, по-видимому, является первично-магматической структурой, сформировавшейся непосредственно в разломе.

Одна из особенностей разлома Зеленого Мыса состоит в резком преобладании тектонических процессов (меланжирование, надвигообразование с интенсивным подъемом ультраосновного вещества) над магматическими. Это приводит к тому, что в бортах северного сегмента рифтовой долины САХ от разлома по крайней мере до  $15^{\circ}40'$  с. ш.



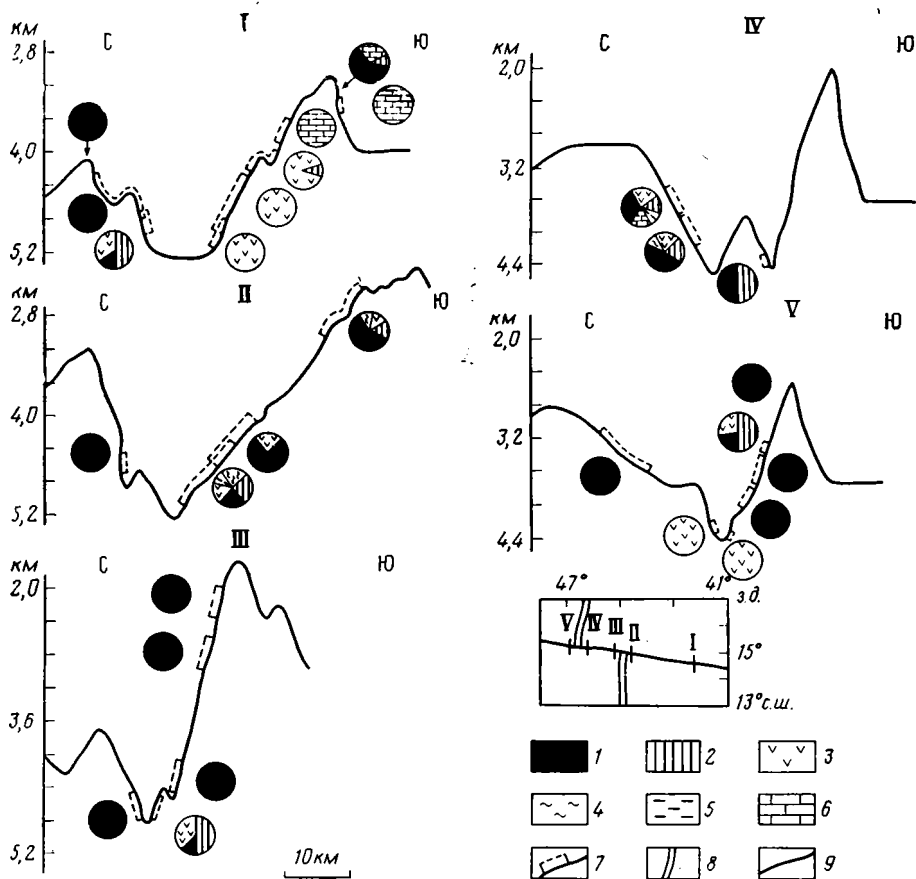


Рис. 2. Схема ступенчатых драгировок (врезка) по различным сечениям (I—V) зоны разлома Зеленого Мыса

1 — ультрабазиты, серпентиниты; 2 — породы кумулятивного комплекса; 3 — базальты; 4 — амфиболиты, зеленые сланцы; 5 — метасоматиты; 6 — известняки; 7 — интервалы драгирования; 8 — рифтовая долина САХ; 9 — разлом Зеленого Мыса

(25 км) отсутствуют базальты. Их излияния приурочены только к днищу рифтовой долины и к центральной впадине долины разлома, достигая противоположного, южного борта разлома. Таким образом, в этой зоне изначально отсутствует «нормальный» разрез океанической коры. Вполне вероятно, что в рифте под маломощными потоками молодых базальтов находятся ультрабазиты или серпентинитовый меланж. Аналогично построен и южный сегмент рифтовой долины САХ, хотя объем базальтовых излияний здесь больше. Редуцированный характер вулканизма привел к тому, что даже в РП ультрабазиты и габброиды не залиты молодыми потоками базальтов, как это имеет место в разломах Кейн и Океанограф [21, 22].

Приведем петро- и геохимические характеристики пород из зоны разлома Зеленого Мыса.

**Ультрабазиты.** Подавляющее большинство ультраосновных пород — это гарцбургиты и шпинелевые лерцолиты, структурно-минералогические особенности которых позволяют отнести их к группе реститовых образований. Реже встречаются дуниты и верлиты.

Состав минералов гарцбургитов и шпинелевых лерцолитов существенно различаются по ряду элементов. Для энстатитов гарцбургитов характерны содержания  $Wo$  (2,1—4,4),  $En$  (87,9—91,2),  $Fs$  (6,9—9,3%). В них умеренные концентрации  $Al_2O_3$  (2,34—3,06%) и  $Cr_2O_3$  (0,60—0,87%), низкие  $TiO_2$  (0,03—0,04%). В энстатитах лерцолитов  $Wo$  (1,9—3,9),  $En$  (85,8—89,7),  $Fs$  (8,4—10,3%), высокие содержания  $Al_2O_3$  (3,64—

4,43%),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,87–1,29%) и умеренные концентрации  $\text{TiO}_2$  (0,10–0,14%).

В диопсидах гарцбургитов  $Fs$  (4,1–4,7),  $En$  (46,1–52,1),  $Wo$  (43,8–48,6%), повышенные содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (3,11–3,44%), умеренные  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,94–1,10%). В диопсидах лерцолитов несколько выше содержания  $Fs$  (4,4–5,1),  $En$  (48,7–53,4) и ниже  $Wo$  (41,5–46,6%), а также повышенные содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4,43–5,85%) и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (1,47–1,67%). Кроме того, диопсиды лерцолитов существенно обогащены и другими базальтоидными компонентами:  $\text{TiO}_2$  (0,25–0,28%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,62–0,71%). Хромшпинелиды гарцбургитов значительно варьируют по содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , их хромистость ( $100 \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ ) составляет 40,0–56,9%, магнезиальность ( $100 \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ) – 64,5–70,3%. Шпинелиды шпинелевых лерцолитов более магнезиальные (74–75%) и менее хромистые (35–36%), что является закономерным отражением меньшей деплетированности лерцолитов.

Интересно положение ультрабазитов разлома Зеленого Мыса в ряду аналогичных пород Центральной Атлантики, которое выявляется на диаграмме наиболее показательных соотношений: хромистости хромшпинелидов, магнезиальности ортопироксенов и содержания в них  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , предложенной П. Мишелем и Э. Бонатти [26] (рис. 3). Несмотря на некоторый разброс значений, видно отличие составов пород района между 34 и 45° с. ш. и районов к северу и югу от него. В районе 34–45° с. ш. хромистость хромшпинелидов и магнезиальность ортопироксенов существенно выше, а содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в ортопироксенах ниже, чем в других районах. Кроме того, ни в одной из девяти точек района 34–45° с. ш. не встречены высокоглиноземистые ортопироксены или шпинелиды, а диопсиды – крайне редко [26]. Ультрабазиты разлома Зеленого Мыса по всем рассматриваемым параметрам близки именно породам этого центрального (34–45° с. ш.) участка, хотя находятся значительно южнее.

**Кумулятивные породы.** Наиболее часто встречаемыми разностями кумулятов являются габбро и габбро-нориты. В них, как правило, преобладающей фазой является плагиоклаз, а из пироксенов – клинопироксен. Ортопироксен в габбро-норитах составляет не более 10–20%.

Составы клинопироксенов ( $Wo=0,34–0,43$ ,  $En=0,35–0,47$ ,  $Fs=0,9–0,13$ ) соответствуют высококальциевым авгитам, а их магнезиальность ( $100 \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ ) составляет 75,6–82,8%. Содержание  $\text{TiO}_2$  в клинопироксенах повышается с уменьшением магнезиальности от 0,47 до 0,90%, а тренд вариаций содержания  $\text{TiO}_2$ , судя по работе [18], совпадает с линией, соответствующей коэффициенту распределения  $\text{TiO}_2$  между расплавом и кристаллом ( $\sim 0,25$ ). Согласно экспериментальным данным [10, 19, 20, 31], такое значение коэффициента распределения, а также сравнительно низкая магнезиальность клинопироксенов ( $< 83\%$ ) свидетельствуют о том, что их кристаллизация из расплава проходила при относительно невысоких давлениях ( $\leq 5$  кбар).

Состав ортопироксенов (обр. Д 60/5):  $Wo=0,02$ ,  $En=0,67–0,71$ ,  $Fs=0,23–0,25$ ;  $\text{TiO}_2=0,15–0,44\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=2,56–3,11\%$ ; магнезиальность 72,7–75,8%. По составам сосуществующих клино- и ортопироксенов, используя известные геотермометры [17, 23, 24], температуру кристаллизации габброидов можно приблизительно оценить в 1000–1100° С.

Вариации составов плагиоклазов и клинопироксенов взаимосвязаны; с более кислыми плагиоклазами (до  $An_{40}$ ) ассоциируют более железистые клинопироксены ( $Fs$  до 0,30) и оливины ( $Fs$  до 40%). Эта закономерность, подчеркивающая скрытую расслоенность, имеющую место в полосчатом комплексе, чрезвычайно характерна и для расслоенных габброидных интрузивов на континенте [9].

Эволюция составов габброидов обусловлена преимущественно фракционной кристаллизацией клинопироксена и плагиоклаза, осаждающихся из толеитового расплава в определенной пропорции, о чем свидетельствует уменьшение содержания петрогенных элементов с ростом  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ . Отклонения от этой закономерности имеют место при на-

личии интеркумулятивной фазы, как, например, в рудном габбро (обр. Д 33/20) с очень высокими содержаниями  $\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ . С вариациями химического состава габброидов тесно связаны изменения геохимических параметров. По мере увеличения содержаний  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  в габброидах уменьшается содержание  $\text{Zr}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ . Поведение  $\text{Ba}$  и  $\text{Sr}$  при процессах кристаллизационной дифференциации близко, и следовательно, их отношение ( $\text{Sr}/\text{Ba}$ ) в какой-то мере характеризует первичный состав расплава, из которого формируется кумулят. На этом основании среди габброидов выделяются две основные группы, обогащенные ( $\text{Sr}/\text{Ba}=5-14$ ) и обедненные  $\text{Ba}$  ( $\text{Sr}/\text{Ba}=34-60$ ) (рис. 4).

Первая группа габброидов пространственно связана преимущественно с зонами пересечения трансформного разлома с рифтовой долиной САХ и с активной частью трансформного разлома. Для этих габброидов

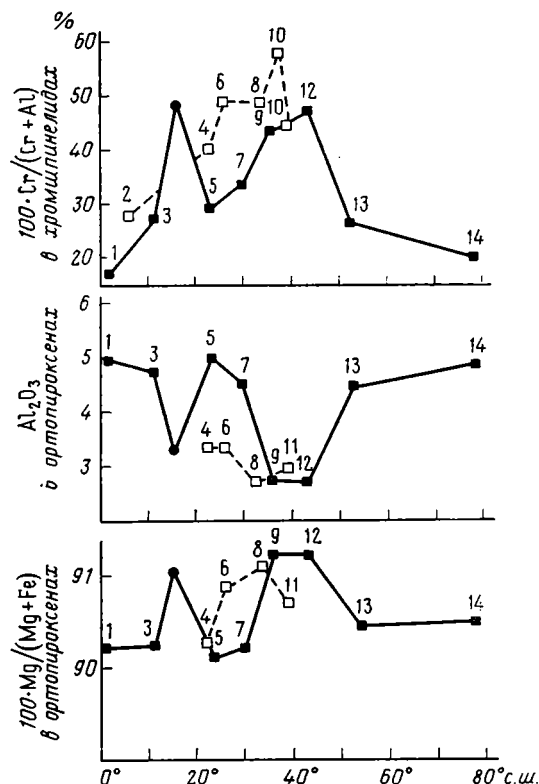


Рис. 3. Зависимость состава минералов перидотитов Атлантики от их широтного положения

Кружками показаны средние составы перидотитов разлома Зеленого Мыса, квадратами — других районов (черные квадраты — из зон трансформных разломов, белые — вне зон разломов) [26]. Цифрами обозначены районы: 1 — разлом Романш, 2 — 6° с. ш. САХ, 3 — разлом Вима, 4 — скв. 395 DSDP, 5 — разлом Кейн, 6 — 26° с. ш. САХ, 7 — разлом Атлантис, 8 — скв. 560 DSDP, 9 — разлом Океанограф, 10 — скв. 558 DSDP, 11 — скв. 556 DSDP, 12 — разлом 43° с. ш., 13 — разлом Гиббс, 14 — разлом 79° с. ш.

дов характерны повышенные отношения  $\text{Nb}/\text{Zr}=0,045-0,22$ . В то время как для второй группы габброидов на восточном фланге САХ (14°35' с. ш., 42°35' з. д.) отношение  $\text{Nb}/\text{Zr}$  не превышает 0,015—0,056. Все это указывает на различия в составе исходных магматических расплавов.

**Базальты и долериты.** Эти породы были драгированы на всем протяжении разломной зоны, однако наиболее представительная коллекция собрана в рифтовых долинах и прилежащих участках разлома. Петрохимический состав базальтов соответствует океаническим толеитам. Вместе с тем по геохимическим признакам выделяется несколько типов базальтов, пространственно связанных с конкретными морфоструктурами разлома Зеленого Мыса.

В пределах южного и северного сегментов рифтовой долины САХ драгированы близкие по составу, свежие (п. п. п. < 0,8%) оливин-редкопорфировые и афировые базальты и вулканические стекла.

Базальты из рифтовой долины северного сегмента характеризуются умеренными содержаниями литофильных элементов:  $\text{Ba} = 29-49$ ,  $\text{Sr} = 150-170$ ,  $\text{Nb} = 3,8-6,8$ ,  $\text{Zr} = 80-100$ ,  $\text{Y} = 29-30$  г/т. На вариационных диаграммах они образуют компактную группу с железистостью  $\text{FeO}/$

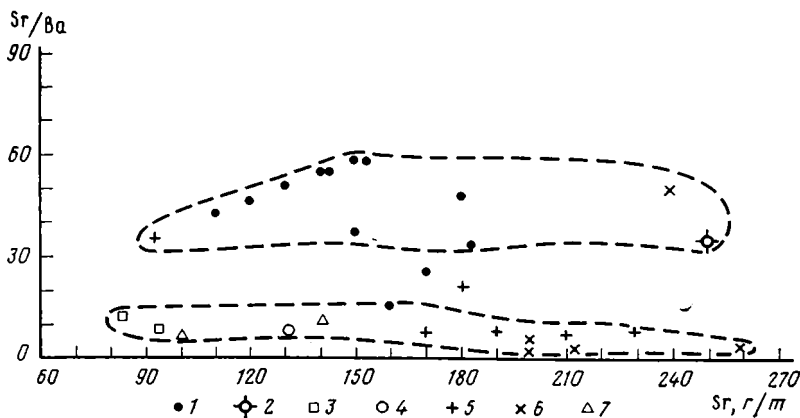


Рис. 4. Вариационная диаграмма Sr/Ba—Sr для кумулятивных пород разлома Зеленого Мыса  
 1 — ст. 3-15-Д16; 2 — ст. 3-29-Д25; 3 — ст. 3-36-Д33; 4 — ст. 3-42-Д38; 5 — ст. 3-69-Д60; 6 — ст. 3-72-Д63; 7 — ст. 3-74-Д65

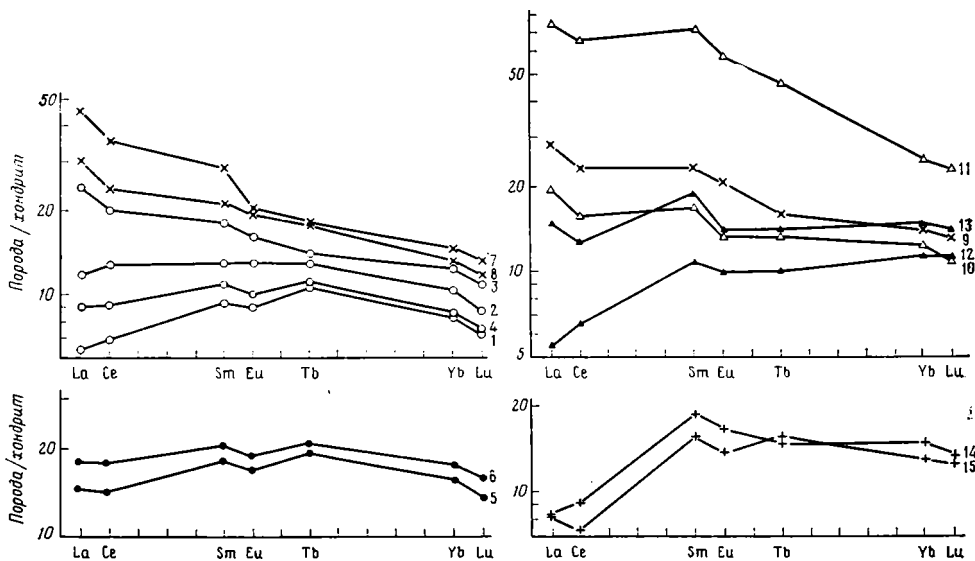


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в базальтах разлома Зеленого Мыса (нормированных к хондриту по [1])  
 1—4 — южный сегмент САХ; 5, 6 — северный сегмент САХ; 7, 8 — зона сочленения САХ с долиной разлома; 9 — «пассивная» часть разлома, южный борт; 10—13 — «активная» часть разлома; 10, 11 — северный борт; 12, 13 — южный борт; 14, 15 — восточный фланг САХ (42—43° з. д.)

/MgO=1,23—1,58, аналогичную базальтам, детально изученным в районе САХ между 22 и 25° с. ш. [12]. Базальты из южного сегмента САХ, примыкающего к разломной долине, относительно слабо дифференцированы ( $FeO^*/MgO=0,95$ ), но имеют более широкий диапазон вариаций элементов-примесей: Ba — 8,4—68, Sr — 140—180, Nb — 1,4—9,7, Zr — 31—88, Y — 12—26 г/т. Различия выявляются также в средней величине нормированного индикаторного отношения  $(Nb/Zr)_N^2$ , которое для южного и северного сегментов САХ составляет соответственно 0,75 и 0,60.

Непосредственно в зоне сочленения южного сегмента рифтовой долины САХ с долиной разлома (ст. 3—36-Д33) подняты базальты с наиболее высокими содержаниями всех литофильных элементов, в том числе Ba — 71—140, Sr — 180—280, Nb — 11—20, Zr — 88—160 г/т, а также  $TiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ . Базальты сходного состава получены из рифтовой до-

<sup>2</sup> Для нормирования использованы данные из работы А. Буго с соавт. [1].

лины САХ между 13 и 15° с. ш. во 2-м рейсе НИС «Академик Борис Петров» [3]. Величина отношения  $(Nb/Zr)_N$  в этих породах составляет 1,0–1,2.

Наиболее разнообразной оказалась группа базальтов, драгированных из «активной» части разлома. Вместе с тем, несмотря на широкий спектр вариаций содержаний элементов-примесей, отношение  $(Nb/Zr)_N$  в среднем составило 0,54, что ниже, чем в базальтах рифтовых зон.

Базальты, драгированные на восточном фланге САХ, разделяются на два типа: существенно обедненные (северный борт долины разлома) с низкими содержаниями элементов-примесей: Ва 2,7–16, Nb 1–2,5, Zr 52–87 г/т, и незначительно обедненные с южного борта разлома: Ва 7,7–9,3, Nb 5,7–9,5, Zr 83–110 г/т. Соответственно для первой группы базальтов отношение  $(Nb/Zr)_N$  0,19, а для второй – 0,75.

Обширную информацию о процессах формирования океанических базальтов несет группа редкоземельных элементов (РЗЭ) [29]. В базальтах, драгированных в пределах южного и северного сегментов САХ (рис. 5, обр. 1, 2, 4–6), распределение лантаноидов в основном однотипное:  $(La/Sm)_N=0,74–1,0$ ,  $(Tb/Yb)_N=1,1–1,3$ ; они различаются только по уровню концентраций РЗЭ (7–20 хондритовых норм). Для базальтов из зоны непосредственного сочленения САХ и разлома Зеленого Мыса (обр. 7–9) характерно отношение  $(La/Sm)_N=1,4–1,8$ , а общий уровень содержания легких РЗЭ увеличивается до 40–50 хондритовых норм. В базальтах этого типа происходит также увеличение содержаний  $K_2O$  до 0,20–0,60% и  $P_2O_5$  до 0,14–0,25%. В «активной» части разлома встречены наиболее пестрые по составу РЗЭ базальты (обр. 12, 13).

Распределение РЗЭ в базальтах из зоны разлома на восточном фланге САХ приближается к наиболее примитивным *N*-типам (обр. 14, 15). Общий уровень концентраций РЗЭ составляет 10–20 хондритовых норм, отношения  $(La/Sm)_N=0,46–0,55$ . Наблюдается взаимосвязь составов РЗЭ с петрохимическими особенностями базальтов, а также с распределением в них элементов-примесей, в частности Nb и Zr.

Изучение вещественного состава пород в районе разлома Зеленого Мыса позволило установить, что среди ультрабазитов обособляются гарцбургиты и шпинелевые лерцолиты, резко различающиеся составами слагающих их минералов. По степени деплетированности базальтоидными компонентами они отличаются от ультрабазитов разломов Вима, Кейн и др. и близки перидотитам района Азорских островов. Очевидно, аналогично Азорской зоне, в разломе Зеленого Мыса, предельно деплетированным гарцбургитам комплементарны базальтовые выплавки, обогащенные литофильными элементами. Более того, установлено, что с обогащенными базальтами пространственно сопряжены кумулятивные породы, по ряду геохимических параметров (отношения Sr/Ba и Nb/Zr) характеризующиеся как производные обогащенных расплавов.

### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ РАЗЛОМА

Глубинное строение зоны разлома Зелёного Мыса изучалось на двух меридиональных профилях многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ. Один из профилей (2/86) располагался на восточном фланге САХ, в 190 милях восточнее пересечения разлома Зелёного Мыса с южным сегментом рифтовой долины. Второй (3/86) проходил в 90 милях к западу от пресечения разлома с северным сегментом рифта и пересекал с севера на юг три различные широтные структуры: трог Ройял, зону разлома Зелёного Мыса и хребет Ресёчер. Длина профилей соответственно 100 и 90 миль.

На обоих профилях на временных разрезах в составе консолидированной коры выделяются две толщи (сверху вниз).

Первая толща непрерывно прослеживается в интервале 5,5–8,0 с. Рельеф подошвы толщи и отражающие площадки внутри нее в целом образуют пологоволнистую структуру, на фоне которой обособляются отражающие площадки, группирующиеся в протяженные субгоризон-

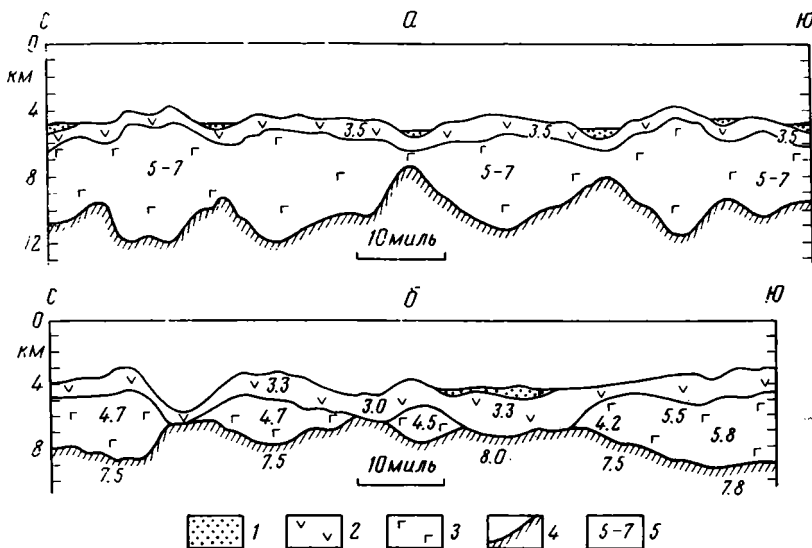


Рис. 6. Глубинные разрезы литосферы по профилям МОВ ОГТ (а — по профилю 2/86, б — по профилю 3/86)

1—3 — геофизические слои океанической коры: 1 — 1-й, 2 — 2А, 3 — 2В, 2С и 3-й; 4 — граница Мохоровичича; 5 — значения пластовых скоростей продольных сейсмических волн по данным перебора МОВ ОГТ

тальные, нередко ветвящиеся горизонты. Они отчетливо видны на временном разрезе под поперечными хребтами и на значительном удалении от них к северу и к югу (профиль 2/86). Эти горизонты располагаются несогласно к поверхности дна и подошве толщ. Отмечается определенная тенденция к сокращению мощности толщи под депрессиями и увеличению под поднятиями. Средняя пластовая скорость продольных сейсмических волн в толще оценивается в 3—3,5 км/с.

Вторая толща прослеживается в интервале 7,5—9,5 с. на восточном фланге САХ и 5,5—8,0 с. — на западном. Переход от первой толщи отмечен спадом интенсивности отраженных волн, местами же он никак не выражен в волновой картине. Мощность толщи крайне невыдержанна. Под депрессиями она уменьшается, достигая минимальных значений 0,5 км под долиной разлома, а под поднятиями увеличивается до 6—7 км (рис. 6). То есть существует явная тенденция к образованию «корней» под позитивными структурами. На профиле 3/86 вообще имеет место линзовидный характер толщи: под трогом Ройял, долиной разлома и хребтом Ресёчер она целиком выклинивается. Значения сейсмических скоростей в толще оцениваются в 5—7 км/с на восточном фланге САХ и 4,5—6 км/с — на западном. Внутри данной толщи также устанавливаются элементы расслоенности в виде протяженных горизонтов, особенно четко выраженных под поперечными хребтами на профиле 2/86. Под северным хребтом генеральное направление их падения северное, под южным — южное. Значения сейсмических скоростей по подошве второй толщи составляют по данным перебора МОВ ОГТ больше 7 км/с на восточном фланге САХ и 7,3—8,0 км/с — на западном. Вниз по разрезу в интервале 9,5—10 с. с определенной степенью условности выделяется отражающая граница, ниже которой скорости сейсмических волн составляют 9 км/с и более.

Геологическая интерпретация профилей МОВ ОГТ предлагается в следующем виде. Ступенчатое драгирование в районе профиля 2/86 (см. рис. 2, сечение I) показало, что верхние части бортов долины разлома (склонов поперечных хребтов) сложены ультрабазитами и габброидами, а нижние — базальтами. Естественно предположить, что верхние комплексы находятся в аллохтонном залегании. Доказательством правомочности такого предположения и являются результаты сейсмопрофилирования МОВ ОГТ через зону разлома Зелёного Мыса. Отражаю-



щие горизонты внутри первой толщи представляют собой пологие тектонические нарушения (надвиги). Надвиги в виде элементов сдвигания разреза и небольшие чешуи хорошо вычитываются в самой верхней части временного разреза на профиле 2/86. Наличие надвигов обусловило чешуйчато-надвиговую структуру поперечных хребтов. Основываясь на данных драгирования, можно утверждать, что тектонические чешуи сложены ультрабазитами, габброидами и базальтами. Такая картина, по-видимому, имеет место и на значительном удалении от зоны разлома, где в верхней части временного разреза отчетливо проявлены надвиги, затрагивающие даже толщу слоистых осадков.

По общепринятой классификации рассчитанные для первой толщи значения сейсмических скоростей 3—3,5 км/с соответствуют верхней части 2-го геофизического слоя. Можно думать, что эти цифры отражают лишь некую среднюю величину скоростей в разнообразном комплексе пород, слагающих пакет тектонических пластин в верхней части коры. Низкие значения скоростей обусловлены сильной тектонизацией разреза и обилием серпентинитов. Хорошо известно, что скорости продольных волн в ультрабазитах резко уменьшаются по мере прогрессирующей серпентинизации от мантийных значений (около 8 км/с) до 3—4 км/с.

Вторая толща интерпретируется как нижняя часть 2-го и 3-й слой океанической коры. Так же, как первая, вторая толща тектонически расчленена: выделяющиеся на временных разрезах отражающие горизонты внутри толщи представляют собой надвиги. По аналогии с разрезами офиолитовых зон, верхняя часть второй толщи представлена образованиями дайкового комплекса, сменяющегося вниз габброидами и породами полосчатого комплекса. Скорости сейсмических волн, измеренные в образцах драгированных габброидов, составляют 6,6—6,9 км/с, что согласуется с интервалом скоростей, рассчитанных для второй толщи. Несомненно, что в ее строении принимают также участие ультрабазиты и амфиболиты: скорости сейсмических волн в них составляют 5,2 и 5,9 км/с соответственно. Подошва толщи рассматривается в качестве границы Мохоровичича.

Выделяемая на глубинах 9—16 км граница, ниже которой сейсмические скорости составляют 9 и более км/с, вероятно, представляет собой раздел внутри верхней мантии.

Таким образом, в зоне разлома Зелёного Мыса имеются все признаки наличия аномальной коры, столь широко представленной в разломных зонах Атлантики. Кроме того, очень существенным является вывод о тектонической расчлененности не только 3-го, но и 2-го слоев коры.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследований выявлены и описаны морфологические черты разлома Зеленого Мыса на всем его протяжении. Простираясь более чем на 2300 км, разлом представляет одну из крупнейших структур подобного рода в Атлантическом океане. Внутренняя его структура сложная и изменчивая. Параллельно узкому осевому днищу прослеживаются сопряженные с ним трогги, щели и гребни меньших порядков, которые, однако, могут достигать многих сотен километров в длину. Таким образом, речь идет о крупной разломной зоне, отдельные элементы которой имеют собственную геологическую историю. Поэтому закон трансформных разломов может восприниматься лишь как большая абстракция. Это относится и к разделению подобных разломов на «активную» и «пассивную» части. Например, трог Ройял, находящийся на расстоянии ~50 км западнее осевого рифта САХ, продолжает, по-видимому, формироваться и в настоящее время, не имея отношения к «активной» зоне.

Разломная зона Зеленого Мыса полностью располагается в пределах океанского ложа. На западе она теряется не доходя до Малоантильского региона; на востоке исчезает на большом расстоянии от Африки. Для объяснения подобных структур привлекается (и правомерно)

представление о внутримантийном конвективном процессе, порождающем спрединг. Однако, судя по распространению разломов, нельзя не видеть, что спрединг — явление, локализующееся на большем или меньшем пространстве океанского ложа. Поэтому к внутримантийной конвекции следует подходить как к сложному и неравномерно протекающему процессу.

Рассматривая Землю в целом, можно заметить, что в областях Мирового океана, где направление поперечных разломов более или менее совпадает с направлением вращения планеты (Атлантика, Тихий океан), латеральное движение масс более масштабно. Наоборот, там, где оно не совпадает, движение масс охватывает меньшие площади (Индийский океан). Отсюда следует вывод, что на движение глубинных масс влияют не только эндогенные процессы, но и такой фактор, как вращение Земли. Легко видеть, что при подобной трактовке спрединг выступает как обособленное явление, не сопряженное с субдукцией.

Отметим другие черты зоны разлома Зеленого Мыса.

Пространственные соотношения пород, а также данные МОВ ОГТ свидетельствуют об отсутствии здесь «нормального» разреза океанической коры. Преобладают серпентинизированные гипербазиты и серпентиниты, составляющие матрикс серпентинитового меланжа.

В зоне сочленения разлома с рифтовой долиной САХ магматизм редуцирован, а процессы надвигообразования интенсивны, что приводит к формированию изначально «аномального» разреза океанической коры.

В зоне разлома имеют место как напряжения сжатия (борта долин, поперечные хребты), так и растяжения (днища долин).

Разлом Зеленого Мыса является разделом двух провинций базальтов (обедненных к северу и обогащенных к югу). На эти различия накладывается внутриразломный магматизм, что приводит к незаконному сочетанию различных базальтов в зоне разлома.

Впервые в разломе Зеленого Мыса обнаружены (наряду с обогащенными базальтами) обогащенные кумуляты, а также истощенные ультрабазиты (типа развитых в районе Азорских островов).

Объяснение отмеченных явлений с общих позиций может быть следующим. Давно уже обращено внимание на проявление растяжения земной коры по простиранию срединных хребтов [5]. Разломы Атлантики хорошо иллюстрируют это явление. Главная осевая долина с очень тонкой корой и узким днищем, крутые борта, а равно и параллельные главной долине щели и трюги, не говоря уже о повышенном тепловом потоке, магматических проявлениях и пр., — красноречивые доказательства процесса растяжения. Согласно П. Н. Кропоткину, подобный процесс следует объяснить пульсационно-мобилистской моделью тектогенеза [4]. В. Н. Ларин и И. А. Соловьева [5] связывают его с расширением Земли. А. М. Городницкий и Е. Д. Корякин [2] соглашаются с теми, кто считает, что подобное растяжение обусловлено изменением направления движения литосферных плит. Имеются на этот счет и другие, более сложные построения, где помимо полюсов раскрытия принимается во внимание кривизна геоида и пр. Нам важно подчеркнуть принципиальное значение того факта, что растяжение, параллельное простиранию мировой рифтовой системы, прослеживается во всех океанах и вызвавшая его причина, по всей вероятности, имеет глобальный характер.

Уже были публикации о надвигах и шарьяжах в океанском субстрате<sup>3</sup>. Разломная зона Зеленого Мыса предоставила новые доказательства на этот счет. Так как поперечными разломами, где выявляется залегание древних пород на более молодых, океанское дно буквально испещрено, то, как это ни парадоксально, можно сказать, что нормальная

<sup>3</sup> Пушаровский Ю. М., Ельников Н. И., Перфильев А. С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта (20° ю. ш.). Геотектоника, 1985. № 5. С. 5—13, а также другие публикации.

последовательность слоев океанической коры должна иметь в океанах сравнительно ограниченное распространение.

Надвиги, шарьяжи, тектонические покровы в своей массе — структуры горизонтального сжатия. Если существует раздвигание континентальных масс, то следует предполагать и возможность их схождения [7]. Поскольку обнаружены «корни кратонов» (выражение П. Н. Кропоткина [4]), уходящие на глубины в сотни километров, то очевидно, что при схождении континентальных блоков будут возникать огромные глубинные давления, направленные латерально, которые способны в зависимости от реологических свойств коры и мантии вызывать в них волновые, хрупкие и иные деформации. Прежде уже указывалось [7], что таким образом возникает тектоническая составляющая в образовании срединных хребтов. Теперь пришло время в связи с изучением поперечных разломов и других структур в океаническом субстрате с этим явлением связывать происхождение на глубинах и других структур горизонтального сжатия.

Можно видеть, что тектогенез в океане обуславливается целым рядом факторов: спредингом с его механизмом конвекции, глубинным сжатием, вызванным движением континентальных глыб, ротационным фактором, наконец пульсационным изменением радиуса Земли, объясняющим продольное растяжение в центральных областях океанов. Но картина становится еще более сложной, если учесть, что на все это накладываются глобальные тектонические пароксизмы. Так, А. В. Пейве [6] формирование Срединно-Атлантического хребта как тектонической структуры связал со среднеолигоценовой тектонической фазой, охватившей Альпийскую область.

Крупные тектонические пароксизмы формируют те или иные геодинамические поля, что и перестраивает или усложняет тектоническую обстановку. Последующее, в особенности сравнительное изучение океанских разломов позволит внести большую определенность в представления о структуре и геологической сущности этих весьма примечательных тектонических образований.

#### Литература

1. Буго А., Жорон Ж. Л., Тройль Т. Гетерогенность мантии (Атлантический океан между Азорскими островами и 10° с. ш.)//МГК 27-я сессия. Геология Мирового океана. Докл. Т. 6. Ч. I. М.: Наука, 1984. С. 114—135.
2. Городницкий А. М., Корякин Е. Д. Геофизические исследования трансформных разломов дна Мирового океана.//Обзор: морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1987. 57 с.
3. Дмитриев Л. В. Магматизм и гидротермы Атлантики//Вестн. АН СССР. 1986. № 4. С. 123—130.
4. Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н., Макеев В. М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика//Геотектоника. 1987. № 1. С. 3—24.
5. Ларин В. Н., Соловьева И. А. Морфологические свидетельства продольного растяжения срединно-океанических хребтов//Докл. АН СССР. 1979. № 6. С. 1437—1441.
6. Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта//Геотектоника. 1975. № 5. С. 3—17.
7. Пуцаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах//Геотектоника. 1978. № 1. С. 3—18.
8. Пуцаровский Ю. М., Разницын Ю. Н., Пейве А. А. и др. Новые данные о строении и вещественном составе разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике//Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 6. С. 1459—1463.
9. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 551 с.
10. Bender J. F., Hodges F. N., Bence A. E. Petrogenesis of basalts from the Project FAMOUS area: experimental study from 0 to 15 kilobars//Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 83. P. 62—74.
11. Bonatti E., Honorres J. Sections of the Earth crust in the equatorial Atlantic//J. Geophys. Res. 1976. V. 81. № 23. P. 4104—4116.
12. Bryan W. B., Thompson G., Ludden J. N. Compositional variation in normal MORB from 22°—25° N: Mid-Atlantic Ridge and Kane fracture zone//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. № B12. P. 11815—11836.
13. Collette B. J., Ewing J. I., Lagaay R. A., Truchan M. Sediment distribution in the oceans the Atlantic between 10 and 19° N//Marine Geol. 1969. V. 7. № 4. P. 279—345.
14. Collette B. J., Scrouten H., Rutten K., Slootweg A. P. Structure of the Mid-Atlantic Ridge province between 12 and 18° N//Marine Geophys. Res. 1974. V. 2. № 2. P. 143—179.

15. Collette B. J., Slootweg A. P., Twigt W. Mid-Atlantic ridge crest topography between 12° and 15° N//Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. V. 42. № 1. P. 103—108.
16. Collette B. J., Slootweg A. P., Verhoef J., Roest W. R. Geophysical investigations on the floor of the Atlantic ocean between 10° and 38° N (Kroonvlag-project)//Proc. Koninklijke Nederlandse Akad. Wetenschappen. Amsterdam, 1984. V. B87. № 1. P. 1—78.
17. Davis B. C. T., Boud F. R. The join  $Mg_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$  at 30 kbar and its application to pyroxenes from kimberlites//J. Geophys. Res. 1966. V. 71. P. 3567—3576.
18. Elthon D. Petrology of Gabbroic rocks from the Mid-Cayman Rise spreading center//J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № B1. P. 658—682.
19. Elthon D., Scarfe C. H. High pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt and the genesis of primary oceanic basalts//Amer. Mineralogist. 1984. V. 69. № 5. P. 1—15.
20. Grove T. L., Bryan W. B. Fractionation of pyroxene phyric MORB at low pressure: An experimental study//Contrib. Mineral and Petrol. 1983. V. 84. № 6. P. 293—309.
21. Karson J. A., Dick H. J. B. Tectonics of ridge-transform intersections at the Kane fracture zone//Marine Geophys. Res. 1983. V. 6. № 1. P. 51—98.
22. Karson J. A., Fox P. J., Sloan H. et al. The geology of the Oceanographer transform: the ridge-transform intersection//Marine Geophys. Res. 1984. V. 6. № 2. P. 109—141.
23. Lindsley D. H., Anderson D. J. A two-pyroxene thermometer//J. geophys. Res. 1983. V. 88. P. 906.
24. Lindsley D. H., Dikon S. A. Coexisting diopside and enstatite at 20 kbar and 800—1200° C//Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs. 1975. № 7. P. 1171.
25. McDonald K. C., Castillo D. A., Miller S. P. et al. Deep-Tow studies of the Vema fracture zone. Tectonics of a major slow slipping transform fault and its intersection with the Mid-Atlantic ridge//J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № B3. P. 3334—3354.
26. Michael P. J., Bonatti E. Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting//Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. V. 73. № 1. P. 91—104.
27. Roest W. R., Collette B. J. The Fifteen Twenty fracture zone and the North American-South American plate boundary//J. Geol. Soc. 1986. V. 143. № 5. P. 833—843.
28. Rona P. A., Widenfalk L., Boström K. Serpentinized ultramafiks and hydrothermal activity at the Mid-Atlantic Ridge crest near 15° N//J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № B2. P. 1417—1427.
29. Saunders A. D. The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins//Rare earth element Geochemistry. Amsterdam, 1984. P. 205—236.
30. Sykes L. R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges//J. Geophys. Res. 1967. V. 72. № 4. P. 2131—2153.
31. Walker D., Shibata T., Delong S. E. Abyssal tholeiites from the Oceanographer fracture zone, phase equilibria and mixing//Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. V. 70. № 5. P. 111—125.

УДК 551.242.11(571.651)

СТАВСКИЙ А. П., ЧЕХОВИЧ В. Д., КОНОНОВ М. В.,  
ЗОНЕНШАЙН Л. П.ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ  
АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОГО РЕГИОНА С ПОЗИЦИЙ  
ТЕКТониКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Анадырско-Корякский регион характеризуется складчато-покровной структурой, подчеркиваемой широким распространением офиолитовых и осадочных меланжей и олистостромовых комплексов. Слагающие этот регион структурно-формационные комплексы являются аллохтонными и интерпретируются как образования окраинных морей, островных дуг, глубоководных желобов, микроконтинентов и вулканических океанических поднятий. Эти комплексы были аккрецированы к восточному краю Евразии в готериве, маастрихте и миоцене. Разновозрастные автохтонные окраинно-континентальные вулканические пояса омолаживаются с запада на восток и маркируют этапы приращения площади континента. После каждого этапа аккреции зоны поглощения океанической коры последовательно смещались к востоку. Выполнены палинспастические реконструкции от триаса до позднего миоцена.

Исследования последних лет, результаты которых обобщены в монографии по тектонике и истории развития Анадырско-Корякского региона [7], ознаменовали переход от фиксистских взглядов на геологию этой области к мобилистским представлениям. Возможность формирования сложнопостроенных складчатых сооружений в результате последовательного приращения, или аккреции, чужеродных тектоно-стратиграфических элементов (*tectonostratigraphic terranes*) к активной окраине континента обоснована североамериканскими геологами на примере Аляски и Кордильер [14]. Принципы аккреционной тектоники были использованы для интерпретации геологического строения и истории развития Корякского нагорья А. В. Колтыпиным [6], Л. М. Парфеновым [8], С. Д. Соколовым и др. [9], С. М. Тильманом [11]. В данной статье предпринята попытка реконструировать процесс аккреции чужеродных блоков к активной окраине Северо-Восточной Азии, опираясь на рассчитанные параметры относительных движений плит Тихого океана и Евразии.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Анадырско-Корякский регион ограничен на востоке и юге береговой линией Берингова моря, на севере и западе — Охотско-Чукотским вулканическим поясом. Сложно деформированные складчатые сооружения региона включают структурные элементы двух принципиально различных типов (рис. 1). К первому типу относятся Канчаланский, Пекулейский, Пенжинский, Усть-Бельский, Ваежский, Майницкий, Эконайский и Олюторский чужеродные блоки (террейны), которые образуют каркас Корякской складчатой системы [7]. Ко второму типу структурных элементов относятся Пенжинско-Анадырская, Алякватваамская, Алгано-Великореченская и Центрально-Корякская зоны, которые формируют своеобразный матрикс, заполняющий пространство между чужеродными блоками и придающий Корякской складчатой системе вид гигантской тектонической брекчии. Складчатые сооружения Корякского нагорья и смежных районов мезозойд Северо-Востока СССР с резким угловым несогласием перекрываются вулканогенно-осадочными толщами Удско-Мургальского, Охотско-Чукотского, Анадырско-Бристольского, Корякско-Западно-Камчатского и Апукско-Вывенкского вулканических поясов, постепенно омолаживающихся в сторону Тихого океана и маркировавших активную окраину Северо-Восточной Азии в поздне-мезозойское и кайнозойское время.

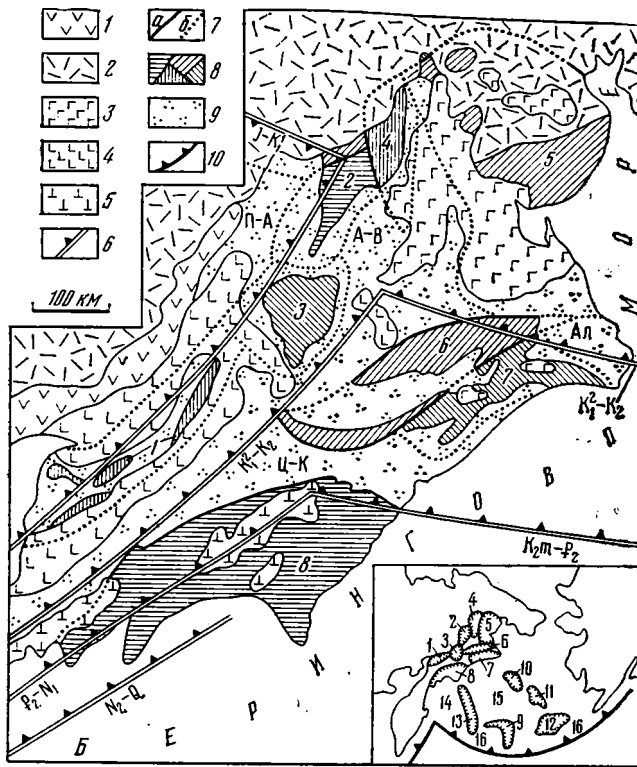


Рис. 1. Положение окраинно-континентальных вулканических поясов и чужеродных блоков в структуре Анадырско-Корякского региона  
 1—5 — окраинно-континентальные вулканические пояса: 1 — Удско-Мургалский, 2 — Охотско-Чукотский, 3 — Анадырско-Бристольский, 4 — Корякско-Западно-Камчатский, 5 — Алуцко-Вывенский; 6 — рассчитанные положения выходов на поверхность древних сейсмофокальных зон, соответствующих перечисленным поясам; 7 — границы чужеродных блоков: а — выходящие на поверхность, б — скрытые под молодыми отложениями; 8 — чужеродные блоки (цифры на схеме и врезке: 1 — Пенжинский, 2 — Усть-Бельский, 3 — Ваежский, 4 — Пекульнейский, 5 — Канчаланский, 6 — Майницкий, 7 — Эконайский, 8 — Олюторский, 9 — Бауэрский, 10 — Наваринский, 11 — Прибыловский, 12 — Умнак, 13 — Ширшова блоки; 14 — Командорская, 15 — Алеутская котловина; 16 — Алеутско-Командорская островная дуга); 9 — зоны, расположенные между чужеродными блоками (П-А — Пенжинско-Анадырская, А-В — Алгано-Великореченская, Ц-К — Центрально-Корякская, Ал — Алякватваамская); 10 — современные сейсмофокальные зоны

Аккреционная природа выделенных чужеродных блоков вытекает из целого ряда фактов. Широкое развитие на Северо-Востоке СССР окраинно-континентальных вулканических поясов и островодужных серий указывает на существование здесь зон субдукции, в которых поглощалась кора океанических плит Тихого океана. В некоторых верхнепалеозойских и нижнемезозойских толщах Корякии обнаружены фаунистические комплексы, свойственные Тетической зоогеографической провинции [1, 9, 11]. Палеомагнитные данные по аналогичным комплексам Аляски [14] и первые палеомагнитные определения, сделанные в Корякии, свидетельствуют о значительных перемещениях отдельных блоков по земной сфере. Анализ кинематики относительных движений литосферных плит в северной части Тихого океана в последние 130 млн. лет показывает, что в конце мезозоя и начале кайнозоя океаническая плита Кула перемещалась с высокими скоростями на север, поддвигаясь под Евразию и выдвинутые перед ней островные дуги. Следовательно, здесь неизбежно должно было происходить наращивание континента за счет прилежавших к нему чужеродных океанических структур (вулканических хребтов, поднятий гайотов, микроконтинентов).

**Удско-Мургальский вулканический пояс** [8, 12] в рассматриваемом регионе сложен волжско-готеривскими вулканитами известково-щелочной серии, ассоциирующими с мелководными, часто грубообломочными породами. Их формирование происходило, по-видимому, в пределах энсиалической островной дуги, заложившейся на краю шельфа Евразийского континента. Расчеты Л. М. Парфенова [8] и Н. И. Филатовой [12] позволили установить положение (см. рис. 1) и угол наклона ( $65-70^\circ$ ) сейсмофокальной зоны Удско-Мургальской дуги. Таким образом, в добарремское время к юго-востоку от этой линии располагался океанический или окраинно-морской бассейн, кора которого субдуцировала на северо-запад, под окраину Евразийского континента.

**Охотско-Чукотский вулканический пояс** [8, 12] в пределах рассматриваемого региона сложен в основном альб-сеноманскими и, в меньшей степени, турон-маастрихтскими вулканитами. В основании разреза повсеместно залегают грубообломочные отложения баррема — апта, с резким угловым несогласием перекрывающие более древние толщи. Обычно Охотско-Чукотский пояс интерпретируется как древняя активная континентальная окраина Евразии, под которую субдуцировала кора Тихого океана. Угол наклона связанной с ним палеозоны Бенюфа не превосходил  $15-20^\circ$ , а положение глубоководного желоба показано на рис. 1. Таким образом, в барремском веке зона субдукции переместилась на юго-восток, в сторону Тихого океана, что, по-видимому, обусловлено приращением к континенту крупных чужеродных блоков.

**Анадырско-Бристольский вулканический пояс** протягивается вдоль внешнего края шельфа Берингова моря от бассейна р. Анадырь до низовьев рек Юкон и Кукоквим на Аляске [3]. Нижняя часть разреза пояса сложена грубообломочными и угленосными толщами маастрихтского возраста, а верхняя — палеоцен-эоценовыми вулканитами и континентальными осадочными породами. Устанавливается отчетливая латеральная зональность Анадырско-Бристольского пояса, выраженная в последовательной смене с севера на юг базальтов и андезитов шошонитовой серии (бассейны рек Канчалан и Танюрер) известково-щелочными (район г. Анадырь) и толеитовыми (Корякский хребет). Эти данные, а также структурное положение пояса, строго приуроченного к внешнему краю шельфа Берингова моря, позволяют реконструировать здесь активную континентальную окраину маастрихт-эоценового возраста. Связанный с ней глубоководный желоб протягивался, по-видимому, вдоль подножия континентального склона Берингова моря и продолжался на запад, в район Центрально-Корякского горного узла (см. рис. 1).

**Корякско-Западно-Камчатский вулканический пояс** сложен эоцен-миоценовыми известково-щелочными вулканитами, в основании разреза которых прослеживается горизонт палеоцен-эоценовых грубообломочных и угленосных континентальных осадков. Связанная с поясом палеозона Бенюфа имела наклон  $30-45^\circ$  [12], в соответствии с которым устанавливается положение глубоководного желоба (см. рис. 1). Таким образом, в маастрихтском веке на севере Тихого океана произошло еще одно перемещение зоны субдукции в южном направлении, также, по-видимому, связанное с приращением к континенту следующих чужеродных блоков.

**Апукско-Вывенкский вулканический пояс** плиоцен-четвертичного возраста сложен вулканогенными и грубообломочными угленосными породами, несогласно перекрывающими более древние отложения. Эффузивы относятся к известково-щелочной и толеитовой сериям [5] и образовались, по-видимому, вследствие субдукции океанской коры под маломощную литосферу Корякии. Выход на поверхность связанной с поясом сейсмофокальной зоны трассируется по оси отрицательной гравитационной аномалии (см. рис. 1), которая интерпретируется нами как структура глубоководного желоба, засыпанного терригенными осадка-

ми мощностью до 4 км. Изложенные данные свидетельствуют о новом смещении зоны субдукции, происшедшем в конце миоцена в результате приращения очередного чужеродного блока к активной окраине Евразии.

### ЧУЖЕРОДНЫЕ БЛОКИ

В пределах рассматриваемого региона выделяются восемь чужеродных блоков (террейнов), приращение которых к окраине Евразии в барреме, маастрихте и конце миоцена сформировало современную структуру Корякской складчатой системы (см. рис. 1).

**Канчаланский и Пекульнейский блоки** имеют разный состав допозднеюрского основания, но перекрыты одинаковыми волжско-готеривскими толеитовыми и известково-щелочными вулканитами, указывающими на принадлежность их к единой Пекульнейско-Канчаланской островной дуге. Наиболее древние средне-верхнепалеозойские отложения Канчаланского блока представлены кварцевыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами, известняками, реже риолитами и их туфами (данные М. В. Филимонова). И палеозойские толщи, и волжско-готеривские вулканиты вмещают купола анатектических гранитоидов, окруженные зональными метаморфическими ореолами, и перекрываются вместе с ними эффузивами Охотско-Чукотского пояса. Эти данные позволяют считать Канчаланский блок небольшим микроконтинентом, на котором в конце юры — начале мела существовала островная дуга. В основании островодужного разреза Пекульнейского блока залегают немногочисленные фрагменты разрезов метавулканогенно-осадочных пород палеозойского (?) возраста, а также базитов и метаморфических пород [7], которые рассматриваются нами как продукты переплавления архейского гранулит-базитового фундамента над зоной субдукции волжско-готеривской островной дуги.

В тылу Пекульнейско-Канчаланской дуги существовал окраинно-морской бассейн, следами которого являются волжско-валанжинские кремнисто-базальтовые толщи восточных склонов хр. Пекульней. Следовательно, зона субдукции падала под рассматриваемую дугу с северо-запада, со стороны Евразии. В готерив-барремское время островодужные комплексы вместе с подстилающими их более древними образованиями приблизились к окраине Евразии, столкнулись с Чукоткой и в дальнейшем были запечатаны вулканическими толщами Охотско-Чукотского пояса.

**Пенжинский, Ваежский и Усть-Бельский блоки** сходны по геологическому строению и включают многочисленные тектонические пластины пород офиолитовой ассоциации, а также разнообразных палеозойских и раннемезозойских образований, рассеянные среди волжско-валанжинских терригенных толщ [7]. Ранее эти блоки рассматривались как образования субдукционного комплекса Удско-Мургальской островной дуги [8, 12]. На наш взгляд, они являются фрагментами разнородных структур, переместившихся с юга вместе с плитами Тихого океана, приключившихся к активной окраине Евразийского континента и вызвавших заклинивание зоны субдукции Удско-Мургальской островной дуги. Время столкновения определяется по складчатости и первому появлению мощных грубообломочных и олистостромовых толщ, которые в пределах Пенжинского кража имеют готеривский возраст [7].

**Майницкий блок** представляет собой фрагмент островодужной системы, фундаментом которой является кора древнего окраинного моря. В северной части блока широко распространены келловей-готеривские вулканогенно-осадочные породы бонинитовой и толеитовой серий мощностью до 4000 м. Южная часть сложена кимеридж-готеривскими граувакковыми микститами, туфопесчаниками, гигантоглыбовыми олистостромами и силицитами, которые интерпретируются нами как субдукционный комплекс Майницкой дуги, сформировавшийся как за счет сноса обломочного материала с осевого вулканического поднятия, так



и за счет тектонической поставки его пододвигавшейся литосферной плитой. В центральной части блока описан полный офиолитовый разрез, включающий кумулятивные габброиды и гипербазиты, параллельные дайки и базальты. Геохимические особенности офиолитов свидетельствуют об их формировании в зоне спрединга окраинного моря.

**Эконайский блок** состоит из нескольких сильно деформированных тектонических покровов, сложных разнофациальными палеозойскими и мезозойскими толщами [7]. Здесь установлены два типа разрезов каменноугольных, пермских и триасовых образований. Первый тип отличается преобладанием кремнистых пород и спилитов, с которыми ассоциируют прослои аргиллитов и тела рифовых известняков. Разрезы второго типа сложены лавами и туфами пестрого состава, туфопесчаниками и туфоалевролитами. Их формирование происходило, по-видимому, в системе смежных структур — островных дуг и окраинных морей, располагавшихся в приэкваториальной области. Подтверждением этого, помимо многочисленных находок здесь тропической фауны [1], служит также сообщение Н. В. Ложкиной и Ю. М. Бычкова о том, что по палеомагнитным данным верхнетриасовые вулканогенно-осадочные породы района оз. Пекульнейского формировались на 27° северной палеошироты.

В середине юрского периода на месте позднепалеозойских — раннемезозойских островных дуг Эконайского блока образовалось обширное, частично поднятое над уровнем моря плато, постепенно погружавшееся и перекрывавшееся чехлом тонких туфотерригенных осадков позднеюрского — готерийского возраста. В маастрихте Майницкий и Эконайский блоки столкнулись с Евразией, в результате чего произошло отмирание Охотско-Чукотского пояса, смещение зоны субдукции на юго-восток и формирование еще одной маастрихт-миоценовой активной окраины континента.

**Олюторский блок** занимает южную часть Корякского нагорья и отделяется от флишевых толщ Центрально-Корякской зоны Вывенским надвигом [7]. Вся западная, северная и восточная части блока сложены альб-позднемеловыми кремнисто-вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами, сформировавшимися на ранних стадиях развития Ватынской островной дуги [7, 10]. Незначительно распространены здесь толеитовые базальты, близкие по составу базальтам спрединговых зон окраинных морей [7]. В центральной и южной частях Олюторского блока распространены более молодые палеоген-раннемиоценовые толщи, отчетливо разделяющиеся на вулканогенно-осадочный и флишевый комплексы. Вулканогенные породы, судя по их геохимическим характеристикам, формировались в пределах зрелой энциматической Говенско-Карагинской островной дуги. С северо-запада они тектонически контактируют с флишеидными толщами, образовавшимися в пределах междуговой впадины, а с юго-востока — с осадочным меланжем субдукционного типа, установленным на восточном побережье о-ва Карагинского и п-ова Говена.

Таким образом, Олюторский блок представляет собой систему, состоящую из позднемеловой Ватынской и наложенной на нее палеогеновой Говенско-Карагинской островных дуг. Позднемеловая зона субдукции погружалась в юго-восточном направлении, а палеогеновая, судя по распределению щелочей в близких по основности породах и положению субдукционного меланжа, имела противоположный наклон. Коллизия Олюторского блока с Евразией произошла в миоцене и вызвала отмирание как Корякско-Западно-Камчатской активной континентальной окраины, так и Говенско-Карагинской островной дуги.

#### **ЗОНЫ, РАСПОЛОЖЕННЫЕ МЕЖДУ ЧУЖЕРОДНЫМИ БЛОКАМИ**

Пенжинско-Анадырская, Алгано-Великореченская, Алякватваамская и Центрально-Корякская зоны отличаются преимущественным развитием терригенных, часто флишеидных, с отдельными горизонтами олистостром, отложений, наличием мелких протрузий серпентинитов, практи-

чески полным отсутствием офиолитовых и вулканогенно-осадочных комплексов (см. рис. 1).

В пределах Пенжинско-Анадырской зоны, отделяющей Пенжинский, Усть-Бельский и Ваежский чужеродные блоки от континентальной окраины Евразии, наиболее древние — берриас-валанжинские толщи, представлены тонкозернистыми песчаниками и алевролитами. В готерив-барремских и баррем-альбских отложениях начинают появляться отдельные горизонты грубообломочных пород и олистостром, которые вместе с флишoidalными толщами формируют основной объем сеномантуронских и сенонских образований. Необходимо отметить, что мощность и количество прослоев готерив-барремских олистостром увеличиваются на юго-восток, по направлению к чужеродным блокам [7].

Алгано-Великореченская зона отделяет один от другого Ваежский, Усть-Бельский, Пекульнейский, Канчаланский и Майницкий блоки. В основании стратиграфического разреза зоны залегают волжско-валанжинские кремнисто-терригенно-базальтовые толщи, постепенно сменяющиеся меловыми песчано-алевролитовыми и флишoidalными комплексами, характерной особенностью которых является постепенное увеличение количества грубообломочных пород вверх по разрезу.

В пределах Алькатваамской зоны наиболее древними являются волжско-готеривские терригенные толщи, которые, на наш взгляд, следует рассматривать как неотъемлемую часть Эконайского блока. На них с несогласием залегают альбские конгломераты, песчаники и гравелиты. Выше следует мощный разрез верхнеюрско-меловых преимущественно терригенных осадков того же состава и строения, как и разрез Алгано-Великореченской зоны.

Центрально-Корякская зона, отделяющая Олюторский чужеродный блок от остальных структур Корякского нагорья, имеет наиболее сложное строение. Ее северная часть, выделяемая обычно под названием Пикасьваямской зоны, сложена верхнеюрско-неокомскими алевролитоглинистыми и кремнисто-терригенно-базальтовыми, верхнеэокомско-туронскими флишoidalными и сенонскими преимущественно песчаниковыми толщами, содержащими примесь туфового материала. Южная, так называемая Укэляйтская, часть зоны отделяется от северной швами пологих разрывных нарушений. Здесь развиты исключительно флишевые, с отдельными горизонтами олистостром толщи позднеэокомского, палеогенового и миоценового возраста, обломочный материал которых поставлялся с северных источников сноса [2]. Характер бентосных фораминифер укэляйтского флиша свидетельствует о его образовании на больших глубинах, в обстановке континентального подножия или глубоководного желоба.

Актуалистическая интерпретация геодинамических обстановок формирования флишево-олистостромовых комплексов рассмотренных выше зон не может быть однозначной. Значительная часть развитых здесь терригенных толщ отлагалась, по-видимому, в пределах подводной террасы активной окраины Евразии или выполняла связанный с ней глубоководный желоб. Некоторые толщи, вероятно, представляют собой смятый и перемещенный чехол тыловых бассейнов выдвинутых в океан островных дуг, а другие, в том числе наиболее древние образования Пикасьваямской зоны, могут оказаться чужеродными блоками, перемещенными на значительные расстояния.

## СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ АКВАТОРИИ БЕРИНГОВА МОРЯ

В пределах Берингова моря выделяются шельф и глубоководная часть, включающая Алеутскую и Командорскую котловины, разделенные хребтами Ширшова и Бауэрса. Алеутская котловина рассматривается обычно как часть плиты Кула, отшнурованная от океана Алеутской островной дугой [13]. Командорская котловина, судя по мощности коры, литосферы, осадочного чехла, а также по очень высокому тепловому потоку, является существенно более молодой, по-видимому, не

древнее 5–10 млн. лет. Хребет Бауэрса является фрагментом древней, поздне меловой островной дуги [13], которая, по-видимому, некогда составляла единое целое с Ватынской дугой Олюторского блока. Хребет Ширшова сложен деформированными мезозойскими, палеогеновыми и неогеновыми вулканическими и осадочными комплексами; его геодинамическая природа не ясна.

В пределах берингово-морского шельфа выделяется несколько поднятий акустического фундамента (Наваринское, Прибылова, Умнак и др.) [3], которые по аналогии со смежными районами Корякии интерпретируются нами как чужеродные блоки, окруженные как бы цементирующими их флишево-олистостромовыми толщами.

Алеутско-Командорская островная дуга, отделяющая Тихий океан от Берингова моря, отчетливо разделяется на Алеутскую и Командорскую части. Алеутские острова являются типичной энсиматической островной дугой, заложившейся на океанической коре в эоцене. На Командорских островах [4] эоценовые вулканы представлены контрастной базальт-риолитовой и шошонитовой сериями. Они не известны на Алеутах, а шошониты свойственны значительно более поздним этапам развития островных дуг. Кроме того, как показали исследования М. Я. Серовой, совершенно не сопоставимыми являются комплексы палеогеновых фораминифер Командорских и Алеутских островов, а работами Ю. А. Жегалова установлено присутствие в палеогеновых конгломератах Командорских островов большого числа галек, сложенных экзотическими породами: гнейсами, амфиболитами, зелеными сланцами, гранитоидами, которые не известны в смежных районах. Вулканические комплексы, аналогичные Командорским, описаны также на восточных полуостровах Камчатки. Имеющиеся различия в геологическом строении между Алеутскими и Командорскими островами требуют специального объяснения при реконструкции истории этого региона.

### ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Изложенные данные позволяют предположить, что охарактеризованные выше чужеродные блоки в прошлом располагались значительно южнее и были принесены к окраине Евразии плитами Тихого океана. Для восстановления их положения в различные периоды геологической истории необходимо знать направления и скорости перемещения Тихоокеанских плит относительно Евразии, которые были рассчитаны М. В. Кононовым на основании данных по кинематике, палеомагнетизму и траекториям движения плит над горячими точками. Результаты расчетов сведены на рис. 2. Полученные траектории движения плит являются как бы рельсами, вдоль которых происходило перемещение чужеродных блоков. Моменты причленения блоков к окраине Евразии фиксируются процессами складчатости, шарьирования офиолитов и перестройками зон субдукции, которые устанавливаются по геологическим данным. Следуя этим рельсам и используя возраст деформаций как точку отсчета времени «вспять», можно восстановить прежнее положение блоков в акватории Тихого океана.

Палинспастические реконструкции (рис. 3) выполнены по отношению к неподвижной Евразии; главные литосферные плиты повернуты в соответствии с расчетами движения плит в океанах, выполненными Л. П. Зоненшайном и др. [15] и многими другими исследователями.

**190 млн. лет.** На рис. 3, а весьма произвольно показано положение экзотических комплексов с тропической фауной триаса, известных в пределах Майницкого и Эконайского блоков. На протяжении юрского периода происходило погружение океанических плит Кула, Феникс и Фараллон под активные окраины Евразии. Позднепалеозойские и триасовые экзотические комплексы перемещались в это время на север совместно с плитой Кула.

**135 млн. лет.** В это время на севере Тихого океана существовало не менее трех островных дуг. Удско-Мургальская дуга была наложена на

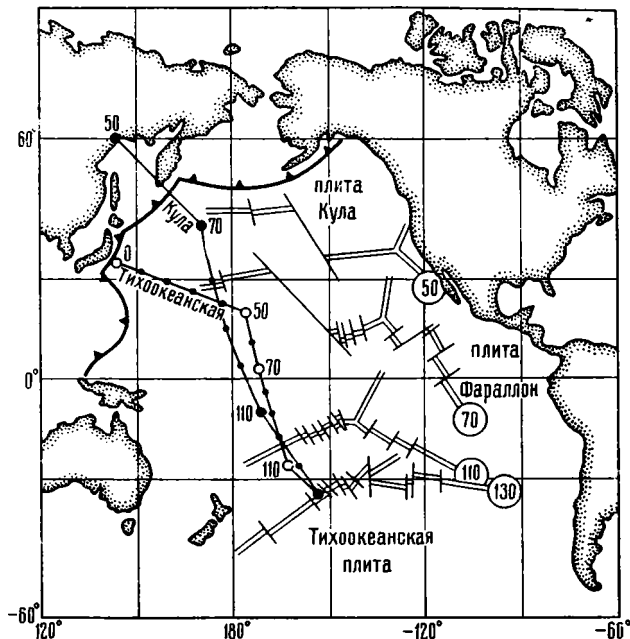


Рис. 2. Траектория движения плит Кула и Тихоокеанской относительно Евразийской плиты за последние 130 млн. лет. Показано положение границ плит Кула, Тихоокеанской и Фараллон (двойная линия) для времен 130, 110, 70, 50 млн. лет, шаг — 10 млн. лет

край Евразийского континента, с юга под нее субдуцировала океаническая кора. Пекульнейско-Канчаланская дуга продолжала к востоку Удско-Мургальскую, но имела обратную полярность, что вызывает необходимость существования между ними зоны трансформного разлома. Майницкая островная дуга, исходя из скорости относительного движения плиты Кула, показана на расстоянии около 2300 км от края Евразии (см. рис. 3, б).

**125 млн. лет.** В это время произошло столкновение Чукотского и Евразийского континентов [8]. Одновременно причленившиеся к Евразии Пенжинский, Усть-Бельский, Ваежский, Пекульнейский и Канчаланский блоки заклинили зоны субдукции Удско-Мургальской и Пекульнейско-Канчаланской островных дуг (см. рис. 3, в). В результате возникла новая зона субдукции, над которой через некоторое время начался вулканизм Охотско-Чукотского пояса. Южнее продолжалось поглощение океанической плиты в зоне субдукции Майницкой островной дуги.

**105 млн. лет.** По-видимому, в конце раннего мела произошло столкновение Эконайского блока и Майницкой островной дуги (см. рис. 3, г). Новообразованный Майницко-Эконайский мегаблок вошел в состав плиты Кула и начал быстро перемещаться к северу, в связи с чем в середине альбского века резко активизировались вулканические процессы в пределах Охотско-Чукотского пояса.

**85 млн. лет.** На рубеже раннего и позднего мела заложились новая, Ватынско-Бауэрская, зона субдукции. Связанный с нею подвиг почти полностью компенсировал сближение Евразии с океанической плитой Кула (см. рис. 3, д). На реконструкции Ватынско-Бауэрская дуга нанесена по расчетным данным на расстоянии порядка 4500 км от Евразии. Результаты первых палеомагнитных определений по маастрихтским туфам о-ва Карагинского (данные Д. В. Коваленко) указывают на их формирование на 34° северной палеошироты, что в целом хорошо сопоставляется с приведенными цифрами.

**65 млн. лет.** В маастрихтском веке произошло причленение Майницко-Эконайского мегаблока к активной окраине Евразии и заклинивание

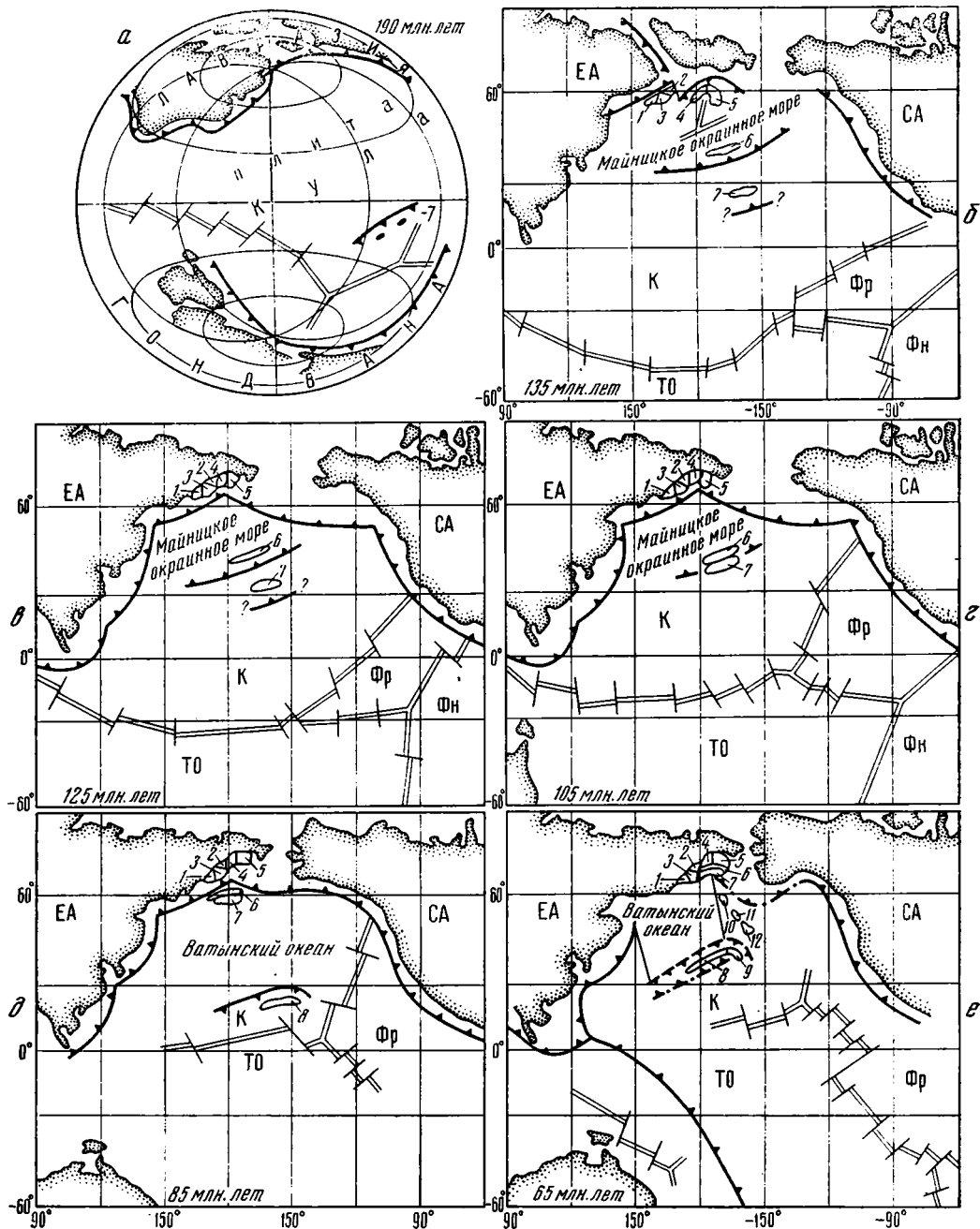


Рис. 3(1)

им зоны подвига Охотско-Чукотского пояса. Одновременно с заложением новой, маастрихт-миоценовой, континентальной окраины возник трансформный разлом, который своим северным окончанием упирался в новообразованную окраину Евразии, а южным — в Ватынско-Бауэрскую дугу. В маастрихте, палеоцене и начале эоцена субдукция под Евразию происходила только к востоку от трансформного разлома и здесь сформировался Анадырско-Бристольский вулканический пояс (см. рис. 3, e).

40 млн. лет. В эоценовую эпоху прекратился вулканизм в пределах Анадырско-Бристольского вулканического пояса вследствие заклинивания зоны субдукции блоками Умак, Наваринским и Прибылова. Ре-

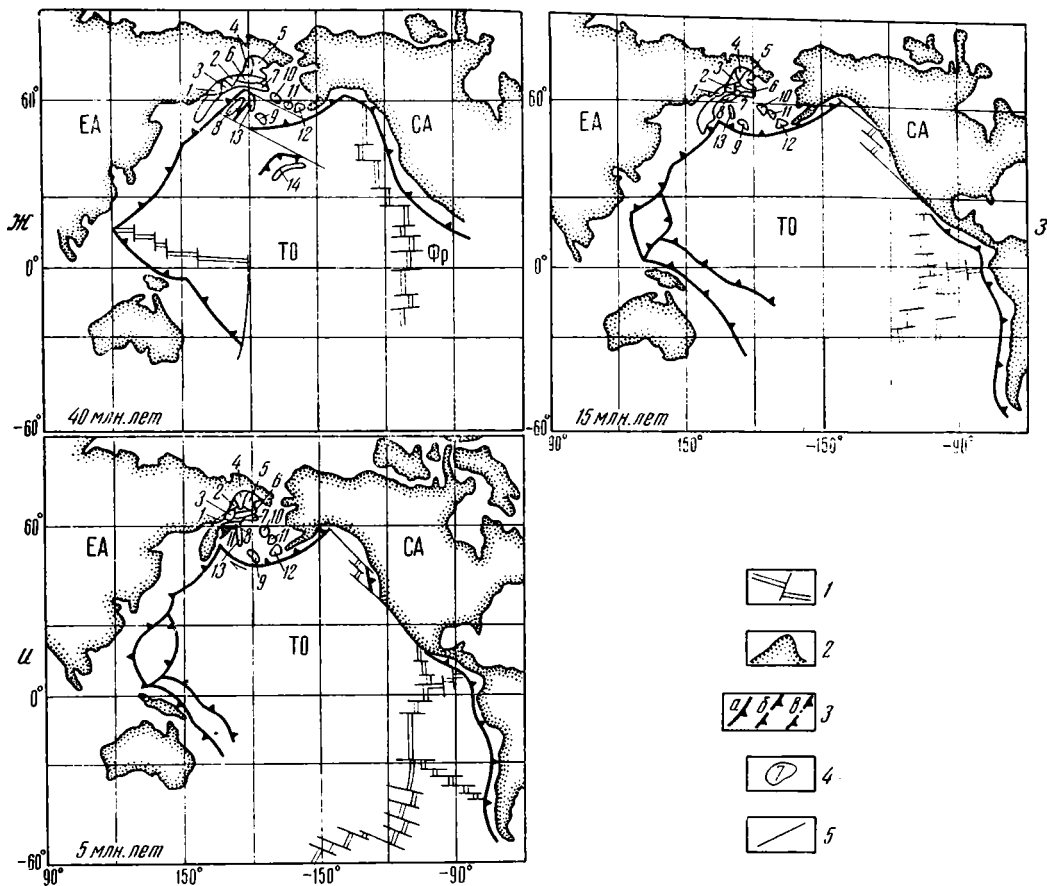


Рис. 3(II)

Рис. 3. Палинспастические реконструкции и положение чужеродных блоков Анадырско-Корякского региона

1 — СОХ, 2 — контуры континентов; 3 — зоны субдукции: а — действующие, б — отмирающие, в — зарождающиеся; 4 — чужеродные блоки; 5 — трансформные разломы. Главные литосферные плиты: ТО — Тихоокеанская, ЕА — Евразийская, СА — Северо-Американская, К — Кула, ФР — Фараллон, Фн — Феникс. Чужеродные блоки пронумерованы так же, как на рис. 1

результатом этого явилось заложение Алеутской островной дуги, отшнуровавшей одноименную впадину Берингова моря от Тихого океана (см. рис. 3, ж). Одновременно с отмиранием субдукции на востоке начался подвиг океанической коры на западе, вызвавший формирование Корякско-Западно-Камчатского вулканического пояса. 43 млн. лет назад изменилось направление движения Тихоокеанской плиты по отношению к Евразии с север — северо-западного на запад — северо-западное. Закономерным следствием этого явилось отмирание старого субмеридионального трансформного разлома и заложение нового, протянувшегося параллельно гряде Гавайских островов (см. рис. 3, ж). В конце эоцена Командорская островная дуга принадлежала Тихоокеанской плите и двигалась вместе с ней в запад — северо-западном направлении. В Берингоморском регионе в это время существовала самостоятельная Алеутская микроплита, ограниченная с одной стороны одноименной островной дугой, с другой — зоной субдукции Корякско-Западно-Камчатского вулканического пояса, а с третьей и четвертой — трансформными разломами (см. рис. 3, ж).

15 млн. лет. В середине миоцена обстановка на севере Тихоокеанского региона в основном походила на современную. К этому времени восточные полуострова Камчатки уже присоединились к Евразии, Командоры заняли свое место на фланге Алеутской дуги. Говенско-Кара-

гинская островная дуга и располагавшийся к северу от нее отрезок трансформного разлома причленились к Евразии (Олюторский блок). Избежавший столкновения отрезок маастрихт-эоценового трансформного разлома сместился к западу и занял положение современного хребта Ширшова (см. рис. 3, з).

5 млн. лет. В среднем миоцене на месте современной Командорской котловины Берингова моря существовал фрагмент океанической коры позднемелового возраста, входивший некогда в состав плиты Кула. В позднем миоцене и плиоцене он был поглощен в зоне субдукции, заложившейся вдоль юго-восточного края Олюторского блока (см. рис. 3, и) и обусловившей формирование Апукско-Вывенского вулканического пояса. Субдукция компенсировалась новообразованием океанической коры в зоне спрединга, вдоль западного подножия хребта Ширшова.

### ВЫВОДЫ

1. Структура Анадырско-Корякского региона сформировалась в результате причленения к активной окраине Евразии чужеродных блоков (террейнов), имевших разную геологическую природу и доставленных к месту их современного пребывания плитами Тихого океана.

2. Присоединение блоков к Евразии, происходившее в готериве, маастрихте и миоцене, вызывало заклинивание зон субдукции окраино-континентальных вулканических поясов и скачкообразное перемещение их в юго-восточном направлении, в сторону Тихого океана. Таким образом последовательно увеличивалась площадь Евразийского континента.

3. Палинспастические реконструкции показывают, что амплитуды горизонтальных перемещений блоков достигали нескольких тысяч километров, а для некоторых из них (например, Эконайского) — многих тысяч километров. Предложенный вариант палинспастического реконструкции является предварительным. Он нуждается в подтверждении и корректировке новыми данными, прежде всего, — результатами палеомагнитных измерений.

### Литература

1. Бычков Ю. М., Мельникова Г. К. Первые находки позднетриасовых кораллов в Корякском нагорье//Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 1. С. 159—161.
2. Ермаков Б. В. Укэлятско-Шумагинский флишевый прогиб Корякии и южной Аляски//Геология и геофизика. 1975. № 6. С. 42—46.
3. Иванов В. В. Осадочные бассейны севера Тихоокеанского подвижного пояса. Статья 1//Тихоокеан. геология. 1983. № 5. С. 3—12.
4. Иващенко Р. У., Казакова Э. Н., Сергеев К. Ф. и др. Геология Командорских островов. Владивосток: САХКНИИ АН СССР, 1984. 192 с.
5. Кепежинская П. К. Петрохимия кайнозойских вулканических пород Пахачинского хребта (Корякское нагорье)//Геология и геофизика. 1985. № 4. С. 75—83.
6. Колтыпин А. В., Кононов М. В. История формирования Южно-Корякских позднемеловых — палеогеновых островных дуг//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 4. С. 25—38.
7. Очерки тектоники Корякского нагорья//М.: Наука, 1982. 220 с.
8. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойско-северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
9. Соколов С. Д., Григорьев В. Н., Зинкевич В. П. и др. Аккреция и тектоническая расслоенность в структурах Корякского нагорья и Камчатки//Тезисы докл. XX Всесоюз. тектонит. совещания. М.: Наука, 1987. С. 61—63.
10. Сухов А. Н. Вулканогенный комплекс Олюторского хребта (Корякское нагорье)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 10. С. 12—17.
11. Тильман С. М. Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья (Северо-Восток СССР)//Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 5. С. 1220—1222.
12. Филатова Н. И. Меловой — палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей//Геотектоника. 1979. № 5. С. 98—115.
13. Cooper A. K., Marlow M. S., School D. W. Mesozoic magnetic lineation in the Bering Sea marginal basin//J. Geophys. Res. 1976. V. 81. № 11. P. 1916—1934.
14. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Region/Ed. Howell D. J./Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Ser. № 1. Houston, Texas, USA, 1985. 580 p.
15. Zonenshain L. P., Kononov M. V., Savostin L. A. Pacific and Kula Eurasia relative motion during the last 130 m. y. and its bearing on orogenesis in North-East Asia//Circum Pacific Orogenic Belt and Evolution of the Pacific ocean basin. Geodynamic Ser. 1987. V. 18. P. 29—48.

УДК 551.242.4(571.56)

Ш П У Н Т Б. Р.

**КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ  
НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ**

Изучение вещественного состава и условий формирования верхнедокембрийских толщ Сибирской платформы показало, что главной тенденцией ее развития в рифее и венде была деструкция земной коры, приводящая к созданию рифтовых систем. Выделяется ряд палеорифтовых циклов длительностью по 340—360 млн. лет. В течение каждого цикла древние плиты сначала подвергались сжатию со сводообразованием, а затем длительному многостадийному растяжению с созданием грабеновых структур и в завершающей стадии циклов — чехольно-плитных комплексов.

Рифтогенез многократно проявлялся на древних континентах Земли в различные геологические эпохи [3, 4]. В этой связи представляется весьма важным выяснить соотношение платформенного режима с рифтогенезом и определить вклад рифтогенеза в создание платформенных чехлов. Для решения этой проблемы было проведено детальное изучение вещественного состава и условий формирования верхнедокембрийских (рифейско-вендских) толщ на Сибирской платформе, образовавшихся при многократных проявлениях рифтогенных процессов в течение длительного, более 1 млрд. лет, геологического времени [11—14].

Как показывает комплексный геолого-геофизический анализ пространственного распределения толщ позднего докембрия на Сибирской платформе, палеорифтовые сооружения являются главным типом геологических построек (рис. 1). Они представлены узкими, шириной около 100 км, линейно протяженными и ветвящимися, длиной до 1000 км, грабенообразными прогибами, заполненными вулканогенно-осадочными толщами, мощность которых колеблется от 2 до 15 км. Характерно развитие плотной сети продольных и поперечных конседиментационных разрывов, дайковых базитовых поясов. Среди палеорифтовых зон выделяются два типа. К первому из них относятся структуры типа авлакоенов, расположенных во внутренних частях мегаблоков. Второй тип представляют более мощные и протяженные межблоковые зоны, раскрывающиеся в сторону подвижных энсиматических поясов. Широко распространены также области чехольных комплексов, имеющих наибольшее распространение вблизи от рифтогенных зон второго типа.

Геофизические и в первую очередь сейсмические исследования показывают, что в палеорифтовых структурах, как и в современных рифтовых зонах, фиксируется резкое сокращение толщины консолидированной коры (до 30—40 км) в осевых частях палеорифтов с ее возрастанием до 45—50 км в межрифтовых блоках. Кроме того, палеорифтовые области отличаются чрезвычайно тонкой расслоенностью коры и зачастую верхней мантии с проявлением маркера со скоростной характеристикой 7,1—7,2 км/с [7]. Вероятно, устанавливаемые геофизическими методами глубинные неоднородности палеорифтовых зон являются отражением тех преобразований и деструкций континентальной плиты, которые возникали при подъеме к подошве коры линз аномальной мантии с активной флюидизацией консолидированного сиалического вещества. Существенную роль здесь играли импульсные процессы растяжения, обуславливающие расслоение и горизонтальное скольжение пластин коры и верхней мантии относительно одна другой.

Импульсная активизация рифтогенных процессов в течение позднего докембрия определяла многократное формирование древних структур, план которых и состав заполнявших их толщ заметно изменялся в тече-



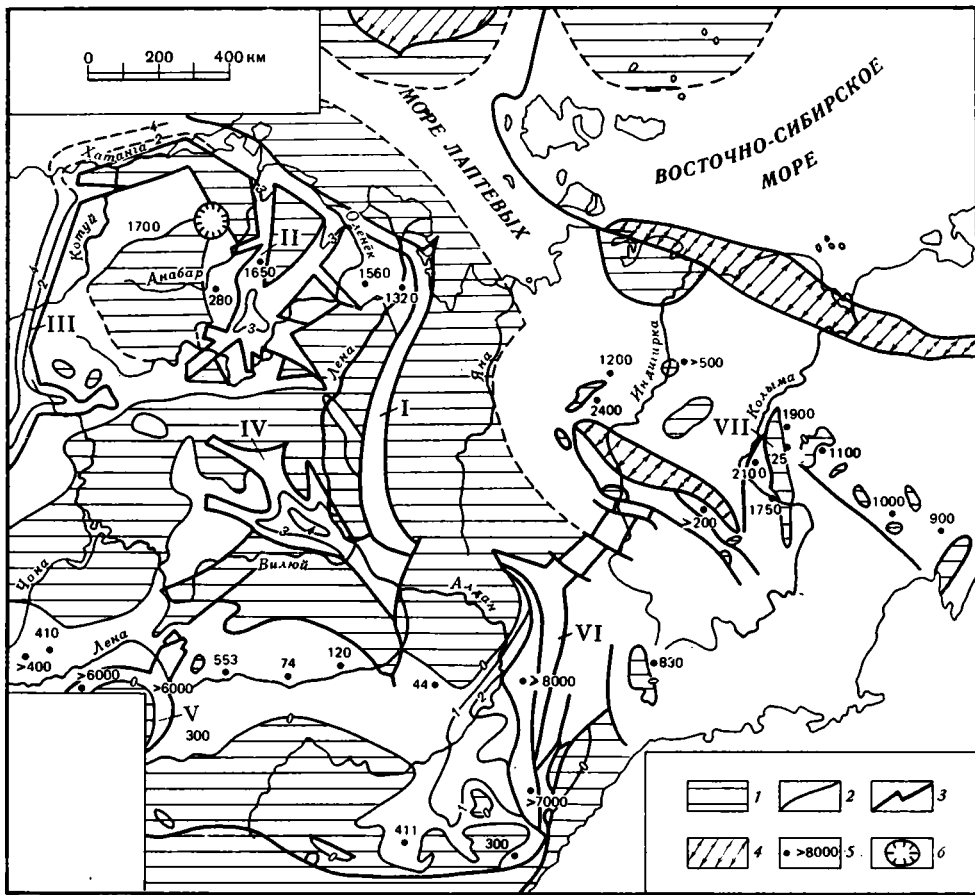


Рис. 1. Тектоническая схема рифейского мегакомплекса востока Сибирской платформы и западной части Верхояно-Чукотской складчатой области  
 1 — выступы дорифейского основания; 2 — зоны фанерозойской деструкции и уничтожения континентальной коры; 3 — изопахиты (сечение через 1 км); 4 — мощность рифейского мегакомплекса (м); 5 — разломы и границы палеорифтов; 6 — контуры палеогеновой Попигаийской астроблемы. I—VII — палеорифты: I — Западно-Верхоянский, II — Уджинский, III — Западно-Анабарский, IV — Линденский, V — Лено-Патомский, VI — Юдомо-Майский, VII — Приколымский

ние геологического времени. Эти вариации с выявлением общей тенденции развития рассмотрены для раннего, среднего, позднего рифея и венда.

### РАННИЙ РИФЕЙ

Начальный этап формирования раннерифейских отложений на Сибирской платформе относится к раннемукунскому (раннеучурскому) времени, когда происходило оживление зон более древних разрывных дислокаций, образовавшихся в конце архея и раннем протерозое. Некоторые раннерифейские прогибы, такие, как Котуй-Фомичевский на западном склоне Анабарского массива или Учурский на Учуро-Майской плите, формировались в бывших зонах распространения нижнепротерозойских толщ, другие возникали заново, в результате взламывания архейского и раннепротерозойского метаморфического основания. К таким новообразованным структурам раннемукунского времени относятся Кютюндинский грабен и еще ряд ныне погребенных линейно вытянутых прогибов северо-западного простирания, протягивающихся от р. Лены к р. Оленек [13]. Зоны разрывных дислокаций контролировали пространственное расположение и вулканических аппаратов. Заполнялись они красноцветными вулканотерригенными и терригенными отложениями и, в небольшом отно-

сительно количестве, эффузивами основного состава. Мощность накопленных толщ в прогибах составляла лишь первые сотни метров, причем ее наименьшие величины (до 200 м) характерны для центральных частей мегаблоков (Анабарский массив и его восточный склон), а наибольшие — для депрессий по периферии мегаблоков (рис. 2, А).

В более позднее геологическое время, относящееся примерно к середине раннего рифея (~1500—1550 млн. лет), началась перестройка структурного плана. Она была обусловлена очередным импульсом воздымания плиты, сопровождавшимся ее раскалыванием линейно протяженными зонами разломов и оживлением старых зон разрывных дислокаций. На севере платформы наиболее поднятой опять была восточная часть Анабарского массива, являвшегося узлом пересечений нескольких магмоподводящих зон. Областью осадконакопления служил сначала западный склон Анабарского массива, где происходило формирование толщ ритмитов усть-ильинской свиты, состоящей из перемытого пеплового материала щелочноосновного состава и доломитовых осадков. Затем, в начале котуйканского времени, воздымание достигло еще большей величины. В Анабарской и Оленекской геоструктурных областях этому воздыманию соответствовал перерыв в осадконакоплении. В течение всего последующего раннерифейского времени началось прогибание и растяжение Сибирской плиты. Оно сопровождалось образованием прерывистых по простиранию чехольных комплексов, сложенных в основании терригенными и выше — карбонатными отложениями. В середине и конце этого этапа (около 1450—1480 и 1400 млн. лет по К—Аг-датировкам) отмечались вспышки сначала щелочноосновного, а затем основного магматизма. Магмоподводящими зонами при вспышках служили активизированные системы разрывных дислокаций, относящиеся по времени заложения к середине раннего рифея.

На юге Сибирской платформы вторая половина раннерифейской геологической истории лучше всего реконструируется по Учуро-Майскому региону [9]. В Учурской впадине на смену красноцветной терригенной формации пришла аналогичная северосибирской терригенно-карбостромовая формация чехольно-плитного типа с трансгрессивным характером строения и мощностью до 800 м (см. рис. 2, Б). В приближенной к Учурской впадине Юдомо-Майской глубинной рифтогенной депрессии чехольно-плитная терригенно-карбостромовая формация замещается по латерали флишондной телепирокласто-карбонатной формацией с значительной примесью углеродистого вещества; мощность ее здесь возрастает до 3000 м. В центральной части Алданского мегаблока и на его западном плитном обрамлении (Березовская впадина) нижнерифейские отложения отсутствуют.

Таким образом, уже в раннерифейском структурном комплексе Сибирского континента происходило обособление по типам осадочных формаций линейных рифтогенных прогибов и чехольных образований. Рифтогенез сопровождался появлением базитовых комплексов сначала щелочноосновного состава, а затем, в самом конце раннего рифея, — основного состава.

### СРЕДНИЙ РИФЕЙ

В течение среднего рифея на Сибирской платформе отмечалась многократная активизация тектономагматической деятельности. По-прежнему оставался действенным механизм периодического воздымания центральной части площади, с перерывами в осадконакоплении, раскалыванием мегасвода вдоль старых «рубцов» линейно протяженными разломами, служившими магмоводами при вулканических процессах, и последующим прогибанием этих участков с накоплением в их пределах терригенных, вулканотерригенных и карбонатных толщ.

В северной части платформы наиболее поднятой областью в среднем рифее был Анабарский массив с его восточным склоном. Максимально прогнутыми являлись зоны древних унаследованных депрессий, обрамлявшие мегаблоки (рифтогенные прогибы второго типа). На восточной

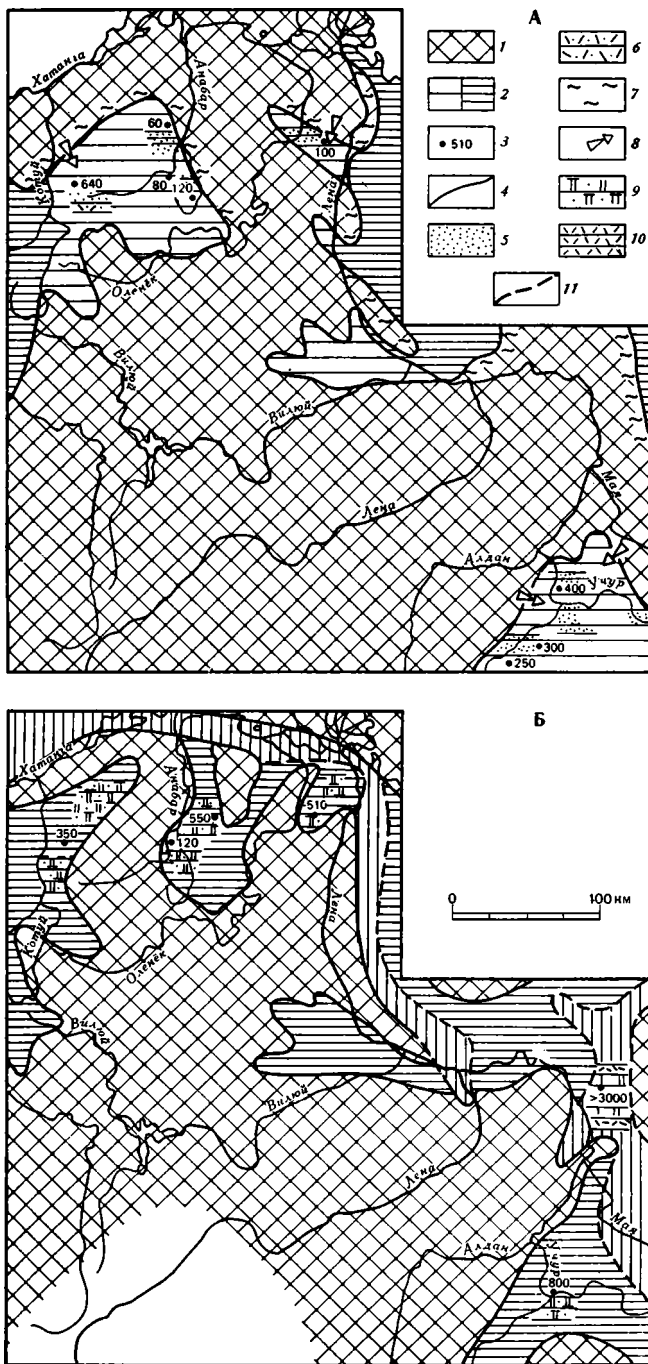


Рис. 2. Литолого-палеогеографические схемы восточной части Сибирской платформы: А — ранний рифей, мункунское время, Б — вторая половина раннего рифея  
 1 — области сноса; 2 — зоны прибрежно-морской и морской седиментации: а — мелко-водные полузакмкнутые бассейны, б — относительно глубоководные протяженные морские бассейны; 3 — мощность осадочных пород; 4 — границы зон (для А — палеогеографических, для Б — седиментации и суши); 5—8 — для А: 5, 6 — осадочные формации (5 — терригенные, 6 — вулканотерригенные); 7 — области возможного активного вулканизма; 8 — направление сноса обломочного материала; 9—11 — для Б: 9, 10 — осадочные формации (9 — кремнисто-терригенно-карбонатные доломитовые, 10 — ритмические пирокласто-карбонатные, известково-доломитовые); 11 — границы между палеогеографическими зонами седиментации

периферии Сибирской платформы такой области прогибания соответствовала Верхоянская проторифтовая система позднеархейского заложения [13], на западе ею являлся Котуй-Фомичевский авлакоген, ответвляющийся от Маймеча-Хетского проторифта, на юго-западе — Лено-Патомская рифтогенная область (рис. 3, А).

На севере Сибирской платформы среднерифейские толщи подразделяются на два вулканогенно-осадочных комплекса, отделенных один от другого перерывом в осадконакоплении. При формировании нижнего комплекса происходила двукратная магматическая активизация: в начале арымасского времени, около 1300—1350 млн. лет (по всем геоструктурным областям), и в начале унгуохтахского времени, около 1250—1260 млн. лет (на Билюро-Уджинском и Оленекском поднятиях). Более ранний этап активизации был связан с излияниями трахит-трахибазальтовых лав и выбросами пеплов щелочного и кремнекислородного состава, а унгуохтахский магматический этап — с извержениями пеплов и, меньше, с излияниями лав основного состава.

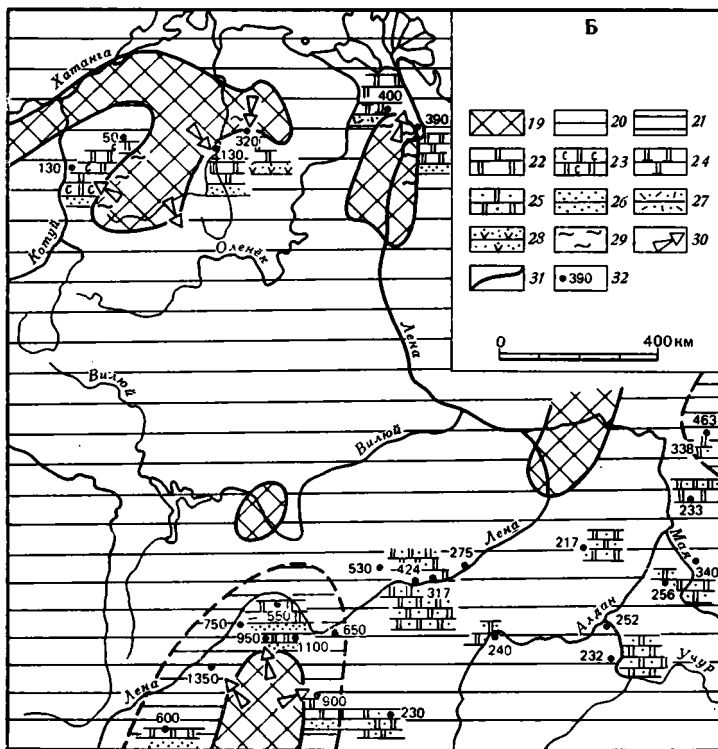
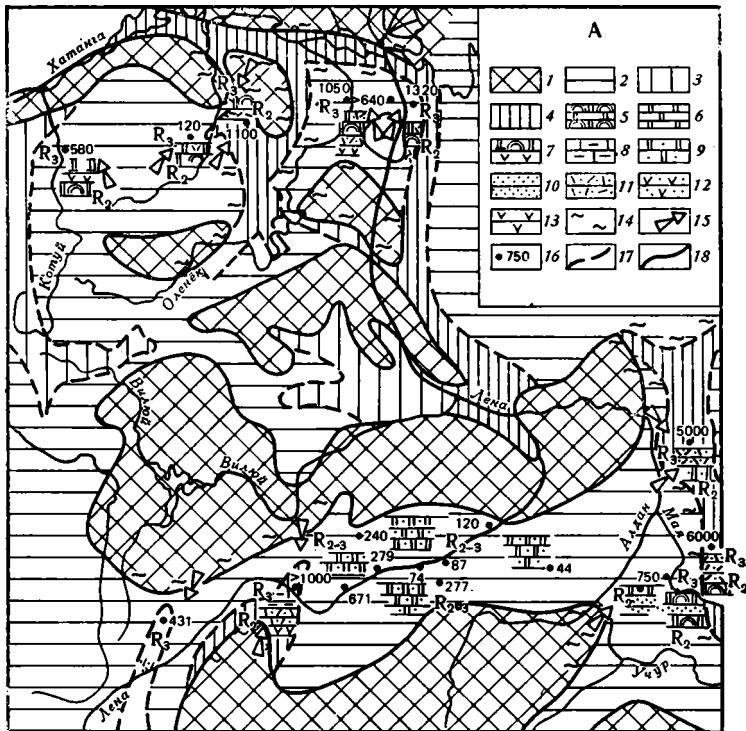
Формирование второго вулканогенно-осадочного комплекса среднего рифея на Билюро-Уджинском и Оленекском поднятиях в дебенгдинско-хапчаньское время (около 1170—1200 млн. лет) ознаменовалось новой вспышкой вулканических процессов.

В южной части Сибирской платформы среднерифейское осадконакопление было сконцентрировано в основном в Лено-Патомской и Юдомо-Майской глубинных рифтогенных депрессиях, опоясывавших с запада и востока Алданский геоблок. Лишь в конце среднего — начале позднего рифея происходило наиболее значительное прогибание мегасвода, и терригенно-карбонатные осадки в виде маломощного чехла распространялись на широкой площади, разделявшей палеорифтовые постройки. Формационный набор в рифтогенных депрессиях был чрезвычайно пестрым. Так, в Юдомо-Майской зоне прослеживается переход от терригенно-карбостромовой формации айчанской серии, слагающей основание среднерифейского разреза, до ассоциации вулканотерригенной, терригенной и карбостромовой формаций керпыльской серии и затем — к терригенно-карбонатной формации переходного средне-позднерифейского нижнеландинского комплекса. В Лено-Патомской рифтогенной депрессии, в основании видимой части среднерифейского разреза, залегает зеленоцветная пирокласто-терригенная формация, сменяющаяся диамиктитовой (тиллоидной) и углеродистой глинисто-карбонатной, а выше — зеленоцветной вулканотерригенно-карбостромовой формациями. Обособленное положение занимает валюхтинская осадочная серия переходного средне-позднерифейского возраста, имеющая чехольно-плитный характер площадного распространения. Она сформировалась в заключительную стадию рифтогенного цикла.

Таким образом, как на юге платформы, так и на севере, можно выделить два вулканогенно-осадочных комплекса, разделенных перерывом в осадконакоплении. Началу формирования каждого из них предшествовали этапы рифтогенеза. Затем следовали импульсные растяжения, особо интенсивные в начальные периоды образования обоих комплексов, когда происходили активные излияния лав базитов и массовые извержения пирокластического материала. Максимальным проседаниям древних мегасводов со снижением активности тектономагматической деятельности соответствовали периоды терригенно-карбонатной и карбонатной седиментации с образованием широко распространенных чехольно-плитных комплексов, площадь развития которых примерно в 2 раза превосходила площадь прерывистого чехла раннерифейских отложений.

### ПОЗДНИЙ РИФЕЙ

В позднем рифее на Сибирской платформе проявлялась та же, что в предшествующие периоды, тенденция к импульсному сводовому воздыманию и затем растяжению плиты.



На севере платформы наиболее мощные, 400—600 м, толщи были накоплены в окраинных зонах (Хараулахское поднятие, западный склон Анабарского массива) и меньше всего осадков (~60 м) было аккумуляровано в центральной области, на восточном склоне Анабарского массива. С многократными вспышками вулканизма, относящимися примерно к интервалам геологического времени 1000—1050, 950—1000, 840—910 млн. лет, во всех геоструктурных областях севера Сибирской платформы было связано формирование ритмичных вулканогенно-осадочных толщ, состоящих из грубо-, средне- и тонкообломочных вулканотерригенных отложений (Билоро-Уджинское поднятие), либо из тонко- и среднеобломочных тефроидов, перемежающихся с карбонатными осадками (Хараулахское и Оленекское поднятия, восточный склон Анабарского массива), либо из доломитов с различным примесным содержанием эксгаллятивного кремнистого материала (западный склон Анабарского массива). Вулканогенный материал был выдержан по составу по всей площади региона, соответствуя калиевым щелочным и кремнекислородным магматическим породам. На западном склоне Анабарского массива происходили излияния лав трахибазальтов. Возможно, излияние лав трахитового и трахибазальтового состава имело место также в южной части Уджинского авлакогена. В конце позднего рифея (около 760—780 млн. лет) в приповерхностные слои вулканогенно-осадочных толщ на западном склоне Анабарского массива и на склонах Уджинского авлакогена происходило внедрение магнезита основного состава с формированием маломощных силлов и микролакколлитов, и в заключительный этап (680—710 млн. лет) внедрялась магма щелочно-ультраосновного состава.

На юге Сибирской платформы, после формирования переходного средне-позднерифейского плитного комплекса, осадконакопление было снова локализовано в зонах Юдомо-Майской и Лено-Патомской рифтогенных депрессий второго типа. В Юдомо-Майской прогибе происходила седиментация пестрочетных вулканогенно-осадочных ритмов, перемежающихся с мощными потоками лав и вулканических силлов основного состава суммарной мощностью до 6000 м. В Лено-Патомской депрессии образовалась красноцветная ритмично слоистая глинисто-карбонатная толща мощностью до 1900 м (см. рис. 3, А).

Следующий этап развития привел к появлению существенно карбонатных формаций, сменяющих вулканогенно-осадочные ритмы, и внедрению базитовых магм нормальной основности. Заключительным этапом позднерифейской активизации явилось многократное формирование интрузивов и трубок взрыва щелочных и щелочно-ультраосновных пород на севере и юго-востоке Сибирской платформы (плечевые области Билоро-Уджинского, Верхоянского, Юдомо-Майского палеорифтов). Возникновение этого магматического комплекса как бы предварило ранневендский этап перманентного рифтогенеза.

Рис. 3. Литолого-палеогеографические схемы восточной части Сибирской платформы: А — средний и поздний рифей, Б — поздний венд

1—18 — для А: 1 — области сноса; 2—4 — зоны морской седиментации; 2 — мелководные морские бассейны площадного типа, 3 — морские бассейны повышенной глубинности в интеркратонных рифтовых зонах, 4 — глубоководные и протяженные морские бассейны крупных рифтовых зон; 5—13 — осадочные формации: 5 — карбостромовые, 6 — доломитовые, 7 — вулканокремнисто-карбостромовые, 8 — глинисто-карбонатные, 9 — терригенно-карбонатные доломитовые, 10 — терригенные, 11 — пирокласто-терригенные, 12 — вулканотерригенные, 13 — вулканогенные; 14 — области возможного активного вулканизма; 15 — направление сноса; 16 — мощность осадочных пород; 17 — границы между зонами седиментации; 18 — границы зон седиментации с областями сноса. 19—32 — для Б: 19 — области сноса; 20—21 — зоны морской седиментации (20 — мелководные бассейны с архипелагами заливаемых периодических островов, 21 — относительно глубоководные морские бассейны); 22—28 — осадочные формации (22 — карбонатная, 23 — гипсово-карбонатная, 24 — кремнисто-карбонатная, 25 — терригенно-карбонатная, доломитовые; 26 — терригенная, 27 — пирокласто-терригенная, 28 — вулканотерригенная и граувакковая); 29 — области возможного активного вулканизма; 30 — направление сноса; 31 — границы палеогеографических зон; 32 — мощность осадочных пород

Венд можно расчленить на два этапа, отличающиеся по геотектоническим условиям формирования вулканогенно-осадочных толщ.

На Сибирской платформе ранневендский этап унаследовал все главные черты вулканизма и литогенеза от позднего рифея, хотя базальные слои ложатся на подстилающие рифейские породы со значительным стратиграфическим и местами угловым несогласием. При предвендской тектонической перестройке оказались вскрытыми породы дорифейского метаморфического основания, и продукты их разрушения были вовлечены в процесс терригенного осадконакопления. В ранневендское время (~650—680 млн. лет) Сибирская платформа была охвачена вулканическими процессами, сопровождавшимися извержениями щелочных пеплов, а на севере и излияниями лав кислого состава. На северо-восточной окраине Сибирской платформы, в районах Оленекского и Хараулахского поднятий, в хатыспытско-среднехарауэтехское время (~600—610 млн. лет) происходили повторные вспышки вулканизма, с которыми сначала были связаны выбросы кислой тефры, а затем последовали излияния лав-базальтов и извержение тефры основного состава.

Анализ мощностей ранневендских вулканогенно-осадочных пород показывает, что наиболее мощные толщи накапливались в периферических рифтогенных депрессиях второго типа (400—600 м), несколько меньшие — в интракратонных авлакогенах (200—300 м) и минимальный объем осадков был аккумулярован на блоковых выступах, разделявших рифтогенные прогибы (100—200 м). В целом оставалось неизменным полого-сводовое строение мегаблоков, окаймленных линейно протяженными палеорифмами второго типа и дополнительно расколотыми по зонам древних дислокаций интракратонными авлакогеновыми постройками.

В поздневендский этап Сибирская платформа с юго-востока на северо-запад была охвачена гигантской трансгрессией. Области максимальной седиментации карбонатных отложений, имевших переменный известково-доломитовый состав, был район Хараулахского поднятия, а также Юдомо-Майский и Витимо-Патомский прогибы. Меньше всего карбонатных осадков накопилось в зоне западного склона Анабарского массива, где происходила аккумуляция высокомагнезильного илистого материала, гипсов, ангидритов в условиях эвапоритовой обстановки (см. рис. 3, Б).

В конце венда — начале палеозоя (~550—570 млн. лет) отмечалась последняя мощная вспышка магматических процессов, проявившаяся в виде излияния лав кислого, затем щелочноосновного составов. Характерным было резкое уменьшение коэффициента эксплозивности, хотя калиевая щелочнометалльная специализация вулканических процессов сохранялась такой же, как в предшествующие эпохи. И вслед за этой вспышкой магматизма началась новая раннекембрийская трансгрессия, охватившая почти всю площадь Сибирской платформы.

Обобщая приведенные выше данные о тектоническом развитии Сибирской платформы в позднем докембрии, можно сделать следующие выводы.

1. Главной тенденцией тектонического развития была деструкция земной коры, приводившая к расколу плиты и формированию континентальных рифтовых систем.

2. Периоды растяжения чередовались с импульсами сжатия и сводообразования. Эти явления отражались в перерывах осадконакопления, наиболее длительных в апикальных частях мегасводов. Сводообразование, видимо, отражало волновые движения земной коры, связанные с проявлениями мантийного диапиризма.

3. Ведущими типами геологических структур в рифее — венде были линейно протяженные рифтовые зоны двух типов и обрамляющие их энсиматические геосинклинальные пояса. Чехольно-плитные комплексы имели относительно небольшие мощности, формировались в относительно короткие отрезки геологического времени и лишь во второй половине

венда стали господствующими. Примечательна длительная унаследованность развития одних и тех же палеорифтовых депрессий в течение всего рифея. Она прервалась в венде, после позднерифейского растяжения, раскола и раздвига континентальных плит, обособления в них ряда кратонов.

4. Как и в современных рифтах, древний рифтогенез был обусловлен процессами, протекавшими в верхней мантии. Следует исходить из концепции связи эволюции верхней мантии с потоком мантийных флюидов и его интенсивностью [1]. Первоначальное формирование сводов на месте будущих рифтовых зон, устанавливаемое по строению геологических разрезов, а также последующее образование сводово-грабеновых структур и прогибов обусловлены последовательными этапами «разбухания» линз аномальной мантии и их горизонтального растекания в пострифтовые периоды. Эти явления причинно связаны с возрастанием и угасанием интенсивности мантийного потока, о которой можно судить по колебаниям содержания калия в магматических породах.

Анализ последовательности проявлений магматизма в палеорифтовых зонах показывает, что в начальную сводовую стадию их формирования происходило внедрение в верхние горизонты коры кремнекислосщелочных и щелочных расплавов. Как правило, магматические образования этой стадии отличались самыми высокими концентрациями калия.

Затем следовала сводово-грабеновая стадия, сопровождавшаяся растяжением и утонением континентальных плит с кратковременными импульсами сжатия. В завершающие фазы этой стадии формировались комплексы щелочноосновных пород.

В последнюю стадию преобладали интенсивные растягивающие усилия, приводившие к нивелировке сводов, накоплению преимущественно карбонатных, флишоидно-карбонатных, терригенно-карбонатных толщ и внедрению магм существенно основного состава. И лишь эта стадия соответствовала возникновению чехольно-плитных комплексов.

5. В геологической истории позднего докембрия можно выделить последовательный ряд палеорифтовых циклов, в течение которых Сибирская платформа подвергалась сначала сжатию со сводообразованием, а затем длительному многостадийному растяжению с отдельными импульсами сжатия и созданием грабеновых структур, а затем чехольно-плитных комплексов. Примечательно, что площади распространения чехольно-плитных комплексов неуклонно увеличивались в каждом последующем палеорифтовом цикле, занимая минимальные пространства в раннем рифее и максимальные — в позднем венде и затем в раннем палеозое. Длительность палеорифтовых циклов устанавливается при анализе распределения во времени магматических формаций, образовавшихся из расплавов с меняющейся щелочностью — основностью. Судя по полученным данным по северу Сибирской платформы [14], магматические образования повышенной щелочности, вплоть до появления кремнисто-щелочных дериватов глубинных расплавов, регистрировались на этапах активизации с возрастными 1630—1650, 1600—1550, 1300—1350, 1170—1200, 1000—1050, 840—910, 650—680, 550—570 млн. лет. Колебания щелочности — основности магматических пород определялись режимом «флюидного дыхания» мантии. Периодичность формирования магматических расплавов с калиевой щелочно-металльной специализацией составляла около 160—180 млн. лет, причем каждая вторая вспышка (примерно через 340—360 млн. лет) характеризовалась в большинстве случаев появлением ультракалиевых образований и щелочно-ультраосновных пород. Эти ультракалиевые вспышки знаменовали начала крупных мегациклов рифтогенеза, в течение которых отмечались вспышки рифтогенных процессов более высоких порядков. Наиболее высокие уровни калиевой щелочно-металльности свойственны магматитам начальных этапов раннего рифея, среднего рифея, позднего рифея и венда, подтверждая естественность принятых стратиграфических рубежей. Промежуточные этапы активизации фиксировались по формированию щелочно-базитовых магматических ассоциаций. Базитовые комплексы нор-



мальной щелочно-металльности отдалялись по времени от калиевых вспышек вулканизма интервалом в 70—90 млн. лет, но ритмичность их повторений подчинялась той же возрастной закономерности, составляя, как и для калиевых ассоциаций, 160—180 млн. лет. Следует полагать, что такая периодичность магматической активизации может найти подтверждение в глобальном масштабе. Об этом свидетельствует анализ данных о протерозойских эпохах тектономагматической активизации, приводимый в обобщающих работах М. А. Семихатова [8] и Л. И. Салопы [6].

Примечательно, что датировки ультракалиевых образований соответствуют карельской, кибарской, гренавиллской, катангской эпохам тектономагматической активизации. Отсчет этих событий в более древние эпохи докембрия [6] показывает, что каждой из полученных датировок также сопутствовали этапы тектономагматической активизации.

Неоднократно высказывались представления о связи геологической жизни Земли не только с внутриземными, но и космическими факторами [2, 6, 10]. В качестве временного критерия использовалась периодичность аномалистического года, который отсчитывался по интервалам прохождения Солнца через точку орбиты, ближайшую к центру Галактики (перигалактий), и определялся в 175 млн. лет [2]. Эта величина близка к полученной нами эмпирическим путем. Вероятно, в состоянии перигалактия вследствие резкого изменения инерции масс на Земле могли иметь место интенсивные возмущения в мантийном слое, сопровождавшиеся тектогенезом и магматизмом в земной коре. В состоянии апогалактия могли происходить растяжение и нивелирование возникших сводовых выступов земной коры.

#### Литература

1. *Бейли Д. К.* Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм//Щелочные породы. М.: Мир, 1976. С. 169—197.
2. *Вылцан И. А., Стреляев В. И.* Цикличность литогенеза и корообразование//Континентальный литогенез. Новосибирск, 1976. С. 52—60.
3. *Грачев А. Ф.* Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.
4. *Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
5. *Салоп Л. И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
6. *Салоп Л. И.* Тектонические циклы докембрия (проблема периодичности тектогенеза)//Сов. геология. 1983. № 3. С. 37—46.
7. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
8. *Семихатов М. А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 301 с.
9. *Семихатов М. А., Серебряков С. Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 223 с.
10. *Тамразян Г. П.* Цикличность — отражение развития Земли//Природа. 1964. № 1. С. 107—110.
11. *Шпунт Б. Р., Гусев Г. С., Петров А. Ф. и др.* Рифейский (байкальский) мегакомплекс//Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. С. 39—63.
12. *Шпунт Б. Р., Шамшина Э. А., Шаповалова И. Г. и др.* Докембрий Анабаро-Оленекского междуречья. Новосибирск: Наука, 1976. 141 с.
13. *Шпунт Б. Р., Шамшина Э. А., Шаповалова И. Г. и др.* Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 195 с.
14. *Шпунт Б. Р., Шаповалова И. Г., Шамшина Э. А.* Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 226 с.

УДК 551.24+552.181(510)

ПАНОВ Б. С., ХУНЬЦУИАНЬ ЯНЬ

## О ТЕКТОНИКЕ И МИНЕРАГЕНИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КНР

Приведены новые данные о геотектоническом районировании территории КНР и глубинном строении земной коры в северо-западной части страны, а также ее структурных элементах и минерагении.

Сделан вывод о существовании широтного Тянь-Шаньского-Таримского пояса повышенной трещиноватости и активного магматизма в земной коре, который протягивается до Тихоокеанского побережья и находится на продолжении структур линейного Карпинского, прослеженного на территории СССР от Южного Тянь-Шаня до Брестской впадины в Белоруссии.

На территории Китайской Народной республики за последний период проведен значительный объем геолого-съемочных и поисково-разведочных работ, геофизических и других исследований. В результате этого получены новые данные об особенностях геологического строения и истории развития всей территории страны и отдельных ее регионов, выявлены новые месторождения различных видов минерального сырья. К концу 1985 г. региональными геологическими исследованиями в масштабе 1 : 1 000 000 был охвачен весь континентальный Китай, включая высокогорные районы Тибета, а геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 осуществлена на площади более 6 млн. км<sup>2</sup>, или примерно на 65% всей территории страны [10]. Перед геологической службой ставится задача перехода к картированию ряда районов в масштабе 1 : 50 000, и эта работа проведена уже примерно на 5% площади КНР.

Обобщения полученных в результате этих работ сведений позволили китайским исследователям составить первый Геологический атлас Китая, создать Тектоническую карту Азии в масштабе 1 : 8 000 000 и Тектоническую карту линейментных структур КНР в масштабе 1 : 6 000 000 с учетом данных космических исследований, а также ряд других обобщающих работ, в том числе монографические описания по тектонике всей страны и отдельных ее регионов [1, 5, 13, 14 и др.].

По имеющимся данным, на территории КНР древние стабильные блоки земной коры разобщены складчатыми поясами различного возраста (рис. 1). Северо-Китайская платформа с преобладающим развитием в фундаменте архейских образований на западе сочленяется с Таримской плитой, сложенной в основании породами архея — нижнего протерозоя. В центральной и нижней частях бассейна р. Янцзы, а также к югу от него расположена Южно-Китайская платформа, или платформа Янцзы. Фундамент ее западного сектора также архейско-раннепротерозойский, а восточного, который смыкается с Северо-Китайской платформой, позднепротерозойский. В северных частях КНР выделяются Сунляоский (на востоке) и Джунгарский (на западе) срединные массивы с не установленным окончательно возрастом пород фундамента. К юго-востоку от Таримской плиты находятся Цайдамский срединный массив с архейско-раннепротерозойскими породами в основании. Указанные стабильные блоки земной коры окаймлены складчатыми структурами каледонского, герцинского, индосинийского, яньшаньского и гималайского возраста.

В центральной и восточной частях КНР установлены зоны трансрегиональных глубинных разломов субмеридионального простирания, которые к северу продолжаются в пределы территории СССР. Они наложены на разновозрастные платформенные и складчатые структуры, и с ними связаны неоднократные проявления процессов тектономагматической активизации. В результате этого возникали различные по составу

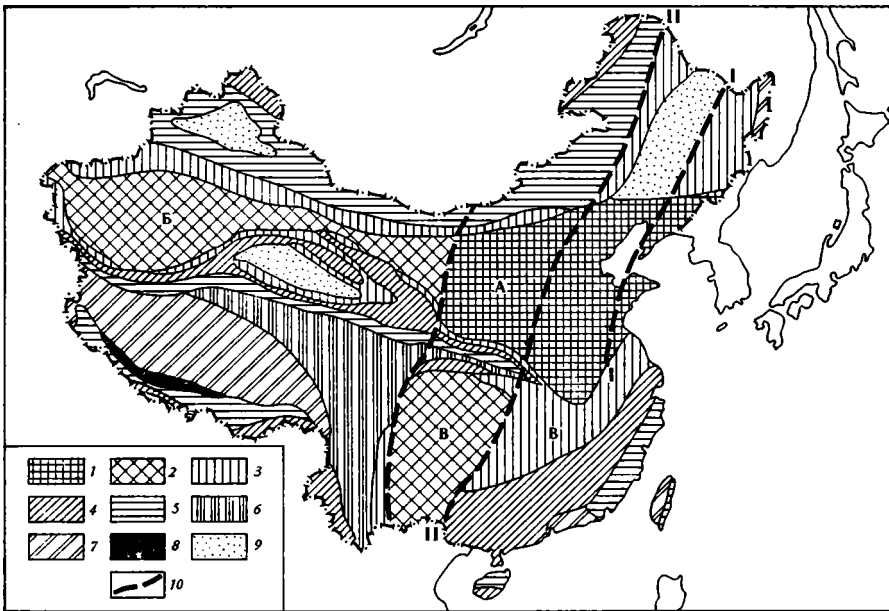


Рис. 1. Схема основных структурных элементов территории КНР и их возраст по [5]  
 1 — архей; 2 — архей — ранний протерозой; 3 — поздний протерозой; 4 — каледониды; 5 — герциниды; 6 — индосиниды; 7 — область яньшаньской складчатости; 8 — гималаиды; 9 — срединные массивы; 10 — глубинные разломы: I—I — Танлу, II—II — Тайханшаньский. Буквы на схеме: А — Северо-Китайская платформа, Б — Таримская плита, В — Южно-Китайская платформа

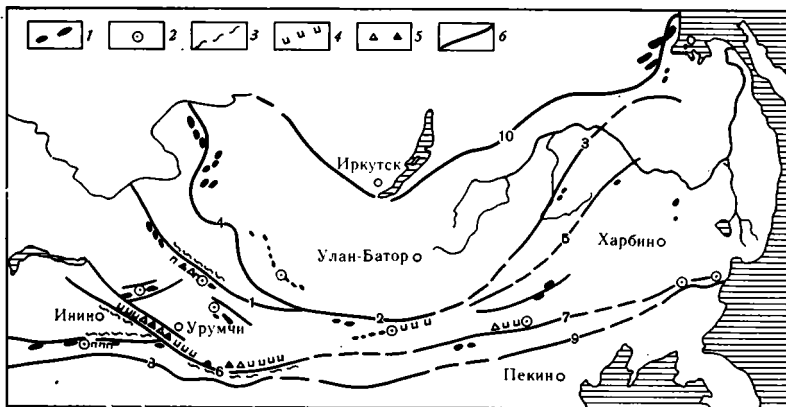


Рис. 2. Схема главнейших палеозойских глубинных разломов северной части КНР по [5]

1 — ультраосновные и основные породы; 2 — офиолиты; 3 — пояса высокотемпературного метаморфизма низких давлений; 4 — пояса низкотемпературного метаморфизма высоких давлений; 5 — зоны меланжа; 6 — зоны глубинных разломов: 1 — Иртышский, 2 — Центрально-монгольский, 3 — Тербурганский, 4 — Чигасынту, 5 — Айтунь-Иршский, 6 — Центрально-Тянь-Шаньский, 7 — Силамуту, 8 — Северо-Таримский, 9 — северной окраины Северо-Китайской платформы, 10 — южной окраины Сибирской платформы

и возрасту комплексы магматических пород, в том числе кимберлитов, начиная с раннего палеозоя вплоть до кайнозоя. О глубинности геологических процессов свидетельствуют факты обнаружения в средней части зоны Танчен-Лудзянского разлома (разлома Танлу) на п-ве Шаньдун кайнозойских щелочных базальтов с мантийными включениями [9] и палеозойско-мезозойских алмазоносных кимберлитовых дайковых и трубообразных тел, установленных также в зоне наиболее протяженного в КНР Тайханшаньского глубинного разлома, секущего как Северо-Китайскую платформу, так и платформу Янцзы [11].

Среди изученных за последнее время в тектоническом отношении регионов КНР одним из наиболее интересных представляется северная и западная части страны, имеющие общую протяженную границу с Казахстаном, Монголией и Сибирью. По данным китайских геологов, здесь выделяются платформенные структуры Таримской глыбы, Северо-Китайская платформа и складчатые зоны субширотного простирания, раздельные протяженными глубинными разломами. На рис. 2 показаны главнейшие палеозойские глубинные разломы этого региона КНР, а также приуроченные к ним пояса ультраосновных и основных пород, выходы офиолитов, пояса метаморфизма и зоны меланжа, широко развиты в зонах Иртышского, Северо-Тянь-Шаньского и Северо-Таримского глубинных разломов, протягивающихся и на территорию КазССР. Иртышский разлом прослеживается на восток, соединяется с Центральномонгольским глубинным разломом и далее разветвляется на Тербуганский и Айтунь-Иршинский разломы, которые имеют северо-восточную ориентировку и протягиваются через северо-восток КНР на территорию СССР в бассейн р. Амур.

Тянь-Шаньские разломы с территории СССР продолжаются в Синцзянь, где около Урумчи образуют зону трансрегионального Тянь-Шаньско-Силамутуского глубинного разлома. Он прослежен китайскими геологами через всю территорию страны — провинцию Ганьсу, автономный район Внутренней Монголии и далее в широтном направлении вплоть до Тихоокеанского побережья. Южнее выделяется зона глубинного разлома северной окраины Таримской плиты, которая далее к востоку переходит в зону разлома северной окраины Северо-Китайской платформы.

Между описанными выше согласно простирающимися зонами глубинных разломов располагается пояс палеозойских терригенно-осадочных и вулканогенно-осадочных образований шириной до 200—250 км. Для него характерны повышенная трещиноватость, деформации пород и метаморфизм разных стадий вплоть до высокотемпературного и высоких давлений. В этом Тянь-Шаньско-Таримском поясе дислокаций, протягивающемся, по имеющимся данным [5], через всю территорию КНР в широтном направлении вплоть до Корейского полуострова, установлены проявления основных и ультраосновных пород, офиолитов и меланжа, например к северо-западу от г. Пекина (см. рис. 2). На Тектонической карте Азии он расположен между Сибирской на севере и Таримо-Синькорейской платформами на юге [13]. Отдельные звенья этого пояса четко отражены и в космогеологических материалах [14], так что о наличии этой структуры на территории КНР можно говорить достаточно обоснованно.

Примечательно, что на территории нашей страны еще А. П. Карпинский в 1883 г. выделял пояс складчатых дислокаций, протягивающийся от Донецкого бассейна до Мангышлака и Султануиздага. В дальнейшем было установлено, что этот пояс прослеживается от Белоруссии до Средней Азии [4, 6, 12]. Анализ геолого-геофизических, структурно-тектонических, магматических, металлогенических и других особенностей отдельных частей этой глобальной структуры позволил одному из авторов настоящей статьи обосновать представление о скрытом Донбасс-Тянь-Шаньском минерагеническом поясе, который приурочен к этой структуре, названной линеаментом Карпинского [12]. В его систему входят на территории СССР с северо-запада на юго-восток Подляско-Брестский и Припятский прогибы, Днепровско-Донецкая впадина, Донецкий бассейн, Манычская, Мангышлакско-Устьюртская зоны дислокаций, Султануиздаг, Бухара-Хивинская зона и Южный Тянь-Шань вплоть до границы с КНР.

Все структурные звенья линеамента Карпинского, несмотря на некоторые отличительные особенности, имеют много сходных черт геологического строения и геологической истории. Прослеженный пояс глубинных разломов сходен с так называемыми сквозными структурами (по Н. С. Шатскому), которые нарушают однородность верхних оболочек Земли и имеют протяженный линейный характер. В них происходит раз-

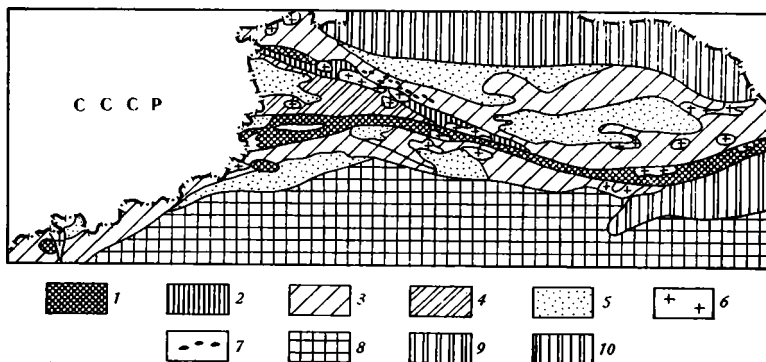


Рис. 3. Схематическая тектоническая карта Тянь-Шаня в автономном районе Синцзянь (по данным Синцзяньского управления геологии, 1978 г.)

1 — Центральнотянь-Шаньский выступ; 2 — каледониды; 3 — варисциды; 4 — наложенная позднепалеозойская впадина на доварисских складчатых структурах; 5 — мезозойско-кайнозойские предгорные и межгорные впадины; 6 — гранитоидные интрузии; 7 — ультраосновные породы; 8 — Таримская плита; 9 — Джунгарский массив; 10 — Бэйшаньская складчатая область

ряда тектонических напряжений земной коры и верхней мантии, развивается магматизм и возникают геохимические аномалии, связанные с проявлениями процессов тектономагматической активизации.

Возникновение структур линеамента Карпинского может быть объяснено с позиций глобальной тектоники, в особенности с учетом новых данных о рифтовых зонах, значительно развитых как в океанах, так и на континентах. В изученных частях линеамента установлено уменьшение мощности земной коры, глубокое (5 км и более) погружение фундамента, галогенез и галокинез, высокая тектоническая активность, повышенный тепловой поток. Все это свидетельствует о значительной проницаемости земной коры в зоне линеамента по сравнению со смежными участками со времени образования палеорифта до настоящего времени. Для всех структур линеамента характерно наличие эндогенной рудной минерализации, в особенности ртутной, полиметаллической, редкометалльной и др., а также месторождений нефти и газа. Для последних, особенно газовых месторождений, в системе линеамента Карпинского установлена повышенная ртутоносность, обусловленная поступлением ртути из глубинных недр Земли [3, 12].

Ранее фактически данные позволяли проследить структуры линеамента на юго-восток вплоть до границы с КНР (Синцзянь). В настоящее время можно говорить, что на территории Китая продолжением линеамента является Тянь-Шаньско-Таримский складчатый пояс широтного простираия, протягивающийся вплоть до Тихоокеанского побережья на востоке. Если учесть, что на северо-западе линеамент Карпинского, соединяясь с Польско-Датским авлакогеном, уходит, по-видимому, через Северное море в сторону Исландии, то можно говорить о глобальной (несколько тысяч километров) протяженности этой планетарной структуры земной коры. Активные тектонические движения, сопровождавшиеся возникновением разломов, складчатостью и магматизмом, обусловили специфическую минерагению линеамента Карпинского [4, 12], характерные черты которой, вероятно, будут установлены также в его звеньях на территории КНР.

Одним из наиболее примечательных в тектоническом и минерагеническом отношении районов является северное обрамление Таримской плиты, где прослеживаются в широтном направлении складчатые структуры Тянь-Шаня (Синцзянь). Южно-Тянь-Шаньская складчатая зона имеет здесь миогеосинклинальный характер разреза толщи пород палеозоя, севернее располагается Центральнотянь-Шаньский выступ, за которым следует Северо-Тянь-Шаньская эвгеосинклинальная складчатая область, граничащая с Джунгарским срединным массивом. По имеющимся данным [2, 7], для всей этой части Тянь-Шаня характерно сложное блоковое

строение с широким развитием обширных депрессий, заполненных мезозойско-кайнозойскими осадочными породами, и протяженных рифтогенных зон, а также крупных горстовых поднятий (рис. 3).

Одним из них является Центрально-Тянь-Шаньский поясообразный выступ, для которого характерна мощная (около 15 км) толща синийских образований. На них залегают отложения нижнего палеозоя (1,5—2 км), а также карбона и перми суммарной мощностью 1,3—2,9 км. Стратиграфические разрезы Северного и Южного Тянь-Шаня иные. В их основании размещаются докембрийские образования, среди которых толща синия не превышает 1,8—2,5 км. Породы нижнего палеозоя (Є, О, S) по мощности существенно уступают отложениям девона, карбона и перми (рис. 4).

Особо следует выделить девонско-каменноугольный этап геологической истории, в течение которого образовалось до 11,5—12,5 км осадочно-вулканогенных пород девона и около 8—13,5 км карбона.

Мезозойский этап развития привел к накоплению осадочной толщи суммарной мощностью до 5—6 км с преобладанием грубозернистых отложений. В кайнозое складчатая область Южного Тянь-Шаня и в меньшей мере — Северного испытала активизацию тектонических движений, в связи с чем здесь образовались значительные по мощности (до 2,7—5,9 км) толщи обломочных пород.

Характер геологического разреза китайской части Тянь-Шаня свидетельствует о неоднократных проявлениях процессов тектономагматической активизации от докембрия до мезозоя — кайнозоя. С этими процессами связано образование целого ряда эндогенных месторождений и рудопроявлений, а также возникновение обширной группы экзогенных видов минерального сырья в связи с процессами осадконакопления в обширных депрессиях и межгорных котловинах.

В истории палеозойского развития Тянь-Шаня китайские геологи выделяют несколько стадий. Начальная стадия ( $S_1$ — $S_2$ ) характеризуется накоплением мощной (до 5—6 км) толщи карбонатных пород, песчаников и сланцев, а также проявлениями подводной вулканической деятельности. Последующий каледонский орогенез (движения Болохоло, по местной терминологии) привел к смятию пород в складки и проявлению интрузий среднего и кислого состава. С этой стадией развития Тянь-Шаня связано медноколчеданное оруденение в кварцевых кератофирах, а также прожилково-вкрапленные молибденовые руды в гранитоидах.

Ранняя стадия (D) развития Тянь-Шаня отличается своеобразием. На Северном Тянь-Шане на коре океанического типа в результате подводной вулканической деятельности происходило накопление мощной (до 6,8 км) толщи вулканогенных пород преимущественно кислого и среднего состава, а также отложение осадочных обломочных образований. С вулканизмом связано возникновение рудопроявлений железа и меди, не имеющих промышленного значения.

В это же время в Южном Тянь-Шане образование флишеподобной формации сопровождалось местами эффузивной деятельностью с появлением кислых вулканитов. Накопившаяся толща мощностью до 6 км содержит железорудные месторождения, приуроченные к тонкообломочным породам нижнего девона, а также сидеритовые и магнетитовые залежи в породах среднего девона. Вулканогенно-осадочная толща содержит также железомарганцевые руды. С интрузиями кислого и среднего состава этой стадии развития связано медное оруденение.

Средняя стадия (С) характеризовалась интенсивным проявлением подводного вулканизма и осадконакопления с последующим складкообразованием и магматизмом. Эти геологические события привели к возникновению широкого спектра эндогенных месторождений и рудопроявлений. Промышленное значение имеют залежи железа, титана, хрома, меди, никеля, вольфрама, молибдена и др. Представляют также интерес вулканогенно-осадочные железомарганцево-полиметаллические месторождения. Среди пород флишевой формации Южного Тянь-Шаня размещаются залежи бокситов, а также пласты каменной соли и ангидрита.

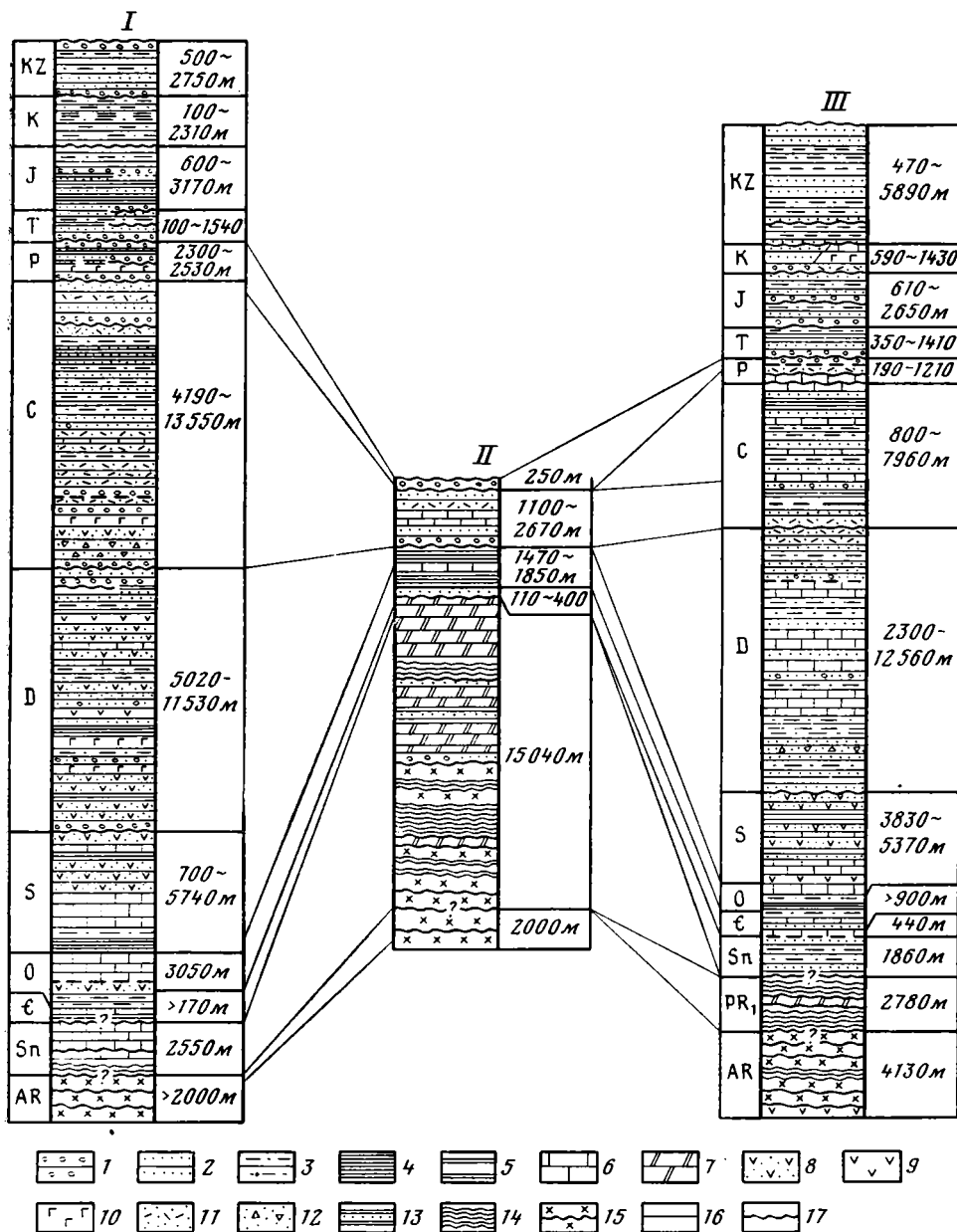


Рис. 4. Литолого-стратиграфические колонки Тянь-Шаня в автономном районе Син-цзянь по [8]

I — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевроиты; 4 — глинистые сланцы; 5 — кремнистые породы; 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — кислые эффузивы; 9 — эффузивы среднего состава; 10 — основные эффузивные породы; 11 — туфы; 12 — вулканические брекчии; 13 — кварциты; 14 — кристаллические сланцы; 15 — гнейсы; 16 — согласный контакт; 17 — несогласное залегание. Римские цифры: I — Северный Тянь-Шань, II — Центральный выступ Тянь-Шаня, III — Южный Тянь-Шань

Поздняя стадия (P) характеризуется завершением геосинклинального развития Тянь-Шаня. Накопившиеся толщи были смяты в складки, и возникли горные хребты, вытянутые в широтном направлении и соединившие Джунгарский срединный массив с Таримской плитой. На поздней стадии развития Тянь-Шаня зафиксированы локальные проявления магматизма от основного до кислого и щелочного состава. С ними, а также с постмагматической деятельностью связано образование руд железа, меди, молибдена, свинца, цинка, редких и редкоземельных элементов.

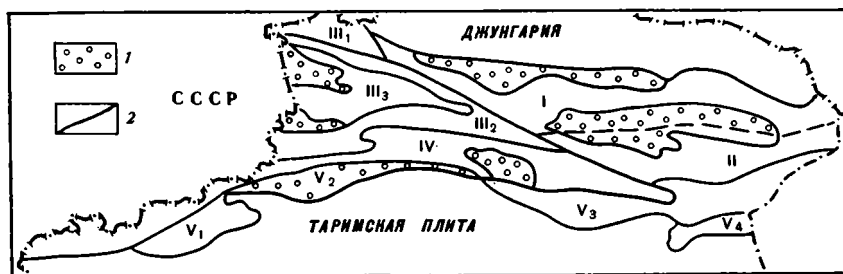


Рис. 5. Схема минерагенического районирования Тянь-Шаня в автономном районе Синцзянь по [8]

1 — мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны; 2 — границы металлогенических зон. Римские цифры: I — Северо-Тянь-Шаньская эвгеосинклиналь и ее медно-полиметаллическая зона; II — Чжолотагская металлогеническая зона (Fe, Cu, Ni); III<sub>1</sub> — Джунгаро-Алатауская металлогеническая зона (W = Sn = Cu); III<sub>2</sub> — Болохоло-Халейктауская металлогеническая зона (W—Cu—Ni—Fe—Mn); III<sub>3</sub> — Гуннайская рифтовая зона (Fe = Cu); IV — Южно-Тянь-Шаньская миогеосинклиналь с эвапоритами (гипс, соль), Fe—Mn—Al и другим оруденением; V<sub>1</sub> — Кэпинская металлогеническая зона (Pb = Zn, Hg, Sr); V<sub>2</sub> — Куческая предгорная впадина, зона угля, нефти, гипса и меди; V<sub>3</sub> — Кулуктаг-Музуньшаньская металлогеническая зона (Fe, Cr, Ti, W, Au); V<sub>4</sub> — Бэйшаньская рифтовая зона (Fe, Cu, Pb, Zn)

В мезозое — кайнозое возникшая область завершённой складчатости наряду с процессами денудации неоднократно испытывала тектоническую активизацию, выражавшуюся в дифференцированных движениях субстрата, приводивших к образованию межгорных котловин, а также горстов и других поднятий. Подобного рода явления интенсивно проявились на рубеже ранней и средней юры, что привело к накоплению в осадочных бассейнах угленосных и нефтеносных толщ, залежей магнезита и урана. Активизация тектонических движений имела место и в последующие периоды, вплоть до кайнозоя, в связи с чем происходило накопление толщ осадочных пород с приуроченными к ним различными рудопроявлениями.

На основании проведенных за последнее время исследований [2, 8 и др.] минерагенические особенности всего региона могут быть представлены в следующем виде (рис. 5).

Для Северо-Тянь-Шаньской эвгеосинклинальной складчатой области и южнее расположенных Чжолотагских структур, протягивающихся до восточной границы автономного района Синцзянь, характерно широкое развитие мощной толщи позднепалеозойских вулканитов от кислого до основного состава, варисских офиолитов, а также интрузивов кислого и среднего состава. В связи с этими магматическими образованиями возникли медные руды, а также проявления хрома, платины, золота и полиметаллов.

Сульфидные медно-никелевые руды, как хром и платина, связаны с процессами магматической дифференциации, тогда как золоторудные и полиметаллические проявления подобно месторождениям железа относятся к постмагматическим гидротермальным образованиям.

Между структурами Северного Тянь-Шаня и Джолотага размещается вытянутый в широтном направлении мезозойско-кайнозойский осадочный бассейн. Такой же осадочный бассейн находится на границе Северного Тянь-Шаня и Джунгарского срединного массива.

В западной части автономного района Синцзянь на границе с СССР расположена Джунгаро-Алатауская металлогеническая зона, для которой характерно развитие скарновых и высокотемпературных гидротермальных месторождений меди, вольфрама и олова. Оруденение приурочено к зонам скарнирования верхнепалеозойских карбонатных пород, прорванных гранитами.

Южнее располагается Болохоло-Халейктауская металлогеническая зона, имеющая довольно сложную историю. Развитые здесь синийские карбонатные породы платформенного типа содержат промышленную



залежь фосфоритов. В силуре эта зона испытала рифтогенез. Накопившаяся здесь толща палеозойских пород содержит осадочные руды железа и марганца. В конце палеозоя в ореолах интрузивов кислого и среднего составов возникли постмагматические руды вольфрама, молибдена, меди и полиметаллов.

Гуннайская рифтовая зона, в западной части которой расположены мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны (см. рис. 3), характеризовалась в позднем палеозое интенсивным подводным вулканизмом, в связи с которым образовались вулканогенно-осадочные и гидротермальные месторождения железа и меди.

Южно-Тянь-Шаньская складчатая область характеризуется развитием мощных карбонатных толщ, а также вулканогенно-осадочных образований позднепалеозойского возраста (см. рис. 4). Среди этих пород размещаются морские осадочные месторождения бокситов, гипсоангидритовые залежи и пласты каменной соли пермского возраста. Помимо этого известны вулканогенно-осадочные руды железа и марганца, а в юго-западной части региона обнаружены стратиформные свинцово-цинковые месторождения.

Между горными сооружениями Южного Тянь-Шаня и Таримской плитой расположены с запада на восток Кэпинский горст, Куческая предгорная впадина и Кулуктаг-Музуншаньский выступ (см. рис. 3). Для первой из этих структур характерно наличие свинцово-цинковых и ртутных месторождений стратиформного типа среди палеозойских пород. Здесь встречены также проявления стронциевых руд и фосфоритовые слои. В Кучевской котловине развиты обломочные породы преимущественно озерной фации юрского возраста. Для них характерны залежи углей и проявления нефти, а выше по разрезу встречаются гипсоносные слои и пласты каменной соли третичного возраста. Среди этих же пород обнаружены также палеоген-неогеновые медистые песчаники [8].

Одним из наиболее интересных в минерагеническом отношении является Кулуктаг-Музуншаньский выступ, расположенный в зоне сочленения Таримской плиты и складчатых структур Южного Тянь-Шаня. Здесь развиты различные по возрасту породы — от досинийских метаморфических образований до палеозойских осадочных пород. Среди них имеются пластовые железные руды, залежи фосфоритов, урана, ванадия и марганца. С довольно интенсивными проявлениями палеозойского магматизма и постмагматической деятельностью связаны рудопроявления хромитов, а также месторождения вольфрама, молибдена, золота, меди и полиметаллов.

Кулуктаг-Музуншаньский выступ отделяет Южный Тянь-Шань от Бэйшаньской рифтовой зоны, начинающейся на границе автономного района Синцзянь и провинции Ганьсу (см. рис. 5). Эта рифтовая зона была обособлена в палеозое субширотными глубинными разломами, что обусловило накопление здесь мощной толщи вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, а позже — появление интрузий от основного до кислого составов. В связи с этими процессами образовались вулканогенно-осадочные месторождения железа, а также гидротермальные руды меди, свинца, цинка и других металлов.

Особо следует отметить, что за последнее время в зонах глубинных разломов, секущих всю литосферу и окаймляющих Таримскую плиту с севера, были обнаружены месторождения и рудопроявления редких и редкоземельных элементов, связанные с карбонатитами. Рудные минералы здесь представлены цирконом, пироксеном, эшинитом, титан- и иттрийсодержащими ниобатами, торитом, апатитом с редкими землями, уранинитом и др. В рудах установлены повышенные количества циркона и ниобия, тогда как иттрий и церий имеют второстепенное значение.

На Южном Тянь-Шане такими глубинными разломами, контролирующими размещение оруденения, являются Болохоло, Анигкутук и Тучтук. В верхних частях земной коры они прослежены китайскими геологами достаточно уверенно, тогда как их продолжение через литосферу на глубину еще неоднозначно.

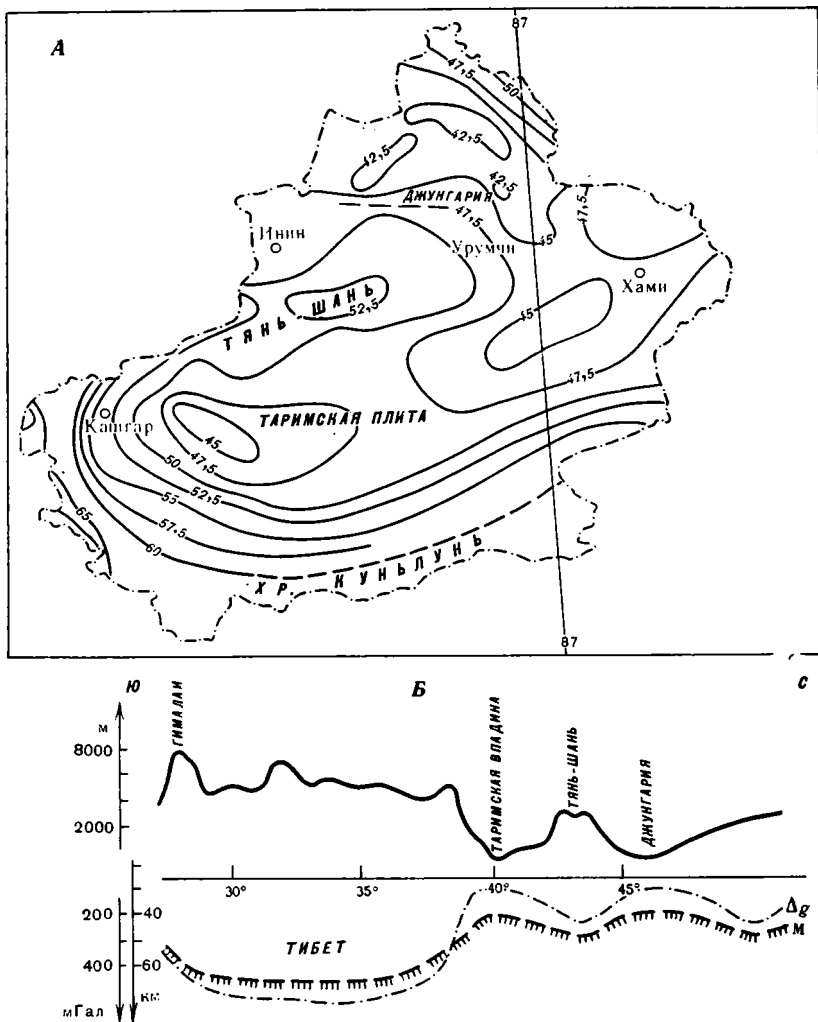


Рис. 6. Глубинное строение Синцзяня по [2, 7]; А — схема рельефа поверхности Мохоровичича (М), изолинии глубин, км; Б — схема сопоставления рельефа поверхностей земной и (М) М по линии восточного меридиана 87°  
 $\Delta g$  — величина ускорения силы тяжести (в редукции Буге)

Геологические особенности строения и развития северо-западной части КНР, включая характер тектоники и минерации, должны рассматриваться в связи с имеющимися данными о глубинном строении земной коры этого региона. За последнее время здесь были проведены гравиметрические и магнитометрические исследования, которые с учетом данных глубинного сейсмического зондирования, проведенного в сопредельных частях территории СССР, позволили выявить ряд особенностей строения земной коры [2, 7].

Глубина залегания поверхности Мохоровичича (М) достигает наибольших значений (60 км) под Гималаями и Тибетом (рис. 6). В северном направлении она уменьшается до 45 км под Таримской плитой, вновь возрастая до 52—55 км под Тянь-Шанем. Под Джунгарским массивом снова наблюдается подъем поверхности М до глубины 42,5 км. Для Таримской плиты характерны плавные и согласные изолинии глубин, фиксирующие относительный подъем поверхности М на 15 км от южной периферии к центру. Район Тянь-Шаня имеет более локальные и менее упорядоченные конфигурации изолиний глубин, что может свидетельствовать о нестабильности рельефа поверхности М, вероятно, в связи с развитыми здесь глубинными разломами. При рассмотрении рис. 6, Б обра-

шает на себя внимание четкая корреляция поверхностей М и аномалий силы тяжести  $\Delta g$ , которые во многом сходны.

Если сравнить поверхность М с земным рельефом, то нетрудно заметить практически зеркальное их отражение, при котором максимальные глубины поверхности М фиксируются под наиболее возвышенными частями рельефа. Например на Тибете, Гималаях, мощность земной коры — 70 км и более.

В районе Тянь-Шаня толщина земной коры достигает 40—55 км. При этом мощность слоя между поверхностями М и Конрада (К) составляет около 25 км. Этот слой представлен метаморфическими образованиями и мигматитами среднего и основного состава, в них скорость распространения продольных сейсмических волн составляет около 7,6 км/с [2]. Выше поверхности К вплоть до поверхности кристаллического фундамента располагается слой, где преобладают мигматиты по кислотам и средним породам. Мощность этого слоя около 23 км, а скорость прохождения продольных волн составляет 6,3 км/с. Верхняя часть земной коры Тянь-Шаня имеет мощность около 6,5 км и представлена различными геологическими образованиями средней и слабой степени метаморфизма, которые залегают на досинийском субстрате. Скорость продольных волн здесь равна 4,1 км/с.

Итак, мощность так называемого «базальтового» слоя (между поверхностями М и К) равна или несколько превышает мощность «гранитного» слоя, что является одним из признаков областей тектономагматической активизации.

Вышеприведенные данные указывают на различную мобильность блоков земной коры всего региона в ходе его геологической истории. Это обстоятельство необходимо учитывать при оценке минерагенических особенностей. Так, например, В. И. Смирнов установил, что в Южном Тянь-Шане на территории СССР и других регионах золоторудные и редкометалльные месторождения приурочены к более мобильным блокам земной коры, тогда как сурьмяно-ртутные низкотемпературные месторождения тяготеют к стабильным ее частям. Эта взаимосвязь геологической истории развития отдельных блоков земной коры и структурных условий формирования месторождений должна, по-видимому, учитываться и в китайской части Южного Тянь-Шаня.

#### Литература

1. Геологический атлас Китая. Пекин. Изд-во геологии и картографии, 1971. 149 с.
2. Лю Цзаюю, Лан Тинди. Анализ тектонических особенностей Синцзяня по геолого-геофизическим и дистанционным данным//Геология Синцзяня. 1985. Т. 3. № 1.
3. Озерова Н. А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986. 232 с.
4. Панов Б. С. О Донбасс-Тянь-Шаньском рудном поясе//Докл. АН АрмССР. 1973. Т. 56. № 5. С. 303—307.
5. Региональная тектоника Китая/Ред. Ян Шеньнан и Ян Вейжан. Пекин: Геология, 1985. 341 с. (на китайском яз.).
6. Хаин В. Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 340 с.
7. Ху Цзюнь. Новые данные о литосферной динамике Тянь-Шаньского района//Геология Синцзяня. 1985. Т. 3. № 2. С. 85—93 (на китайском яз.).
8. Чень Чжэфу, Вань Ювио. Об основных геологических особенностях и закономерностях размещения полезных ископаемых Тянь-Шаня, Синцзянь//Геология Синцзяня. 1985. Т. 3. № 2. С. 59—70 (на китайском яз.).
9. Чин Лонгуи. Мантийные включения в кайнозойских щелочных базальтах средней части глубинного разлома Танлу//Журн. Чаньчуньского геол. ин-та. 1985. Т. 41. № 3. С. 21—32 (на китайском яз.).
10. China daily. 20 december. 1985. № 1376. P. 1.
11. He Guan Zhi. Kimberlites in China and their major compo components: a discussion on the physico-chemical properties of the upper mantle. Kimberlites and related rocks// Proc. III. Internat. Kimberlite conference. 1984. V. 1. P. 181—194.
12. Рапов В. S. Das Karpinski — Lineament und der ihm verbundene mineralogenetische Gurtel. Ztsch. angew./Geol. 1976. V. 22. H. 6. S. 264—271.
13. Tectonic map of Asia. 1 : 8 000 000. Compiled by the Research Institut og Geology Chinese Academy of Geological Sciences. Beijing: Cartographic Publishing House, 1982.
14. Tectonic map of the linear structures of the territory of China (by using of the satellites images). 1 : 6 000 000. Compiled by Inst. of Geol. of Mineral Deposits Chinese Acad. of Geol. Sci. Beijing, 1981.

УДК 551.24.055(517)

МАКАРЫЧЕВ Г. И.

**ДОКЕМБРИЙСКАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ И ПРОБЛЕМА ЕЕ ДЕСТРУКЦИИ**

Проведено тектоническое районирование Западной Монголии. Установлен латеральный ряд зон с континентальной корой, сформировавшейся в неодинаковое время в процессе преобразования океанической коры раннепротерозойского Урало-Монгольского протоокеана.

В последние полтора десятилетия в геологической науке прочно утвердился новый взгляд на существо процессов формирования континентальной коры. В противоположность традиционной концепции, рассматривающей выступы докембрия в складчатых сооружениях фанерозоя в качестве обломков древних платформ, тектонической школой Геологического института АН СССР была разработана научная концепция стадийного формирования континентальной коры за счет структурно-вещественного преобразования коры океанического типа [14, 15 и др.]. Начало нового подхода к анализу эволюции структуры земной коры положила статья А. В. Пейве [13] о большом сходстве пород ложа океанского дна с офиолитовой ассоциацией мезозойских геосинклинальных областей. Последовавшее затем активное изучение палеозойских складчатых сооружений [5, 6, 8, 11] позволило сделать вывод о существовании в палеозоиде Евразии коры океанического типа по крайней мере рифейского возраста.

На современном уровне наших знаний о строении складчатых поясов фанерозоя возникает вопрос: как далеко в глубь докембрия можно идти сравнительным актуалистическим путем? По сути вопрос сводится к решению трех важнейших положений в тектонике докембрия: 1) когда возникла первая континентальная кора Земли; 2) была ли развита в раннем докембрии офиолитовая ассоциация, аналогичная неогей; 3) насколько механизм формирования раннедокембрийской континентальной коры сходен с процессами корообразования в палеозое и рифее. По этим вопросам в настоящее время нет единства мнений исследователей, изучающих докембрий в различных структурах Земли, будь то древние платформы или складчатые пояса фанерозоя. Это отчетливо было показано на недавнем Всесоюзном тектоническом совещании по проблеме «Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия» [17]. Одни исследователи считают, что первая континентальная кора была сформирована к позднему архею и уже в то время была развита офиолитовая ассоциация. Другие полагают, что формирование континентальной коры, начиная с раннего докембрия, нарастает во времени. Настоящие офиолиты появляются только на рубеже раннего и позднего докембрия. Столь же различны мнения исследователей в оценке механизма формирования докембрийской континентальной коры [9 и др.].

Целью настоящей статьи является попытка показать, что в Западной Монголии распространена офиолитовая ассоциация не только венд-кембрийского возраста, но и более древняя: рифейского и раннепротерозойского возраста.

Докембрийские образования в пределах Монголии известны с первых маршрутных исследований В. А. Обручева, включившего их в состав «древнего темени Азии». В дальнейшем благодаря работам многих геологов докембрий Монголии был расчленен на три комплекса: нижний — гнейсовый, средний — карбонатный и верхний — зеленосланцевый. В последние годы Ф. П. Митрофанов с соавт. [10] предложили выделять в

докембрии Западной Монголии четыре комплекса, эрзинский — гранулитовый, моренский — гранулитовый — амфиболитовый, балыктыгхемский — амфиболитовый, нарынский — зеленосланцевый.

Нужно отметить, что в предложенных схемах расчленения докембрия не упоминаются мощные толщи амфиболитов. Точно так же не отмечается и ассоциация с амфиболитами пород гипербазит-габброидного комплекса, претерпевших сложные многократные преобразования. Офиолиты Монголии до недавнего времени считались интрузиями или протрузиями венд-кембрийского возраста. Этот ошибочный вывод о возрасте офиолитов породил представление о первично-сиалическом составе докембрийской коры, а в тектоническом плане — о существовании здесь Тувино-Монгольского массива как обломка древней суперплатформы.

На протяжении четырех полевых сезонов нами было изучено строение всех наиболее крупных выступов докембрия Монголии — от котловины Больших Озер на западе до Хангайского нагорья на востоке. Одновременно были изучены прилегающие районы Озерной зоны. Для большинства выступов докембрия этой обширной области, а также для Озерной зоны установлено двучленное строение разрезов венда — кембрия, рифея и раннего протерозоя. Было установлено, что нижняя часть разрезов сложена меланократовым комплексом пород, верхняя — в разной степени метаморфизованными стратифицированными отложениями. Прослеживание этих типов разрезов по площади позволило выделить структурно-формационные зоны разного возраста. Таких зон здесь четыре (с запада на восток): Озерная, Ургамальская, Хунгуйская, Хангайская (рис. 1). Формационный состав зон типично эвгеосинклиналиный с офиолитами и отвечает, как мы теперь говорим, бассейнам с корой океанического типа. Ниже мы кратко остановимся на их строении с намерением подойти к решению вопроса о времени формирования континентальной коры в Западной Монголии.

## ОЗЕРНАЯ ЗОНА

В латеральном ряду структурно-формационных зон Западной Монголии Озерная зона является наиболее молодой (венд-кембрийской) зоной (рис. 2, 1).

Геологические формации, слагающие Озерную зону, представлены слабо метаморфизованными породами, что позволяет установить не только тектоническую природу самой зоны, но и выявить направленность эволюции структуры земной коры в других зонах, где породы претерпели интенсивный метаморфизм и гранитизацию. Здесь важное значение приобретает строение этого фундамента, на котором эти зоны закладывались.

Строение Озерной зоны в настоящее время хорошо изучено благодаря исследованиям Л. П. Зоненшайна, М. И. Кузьмина, О. Томуртогоо [2, 3], А. Б. Дергунова [1] и др. Нами эта зона изучалась в хр. Дариби и в междуречье Дзабхан- и Хунгуй-Гол. Строение разреза зоны показано на рис. 2 (см. также рис. 1). Фундамент зоны слагают гипербазиты и габброиды, являющиеся нижним членом офиолитовой ассоциации, типичной для коры современных океанов. Ненарушенный разрез ассоциации установлен в хребтах Хантайшири и Дариби. В других местах офиолитовая ассоциация представлена фрагментарно, разными своими членами. Ассоциация гипербазит-габброидного комплекса со спилит-диабазовой формацией свидетельствует о заложении Озерной зоны на коре океанического типа.

Стратиграфический разрез венд-кембрийских отложений отличается большой выдержанностью. Вертикальный ряд формаций, сменяющих друг друга во времени, представлен: спилит-диабазовой с горизонтами кремнистых сланцев и линзами сургучных яшм; выше располагается андезитобазальтовая формация с широким развитием андезитовых порфиритов и пирокластик. Осадочные породы представлены туфопесчаниками, алевролитами и известняками с фауной нижнего кембрия. Сме-

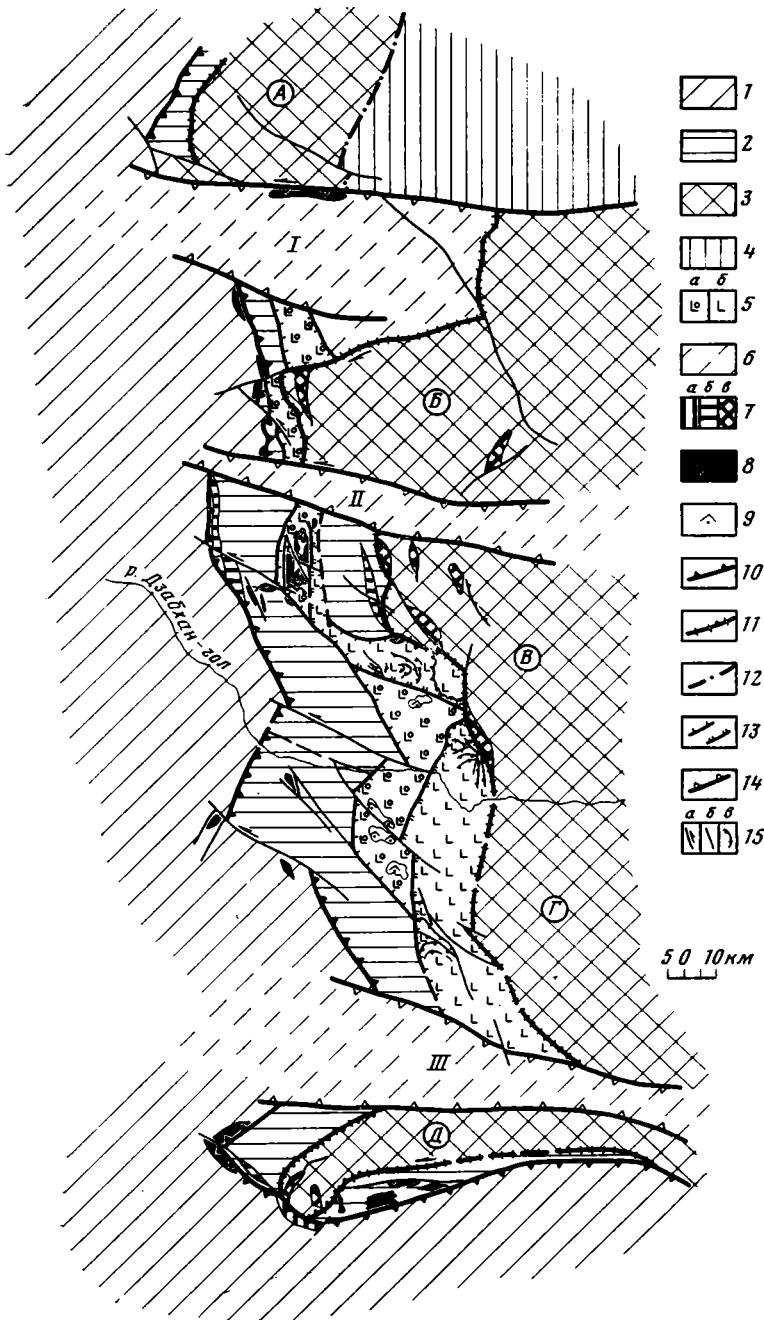


Рис. 1. Схема тектонической зональности в докембрии Западной Монголии  
 Зоны: 1 — Озерная, 2 — Ургамальская, 3 — Хунгуйская, 4 — Хангайская; 5 — Хутульский позднерифейско-вендский рифт: а — краевая, б — центральная части рифта; 6 — венд-раннекембрийские рифты (зоны трансформных разломов); 7 — выступы мелано-кратового основания зон: а — Озерной, б — Ургамальской, в — Хунгуйской зон; 8 — протрузии серпентинитов и серпентинитовый меланж; 9 — палеозойские щелочные интрузии; 10—12 — границы структурно-формационных зон: 10 — Озерной и Ургамальской, 11 — Ургамальской и Хунгуйской с элементами надвигания, 12 — Хунгуйской и Хангайской; 13 — границы Хутульского рифта; 14 — границы зон трансформных разломов; 15 — разрывные нарушения каледонского возраста: а — взбросо-надвиги, б — сбросы и взбросы, в — надвиги. Буквы в кружках — блоки Хунгуйской зоны: А — Барун-Турунский, Б — Северо-Сонгинский, В — Южно-Сонгинский, Г — Дзабханский, Д — Дарив-Гоби-Алтайский; зоны трансформных разломов: I — Ханхухейская, II — Дзабхан-Мандальская, III — Хасагтинская

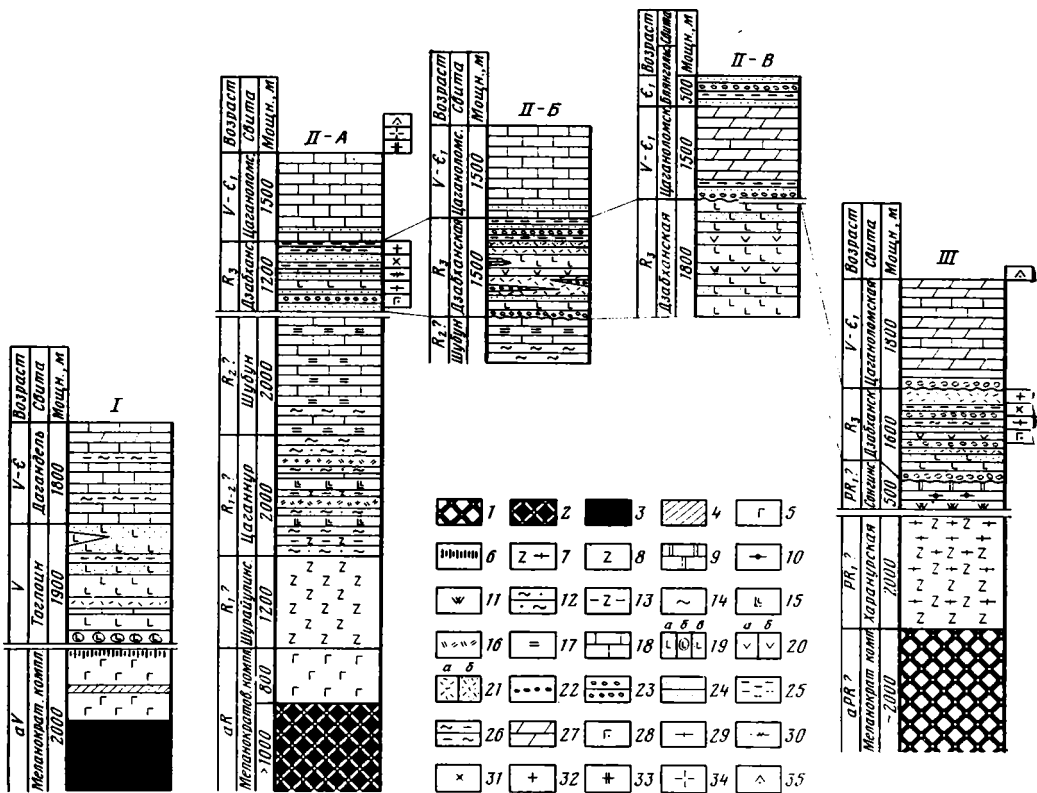


Рис. 2. Разрезы тектонических зон междуречья Дзабхан-Гол и Хунгуй-Гол  
 Породы меланократового фундамента (1—6): 1 — перидотиты, пироксениты, пироксен-роговообманковые породы, горнблендиты, 2 — оливин-пироксеновые породы, актинолититы, тремолититы, 3 — серпентиниты, 4 — пироксениты, 5 — роговообманковое габбро, 6 — дайки основного состава. Стратифицированные образования (7—27): 7 — амфиболиты, плагиогматиты, амфибол-биотитовые гнейсы, 8 — актинолитовые амфиболиты, 9 — мраморы, 10 — биотитовые, биотит-роговообманковые плагиогнейсы, 11 — кварциты, 12 — двуслюдяные сланцы, 13 — амфиболовые, биотит-амфиболовые сланцы, 14 — актинолитовые, кварц-актинолит-хлоритовые сланцы, 15 — порфиритоиды, 16 — порфириды, 17 — кварциты, кремнистые сланцы, 18 — известняки, 19 — вулканические породы основного состава (а — базальтоиды, б — шаровые лавы, в — туфы), 20 — породы среднего состава (а — лавы, б — туфы), 21 — породы кислого состава (а — лавы, б — туфы), 22 — агломератовые лавы, 23 — конгломераты, гравелиты, 24 — песчаники, 25 — глинистые сланцы, 26 — кремнистые алевриты, кремнистые сланцы, 27 — доломиты. Интрузивные образования (28—35): 28 — габбро R<sub>3</sub> (?), 29 — гнейсовидные плагиограниты (аплиты) R<sub>3</sub> (?), 30 — гнейсовидные тоналиты, кварцевые диориты R<sub>3</sub> (?), 31 — тоналиты, кварцевые диориты, граниты R<sub>3</sub> (?), 32 — биотитовые и двуслюдяные лейкократовые граниты R<sub>3</sub>, 33 — граниты, гранодиориты ордовикские, 34 — калиевые граниты пермские, 35 — субщелочные граниты, граносиениты пермские.  
 I — Озерная зона, II-A — Ургамальская зона, II-B, В — Хутульский рифт (Б — краевая, В — центральная части), III — Хунгуйская зона

на состава вулканитов отражает изменение геодинамической обстановки осадконакопления. Спилит-диабазовая формация свойственна океанической стадии, а андезитбазальтовая с сопутствующими ей породами отражает начало образования энсиматической островной дуги. К этому этапу развития Озерной зоны приурочено проявление интрузивного магматизма.

По данным предшествующих исследователей и личным наблюдениям, в Озерной зоне развиты две интрузивные формации, образующие тохтогеншильский магматический комплекс. Более ранней является габбро-габбродиорит-плагиогранитная формация, более поздней — диорит-гранодиорит-гранитная. Массивы первой формации, небольшие по размерам, обычно ассоциируются с основными вулканитами. Имеют с ними резко секущие контакты. Вторая, диорит-гранодиорит-гранитная формация пространственно чаще локализуется среди пород верхней по-

ловины разреза венда — кембрия. Породы этой формации иногда слагают массивы площадью свыше 1000 км<sup>2</sup>. Главными породами этой формации являются биотитовые гранодиориты, затем плагиограниты и реже граниты известково-щелочного ряда. Для тохтогеншильского комплекса в целом характерны многофазные аллохтонные массивы. Их возраст устанавливается по прорыванию венд-нижнекембрийских отложений, а также по радиологическим определениям гранодиоритов К-Аг-методом в 540—480 млн. лет.

Складчатая структура Озерной зоны характеризуется широкими линейными складками, осложненными продольными надвигами и диагональными сдвигами. Граница между Озерной и Ургамальской зонами повсеместно надвиговая, однако направление движения на разных отрезках различное. На отрезке субмеридионального сегмента установлено надвижение Ургамальской зоны на Озерную. Обратная картина наблюдается в субширотном сегменте. Здесь по надвигу в хребтах Дариби и Хантайшири на поверхность выведен меланократовый фундамент Озерной зоны. Таково в кратком изложении строение Озерной зоны.

### УРГАМАЛЬСКАЯ ЗОНА

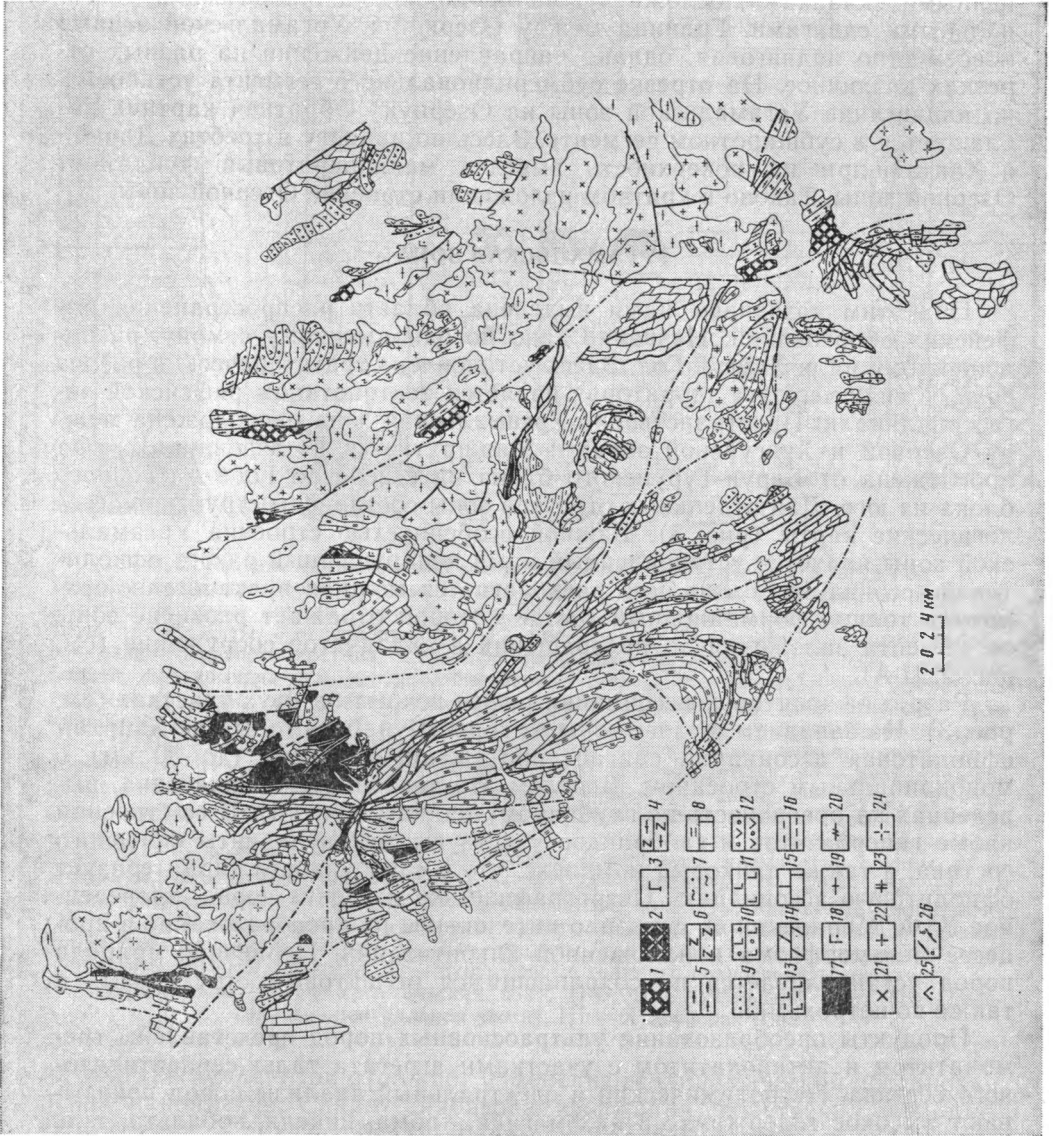
Под этим названием нами выделена область распространения рифейских образований. Название дано по одноименному сомону, расположенному на р. Хунгуй-Гол. Здесь установлен стратотипический разрез зоны, в силу чего эта территория является тектонотипом рифейской эвгеосинклинали. Пространственно Ургамальская зона расположена между Озерной и Хунгуйской зонами. Маршрутными исследованиями она прослежена от Барун-Турунского блока на севере до Гоби-Алтайского блока на юге. Для отдельных отрезков зоны составлены структурно-геологические карты (рис. 3). Важной особенностью строения Ургамальской зоны является установленный нами ненарушенный разрез офиолитовой ассоциации. Выше него располагается мощная вулканогенно-осадочная толща, формационный состав которой отражает развитие зоны от момента заложения до превращения в складчатое сооружение (см. рис. 2, II-A).

Разрез офиолитовой ассоциации рифея вскрыт на двух участках (см. рис. 3). На западном фланге зоны от горы Шурай до горы Тас-Хаирхан офиолитовая ассоциация слагает протяженную полосу (до 30 км) с моноклинальным строением. В целом это тектоническая пластина, выведенная на поверхность по глубинному надвигу (рис. 4). В ее строении кроме гипербазитов и габброидов участвуют метавулканисты основного состава, а также дайковый комплекс, что в совокупности характеризует офиолитовую ассоциацию. Петрографическое изучение пород, проведенное В. Ф. Морковкиной, показало интенсивное их преобразование в процессе метаморфизма и наложенной альбитизации. Первичная природа пород устанавливается по сохранившимся реликтовым структурам, а также по петрохимии.

Продукты преобразования ультраосновных пород представлены тремолитом и актинолитом с участками агрегата тальк-серпентинитового состава. Петрохимический и спектральный анализы пород показывают высокое содержание в них магния, хрома, никеля, кобальта, т. е. всего спектра элементов, характерного для ультраосновных пород. Второй член разреза представлен полосчатыми роговообманковыми габброидами с реликтами плагиоклаза № 40—50. Полосчатость обусловлена наложенной альбитизацией и окварцеванием. Оба процесса проявились в метасоматической форме.

Третий член разреза представлен комплексом даек габбродиабазов. Хотя дайки испытали амфиболлизацию, в них сохранилась структура дайковой породы. Наконец четвертый член разреза сложен толщей зеленых сланцев. Среди них преобладают кварц-актинолит-хлорит-амфиболовые, кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-биотит-серицитовые. Все разновидности сланцев образовались по вулканогенным или частично по





вулканогенно-терригенным породам и туфам. Аналогичный разрез офиолитовой ассоциации обнажен вдоль субмеридионального разлома у горы Дзун-Шубун-Ула. Теперь если обратиться к карте (см. рис. 3), то можно видеть, что гипербазиты развиты в пределах всей зоны. Однако в других местах они представлены исключительно серпентинитами, локализованными вдоль разломов. Тела и полосы серпентинитов нигде аллохтонно не перекрывают вулканогенно-осадочные формации. Они всюду выжаты снизу, т. е. протрудируют их. Протрузии серпентинитов не несут включений пород сиалической коры. Этот факт наряду с ненарушенным разрезом офиолитов прямо указывает на меланократовый фундамент Ургамальской зоны.

Меланократовый фундамент перекрыт ургамальским комплексом пород, метаморфизованных на уровне эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Комплекс имеет трехчленное строение. В основании комплекса развита формация зеленых сланцев, сформировавшаяся по основным эффузивам. Она залегает на меланократовом фундаменте, и ее правомерно включать в состав офиолитовой ассоциации. Средний член комплекса представлен вулканогенно-кремнистой формацией и подчиненной ей карбонатной формацией. Первая образовалась при метаморфизме средних и кислых эффузивов, превращенных в порфиритоиды и порфириды, слагающие полосы среди сланцев по туфам и терригенным породам. Карбонатная формация представлена известняками хемогенного происхождения.

Разрез комплекса венчает карбонатно-кремнистая формация. В ее составе преимущественным развитием пользуются два типа пород: мраморизованные известняки и кварциты. Кварциты представлены как мономинеральными разностями, иногда с гранатом, так и содержащими примеси в виде магнетита и мусковита. Обычно они слагают полосы мощностью до 200 м среди известняков, нередко фациально ими замещаются. Верхняя часть ургамальского комплекса фациально не выдержана. Так, на восточном фланге распространены сланцы по терригенным породам.

Ургамальский комплекс не имеет строгих доказательств возраста. Обычно его относят к нижнему — среднему рифею по положению в разрезе под дзабханским комплексом, возраст которого считается верхнерифейским, поскольку перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями венда — нижнего кембрия.

Следующий, верхнерифейский дзабханский комплекс сложен различными формациями одного и того же возраста, что указывает на различные палеотектонические обстановки их образования. На западном фланге

---

Рис. 3. Структурно-геологическая карта междуречья Дзабхан-Гол и Хунгуй-гол. Породы меланократового фундамента (1—3): 1 — гипербазит-габбродный комплекс плагιοгранитизированный, нерасчлененный, 2 — пироксениты, серпентиниты, актинолиты, тремолититы, 3 — роговообманковое габбро. Стратифицированное образование (4—16): 4 — амфиболиты, плагииогматиты (харанурская свита), 5 — биотитовые, биотит-амфиболовые плагииогнейсы, мраморы, кварциты с прослоями амфиболитов (сонгинская свита), 6 — актинолитовые амфиболиты (шурайулинская свита), 7 — актинолитовые, кварц-актинолит-хлоритовые сланцы, порфириды, порфиритоиды, местами амфиболовые, биотит-амфиболовые и двуслюдяные сланцы (свита цаганнур), 8 — толща переслаивания кварцитов и мраморизованных известняков, кварц-хлоритовые сланцы (свита шубун); дзабханская свита и ее аналоги (9—12): 9 — кремнистые алевролиты, песчаники, гравелиты, 10 — вулканические породы основного, среднего и кислого состава, их туфы, линзы агломератовых лав, в верхней части преимущественно терригенные породы, 11 — основные эффузивы, их туфы, прослои кремнистых сланцев, 12 — вулканогенно-терригенная моласса, 13 — основные эффузивы и их туфы с прослоями кремнистых алевролитов и кислых эффузивов (свита тоглоин), 14 — доломиты, известняки (цаганоломская свита), 15 — известняки, доломиты (свита дагандель), 16 — глинистые, кремнистые сланцы, алевролиты и песчаники (баянгольская свита); 17 — протрузии серпентинитов. Интрузивные образования (18—25): 18 — габбро  $R_3$  (?), 19 — гнейсовидные плагииграниты (аплиты)  $R_3$  (?), 20 — гнейсовидные тоналиты, кварцевые диориты  $R_3$  (?), 21 — тоналиты, кварцевые диориты, граниты  $R_3$  (?), 22 — биотитовые и двуслюдяные лейкократовые граниты  $R_3$ , 23 — граниты, гранодиориты ордовикские, 24 — калиевые граниты пермские, 25 — субшелочные граниты, граносениты пермские; 26 — разрывные нарушения: а — сбросовые, б — надвиги

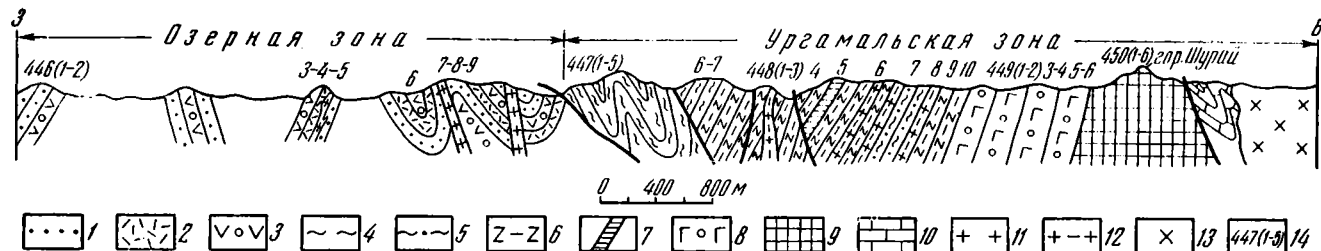


Рис. 4. Геолого-петрографический профиль через зону сочленения Озерной зоны с Ургамальской  
 1 — туфы, туфопесчаники с «бомбами» основных и средних эффузивов; 2 — кислые эффузивы (альбитофиты и кварцевые порфиры); 3 — андезитовые порфиры и их туфы; 4 — альбит-актинолитовые сланцы с реликтами текстуры вулканитов и явлениями окварцевания; 5 — актинолитит с явлениями перекристаллизации в крупнотаблитчатую амфиболитовую породу роговиковой структуры; 6 — актинолититы и амфиболиты с наложенной альбитизацией и окварцеванием; 7 — дайки амфиболизированных габбродиоритов; 8 — плагиоклаз-амфиболовые породы (роговообманковое габбро) с многоактной перекристаллизацией амфибола, альбитизацией и окварцеванием, обусловившими гнейсовидную текстуру пород; 9 — метаморфизованные гипербазиты: актинолититы, тремолититы, тальк-серпентин-актинолитовые сланцы, плагиоамфиболиты и горнблендиты, 10 — мраморизованные известняки рифея, 11 — тела гранит-порфиров и фельзит-порфиров, 12 — жилы и тела плагиоаллитов, 13 — диориты и гранодиориты рифея, 14 — номера обнажений и проб

Ургамальской зоны дзабханский комплекс наращивает разрез рифея (см. рис. 2, II-A).

Комплекс представлен пестроцветной формацией с преобладанием терригенных пород. Ближе к Хутульскому рифту у горы Цосу-Ула в составе комплекса развита бимодальная формация вулканитов. Основу ее составляют риолиты, а также базальты и андезитобазальты в сочетании с туфами и агломератами (см. рис. 2, II-B). В самом Хутульском рифте дзабханский комплекс сложен исключительно зеленокаменно- и краснокаменноизмененными базальтами. Их туфы, а также андезиты резко подчинены базальтам. Последние местами ассоциируются с ультрабазитами и дайковым комплексом (см. рис. 2, II-B). Наконец четвертый тип разреза дзабханского комплекса развит в Хунгуйской зоне, где он выполняет наложенные структуры. Здесь среди вулканитов и туфов преимущественно среднего и кислого состава в изобилии присутствуют туфопесчаники, гравелиты, конгломераты, а также типичная моласса (см. рис. 2, III).

Разрез Ургамальской зоны венчают две формации венда — нижнего кембрия: карбонатная и терригенная. Обе эти формации в виде чехла перекрывают разновозрастные складчатые структуры Западной Монголии.

Структура Ургамальской зоны характеризуется сложным строением. В региональном плане это крупный линейный прогиб с океаническим типом коры, рассеченный на две части Хутульским рифтом. Для внутренней структуры зоны характерно сочетание морфологически разнообразных складчатых и разрывных дислокаций. Здесь наряду с простыми линейными складками широко представлены пакеты тектонических пластин и чешуй, надвинутых друг на друга. Система чешуй и пластин осложнена кососекущими сдвигами со смещениями складок в западном направлении.

В современной структуре центриклинальные окончания синклиналей и переклинали антиклиналей сохранились лишь фрагментарно, что создает сложное представление о моноклиналином залегании слоев и их повторяемости в разрезе. В действительности повторяемость комплексов обусловлена продольными срывами. Срывы и нагромождения пластин обычно проходят внутри актинолитовых сланцев, а под надвигами оказывается кварцитокарбонатная формация. Надвигообразование иногда захватывает и меланократовый фундамент, что выражается в выжимании снизу протрузий серпентинитов и появлении пластин, сложенных ими. Вдоль надвигов и сдвигов резко повышается метаморфизм пород, еще более усиливающийся за счет наложения термальных процессов.

Интрузивный магматизм Ургамальской зоны проявлен двумя группами пород основного и кислого состава. Породы основного состава установлены для двух временных уровней. Ранние представлены небольшими телами габброамфиболитов, локализованных вдоль разломов. Такие тела испытали метаморфизм и деформацию совместно с вмещающими сланцами. Их возраст, вероятно, средне-рифейский. Второй интервал внедрения габбро соответствует позднему рифею. Штоки габбро прорывают вулканиты дзабханского комплекса.

Другую группу пород составляют разнообразные гранитоиды. Процессы гранитообразования играют важную роль в определении времени формирования континентальной коры. В Ургамальской зоне установлена направленность как в смене состава гранитоидов, так и формы их внедрения. Наиболее ранние их проявления выразились в альбитизации не только пород меланократового фундамента, но и толщ нижнего — среднего рифея. При этом если в меланократовом фундаменте альбитизация носила метасоматический характер, то в стратифицированной толще уже имело место внедрение послонных инъекций аплитовых плагиогранитов. Инъекционная форма гранитоидного магматизма местами наряду с линейными зонами создала некое подобие гранитогнейсовых куполов (массив Отог-Ула). Проявление альбитизации и внедрение

плаггиоаплитов, вероятно, имели место в конце среднего рифея. Внедрение массивов биотитовых, роговообманково-биотитовых и двуслюдяных гранитов произошло в позднем рифее. Эти массивы прорывают дзабханский комплекс, а продукты их размыва присутствуют в базальных слоях венда — нижнего кембрия.

Широкое распространение калиевых гранитоидов верхнего рифея на всей территории Ургамальской зоны показывает, что формирование гранито-метаморфического слоя в ее пределах завершилось к венду. Гранитоиды палеозоя лишь наращивали объемы континентальной коры.

Краткий анализ гранитообразования в Ургамальской зоне отражает направленность формирования континентальной коры. Отчетливо выступают два этапа этого процесса. Первый этап характеризуется натровым составом гранитоидов, что в сочетании с метаморфизмом приводит к возникновению гранито-метаморфического слоя. Второму этапу свойственны калиевые гранитоиды, их становление отражает высокую степень зрелости континентальной коры. Проявление двух этапов гранитообразования происходило в разные отрезки рифейского времени.

Таким образом, все изложенные выше данные свидетельствуют о самостоятельности Ургамальской зоны среди других структурных зон Западной Монголии.

### ХУНГУЙСКАЯ ЗОНА

Эта зона расположена к востоку от Ургамальской и прослеживается до Хангайского нагорья, достигая ширины свыше 500 км. В ее пределах среди полей мигматитов и гнейсов присутствуют тела амфиболитов, горнблендитов, эклогитоподобных пород и гипербазитов. Там, где эти породы лучше сохранились, можно наблюдать четкую стратиграфическую последовательность от гипербазитов до габбро и далее к амфиболитам. Такая ассоциация меланократовых пород установлена во многих местах Хунгуйской зоны [17]. Распространена она и в междуречье Дзабхан- и Хунгуй-Гол, где слагает крупные блоки вдоль разлома с Ургамальской зоной (см. рис. 3). Однако надо заметить, что более обычные линзовидные тела этих пород среди гнейсов или включений типа буддин размером от 1 м и менее. В них также удастся восстановить по минеральным парагенезисам фрагменты разреза гипербазит-базитов. Для таких скиалитов частыми являются парагенезисы с одним или двумя пироксенами (реже с оливином), характерные для гарцбургитов. Отдельные будины сложены горнблендитами, для которых установлены переходы в пироксениты. На меланократовый комплекс пород повсеместно наложились два этапа гранитизации. При наложении плаггиомигматизации на пироксениты в них появляется гранат, порода приобретает облик эклогита, но отличается от него минеральным составом. Горнблендиты наряду с гранатом насыщаются порфиробластами альбит-олигоклаза и приобретают облик габброидов с несвойственным им кислым плаггиоклазом. Сами габброиды превращаются в габброамфиболиты. При последующем наложении собственно гранитизации на породы меланократового комплекса, уже испытывавшие натровый метасоматоз, образуются рапакивиоподобные породы, микроклиновые гнейсы, а также полосы гранитогнейсов. Неравномерность проявления процессов гранитизации обуславливает образование сложного комплекса пород, в котором наряду с реликтами гипербазит-базитов развиты пироксеновые гнейсы, а также мелано-, мезо- и лейкократовые их разновидности. Отдельные разновидности новообразованных пород имеют облик тоналитовых, или «серых гнейсов». Для этих гнейсов из Бумбугэрского выступа докембрия уран-свинцовым изохронным методом по циркону получена цифра возраста в  $2650 \pm 30$  млн. лет [7]. Вместе с тем в тоналитовых гнейсах сохранился реликтовый парагенезис ромбического пироксена с оливином и шпинелью, свойственный гарцбургиту. Принадлежность меланократового комплекса пород к офиолитовой ассоциации подтверждается их петрохимическим изучением. Составы ультрабазитов и габброидов

по сравнению с аналогами современных океанов отличаются большей железистостью, а амфиболиты — повышенным содержанием натрия и калия.

Стратифицированные образования занимают более высокое положение в разрезе. Нижнюю его часть слагают амфиболиты. Их выходы прослеживаются по простиранию на значительные расстояния, что позволяет установить складчатую структуру. В ряде мест амфиболиты наращают разрез гипербазит-габброидного комплекса. Все это позволяет рассматривать совокупность меланократовых пород в качестве реликтов гранитизированной коры океанического типа.

Верхняя часть разреза сложена амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, слюдяными сланцами, кварцитами и мраморами. Породы этого комплекса также испытали два этапа гранитизации и прорваны многими поколениями гранитоидов рифейского и палеозойского возраста. Полнота дорифейского разреза в разных частях Хунгуйской зоны различна. В междуречье Дзобхан- и Хунгуй-Гол этот комплекс перекрыт орогенными формациями верхнего рифея (см. рис. 2, III).

Хангайская зона по изученности существенно уступает другим зонам. Докембрийские образования здесь представлены породами зеленосланцевой фации метаморфизма. Обилие палеозойских гранитоидов и связанный с ними прогрессивный метаморфизм меняет облик зеленосланцевой толщи. Локально появляются инъекционные гнейсы, амфиболовые роговики, кристаллические сланцы. Хангайская зона, вероятно, также развивалась на меланократовом фундаменте. На это указывают включения ксенолитов гипербазит-базитов в молодых базальтах [4].

#### ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Суммируя все изложенное выше, можно прийти к выводу, что основании разрезов структурно-формационных зон Западной Монголии слагают в разной степени преобразованные породы офиолитовой ассоциации. Смена зон по латерали с востока на запад и последовательное омоложение в этом направлении возраста континентальной коры, вероятно, отражает разное время структурно-вещественных преобразований ложа древнего океана. В этой связи заслуживает обсуждения вопрос возраста офиолитов, развитых в фанерозойских складчатых зонах. В настоящее время их возраст определяется условно, лишь на основании возраста перекрывающих формаций. Широко распространена концепция деструкции докембрийской континентальной коры с образованием вторичных океанов с вновь образованной корой океанического типа. Согласно этой концепции, настоящие офиолиты в истории Земли появляются только начиная с рифея. Раскрытие океанов предшествует появлению континентальных рифтов [18 и др.]. Универсальность этого механизма для докембрия нельзя считать доказанной.

В Западной Монголии рифтогенез проявился на двух временных уровнях: в позднем рифее и венде — раннем кембрии. Хутульский рифт возник в позднем рифее. Пространственно он расположен в Ургамальской зоне и прослеживается на расстояние свыше 300 км. Рифт заполнен metabазальтами верхнего рифея. В нем расположен Хутульский массив серпентинитов, который протрудирует карбонатную формацию среднего рифея. Структура рифта характеризуется чешуйчато-надвиговым строением. Только в нем развиты щелочные гранитоиды, присущие континентальным рифтам. Раскрытию рифта предшествовало растяжение и внедрение даек и жил гранитоидов. Рои даек и жил ориентированы субсогласно западной границе рифта. Хутульский рифт возник еще в процессе формирования континентальной коры.

Венд-кембрийские рифты представлены узкими линейными прогибами, сопряженными с Озерной зоной. Эти рифты пересекают не только Ургамальскую зону, но и Хунгуйскую с континентальной корой дорифейского возраста. Сама Озерная зона является частью Казахстано-Сибирского палеоокеана [12]. Озерная зона и рифты составляют единую

палеосистему в сочетании океана и зон трансформных разломов. Последние разделили континентальную окраину на серию блоков (см. рис. 1). Похожее сочетание структур наблюдается в современных океанах. Сравнение с ними основано на ряде признаков: 1) структурное единство палеоокеана и шовных прогибов, возникших вдоль зон трансформных разломов; 2) сходное формационное выполнение океанического бассейна и прогибов; 3) одинаковое время развития палеоокеана и прогибов; 4) сдвиговые перемещения континентальных блоков по трансформным разломам. Все эти признаки как бы указывают на деструктивную природу не только рифтогенных прогибов, но и Озерной зоны, что весьма сомнительно. Следуя этой концепции, нужно считать рифейскую Ургамальскую зону также рифтогенной структурой, а ее меланократовый фундамент (офиолиты) новообразованным. Далее к востоку расположена Хунгуйская зона, в которой также сохранились реликты пород меланократового фундамента. Доказать рифтогенную природу этой зоны невозможно, так как в ее пределах развиты самые древние породы, известные в Монголии. Здесь просто нет более древней континентальной коры, которая могла бы подвергнуться деструкции. В тоналитовых гнейсах Бумбугэрского выступа с возрастом 2650 млн. лет сохранились включения ультрабазитов, более древних, чем тоналиты. На Украинском щите установлены метаультрабазиты, интродуцированные тоналитами с возрастом 3700 млн. лет [16]. Все это указывает на глубокую древность офиолитов и ультрабазит-базитовый состав первичной архейской коры континентов.

Таким образом, механизм рифтинга, мигрирующего по латерали с востока на запад с обламыванием края докембрийского континента, для Западной Монголии не подходит, так как в том же направлении одновременно с рифтогенезом происходит наращивание объемов континентальной коры.

Все сказанное выше послужило для нас основанием для вывода о том, что в Западной Монголии в раннем протерозое, а может быть, и в позднем архее был развит океанический тип коры. Древняя океаническая кора не в одинаковое время была охвачена процессами континентального корообразования, среди которых ведущая роль принадлежала метаморфизму и гранитизации. На общем фоне вещественной эволюции океанической коры в континентальную процессы деструкции проявились на разных стадиях ее формирования, но они лишь осложнили направленное развитие структуры земной коры. Становление континентальной коры в Западной Монголии происходило неодновременно. Как показывают геологические и радиологические данные, самые древние определения возраста метаморфизма и гранитизации происходили на рубеже в 2000 млн. лет. Таков возраст гранитно-метаморфического слоя Хунгуйской зоны. В Ургамальской зоне такой слой сформировался в венде, а в Озерной зоне — в среднем ордовике. Только в девоне здесь возник крупный массив с континентальной корой.

Западная Монголия входит в состав Урало-Монгольского складчатого пояса. Реликты протоофиолитовой ассоциации известны и в других частях пояса. В Улугтау (Центральный Казахстан) они присутствуют в бектурганской серии; в Тянь-Шане — в свитах актюз и куйлю; в Восточном Саяне — в шарыжалгайской серии. Возраст вмещающих офиолиты пород не моложе раннего протерозоя. Следовательно, Урало-Монгольский пояс как океаническая структура уже существовал в это время, и в его пределах длительно могли сохраняться пространства с океанической корой, например, в Озерной зоне.

Теперь, если обратиться к современному Тихому океану, то можно увидеть некую аналогию в его развитии с Урало-Монгольским протоокеаном. Возраст Тихого океана оценивается по-разному. Одни считают его реликтом первичного океана, другие полагают, что он возник не позднее рубежа 2000—1700 млн. лет. Если принять раннепротерозойский возраст Тихого океана, а мезойский возраст его осадочного слоя хорошо доказан, то возникает вопрос, а что же происходило в нем в рифее и

палеозое? Данных о его закрытии в это время и раскрытии в мезозое нет. Можно предположить, что в этот интервал времени продолжалось наращивание базальтового слоя [16]. Только в мезозое по западной периферии океана началось становление континентальной коры с последовательным омоложением ее возраста к центру океана. Аналогичная направленность становления континентальной коры установлена и в Западной Монголии, только в другом временном интервале — в протерозое, рифее и раннем палеозое.

Итак, все сказанное свидетельствует о длительности и неравномерности становления континентальной коры в Западной Монголии. Вместе с тем вопрос возраста меланократового фундамента здесь, как и в других частях пояса, остается открытым. Для его решения необходимо массовое радиологическое датирование всех пород офиолитовой ассоциации, что позволит разработать обоснованную модель тектонической и вещественной эволюции структуры земной коры континентов.

#### Литература

1. Дергунов А. Б. Строение каледонид и развитие земной коры в Западной Монголии и Алтае-Саянской области//Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 183—193.
2. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов//Геотектоника. 1978. № 1. С. 19—42.
3. Зоненшайн Л. П., Томуртоого О. Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии//Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 135—144.
4. Кепежинская К. Б., Кепежинская В. В. Состав и строение коры и верхней мантии складчатых сооружений Центральной Азии//Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 106—116.
5. Клигин К. А. Байкальское обрамление Сибирской платформы//Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 35—45.
6. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 205 с.
7. Козаков И. К. Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозойд Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
8. Макарычев Г. И. Геосинклиальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 196 с.
9. Марков М. С., Федоровский В. С. К проблеме геодинамики ранней Земли: аспекты сравнительной планетологии и геологии раннего докембрия//Геотектоника. 1986. № 6. С. 21—39.
10. Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Палей И. П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. М.: Наука, 1981. 181 с.
11. Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975. 316 с.
12. Моссаковский А. А., Дергунов А. Б. Каледониды Казахстана и Центральной Азии (тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки)//Геотектоника. 1983. № 2. С. 16—33.
13. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого//Геотектоника. 1969. № 4. С. 5—23.
14. Пейве А. В., Книппер А. Л. и др. Закономерности формирования континентальной коры в фанерозое (к проблеме тектонического районирования материков)//МГК. Сес. 27. Тектоника. Т. 7. 1984. С. 3—9.
15. Пейве А. В., Штрейс Н. А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклиального процесса//Сов. геология. 1972. № 12. С. 7—26.
16. Пуцаровский Ю. М. Судьбы учения о геосинклиналах в связи с развитием мобилизма//Геотектоника. 1987. № 2. С. 3—13.
17. Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. 260 с.
18. Хаин В. Е. Об одной важнейшей закономерности развития межконтинентальных эвгеосинклиальных поясов Евразии//Геотектоника. 1984. № 1. С. 13—23.



УДК 551.242.3(235.216)

КОНЫГИН В. Г., ЛЕОНОВ М. Г., ЛОШМАНОВ Е. В.

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА КУРГАНАКСКОЙ ЗОНЫ  
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

Детально показано тектоническое строение Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня, ее структурные ограничения. Рассмотрено проявление процессов пластического течения горных пород и поставлен вопрос о влиянии пластической деформации на вещественные преобразования деформируемых толщ.

Складчатая область Южного Тянь-Шаня представляет собой сложно построенное покровно-складчатое горное сооружение, в пределах которого в поперечном направлении выделяется несколько структурно-формационных зон, выполненных различными типами отложений и имеющих различный стиль тектонического строения. Многие особенности тектонического развития этих зон, в том числе и Курганакской, остаются до настоящего времени неясными и спорными.

Курганакская тектоническая (структурно-формационная) зона протягивается в субширотном направлении вдоль северного склона Туркестанского хребта. Восточнее, в пределах Алайского хребта, она известна под названием Сурметашской. Общая протяженность зоны более 400 км, ширина 12—15, на отдельных участках 30—40 км. Нами изучен отрезок Курганакской зоны в бассейнах ручьев Катташир, Алтыкол, Кусавли и Актенги (рис. 1).

Южной границей Курганакской зоны служит надвиг, по которому разновозрастные и разнофациальные отложения зоны тектонически перекрыты мощной серией терригенных флишеподобных пород раннесилурийского возраста, принадлежащих Зеравшано-Туркестанской зоне Южного Тянь-Шаня (рис. 2) [5, 10, 14].

С севера отложения Курганакской зоны на большем своем протяжении ограничены Заамин-Каравшинским разломом [5]. В северном крыле разлома расположена толща ландоверийско-венлокских песчано-сланцевых пород Туркестано-Алайской зоны. В западной части изученного района (урочище Токаличука) разлом не прослеживается — он или затухает, или уходит в поле монотонных отложений нижнего силура. Соответственно здесь теряется и граница между зонами, что находит отражение и в особенностях внутренней тектонической структуры района, о чем речь пойдет ниже. Силурийские образования прорваны многочисленными дайками габбродиоритов, которые параллельным роем протягиваются на многие десятки километров в соответствии с общим простиранием структур.

**Литостратиграфические подразделения и их структурная позиция.** В пределах Курганакской зоны обнажаются толщи пород широкого возрастного диапазона (от кембрия до неоген-четвертичных) и разнообразного состава. Большая часть территории сложена породами палеозоя, которые формируют серию ограниченных разломами субвертикальных или наклоненных к югу тектонических чешуй субширотного простирания.

Вдоль южного края зоны протягивается полоса (тектоническая пластина) глинистых сланцев и филлитов с горизонтами известковистых сланцев. Эти породы имеют кембрийский возраст [9, 11, 12, 15], хотя некоторые геологи [5, 6] считают их средне-верхнекаменноугольными. Породы кембрия формируют крутую, наклоненную к югу моноклинал, ограниченную с севера разрывом. Вблизи северного контакта монокли-

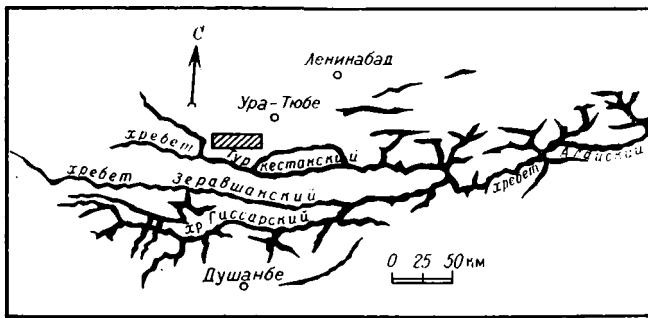


Рис. 1. Орографическая схема Южного Тянь-Шаня и положение на ней изученного региона (заштрихованный прямоугольник)

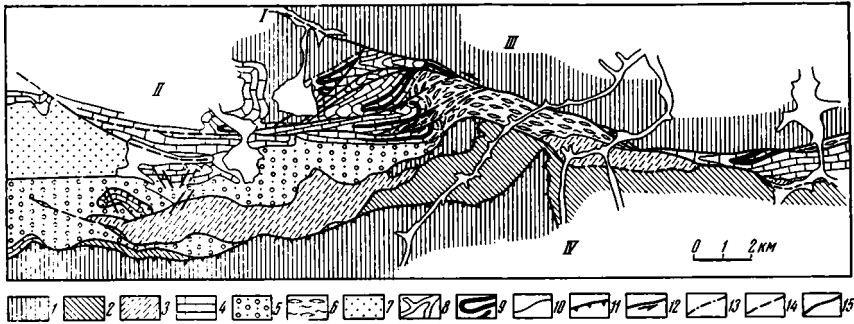


Рис. 2. Структурная схема участка Курганаковской зоны в районе бассейна р. Алтыкол  
 I — терригенные отложения силура Зеравшано-Туркестанской, Туркестано-Алайской и Курганаковской зон; 2—6 — палеозойские отложения Курганаковской зоны: 2 — зона выходов (тектоническая чешуя) пород кембрия, 3 — зона выходов (тектоническая чешуя) пород среднего — верхнего карбона, 4 — известняки, доломитизированные и мраморизованные известняки девона — нижнего карбона, 5 — верхнепалеозойская глыбово-конгломератовая толща, недеформированная и неметаморфизованная, 6 — верхнепалеозойская глыбово-конгломератовая толща, деформированная и метаморфизованная; 7 — кайнозойские отложения; 8 — четвертичные отложения; 9 — ядра антиклинальных складок; 10 — стратиграфические границы; 11 — надвиги; 12 — сдвиги; 13 — тектонический срыв по стратиграфическому контакту; разломы: 14 — предполагаемые, 15 — установленные. Римские цифры на схеме: I — Заамин-Каравшинский разлом, II — Суффинская синклиналь, III — Туркестано-Алайская зона, IV — Зеравшано-Туркестанская зона

наль осложнена складчатыми структурами с размахом крыльев в десятки и сотни метров. Отдельные крупные складки, осложняющие, но не нарушающие моноклинальное залегание, фиксируются и внутри толщи. Разрыв, ограничивающий с севера пластину кембрийских пород, крутой, но крутые залегания, по-видимому, отражают последующую деформацию первично-пологого надвига, так как в долине руч. Алтыкол наблюдается изгиб поверхности разрыва и из-под кембрийских пород в тектоническом окне появляются раздавленные и метаморфизованные конгломераты позднепалеозойского возраста, более обширные выходы которых расположены несколько севернее.

Непосредственно севернее пластины кембрийских пород расположена чешуя, сложенная толщей черных ожелезненных и загипсованных углисто-глинистых сланцев с прослоями песчаников, гравелитов, а также редкими линзами и прослоями конгломератов и глыбовых брекчий. Среди тонких глинистых отложений заключены крупные пластины (олистоплаки) известняков, по облику сходных с нижнекаменноугольными.

Возраст отложений [5, 13] позднемосковский (средний карбон) — позднекаменноугольный. Внутренняя структура пород комплекса сложная: пласты смяты в складки несовершенной формы, разорваны, будинированы; отдельные пачки как бы перемешаны между собой. Общий облик толщи хаотический. Ширина зоны выходов углисто-глинистой толщи варьирует от 0 до 1,5—2 км. Контакты с окружающими образо-

ваниями на всем протяжении тектонические, только в долине руч. Кусавли наблюдаются стратиграфические взаимоотношения с толщей конгломератов верхнего карбона — перми.

Большую часть площади изученного отрезка Курганакской зоны занимают отложения силура — верхнего палеозоя, образующие непрерывный разрез.

Силур. Отложения силурийского возраста слагают центральную часть района (урочище Токаличука), образуя единое поле с силурийскими образованиями расположенной севернее тектонической зоны Высоких предгорий Алая, а также выходят в ядра антиклинальных складок в более восточной части Курганакской зоны. Ландоверийско-нижневенлокские отложения представлены [5] терригенными и карбонатными породами, а верхневенлокские и лудловские — карбонатными. Возраст пород определен на основании находок разнообразной ископаемой фауны [5, 14].

Девон — нижний карбон. Этот стратиграфический интервал сложен мощной согласно залегающей толщей тонко-толстослоистых известняков и доломитов.

Верхний палеозой. На известняках нижнего карбона без видимого углового несогласия, но с размывом, залегает толща конгломератов, широко распространенная на изученной территории [13]. Внутри нее встречаются горизонты и линзы карбонатных брекчий. Характерно наличие многочисленных глыб и пластин карбонатных пород нижнекаменноугольного облика. Размер изометричных глыб колеблется от 20—50 см до нескольких десятков метров в поперечнике. Пластины известняков при толщине в 20—100 м достигают в длину 1 км и более. Пластины, как правило, окружены шлейфами карбонатных брекчий и расположены в соответствии с общим напластованием пород. Особенности внутреннего строения конгломератово-глыбовой толщи позволяют рассматривать ее как типичную молассу с телами гравитационных и, возможно, тектоногравитационных микститов [7]. В гальках конгломератов собраны многочисленные остатки ископаемой фауны среднего карбона [5, 9, 13]. Таким образом, возраст молассовых отложений не может быть древнее позднего карбона. Растительные остатки, найденные в толще, указывают на принадлежность ее к верхнему карбону — нижней перми [13].

**Тектоническая структура.** В общих чертах в пределах зоны выделены три тектонических блока (пластины): южный блок сложен породами кембрия, центральный — породами среднего — верхнего карбона, северный — мощным разрезом силурийско-позднепалеозойских отложений. Наиболее сложной и информативной является структура северного блока, к рассмотрению которой мы и перейдем, проследив ее изменение в направлении с запада на восток (рис. 3).

В западной части района (см. рис. 3, профили 1, 2)<sup>1</sup> структура достаточно проста и представляет собой серию открытых складок. В северной части расположена пологая Суффинская синклиналь, которая в южном направлении сменяется асимметричной антиклиналью с коллообразным перегибом шарнира. Южнее фиксируются сопряженные синклинальные и антиклинальные складки с углами падения слоев на крыльях до 40—50°. Перегибы складок плавные, округлые. Структура осложнена серией субвертикальных разломов, смещения по которым весьма незначительны. В восточном направлении (профили 3—6) структура отложений силура — верхнего палеозоя существенно усложняется. Основной структурный план здесь определяется карбонатной частью разреза — толщей известняков и доломитов девона — нижнего карбона. Породы смяты в серию сопряженных антиклинальных и синклинальных складок с сильно сближенными крыльями. Падение пластов на крыльях составляет 60—90°, падение осевых плоскостей субвертикальное с небольшим отклонением в северном или южном направлении. Происходит

<sup>1</sup> Далее ссылка на рис. 3 опускается, приводятся лишь номера профилей.

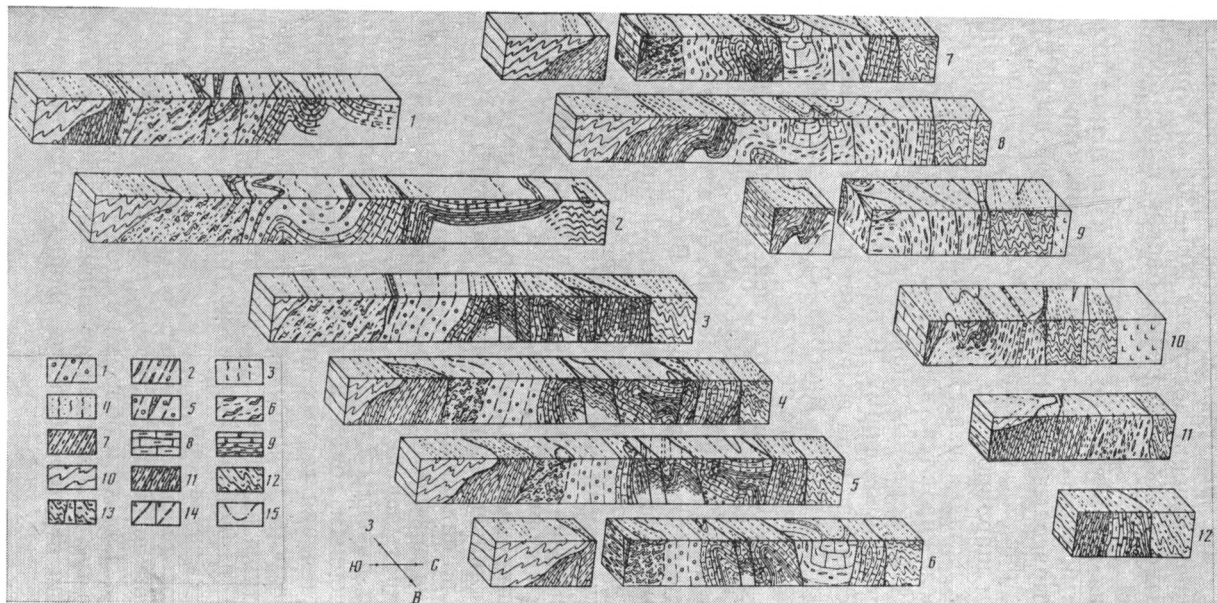


Рис. 3. Тектоническая структура Курганской зоны (блок-диаграмма)

1—5 — глыбово-конгломератовая толща, верхний палеозой: 1 — недеформированные и неметаморфизованные породы, 2 — пластически деформированные породы, 3 — породы, превращенные в слюисто-хлоритовые, карбонатно-сланцевые сланцы, 4 — породы, превращенные в серицит-хлоритовые, карбонатно-серицит-хлоритовые сланцы, 5 — пластины известняков в толще конгломератов; 6—7 — углисто-глинистая толща, средний — верхний карбон; 6 — хаотического строения, 7 — с нормальной стратификацией; 8 — известняки, нижний карбон; 9 — известняки и доломиты, песчаники, сланцы, верхний силур — девон (?); 10 — флишевая толща, нижний силур; 11 — глинистые и известковистые сланцы, кембрий; 12 — глинистые сланцы, песчаники, нижний силур; 13 — дайки габброидиоритов; 14 — разрывные нарушения; а — установленные, б — предполагаемые; 15 — оси складок; 16 — трансгрессивный контакт

усложнение Суффинской синклинали; на месте коленообразного перегиба формируется лежащая складка с субгоризонтальной осевой плоскостью, которая у северного ограничения зоны резко изгибается и становится практически вертикальной. Складки, расположенные к северу от этой лежащей антиклинали, постепенно все более сжимаются и приобретают форму капли, обращенной выпуклостью вверх. В ядрах складок обнажаются отложения силура, в «ножках» же карбонатных «капель» оба крыла складки сходятся вместе. Отложения силура смяты в мелкие, дисгармоничные по отношению к общей структуре малоамплитудные сильно сжатые складки. В южной части на контакте известняков с конгломератами верхнего палеозоя наблюдается запрокидывание южных крыльев и перевернутое залегание слоев.

Каждая антиклинальная складка отделена от соседней разрывом, который развивается на месте синклинальных перегибов. Замки синклиналей при этом редуцируются, растягиваются и исчезают полностью. Разломы, разделяющие смятый в складки массив известняков, крутые — вертикальные или слабо наклоненные. Наклон плоскостей сместителей веерообразный. Разломы, расходясь в центральной части массива, в западном и восточном направлениях сближаются и сливаются в единую плоскость. Разломы представляют собой взбрососдвиги. Вертикальная составляющая перемещений достигает 200—300 м; горизонтальная, фиксируемая по латеральному смещению блоков, имеет приблизительно такие же значения.

В районе сая Мурзаулей по контакту известняков нижнего карбона с конгломератами верхнего палеозоя и по ориентировке осевых плоскостей складок вырисовывается четкий S-образный изгиб структуры (профили 6—8, см. рис. 2), отражающий наличие горизонтальной складки с вертикальным шарниром. На северо-восточном окончании S-образной горизонтальной складки известняки выклиниваются и в восточном направлении прослеживаются вдоль Заамин-Каравшинского разлома в виде отдельных бескорневых линз. Некоторые из них имеют антиклинальную «капельвидную» форму. В бассейне руч. Актенги (профиль 12) мощность известняков снова возрастает и отчетливо видно антиклинальное строение карбонатного массива. В ядре антиклинальной «капли» обнажаются породы верхнего силура.

На отрезке между саям Мурзаулей, долинами ручьев Алтыкол и Кусавли (профили 8—11) северный блок сложен породами верхнего палеозоя, которые, залегая параллельно, образуют крутую моноклираль, наклоненную к югу под углом 70—80°. Восточнее долины руч. Кусавли конгломератовая толща тектонически выклинивается и появляется снова в долине руч. Актенги, на правом борту которой она выходит в едином блоке с подстилающими ее известняками девона — нижнего карбона.

S-образный изгиб осложнен серией взбрососдвигов с левосторонним смещением, по которым отдельные блоки сдвинуты один относительно другого в субширотном направлении. Блоки, разделенные разломами, имеют форму клиньев, утоняющихся и частично выклинивающихся по простиранию и по падению.

**Пластические деформации.** Кроме крупных складчатых и разрывных нарушений, захватывающих весь комплекс пород в целом, в изученном районе широко развиты структуры пластического течения, приуроченные к определенным зонам и горизонтам. Геологическим следствием пластического течения горных масс на макроуровне являются сланцеватость, плйчатость, гофрировка и микроскладки, будинаж и разлинзование, структуры вращения, удлинение (уплощение или другое изменение формы) первоначально изометричных включений, линейность структурных элементов и пр.

Пластическое течение наиболее четко проявлено в глыбово-конгломератовой толще верхнего палеозоя, где оно выражено в деформации галек и цемента. Гальки и обломки в этой толще в основном имеют изометричный габитус. В зонах деформации они преобразуют линзовидную, уплощенную или веретенообразную форму. Степень изменения первич-

ной формы колеблется в широких пределах: гальки могут быть лишь слегка вытянуты и уплощены, но могут быть растянуты во много раз, и тогда они превращаются в тонкие лепешки с плоскопараллельными сторонами или сильно вытянутые «сигары». Заполняющее вещество, представленное полимиктовыми и карбонатно-терригенными песчаниками с глинисто-карбонатным цементом, также деформировано. Зерна кварца, карбоната вытянуты и расплющены. Вдоль удлинения зерен на их окончаниях развиваются дворки давления из волокнистых агрегатов кальцита, слюды или гранулированного кварца. Крупные обломочные зерна кварца приобретают волнистое погасание, гранулируются, приобретают вытянутую линзовидную форму. На границах раздавленных галек образуются стилолитовые швы, в которых концентрируется рассеянное в породе углистое вещество. А. В. Лукьянов [8] показал, что степень упорядоченности ориентировки включений и соотношение длин главных осей эллипсоида деформации отражает интенсивность деформации в полуколичественном (процентном) выражении, что позволяет проследить изменение деформации по площади и разрезу.

Степень пластической деформации галек и обломков зависит от нескольких причин.

1. Литологический состав пород. При сравнении деформации включений одинакового размера в пределах выделенного условного объема породы устанавливается следующий ряд пластичности: известняки ( $a_1 : a_3 =$  от 1 : 8 до 1 : 10); доломиты ( $a_1 : a_3 =$  от 1 : 5 до 1 : 6); песчаники ( $a_1 : a_3 =$  от 1 : 2 до 1 : 4); кремни ( $a_1 : a_3 =$  от 1 : 1,2 до 1 : 1,5); кварциты ( $a_1 : a_3 =$  1 : 1, редко 1 : 1,3).

2. Размер галек. Включения одного литологического состава, но различного размера, деформируются в одних и тех же условиях по-разному. Крупные гальки легче подвергаются пластической деформации, чем мелкие. Наибольшей деформации подвергаются гальки размером 5—10 см в поперечнике. Гальки диаметром менее 1 см обычно деформированы незначительно. Поэтому соседствующие один с другим горизонты крупногалечных конгломератов и гравелитов могут быть деформированы различно.

3. Процентное соотношение объемов цемента и включений. В пудинговых конгломератах, где объем цемента резко превышает объем включений, деформация галек обычно минимальна. Там же, где цемента мало, пластическая деформация во включениях развивается заметно интенсивнее.

Все эти закономерности проявляются отчетливо только при относительно слабой деформации. При нарастании деформация захватывает все компоненты породы практически независимо от первичного состава и размеров включений. Тем не менее отдельные включения сохраняют свою форму и при очень высокой степени деформации. В этом отношении наиболее деформационно-стойкими оказываются мелкие гальки кварцитов, которые как бы выключаются из деформации и ведут себя как жесткие тела в пластичной основной массе. Иногда недеформированными сохраняются и крупные включения более пластичных пород. «Жесткие» гальки обычно разбиты системой трещин, ориентировка которых свидетельствует о сжатии, перпендикулярном напластованию толщ, и растяжению в направлении напластования. Отмечается и вращение изометричных включений.

Действие перечисленных факторов приводит к тому, что в пределах глыбово-конгломератовой толщи интенсивность пластической деформации варьирует от горизонта к горизонту. Соответственно в разных горизонтах различна и амплитуда перемещения вещества, а это приводит к тектоническому расслоению единой толщи пород, к разноамплитудному проскальзыванию одних горизонтов относительно других. Тектоническое расслоение фиксируется внутри разреза конгломератов в виде зон пластического течения разной интенсивности и послонных срывов.

<sup>1</sup>  $a_1, a_2, a_3$  — оси эллипсоида деформации.

Один из таких срывов приурочен к стратиграфическому контакту двух различных литологических толщ — конгломератов верхнего палеозоя и известняков нижнего карбона. Развит этот срыв не повсеместно, а только в зоне S-образного изгиба структуры. Поскольку в зоне перегиба обнажается лежащее крыло антиклинальной складки и известняки нижнего карбона лежат гипсометрически выше верхнепалеозойских конгломератов (профили 7—8), то этот послыйный срыв трактовался как надвиг, а массив каменноугольных известняков изображался как аллохтон, что нашло отражение и на геологических схемах [10].

Несмотря на значительную неоднородность пластической деформации, выявляются и некоторые общие закономерности проявления пластического течения горных пород. Давленные, пластически деформированные конгломераты приурочены к области горизонтальной складки (профили 5—11) и протягиваются узкой полосой на запад. Полоса эта с севера и юга ограничена крутыми разломами и тектонически выклинивается на правом борту долины руч. Кусавли. Узкий тектонический клин давленных конгломератов вновь появляется в бассейне руч. Актенги. В западном и восточном направлениях, там, где складки делаются более открытыми и менее напряженными, пластическая деформация отсутствует. Исчезают следы пластического течения горных пород (по крайней мере столь интенсивного) и вне зоны распространения верхнепалеозойских отложений. Таким образом, горизонт конгломератов представляет собой зону максимальной концентрации пластических деформаций. Судя по уплощенности обломков и галек и ориентировке их длинных осей, величина деформации в этой зоне более 100% [8]. Коэффициенты относительного удлинения галек, рассчитанные по формуле

$$E = \left( \frac{a_1^2}{a_2 a_3} \right)^{1/3} [8]$$
 при  $a_2 = a_3$ , достигают 200—300%, в отдельных горизонтах и зонах — 500% и более. В зонах нулевой деформации структура конгломератов хаотичная, при нарастании деформации происходит постепенное упорядочивание структуры — гальки и обломки уплощаются и располагаются одни параллельно другим, длинные их оси приобретают одинаковую ориентировку. В цементе развивается сланцеватость, которая на определенных этапах деформации пронизывает и гальки. Уплощение галек происходит в плоскости сланцеватости.

Деформация галек и цемента позволяет восстановить направление максимального растяжения (сжатия). Уплощение галек и развитие сланцеватости происходит в плоскости первичного напластования пород. Длинные оси деформированных включений расположены в субгоризонтальной плоскости или под углом в 20—30° к горизонту. Таким образом, повсеместно устанавливается субгоризонтальное растяжение в направлении простирания верхнепалеозойских толщ и субгоризонтальное боковое сжатие, которые приводят к продольному тектоническому течению горных масс.

**Вторичные вещественные преобразования горных пород.** Практически все горные породы зоны в той или иной степени подвержены вещественным преобразованиям, степень которых в целом не выходит за рамки ката- и метазенеза. Однако некоторые толщи пород претерпели заметно более интенсивные изменения. Наибольшая степень вещественных изменений приходится на толщу верхнепалеозойских конгломератов и залегающих с ними в едином разрезе нижнекаменноугольных известняков. Известняки превращены в мраморы, верхнепалеозойские конгломераты и песчаники — в карбонатно-серицитовые, карбонатно-серицитохлоритовые, серицитохлоритовые, кварцевосерицитохлоритовые, карбонатно-слюдистые и хлоритослюдистые сланцы. При этом подстилающие их в разрезе силурийские породы и соседствующие с ними среднекаменноугольные и кембрийские толщи изменены в значительно меньшей степени. Максимальные их изменения сводятся к появлению глинисто-серицитовых сланцев.

Проявление метаморфизма пространственно совпадает с зонами развития пластического течения, причем степень деформации некоторым образом связана со степенью вещественного преобразования. В зонах слабой пластической деформации мы видим появление в цементе серицита, реже хлорита, начинается перекристаллизация цемента и краевых зон деформируемых пластически обломков. В зонах повышенной пластической деформации цемент метаморфизуется до стадии серицитохлоритовых, карбонатно-серицитохлоритовых, хлоритобиотитовых и хлоритовых сланцев. В цементе происходит дифференциация вещества и возникает метаморфическая полосчатость. Гальки карбонатных пород, особенно черных известняков, постепенно осветляются и мраморизируются. В сильно метаморфизованных породах (зеленые сланцы, хлоритослюдистые сланцы) происходит интенсивная дифференциация вещества, выделение карбоната. Выделения карбоната образуют стяжения лепешкообразной или сигарообразной формы, размер стяжений колеблется от 1—5 мм до 10—30 см по длинной оси. Карбонат розовато-белый, сахаровидный, легко рассыпающийся, равномернозернистый. Ранее эти стяжения рассматривались как деформированные гальки. Однако гальки такого состава и строения отсутствуют в неметаморфизованных разностях конгломератов, а степень насыщенности породы подобными образованиями находится в прямой связи со степенью вторичных структурно-вещественных преобразований. Степень вторичных структурно-вещественных преобразований зависит от литологического состава пород, но в то же время изменение их интенсивности фиксируется и в литологически единых горизонтах. Особенно четко это явление прослеживается по простирацию пластов — максимальные деформации и метаморфизм проявляются в зонах максимального растяжения на изгибе сигмоиды.

Приуроченность интенсивных вещественных преобразований к зонам пластической деформации, определенное соответствие интенсивности деформации и вещественных изменений, отсутствие проявления метаморфизма в расположенных в непосредственной близости более древних породах и отсутствие молодых интрузий в пределах Курганакской зоны (в данном районе) заставляют предполагать наличие парагенетической связи между процессами пластического течения пород и их метаморфическими преобразованиями. Отсутствие каких-либо признаков регионально повышенного теплового потока или значительных погружений, при которых толщи (причем только верхнепалеозойские) могли бы попасть в условия соответствующих повышенных температур и давлений, заставляют считать пластическую деформацию одним из факторов метаморфических преобразований. Во всяком случае имеющийся геологический материал заставляет задуматься над этим вопросом.

**Формирование структуры Курганакской зоны.** Из приведенного выше описания видно, что Курганакская зона представляет собой сложно построенную структуру со специфическим набором формаций и стилем тектонического строения (рис. 4), что позволяет рассматривать ее как длительно развивающийся самостоятельный геотектонический элемент складчатой области Южного Тянь-Шаня. Судя по особенностям стратиграфического разреза, можно полагать, что Курганакская зона с лудловского времени и до середины карбона являлась приподнятым над общим уровнем морского дна участком типа карбонатной платформы. В западном направлении платформа расширялась, в восточном, по всей вероятности, представляла собой систему карбонатных банок с мелководными условиями осадконакопления. Основной этап структурообразования в Курганакской зоне пришелся на конец позднего палеозоя — начало мезозоя (?). Деформация охватила весь разрез вплоть до верхнепалеозойской глыбово-конгломератовой толщи; юрские и более молодые отложения ложатся на дислоцированные породы палеозоя трансгрессивно и с угловым несогласием. Интенсивные тектонические движения начались, по всей вероятности, еще в период накопления глыбово-конгломератовой толщи верхнего карбона — перми. Наличие в ней гигантских отторженцев карбонатных пород нижнего карбона, которые



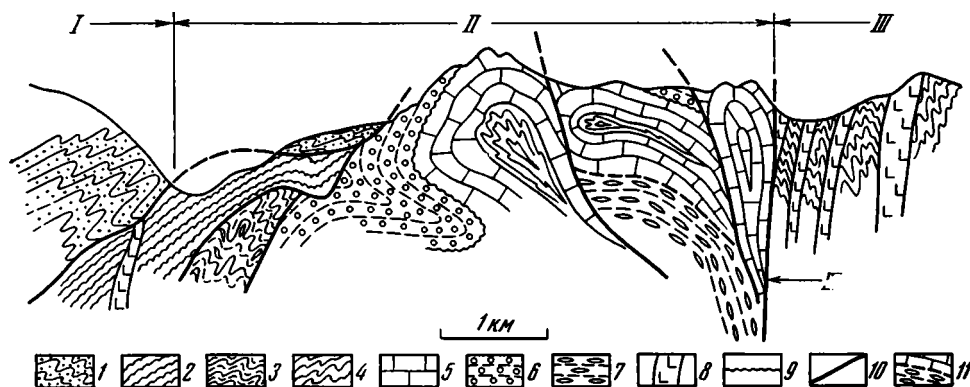


Рис. 4. Принципиальная схема структуры Курганакской зоны

1 — флиш, нижний силур; 2 — глинистые и известковистые сланцы, кембрий; 3 — углисто-глинистая толща, средний — верхний карбон; 4 — песчаники, глинистые сланцы, силур; 5 — известняки, девон — нижний карбон; 6, 7 — глыбово-конгломератовая толща, верхний палеозой: 6 — недеформированная и неметаморфизованная, 7 — деформированная и метаморфизованная; 8 — интрузии габбродиоритов; 9 — трансгрессивный контакт отложений верхнего палеозоя; 10 — разломы; 11 — срывы по первоначальному стратиграфическому контакту. Римские цифры — зоны: I — Зеравшано-Туркестанская, II — Курганакская, III — Высоких предгорий Алая; IV — Заамин-Каравшинский разлом

залегают внутри конгломератов в виде конседиментационных покровов (олистоплак), свидетельствует о расчленивании и образовании надвигов в теле карбонатной платформы.

Формирование структуры Курганакской зоны происходило в два этапа. На первом этапе в условиях общего поперечного сжатия складчатой области сформировались тектонические покровы и надвиги в пограничных областях зоны. Отложения самой зоны (карбонатной платформы) были смяты в систему сложных складок, разбитых надвигами на отдельные блоки. Блоки, надвигаясь один на другой, создавали сложный рельеф, который при разрушении давал массу грубообломочного материала, в том числе гигантские пластины и глыбы. Второй этап деформаций наступил после того, как в пределах зоны была исчерпана возможность сокращения пространства в результате образования складчатой структуры и система надвигов. Складки превратились в изоклиналильные (или почти изоклиналильные), надвиги в результате поворота, вызванного продолжающимся сжатием, были поставлены в вертикальное положение. Блоки стали проскальзывать один относительно другого, выжимаясь вверх или погружаясь и перекрываясь толщами конгломератов и песчаников. В этот момент начинают преобладать сдвиговые смещения по разломам и пластическое течение горных масс внутри зоны. Гетерогенность отложений, слагающих Курганакскую зону, создавала благоприятную обстановку для пластической деформации и латерального проскальзывания одних объемов горных пород по отношению к другим. Течение и сдвиговые перемещения, как показывает замер ориентировок длинных осей деформированных галек, осуществлялись по простиранию зоны и под небольшим углом к горизонту. Латеральное течение горных масс естественно требовало пространственной компенсации, которая осуществлялась в образовании системы эшелонированных взбросов и пластическом изгибании пород между ними. Именно так и была, по-видимому, сформулирована горизонтальная S-образная складка массива Токаличука.

В зоне изгиба сигмоиды породы подверглись дополнительному растяжению, и именно вдоль периметра сигмоиды установлены наибольшие величины деформации. Коленообразные горизонтальные флексуры, компенсирующие латеральное течение пород, фиксируются и еще в нескольких местах, в частности на левом борту долины руч. Кусавли. Интересной особенностью пластической деформации района является то, что ею охвачена толща, наиболее гетерогенная по внутреннему строению. Имен-

но верхнепалеозойские конгломераты, в меньшей степени известняки девона — нижнего карбона, стали местом развития пластического течения. Массив карбонатных пород, смятый в систему сложных, практически изоклиналиных складок, также подвергся растяжению в латеральном направлении. Ядра антиклинальных каплевидных складок образуют линзы, расположенные вдоль северного разлома в виде отдельных чехок, выклинивающихся по простиранию и по падению. Некоторые «капли» выжимаются в более верхние горизонты структуры. Синклиналиные перегибы в результате пластического растягивания редуцируются, образуют «хвосты» каплевидных складок. На границе толщ, по-разному реагирующих на пластическую деформацию, формируются послойные срывы, внутри толщи конгломератов возникают зоны течения разной интенсивности с дифференциальным проскальзыванием горизонтов.

Латеральное хрупкопластическое течение горных масс в пределах Курганакской зоны продолжалось и позднее; оно продолжается, вероятно, и в настоящее время. Об этом свидетельствует прежде всего обновление разрывов в новейшее время, а также заложение и развитие в пределах зоны впадин, выполненных мезозойско-кайнозойскими отложениями. На западном погружении Курганакской зоны чехол молодых образований ложится на дислоцированный палеозойский фундамент постепенно все более молодыми, вплоть до неоген-четвертичных, горизонтами. Это делает вполне реальным предположение, что в пределах области латерального тектонического течения формируются участки растяжения. На соседних участках, в зонах компенсации этого растяжения образуются горизонтальные флексуры и сигмоиды, например Восточно-Алайская сигмоида [3], т. е. формируется тектонопара: впадина растяжения — горизонтальная складка сжатия. Феномен сопряженности в пространстве зон растяжения и сжатия описан в работах А. В. Лукьянова, Л. М. Расцветаева, А. И. Суворова, В. Г. Трифонова, И. Г. Шерба.

Выявленные закономерности развития структурного плана Курганакской зоны указывают на большое значение латерального тектонического течения горных масс в процессе формирования структуры Южно-Тянь-Шаньской складчатой области, а также и других складчатых областей [1, 2, 4], что необходимо учитывать при составлении структурных схем и тектонических карт.

#### Литература

1. Буртман В. С. О горизонтальных складках//Геотектоника. 1968. № 2. С. 19—31.
2. Буртман В. С. Кинематика Карпатской структурной петли//Геотектоника. 1984. № 3.
3. Кобылин В. Г., Леонов М. Г. К проблеме происхождения Восточно-Алайской сигмоиды//Докл. АН СССР. Геология. 1985. Т. 282. С. 675—679.
4. Копп М. Л. О происхождении складчатых зон эпигеосинклиналиных орогенных поясов (на примере восточной части Альпийского пояса Евразии)//Геотектоника. 1979. № 2. С. 94—107.
5. Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968. 298 с.
6. Кухтиков М. М., Черенков И. Н. О «кембрийских» отложениях северного склона Туркестанского хребта//Докл. АН ТаджССР. 1960. Т. 3. № 6. С. 47—50.
7. Леонов М. Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981.
8. Лукьянов А. В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы//Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105—146.
9. Марковский А. П. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений Туркестанского хребта//Вестн. Геолкома. 1928. № 8. С. 11—13.
10. Рогожин Е. А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука. 1977. 97 с.
11. Хайруллина Т. И. Трилобитовая фауна раннего кембрия Туркестанского хребта//Сб. науч. тр. Ин-та геологии и геофизики АН УзССР. Вып. 3. Ташкент, 1964. С. 123.
12. Хайруллина Т. И., Яскович Б. В. Новые данные о нижнекембрийских отложениях бассейна р. Алтыкол//Изв. АН ТаджССР. Отд. геол.-хим. и техн. наук. 1961. Вып. 2 (4). С. 111—117.
13. Черенков И. Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1973. 170 с.
14. Чехович В. Д. О фациальной зональности и типах разреза силура Туркестано-Нуратинской горной системы (Тянь-Шань)//Докл. АН СССР. 1956. Т. 107. № 2. С. 306.
15. Яскович Б. В. К характеристике кембрийских отложений западного окончания Туркестанского хребта//Тр. Главгеологин УзССР. Ташкент, 1962. Сб. 2. С. 3—6.

УДК 551.242.3+551.21 (234.9)

**ГРАЧЕВ А. Ф., КАРЯКИН Ю. В.****ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ  
ПОЗДНЕСЕНОНСКОГО ВУЛКАНИЗМА ГОЧАЗСКОГО ПРОГИБА  
(МАЛЫЙ КАВКАЗ)**

Обсуждается проблема геодинамической природы позднеэоценового вулканизма Альпийского пояса. Подробно рассмотрены строение и фациальный состав вулканогенного комплекса Гочазского прогиба Малого Кавказа. Обоснован его позднеэоценовый возраст. На основе оригинальных анализов показана специфика петрохимии вулканитов, заключающаяся в том, что они не могут быть отнесены ни к известково-щелочным, ни к щелочным сериям, а несут в себе черты калий-натрового субщелочного вулканизма. Установлено отсутствие фациальной, возрастной и латеральной зональности состава продуктов вулканической деятельности. По комплексу геологических и петрохимических данных сделан вывод о формировании вулканогенного комплекса прогиба в обстановке локального растяжения, проявившейся на фоне регионального сжатия, охватившего малокавказский сектор Альпийского складчатого пояса в позднеэоценовое время.

**ВВЕДЕНИЕ**

В истории развития Альпийского пояса существует ряд временных интервалов резкой смены геодинамических режимов. Одним из них является этап обдукции офиолитовых комплексов, фиксирующий закрытие мезозойского океанического бассейна, другим — время накопления нижней молассы, определяющее переход к орогенной стадии развития [1, 10, 12, 14, 16, 17, 19, 21, 22].

Наиболее дискуссионным вопросом до настоящего времени остается вопрос о характере геотектонического режима в период времени после окончания обдукции и до наступления собственно орогенного этапа. Реконструкция палеогеодинамических обстановок осадконакопления и магматизма указанного этапа возможна на примере таких областей Альпийского пояса, геологическая изученность которых достаточно высока. Как показывает опыт решения аналогичных проблем, наибольшее значение имеет анализ вулканизма, ибо осадочные формации в силу конвергенции своих признаков не могут дать однозначного ответа.

Позднеэоценовый вулканизм достаточно широко проявлен в Альпийском поясе — от гор Апусени и Болгарского Среднегорья на западе до Малого Кавказа на востоке, но изучен с разной степенью детальности. Поэтому детально исследованный вулканогенный комплекс этого времени на Малом Кавказе приобретает важное значение для определения роли и места позднеэоценового вулканизма в истории развития Альпийского пояса. Хорошим объектом в этом отношении является осадочно-вулканогенный комплекс Гочазского прогиба, прекрасная обнаженность и полнота разреза которого создают благоприятные условия для решения поставленной задачи.

Согласно существующим схемам тектонического районирования Малого Кавказа [3, 15, 24], Гочазский прогиб входит в Мисхано-Кафанскую структурно-формационную зону и отделяет последнюю от Сомхето-Агдамской. Факт существования прогиба на границе этих двух зон обычно является аргументом в пользу того, что они исторически развивались изолированно друг от друга. Однако практически полное сходство структурно-формационных комплексов, состава продуктов вулканизма, а также и металлогении не составляет сомнений в том, что Сомхето-Агдамская и Мисхано-Кафанская зоны являются разобщенными частями ранее единой Сомхето-Кафанской зоны.

Вулканогенный комплекс Гочазского прогиба выполняет узкую и протяженную синклинальную структуру северо-западного простирания, осложненную серией складок второго порядка (рис. 1 и 2). Углы падения пород на юго-западном крыле прогиба колеблются в пределах 35—40°, в то время как на северо-восточном породы падают под углом 65—85°. Эта асимметрия наиболее четко проявлена на участке от горы Гочаз (на северо-западе) до сел. Фараджан (на юго-востоке). По простиранию в обе стороны от этого участка складчатость становится менее напряженной и площадь выходов вулканогенного комплекса увеличивается. Шарнир Гочазской синклинали погружается в юго-восточном направлении, что подчеркивается залеганием толщи известняков, перекрывающих вулканиты.

Возраст гочазских вулканитов, начиная с работ Л. Н. Леонтьева и В. П. Ренгартена, до настоящего времени считался сантонским. Однако данные С. Д. Соколова с соавт. [8], а также исследования Ю. В. Карякина [11] показали ошибочность таких представлений.

Нижний стратиграфический контакт вулканогенного комплекса обнажается вблизи сел. Алхаслы (среднее течение р. Гочаз-су) и около сел. Малыбей (левый берег р. Минкендчай). Вулканиты согласно залегают на мощной (250—300 м) толще серых тонкослоистых пелитоморфных известняков. Эта толща в нижней своей части имеет сантонский возраст, а в верхней ее части обнаружены фаунистические остатки верхнего сенона [8].

Среди вулканических пород комплекса залегают многочисленные линзы вулканомиктовых песчаников, гравелитов и органогенно-обломочных известняков, достигающих иногда мощности 7—10 м. Последние содержат обильную фауну орбитонид: *Orbitoides media* (d'Arch.), *O. ex. gr. apiculata* (Schlum.), *O. apiculata* (Schlum.), *Lepidorbitoides socialis* (Leuymerie) (определение Е. Л. Портной). Из этих же известняков Б. Т. Яниным определены рудисты *Orbiggnya latchinensis* (Renn.), *Caprianiella sp.* и В. А. Собецким — пелециподы *Neithea quadricostata* (Sow.), что свидетельствует о позднесенонском возрасте вмещающих пород.

Вулканогенный комплекс перекрывается толщей серых и розовых органогенно-обломочных и пелитоморфных известняков. Наиболее полно они обнаружены на юго-востоке Гочазского прогиба, а в центральной его части сохранились в виде куэст гор Гочаз, Союгбулаг, Ягартепе и др. В основании толща сложена розовыми органогенно-обломочными известняками, часто содержащими значительную примесь вулканомиктового материала. Такие известняки собственно и слагают разрез горы Гочаз. Мощность этой части разреза известняков весьма изменчива: от 5—7 до 30—40 м. Отсюда собраны разнообразные фаунистические остатки, из которых определены: *Orbitoides media* (d'Arch.), *Siderolites sp.*, *Simplorbites sp.* (определение Е. Л. Портной), *Neithea quadricostata* (Sow.) (определение В. А. Собецкого), *Cretirhynchia tringhamensis* (Pettit.), *Cr. akkupensis* (Nechricova), *Carneithyris gracilis* (Sahni.) (определение Н. И. Нехриковой), *Durania sp.* (определение Б. Т. Янина), *Echinogalerus sp.*, *Catopygus conformis* (Desor.), *C. laevis* (Agassiz) (определение Л. Г. Эндельмана), *Gryphaea cf. vesicularies* (определение О. Б. Алиева), *Pachydiscus subrobustus* (Seunes.), *Belemnitella sp.* (определение Т. М. Балана). Этот комплекс фаунистических остатков свидетельствует о верхнесенонском возрасте вмещающих известняков.

Таким образом, полученные данные позволяют однозначно ограничить время формирования вулканогенного комплекса верхним сеноном.

Пересмотр представлений о стратиграфическом положении гочазских вулканитов естественно выдвигает на первый план геодинамические аспекты их появления. Напомним, что в позднем сеноне практически на всей территории Малого Кавказа активная вулканическая деятельность уступила место спокойному карбонатному осадконакоплению — были

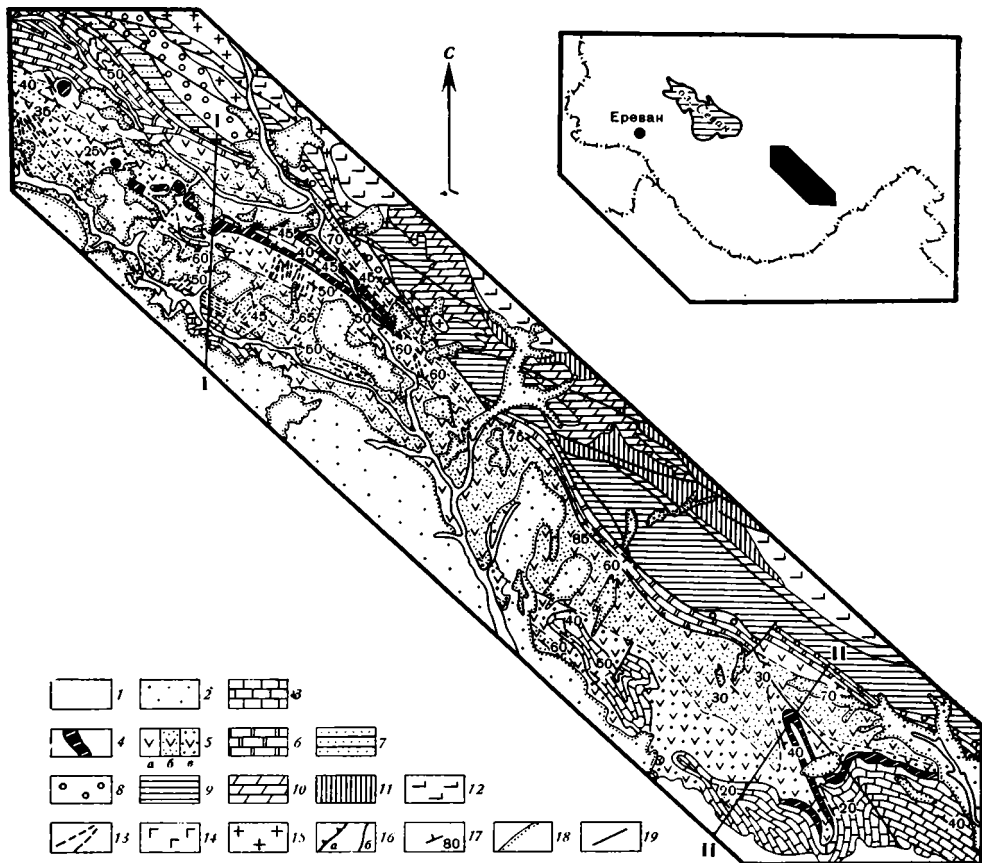


Рис. 1. Геологическая карта Гочазского прогиба. Составлена Ю. В. Карякным (по Лачинскому антиклинорию использованы материалы Э. Ш. Шихалибейли)  
 1 — современные и четвертичные отложения; 2 — верхний глигоцен (герюсинская и акеринская свиты нерасчлененные); Гочазский прогиб. Верхний мел: 3—4 — маастрихт: 3 — известняки пелитоморфные, 4 — известняки органогенно-обломочные; 5 — верхний сенон: вулканогенный комплекс (а — нижняя, б — средняя, в — верхняя толщи); 6 — нижний сенон: пелитоморфные известняки, мергели. Лачинский антиклинорий. Верхний мел: 7 — верхний сенон: известняки пелитоморфные, 8 — сеноман: известковистые конгломераты, песчаники, аргиллиты. Нижний мел: 9 — альб: песчаники, алевролиты, аргиллиты. Верхняя юра: 10 — киммеридж, титон: туфы, туфобрекчии, известняки; 11 — келловей, оксфорд: туфопесчаники, туфы, известняки, мергели. Средняя юра: 12 — байос: порфириты, туфы, туфобрекчии; 13 — дайки; 14 — габбро-диабазы; 15 — гранодиориты, кварцевые диориты, плагииграниты; 16 — разломы (а — надвиги, б — сбросы, сдвиги); 17 — элементы залегания; 18 — несогласное залегание; 19 — линии геологических разрезов

сформированы мощные (до 1000 м) толщи пелитоморфных и органогенно-обломочных известняков. На фоне этого процесса позднесенонская вулканическая деятельность была локализована в пределах узких прогибов, к числу которых кроме Гочазского относятся Гадрутский прогиб и так называемая Алджалинская мульда. Следует особо подчеркнуть наложенный характер прогибов: они развивались дискордантно по отношению к структурам предыдущего этапа развития [11].

При детальном картировании в составе вулканогенного комплекса Гочазского прогиба выявлены эффузивная (лавовых потоков), эксплозивная, жерловая и субвулканическая фации.

Эффузивная фация составляет наибольшую по объему часть вулканогенного разреза. Она представлена наибольшими (до первых километров) потоками лав, лавобрекчий и агломератовых лавобрекчий основного, среднего и, очень редко, кислого составов. Преобладают лавобрекчии, которые переслаиваются в разрезе с лавовыми потоками.

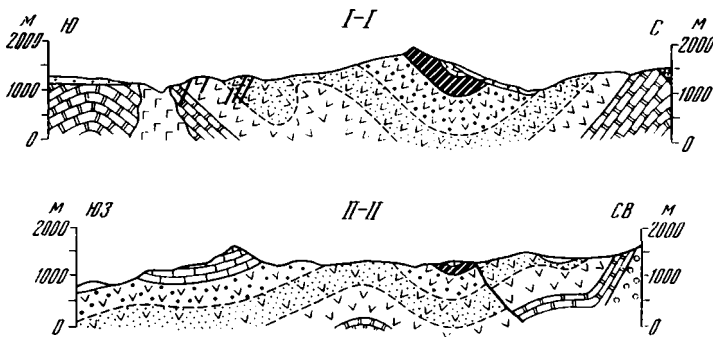


Рис. 2. Разрезы к геологической карте Гочазского прогиба  
Усл. обозн. см. на рис. 1

Мощность отдельных потоков меняется от одного до нескольких десятков метров, составляя в среднем 2—5 м.

Образования эксплозивной фации представлены достигающими иногда значительной мощности (десятки метров) толщами туфобрекчий и туфов при явном преобладании первых. Занимая в целом незначительный объем в составе вулканогенного комплекса Гочазского прогиба (около 20—25%), породы данной фации распределены в разрезе крайне неравномерно. Наибольшей мощности они достигают в основании толщ, сложенных эффузивной фацией, как это установлено на левобережье Минкендчай в пределах полосы выходов от сел. Гюсюлу до сел. Кылычлы. Здесь толща чередования туфов и туфобрекчий достигает мощности 130 м. В основании ее преобладают темно-серые с фиолетовым и красноватым оттенком туфы, часто с хорошо выраженной ритмичной слоистостью и псевдошаровой отдельностью. Выше по разрезу ритмичность исчезает. Появляются отдельные маломощные прослои туфобрекчий, которые постепенно вытесняют туфы, формируют мощную (>60 м) толщу. На всем своем протяжении толща прорвана многочисленными дайками андезитовых и базальтовых порфиритов.

К породам жерловой фации относятся многочисленные дайковые тела андезитовых и базальтовых порфиритов, пронизывающие вулканогенные толщи Гочазского прогиба на всех стратиграфических уровнях. Дайки секут также и подстилающую вулканическую толщу пелитоморфных известняков (район сел. Малыбей). Средняя мощность их составляет 2—5 м. Максимальное количество даек отмечается в нижней части разреза и кверху постепенно уменьшается. В подавляющем большинстве случаев простирание даек субпараллельно простиранию вулканогенных толщ, но падение обратное. Углы падения крутые: от 60—70° до субвертикальных. Наиболее насыщена дайками центральная часть прогиба — междуречье Гочаз-су и Минкендчай. В этом районе четко видна система параллельных даек, которая прослеживается на незначительном расстоянии. Около сел. Султанкенд серия параллельных даек сечет толщу туфобрекчий, при этом в ряде случаев дайки занимают до 80% объема разреза. Наряду с такими дайками присутствуют в незначительном количестве также и дайки, расположенные вкрест простирания пород. Последние приурочены в основном в верхней части разреза комплекса.

К субвулканической фации относятся многочисленные силлы черных базальтовых порфиритов и долеритов. Силлы обычно располагаются вдоль границ отдельных потоков, имеют в кровле и подошве четко выраженные зоны закалки и часто хорошо проявленную столбчатую отдельность. По простиранию они прослеживаются на первые десятки, иногда сотни метров при мощности от 1 до 10 м.

Устанавливаются по крайней мере два перерыва в вулканической деятельности, фиксируемые мощными (>40 м), регионально распространенными горизонтами вулканомиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников, фациально замещающих друг друга по простиранию. Часто

в этих горизонтах присутствуют линзы органогенно-обломочных известняков. Такое строение вулканогенного комплекса Гочазского прогиба позволило выделить в его составе три толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю, которые, залегая согласно, вместе с тем отличаются внешним обликом и деталями внутреннего строения.

Нижняя толща согласно залегает на толще серых и темно-серых пелитоморфных известняков. В составе ее преобладают потоки лав и лавобрекчий андезитовых и базальтовых порфиритов, пронизанные многочисленными параллельными дайками черных базальтовых порфиритов. Потоки чередуются с горизонтами вулканогенно-обломочных пород, количество которых в целом значительно больше, чем в других частях разреза прогиба. Отличительной особенностью толщи является присутствие в ней многочисленных прослоев и линз осадочных пород, представленных вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами и органогенно-обломочными известняками. Общая мощность нижней толщи 300—350 м.

Средняя толща мощностью 500—550 м сложена в основном породами эффузивной фации. Пирокластические породы тяготеют к нижней и верхней ее частям и лишь незначительно развиты в средней. Толща прорвана многочисленными дайками андезитовых и базальтовых порфиритов, количество которых в целом меньше, чем в нижней толще. Большое значение в ее строении приобретают силлы черных долеритов. Довольно часто встречаются, хотя и занимают незначительный объем, осадочные породы. В основном это быстро выклинивающиеся по простиранию прослои и линзы вулканомиктовых конгломератов, песчаников и органогенно-обломочных известняков. По простиранию такие линзы прослеживаются на расстояние в первые десятки метров при средней мощности 1—2 м.

Верхняя толща согласно залегает на средней. В основании ее расположен горизонт осадочных пород, представленный вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами. Мощность его в среднем 10—20 м. В строении толщи участвуют в основном породы эффузивной фации. Отдельные потоки массивных андезитовых порфиритов достигают мощности 100—120 м и прослеживаются на расстояние до 7—8 км. Количество даек и силлов резко снижено, хотя встречаются дайки, мощность которых достигает 30—40 м; особенно много даек, секущих толщу вкрест ее простирания. Линзы и прослои осадочных пород присутствуют крайне редко, имеют незначительную мощность и сложены исключительно терригенным осадочным материалом плохой окатанности. Известняки практически отсутствуют и появляются только в самых верхних частях разреза, в непосредственной близости к контакту с вышележащей известняковой толщей. Отличительным картировочным признаком верхней толщи является характерное для слагающих ее пород сочетание буровато-красной, фиолетовой и черных окрасок, в то время как в нижележащих толщах господствуют серые и зеленовато-серые тона. Общая мощность толщи 550—600 м.

### ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ВУЛКАНИТОВ

Детальное (послойное и площадное) опробование вулканических пород по всему разрезу вулканогенного комплекса, а также всех фациальных разновидностей (фации лавовых потоков, субвулканической и жерловой) практически исключает пропуск каких-либо разновидностей магматических горных пород. Это обстоятельство делает изученный разрез своеобразным эталоном позднесенонских вулканитов не только для Малого Кавказа, но и других районов Альпийского складчатого пояса.

Изучение петрографических шлифов показало, что среди вулканитов Гочазского прогиба выделяются пироксен-плагиоклазовые, плагиоклазовые, оливиновые и биотит-плагиоклазовые базальты, плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые, двупироксеновые и роговообманково-плагиоклазовые андезиты и дациты.

Вулканыты прогиба характеризуются боуэновским трендом дифференциации, специфика которого (на основе факторного анализа — метод главных компонент) заключается в корреляции кремнезема, глинозема и щелочей с тугоплавкими компонентами [4, 5, 7]. Петрохимическая особенность рассматриваемых позднеэоценовых вулканических пород состоит в том, что боуэновский тренд выражен не так сильно и полно, как в дифференцированных сериях континентальных рифтов и островных дуг. В первый фактор (вес 44,5%) входят  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , которым противостоят  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ . Такое заключение хорошо иллюстрируется диаграммами на рис. 3 и 4, из которых следуют слабо выраженная связь кремнезема с щелочами и отсутствие конечных членов дифференцированной серии.

Среди вулканических пород Гочазского прогиба преобладают базальты (64%) и трахиандезиты — гавайиты, муджиериты и тристаниты (32%); на долю остальных пород (андезиты и риодациты) приходится около 4%. По классификации Т. Ирвина и В. Баррагара [26], около 50% всех пород относится к известково-щелочной серии, 42% — к щелочной и 8% — к толеитовой. Естественно, что такое сочетание пород в одном разрезе необычно и сразу обращает на себя внимание.

Содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  (в целом высокое) слабо меняется с увеличением концентрации  $\text{SiO}_2$ , в то время как содержание калия меняется от 0,4 до 3,6%. На диаграмме  $\text{K}_2\text{O}—\text{SiO}_2$  (рис. 5) хорошо видно, что если из щелочей исключить натрий, то корреляция  $\text{K}_2\text{O}$  с  $\text{SiO}_2$  становится отчетливо выраженной. Формально упомянутая диаграмма позволяет всю совокупность анализов разделить на три группы: низкокалиевую, умереннокалиевую и высококалиевую, из которых доминирует вторая группа. Часто низкокалиевую группу относят к толеитовой серии, умереннокалиевую — к известково-щелочной, а высококалиевую — к шонитовой. Не вдаваясь здесь в дискуссию [18] по поводу такого разделения, следует отметить, что в нашем случае оно привело бы к абсурду, ибо ни о какой поперечной петрохимической зональности, как в островных дугах или активных окраинах, в Гочазском прогибе говорить не приходится. Это составляет важную особенность химизма рассматриваемых позднеэоценовых вулканических пород.

Анализ диаграмм на рис. 4 и 6 показывает, что отмеченное сочетание известково-щелочной и щелочной тенденций, характеризующее весь разрез Гочазского прогиба, наблюдается не только для лавовых потоков нижней, средней и верхних толщ, но и для субвулканической и жерловой фаций. Можно лишь отметить, что известково-щелочная тенденция преобладает в субвулканической фации (74%), а в остальных случаях это соотношение примерно одинаковое. Таким образом, петрохимическая изменчивость состава вулканических пород по разрезу (во времени) также отсутствует.

Диаграмма  $\text{Ab}'—\text{An}—\text{Or}$  (рис. 7) иллюстрирует еще одну особенность химизма вулканических пород Гочазского прогиба, которая заключается в том, что они не могут быть отнесены ни к натровой, ни к калиевой сериям, а несут черты калий-натрового субщелочного магматизма, значение которого для геодинамики было подчеркнуто А. А. Цветковым [23].

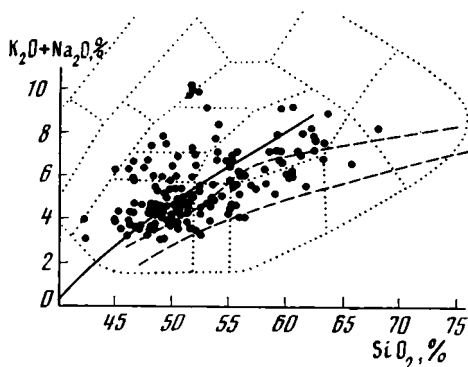


Рис. 3. Диаграмма щелочи — кремнезем для позднеэоценовых вулканических пород Гочазского прогиба

Сплошная линия — граница между щелочной и субщелочной сериями по [26], пунктирные линии — границы между щелочной, известково-щелочной и толеитовой сериями по [28]. Точками околнурены поля различных типов вулканических пород по [13]



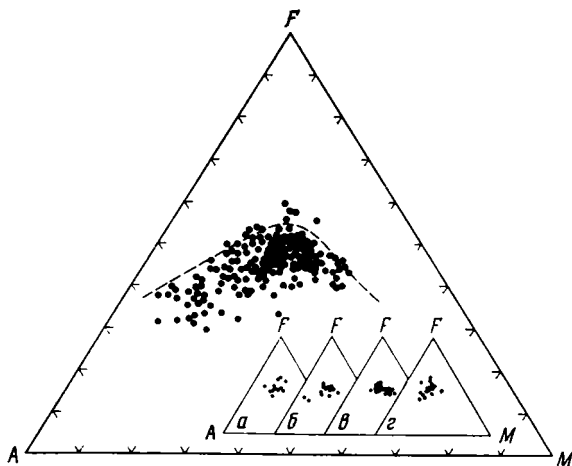


Рис. 4. Диаграмма *AFM* для позднеценozoических вулканитов Гочазского прогиба  
 Пунктирной линией показана граница между вулканитами толеитовой и известково-щелочной серий по [26]. *a—z* — базальты: нижней и средней толщ (*a*), верхней толщи (*b*), силлов (*v*), даек (*z*)

На основании изложенного выше мы приходим к заключению, что сочетание известково-щелочной и щелочной тенденций, свойственное калий-натровому субщелочному магматизму, является характерным петрохимическим признаком позднеценozoических вулканитов Гочазского прогиба. Полное отсутствие в базальтах прогиба ксенолитов ультраосновных пород типичных для рифтовых серий и ксенолитов основных пород, которые обычно встречаются в вулканических разрезах зрелых островных дуг и активных окраин, делает упомянутую специфику еще более убедительной.

В какой же геодинамической обстановке возможно образование магматических серий, подобных позднеценozoической серии Гочазского прогиба Малого Кавказа? Общий в практике решения геодинамических проблем методами петрохимического анализа подход, когда рассматривается дилемма — либо растяжение (континентальные или океанические рифты), либо сжатие (островные дуги, активные окраины или орогены) — в данном случае невозможен. Совершенно очевидно, что случай с Гочазским прогибом сложнее, как сложнее и разнообразнее реальные обстановки развития конкретных магматических серий. Обсуждая эту проблему, следует обратить внимание на следующие факты.

Вулканизм данного района в позднем сене начался уже после прекращения субдукции. Осадочные формации, с которыми вулканиты Гочазского прогиба образуют единый парагенезис, развивались в условиях эпиплатформенного мелководного бассейна. Далее необходимо иметь в виду, что позднеценozoический вулканизм Гочазского прогиба — событие вовсе не экстраординарное как для Малого Кавказа, так и Альпийского пояса в целом. На Малом Кавказе такие же вулканогенные комплексы установлены в пределах Алджалинского и Гадрутского прогибов [6, 11], а в пределах Альпийского пояса аналогичные вулканиты хорошо известны в Динаро-Балканской зоне [2]. Поэтому, обращая внимание на петрохимическую специфику позднеценozoического вулканизма, следует учитывать его положение в эволюционном ряду развития Альпийского складчатого пояса, а также в той его части, к которой относится Малый Кавказ.

Приведенные выше данные по химизму позднеценozoического вулканогенного комплекса Гочазского прогиба могут быть объяснены в рамках такого геодинамического процесса, когда на фоне регионального сжатия развиваются зоны локального растяжения. Такая обстановка и привлекается нами для системы позднеценozoических прогибов Малого Кавказа.

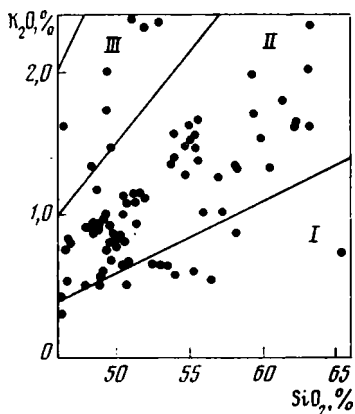


Рис. 5

Рис. 5. Диаграмма  $K_2O-SiO_2$  для позднесенонских вулканитов Гочазского прогиба. Серии: I — низкокалиевая, II — умереннокалиевая, III — высококалиевая; границы серий проведены по [27]

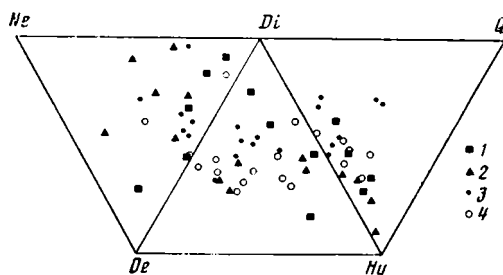


Рис. 6

Рис. 6. Нормативный состав базальтоидов Гочазского прогиба на диаграмме Г. Йодера и К. Тилли  
1 — нижняя и средняя толщи, 2 — верхняя толща, 3 — дайки, 4 — силлы

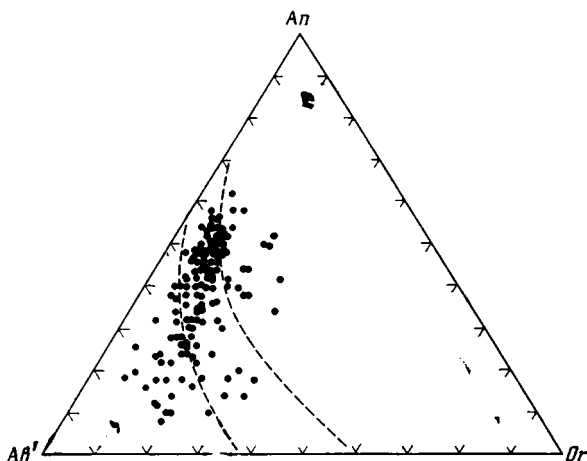


Рис. 7. Диаграмма  $Ab'-An-Or$  для позднесенонских вулканитов Гочазского прогиба. Границы калиевой и натриевой серий проведены по [26]

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вопрос о тектонической позиции позднесенонских вулканитов Гочазского прогиба далеко не региональная проблема, имеющая отношение только к Малому Кавказу. Нельзя не вспомнить в этой связи работу Г. Штилле, посвященную магматизму Болгарии и опубликованную в 1940 г., в которой обращается внимание на «необычный» характер верхнемеловых вулканитов Среднегорья. Г. Штилле писал, что «...нельзя не признать, что меловые андезиты определяют не посторогенный, а геосинклинальный вулканизм» [25, с. 198]. Но далее мы читаем: «...тем не менее они коренным образом отличаются от тех преобладающих основных магматитов геосинклиналей, которые мы обозначаем как „начальные“. По своему типу и распространению они скорее находятся в теснейшей связи с третичными кислыми вулканитами Болгарии и соседних областей...» [там же]. И наконец, Г. Штилле подчеркивает, что верхнемеловой вулканизм суббалканской зоны является лишь одним из эпизодов необычайно распространенных явлений от отрогов Альп и до Малого Кавказа.

В литературе последних лет эта проблема вновь поднята болгарскими геологами, которые, используя методы петрохимического анализа и исходя из современных мобилистских построений, рисуют весьма сложную и во многом противоречивую обстановку проявления верхнемелового вулканизма (см., например, [2]).

Позднесенонский вулканизм Гочазского прогиба, изученный значительно детальнее, чем другие проявления вулканизма этого отрезка времени в других частях Альпийского пояса, а также относительная простота геологического строения самого прогиба позволяют сделать, как нам кажется, заключение общего характера.

Начало позднесенонского вулканизма приходится на время, непосредственно следующее за австрийской фазой складчатости (значение которой, как справедливо отметил А. Л. Книппер [14], раньше не дооценивалось) и синхронно массовой обдукции офиолитов на Кипре, в Омане и Загросе. Это указывает на обстановку исключительно мощного тектонического сжатия, которому подвергся практически весь малокавказский сегмент Альпийского складчатого пояса в позднесенонское время. Отсюда следует, что прекращение субдукции к началу позднемеловой эпохи не вызвало принципиального изменения поля напряжений — обстановка регионального сжатия продолжала сохраняться, но на ее фоне, весьма вероятно, могли развиваться постумные сложные перемещения опущенных и приподнятых блоков еще недостаточно консолидированной коры, приводящие к формированию локальных зон растяжения. Кинематическая обстановка возникновения таких зон, по-видимому, сходна с образованием присдвиговых впадин, известных под названием «*pull-apart basins*». На Малом Кавказе аналогичные зоны растяжения были сформированы уже во время накопления верхнесенонского карбонатного комплекса. Ими являются Гочазский, Гадрутский и Алджалинский прогибы, выполненные позднесенонским вулканогенным комплексом.

В Карпато-Балканской области подобные зоны развиты в Болгарском Среднегорье. Это прогибы, выполненные Софийским, Панагюрским, Бургазским и другими вулканогенными комплексами, объединенными в базальто-андезитовую формацию [15]. Сравнительный анализ геологического положения, характера разреза вулканогенных комплексов и химизма вулканитов убеждает нас в их полной идентичности.

Ранее рассматриваемый вулканизм относился либо к проявлениям позднегеосинклинальной стадии развития, либо трактовался как типично рифтовый [15, 20]. Как следует из приведенных выше данных, оба подхода к интерпретации тектонической позиции позднесенонского вулканизма не могут быть приняты. Рифтогенная природа позднесенонских вулканитов не может быть принята по той простой причине, что известково-щелочная тенденция химизма и наличие андезитов прямо противоположны рифтовому режиму [4]. В классической схеме геосинклинального развития эти вулканиды вообще не находят себе места.

Важно отметить, что продолжительность развития вулканизма с установленной петрохимической спецификой не ограничивается на Малом Кавказе позднесенонской эпохой, а захватывает практически весь палеоген (вулканизм Аджаро-Триалетского, Талышского, Севано-Ширакского и Еревано-Ордубадского прогибов) вплоть до начала широкого развития андезитового вулканизма, связанного с орогенезом [9, 11]. Это дает основание рассматривать данный этап развития Альпийского пояса как самостоятельный, геодинамическое значение которого состоит в том, что в течение него постоянно нарастает жесткость земной коры за счет спаивания воедино относительно подвижных блоков предыдущих этапов развития.

#### Литература

1. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа//Геотектоника. 1977. № 4. С. 88—103.
2. Баяджиев Ст. Структурная и петрологическая корреляция альпийских интрузивов Карпато-Балканской области//Магматизм и металлогения Карпато-Балканской и Кавказской складчатых областей. М.: Наука, 1984. С. 61—74.

3. *Гаджиев Т. Г., Аксельрод М. А., Потапова Е. И.* Геотектоническое развитие и металлогения Сомхето-Кафанской структурно-формационной зоны Малого Кавказа (в пределах Азербайджана)//Обзор. Сер. Общая и региональная геология, геологическое картирование. М.: ВИЭМС, 1978. 36 с.
4. *Грачев А. Ф.* Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 287 с.
5. *Грачев А. Ф., Карякин Ю. В.* Геохимическая характеристика фаций верхнесенонских вулканических пород Гочазского синклинория (Малый Кавказ)//Тез. докл. IV регион. петрограф. совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам. Нахичевань: АН АзССР, 1983. С. 22—23.
6. *Григорьев В. Н., Соколов С. Д.* Позднесенонский вулканизм Гочазского синклинория (Малый Кавказ)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 10. С. 43—54.
7. *Добрецов Н. Л.* Глобальные петрологические процессы//М.: Недра, 1982. 236 с.
8. *Железняк В. Е., Портная Е. Л., Соколов С. Д.* О возрасте вулканогенно-карбонатной толщи Гочазского синклинория (Малый Кавказ)//Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 2. С. 402—405.
9. *Карякин Ю. В.* Геодинамическая позиция разновозрастных базальтовых серий Кавказского орогена//Экспресс-информация. Сер. Общая и региональная геология, геологическое картирование. М.: ВИЭМС, 1979. Вып. 8. С. 1—21.
10. *Карякин Ю. В., Ковалев А. А., Оленин В. В.* Геодинамическая модель истории геологического развития Кавказа и некоторые вопросы металлогении//Геодинамика и полезные ископаемые. М.: ВИНТИ, 1976. С. 187—190.
11. *Карякин Ю. В.* Геодинамические обстановки формирования вулканогенных комплексов Малого Кавказа в альпийское время: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1985. 20 с.
12. *Ковалев А. А., Карякин Ю. В.* Состояние проблемы стрессии и эволюции островных дуг и связи с ними месторождений полезных ископаемых//Обзор. Сер. Общая и региональная геология, геологическое картирование. М.: ВИЭМС, 1977. 28 с.
13. *Кокс К. Г., Белл Д. Д., Панкхерст Р. Д.* Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 414 с.
14. *Книппер А. Л.* Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины//Геотектоника. 1985. № 2. С. 3—15.
15. Магматизм и металлогения Карпато-Балканской области//София: Наука, 300 с.
16. *Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
17. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
18. *Миясиро А., Аки К., Шенгер А.* Орогенез. М.: Мир, 1985. 286 с.
19. *Соколов С. Д.* Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 92 с.
20. *Попов П. Н.* Тектоника позднемелового Балат-Среднегорского рифта//Геотектоника. 1987. № 2. С. 68—76.
21. *Хаин В. Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации//Геотектоника. 1975. № 1. С. 13—27.
22. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
23. *Цветков А. А.* Магматическая эволюция островных дуг: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1985. 47 с.
24. *Шихалибейли Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (тектоническая структура и магматизм). Баку: Изд-во АН АзССР, 1966. Т. 2. 262 с.
25. *Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
26. *Irvine T. N., Baragar W. R. A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks//Canad. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523—548.
27. *Jakes P., White A. I. R.* Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas//Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. V. 83. P. 29—40.
28. *Kuno H.* Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs//Bull. Volcanol. 1966. Ser. 2. V. 29. P. 195—222.

УДК 551.241 (268.3)

ШИПИЛОВ Э. В., СЕНИН Б. В.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ДНА БАРЕНЦЕВА МОРЯ

В статье рассмотрена глубинная структура Баренцева моря по результатам комплексных геолого-геофизических исследований (МОВ, ОГТ, КМПВ) последних лет. Составлен и проанализирован комплект карт и схем, включающий мощности земной коры и ее консолидированной части, поверхность гетерогенного фундамента, условную жесткость земной коры и т. д. На основе изложенного сделан вывод о возможности процессов деструкции и переработки земной коры в Южно-Баренцевской и Северо-Баренцевской впадинах, коррелируемых по времени с началом активного океанообразования в Американо-Европейской котловине Северного Ледовитого океана.

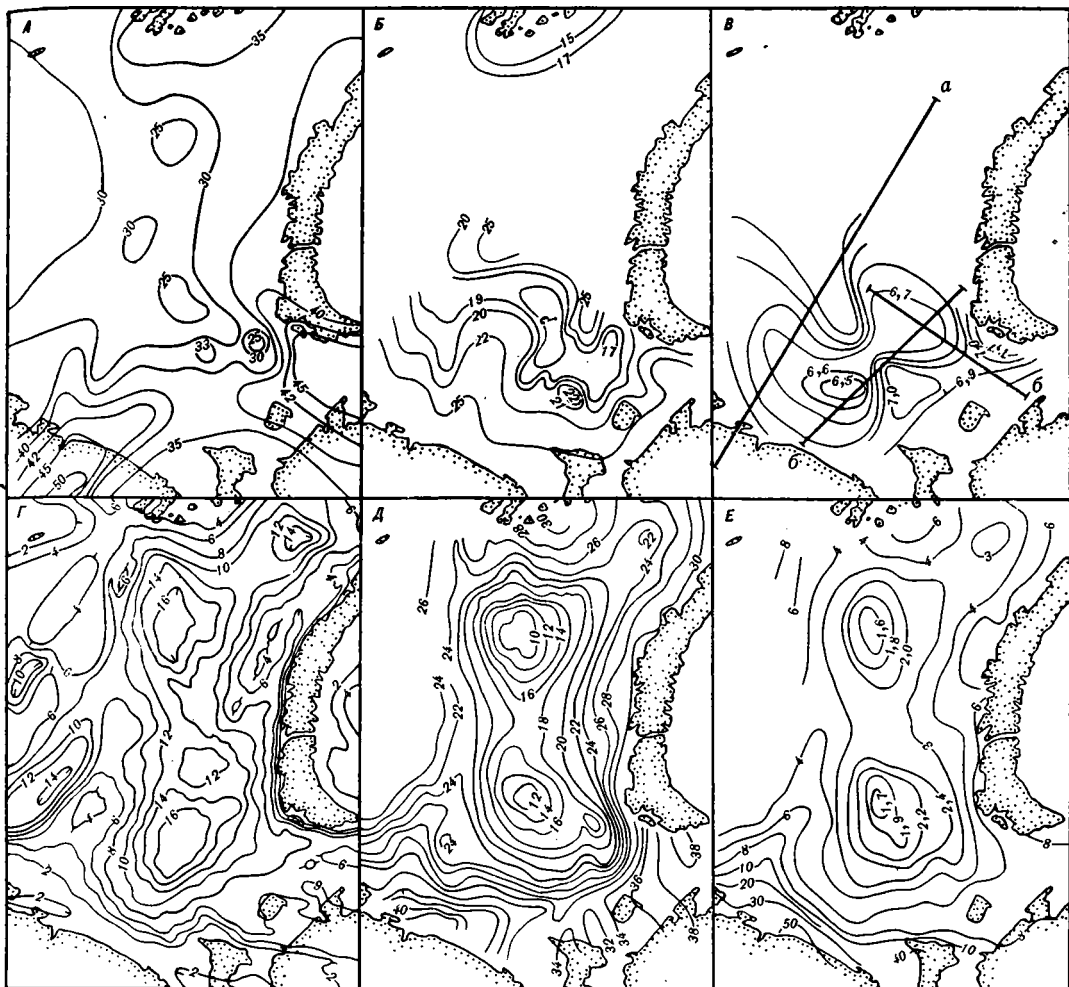
Комплексные сейсмические исследования методом отраженных волн общей глубинной точки и корреляционным методом преломленных волн (МОВ ОГТ, КМПВ), проведенные в последнее время в Баренцевом море, позволили получить новые данные о глубинной структуре его земной коры. С учетом проведенных ранее работ подобного рода удалось в определенной степени дополнить и детализировать существующие представления о строении земной коры региона, особенно юго-восточной части моря.

В фундаменте этого района сочетаются разновозрастные структурные комплексы: карельские, слагающие ступенчато погружающийся в море северо-восточный склон Балтийского щита; байкальские, в разной степени переработанные, характерные для Печорской плиты; проблематичных подводных продолжений зон складчато-блоковых дислокаций ранних палеозойских Скандинавии (древнекаледонская складчатая система Норвегии) и герцинид, а возможно, и ранних киммерид Урало-Новоземельского пояса. Структурные комплексы фундамента образуют сложный тектонический узел, к которому приурочена унаследованно-наложенная Южно-Баренцевская впадина с мощными мезозойскими и палеозойскими осадками, нижняя граница которых в центральной части впадины сейсмическими методами однозначно не установлена.

Особенности региональной структуры моря подчеркиваются характером глубинного строения его земной коры (рисунок А—Е).

Глубина поверхности Мохоровичича (М) в регионе (см. рисунок, А) изменяется от 50 км в пределах Балтийского щита до 40—46 км на его подводном погружении и в Печорском море, а в Южно-Баренцевской впадине намечается несколько куполов, где поверхность М зафиксирована на отметках 33—25 км. По периферии моря, под архинелагами Новая Земля, Земля Франца-Иосифа, Шпицберген, подошва земной коры погружена, по различным данным [1, 2, 4, 7], до глубин 25—35 км.

На схеме мощности земной коры наиболее контрастно отражается пояс ее максимумов, который в Баренцевом море ориентирован субширотно, в Печорском море — в юго-восточном направлении, параллельно складчатому строению герцинид Урало-Новоземельского орогена, а на западе разворачивается почти перпендикулярно побережью Кольского полуострова и прослеживается вглубь континента, где мощность земной коры достигает 50 км [5]. Поперечное к Кольскому полуострову положение зоны максимальных мощностей земной коры и соответственно отрицательной структуры поверхности М согласуется с северо-восточным простираем зон глубинных разломов в западной части полуострова, заложившихся, вероятно, в рифее — венде. В дальнейшем эти зоны развивались под влиянием тектономагматической активизации соседних областей в каледонскую и герцинскую фазы тектогенеза. Одной из харак-



#### Глубинное строение Баренцева моря

**А** — изолинии мощности земной коры, км; **Б** — глубины поверхности  $K$ , км; **В** — изолинии скоростей распространения продольных сейсмических волн на поверхности  $K$  (км/с) и положение новых профилей: *a* — ГСЗ-76, *б* — КМПВ (Союзморгео, 1981—1983 гг.); **Г** — глубины поверхности гетерогенного фундамента, км; **Д** — изолинии мощности консолидированной коры, км; **Е** — изолинии условной жесткости земной коры (условные единицы жесткости, пояснение см. в тексте)

тернейших структур, связанных с разломами этого простирания, является тафrogenная зона Осло — Хибины с останцами палеозойских осадочных пород [6].

Относительно повышенные значения мощностей земной коры характерны также и для продолжающейся в Баренцево море ветви норвежских каледонид, судя по всему, виргирующей в северо-восточном и юго-восточном направлениях по обе стороны Южно-Баренцевской впадины и при этом, вероятно, угасающей (вследствие позднейшей переработки?).

К югу от пояса максимальных мощностей земной коры наблюдается снижение их значений до 40—35 км и меньше, соответствующее обширному региону, занятому Русской плитой.

Подводное продолжение Урало-Новоземельского орогена не совпадает с поясом максимальных значений мощностей земной коры. Осевая зона последнего несколько смещена в плане к юго-западу под современную окраину Печорской плиты. Это смещение свидетельствует о возможном сдвиге масс земной коры.

В Южно-Баренцевской впадине поверхности  $M$  соответствует достаточно контрастный «мантийный свод», имеющий в плане форму клина,

направленного от впадины в сторону Печорского моря между о-вом Колгуев и южной оконечностью Новой Земли. Замковая область «мантийного свода» распадается на ряд куполов, оконтуренных изолиниями 25 и 30 км. Значение пластовой скорости в верхней мантии в одном из наиболее приподнятых ее куполов составляет 8,0 км/с. По периферии куполов скорости возрастают до 8,1—8,2 км/с. В частности, это наблюдается по профилю ГСЗ в сторону Балтийского щита, где зафиксированы скорости 8,1—8,3 км/с [5]. Под архипелагом земли Франца-Иосифа горизонты верхней мантии характеризуются пластовой скоростью 8,1 км/с [1]. В целом перепады гипсометрического уровня поверхности М в Южно-Баренцевский и, по-видимому, Северо-Баренцевской впадинах составляют от 8—10 до 15—20 км.

Ниже поверхности М зарегистрирован ряд отражающих границ с эффективными скоростями 6,0—6,4 км/с на глубинах от 34 до 52 км, что может указывать на сложное слоистое строение зоны перехода от мантии к коре.

«Базальтовый» слой характеризуется вариациями пластовых скоростей от 6,6—6,8 до 7,0—7,5 км/с. По данным КМПВ, минимальные глубины до его поверхности (К) с граничной скоростью 6,7 км/с составляют 18—17 (?) км (см. рисунок, Б). По-видимому, на еще меньших глубинах эта поверхность может быть обнаружена под центральной частью Южно-Баренцевской впадины. Погружение поверхности К до глубин 22—26 км отмечается на профилях в сторону Балтийского щита и Печорской плиты. Мощность «базальтового» слоя по периферии Южно-Баренцевской впадины составляет 20—21 км, а непосредственно под впадиной она сокращается до 6—8 км. Над наиболее поднятыми «мантийными куполами» мощность слоя может оказаться еще меньшей.

Схема граничных скоростей распространения продольных сейсмических волн на поверхности К (см. рисунок, В) отражает характер изменения скоростей при переходе из одной тектонической области в другую, свидетельствуя о сейсмических неоднородностях в региональном плане. В одном случае зона пониженных значений скорости совпадает с областью утоненной коры над наиболее поднятыми куполами поверхности М в Южно-Баренцевской впадине, в другом — соответствует области предполагаемого разветвления каледонид и связанной с ней клинообразной областью блокового дробления фундамента. Вытянутость контуров на схеме и их приуроченность к бортовым частям Южно-Баренцевской впадины может служить косвенным свидетельством наличия зон глубинных разломов по ее периметру.

Распределение глубин поверхности К указывает на преобладание в ее рельефе под Южно-Баренцевской впадиной основной положительной структуры северо-западного простирания, которое маскируется северо-восточными простираниями осложняющих ее структурных элементов.

Описывая глубинную структуру Баренцева моря, следует коснуться геолого-геофизической характеристики фундамента в той мере, в какой она отражает состояние коромантийных связей. Как уже говорилось, элементы рельефа поверхности разновозрастного фундамента и его внутренней структуры отчетливо коррелируются с тектонической зональностью складчатых систем, обрамляющих бассейны. В западной части акватории на разрезах обнаруживаются несколько различающихся по сейсмическим характеристикам комплексов фундамента (граничные скорости от 5,6—5,7 до 6,4—6,5 км/с), свойственных древним толщам Балтийского щита и налегающим на них складчатым байкалидам или каледонидам. В восточной части в составе фундамента обнаруживаются деформированные комплексы, сопоставляемые с позднепалеозойскими или раннемезозойскими складчатыми комплексами Новой Земли. Выявляется значительная раздробленность фундамента и резкое ступенчатое его погружение с большими амплитудами смещений по сбросам в сторону Южно-Баренцевской впадины, в границах которой основание осадочного чехла погружено на глубину до 18 км, а в центральной части, возможно, и более (см. рисунок, Г). Если по обрамлению впадины кровля раз-

новозрастного фундамента опознается по данным КМПВ и МОВ ОГТ достаточно определенно, то в наиболее погруженной ее части эта граница не представляется однозначной. В одних случаях обнаруживаются следы «нормального» складчатого или кристаллического фундамента, в других создается впечатление, что осадочный чехол налегает непосредственно на поверхность «базальтового» слоя. В силу такой неопределенности глубины залегания основания осадочного чехла пока следует считать условными. Причина этого явления кроется, по всей видимости, в «аномальности» как самой мантии и земной коры в целом (на что указывает определенная сходимость результатов анализа гравитационного и магнитного полей [4, 7] и наблюдений КМПВ и ОГТ последних лет), так и осадочного чехла. В составе последнего в границах впадины, по данным КМПВ (Союзморгео, 1981—1983 гг.), зарегистрированы своеобразные «волноводы» на глубинах 4—5 км, выраженные отрицательным скачком скоростей от 4,7—4,8 до 4,15 км/с вниз по разрезу, привязанные к отложениям, условно датированным как средний — верхний триас, и распространенные над центральной, наиболее прогнута частью впадины. Во всяком случае несомненно то, что фундамент в области его наибольшего погружения в значительной степени нарушен вследствие деструкции и возможной тектономагматической переработки континентальной коры с образованием «коромантийной смеси» [4]. В связи с тем что в этих условиях разделение земной коры по геофизическим свойствам на «гранитный» и «базальтовый» слои зачастую оказывается проблематичным, для характеристики структурных свойств коры целесообразно оперировать мощностью консолидированной части земной коры в целом (см. рисунок, Д). Ее закономерное уменьшение наблюдается как в Южно-Баренцевской, так и в Северо-Баренцевской впадинах. В сторону Балтийского щита и Печерской плиты происходит резкое нарастание значений мощности. При этом выявляется преобладающая субмеридиональная ориентировка элементов структурного плана. Предполагаемая область разветвления каледонид соответствует кроме снижения значений скоростей по поверхности К локальное утонение консолидированной части коры до 25—24 км на фоне общего резкого увеличения ее мощности. Анализ произведенных построений указывает на существование «порога» между Печорской плитой и Южно-Баренцевской впадиной, выраженного во всех основных поверхностях раздела земной коры, за которым не прослеживаются структуры Печорской плиты.

Важным показателем роли структуры земной коры в неравномерном распределении осадочного чехла может служить ее «условная жесткость» (см. рисунок, Е). Она устанавливается исходя из отношения мощности земной коры в целом к мощности ее неконсолидированной части, т. е. осадочного чехла. Величины этих отношений, осредненные по сетке  $1 \times 1^\circ$ , изображены на схеме в изолиниях условных единиц жесткости (усл. ед. жестк.). По этому показателю могут быть выделены три группы районов: I — со значениями от 1,6 до 3,5—4 усл. ед. жестк., характеризующими области с минимальной жесткостью, к которым относятся Южно-Баренцевская и Северо-Баренцевская впадины и их возможные ответвления; II — со значениями от 4 до 10 усл. ед. жестк., характерными для бортовых частей впадины, затухающей ветви норвежских каледонид, подводных продолжений структурных зон Печорской плиты, Адмиралтейского вала; III — со значениями более 10 усл. ед. жестк., соответствующими относительно стабилизированным областям (подводная окраина Балтийского щита, Канинская глыба).

Показатель условной жесткости земной коры является вспомогательным при тектоническом районировании, фиксируя одновременно наиболее контрастные формы земной коры, структурные элементы фундамента и переходные зоны между ними. Зоны и области пониженных значений условной жесткости, по-видимому, дают представление о месте и характере деструктивных процессов.



Вся совокупность рассмотренных данных: сокращение мощностей земной коры до 33—25 км в Южно-Баренцевской впадине с существенной дифференциацией рельефа поверхности мантии на отдельные купола под центральной частью впадины; расслоенность верхней части мантии, аномальность скоростных свойств как мантии, так и коры, отмеченная в литературе и подтвержденная новыми наблюдениями КМПВ и ГСЗ под впадиной; неопределенность, размытость перехода от осадочного чехла к фундаменту неясной природы в наиболее погруженных частях впадины; широкое развитие сбросов и интенсивная блоковая раздробленность основания осадочного чехла, по данным КМПВ и ОГТ; наконец, минимальные значения условной жесткости коры,— все это свидетельствует о деструкции континентальной коры в Южно-Баренцевской впадине, а по аналогии с ней и в Северо-Баренцевской. Деструкция, выраженная в блоковом дроблении, утонении и последующем разрыве «гранитного» слоя, а возможно, и всей коры в целом, связывается нами вслед за рядом исследователей этого региона [3, 8] с окраинно-континентальным рифтогенезом. Последний цикл его активизации, сопровождаемой усилением прогибаний и аккумуляции, соответствует поздней перми — мезозою, если судить по тому, что более половины мощности осадочного разреза впадин — до 12—14 км, по данным ОГТ (Союзморгео, 1984—1985 гг.), приходится на отложения этого возраста. Позднепермско-мезозойская активизация деструктивных процессов в регионе согласуется по времени с началом активного океанообразования в Америке — разрыве котловине Северного Ледовитого океана и может быть геодинамически сопряжена с ним.

#### Литература

1. *Аветисов Г. П., Булин Н. К.* Глубинное строение Земли Франца-Иосифа по сейсмологическим данным//Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 9. Л.: НИИГА, 1974. С. 26—32.
2. *Верба М. Л.* Структура Шпицбергенского шельфа по геофизическим данным//Нефтегазоносность Мирового океана. Л.: Севморгеология, 1984. С. 22—33.
3. *Верба М. Л.* Баренцево-Северо-Карский мегапрогиб и его роль в эволюции Западно-Арктического шельфа//Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: Севморгеология, 1985. С. 11—28.
4. *Волк В. Э., Гапоненко Г. И., Зацепин Е. Н., Киселев Ю. Г. и др.* Строение земной коры Арктики по геофизическим данным//27-й Межд. геол. конгресс. Докл. Т. 4. Коллоқ. 04. Геология Арктики. М.: Наука, 1984. С. 26—34.
5. *Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С.* Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Сов. радио, 1975. 265 с.
6. *Горбунов Г. И., Загородный В. Г., Макиевский С. И., Суетнов В. В.* Структура и история формирования южного обрамления Баренцева моря//27-й Междунар. геол. конгресс. Докл. Т. 4. Коллоқ. 04. Геология Арктики. М.: Наука, 1984. С. 73—80.
7. *Грамберг И. С., Волк В. Э., Зархидзе В. С., Кулаков Ю. Н. и др.* Геологическое строение арктической континентальной окраины СССР//27-й Междунар. геол. конгресс. Докл. Т. 4. Коллоқ. 04. Геология Арктики. М.: Наука, 1984. С. 3—11.
8. *Павленкин А. Д.* Каледонский рифтогенез на шельфе Баренцева моря//Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: Севморгеология, 1985. С. 29—33.

УДК 551.242(262.8)

ГАДЖИЕВ А. Н., ПОПКОВ В. И.

## СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СРЕДНЕГО КАСПИЯ

Анализ материалов сейсморазведки МОГТ позволил уточнить современный структурный план Среднего Каспия, а также определить взаимоотношение основных тектонических элементов Предкавказья и Закаспия. Установлена не известная ранее транскаспийская зона поперечных поднятий. Выявлено, что в истории формирования осадочного чехла территории выделяются два принципиально отличных этапа: первый (доолигоценый), когда в тектонически спокойной обстановке происходило накопление платформенных формаций, и второй (начиная с олигоцена и по настоящее время), отличающийся чрезвычайной сложностью геологического развития. На втором этапе широко развилось некомпенсированное прогибание и как следствие появились глубоководные депрессии, заполненные в той или иной степени продуктами разрушений горно-складчатых сооружений Средиземноморского пояса.

До недавнего времени структурные построения и тектоническое районирование территории Среднего Каспия базировались прежде всего на данных гравиметрической и магнитной съемок и единичных региональных сейсмопрофилей. Кроме того, в прибрежных районах Мангышлака и Дагестана выполнены детальные сейсмические исследования МОВ и пробурены отдельные глубокие скважины. Полученные материалы неоднократно обобщались [2—4, 6—8, 10, 11, 15, 16 и др.] и послужили основой общих представлений о геологическом строении территории. Однако низкая разрешающая способность сейсмических исследований прошлых лет и недостаточность сведений по центральной части моря позволяли авторам предлагать различные варианты тектонического районирования региона, а экстраполяция геологических данных в море, несмотря на хорошую изученность прибрежных районов, делала реконструкции обстановок формирования осадочного чехла достаточно условными и во многом гипотетическими.

В последние годы на акватории Каспия трестом «Каспнефтегазгеофизразведка» в широком масштабе выполняются комплексные геофизические исследования, включающие и работы МОГТ. Сейсмические наблюдения ведутся с использованием современных цифровых регистрирующих устройств и последующей обработкой материалов на ЭВМ третьего поколения. К настоящему времени густой сетью региональных профилей МОГТ (расстояние между профилями северо-восточной ориентации — 10 км, северо-западной — 20—30 км) перекрыта большая часть Среднего Каспия. В результате получен уникальный объективный материал, анализ которого в комплексе с имеющимися сведениями по прилегающим районам суши позволил расшифровать структуру осадочного чехла и с достаточной степенью надежности восстановить историю его развития.

На сейсмических разрезах осадочный чехол характеризуется как слоистая среда, в которой выделяется ряд отражающих горизонтов. Наиболее динамически выраженными из них и пролеживающимися на обширной территории являются СГ-II (внутри неогена), СГ-III (низы палеогена — верхи мела), СГ-IV (низы мела — верхи юры), а в юго-восточной части рассматриваемого региона удалось достаточно надежно закартировать и горизонт СГ-V, приуроченный к подошвенной части юрских отложений. Их стратиграфическое положение определялось сопоставлением с разрезами глубоких скважин, пробуренных в прибрежных районах, а также путем увязки с отражающими горизонтами, выявленными сейсморазведкой МОГТ в осадочном чехле восточного и западного побережий. Особен-

ности региональной структуры рассматриваемой территории могут быть проиллюстрированы структурными построениями по III—V отражающим горизонтам (рис. 1).

В северо-западной части Среднего Каспия отчетливо вырисовывается крупная депрессия, максимально погруженная часть которой, соответствующая Терско-Каспийскому краевому прогибу, расположена в придагестанской прибрежной зоне. К северу на общем фоне моноклиналиного залегания слоев выделяются структурные носы и заливы, соответственно погружающиеся и раскрывающиеся в сторону наиболее прогнутой зоны. Самый крупный структурный залив отшнуровывается от северо-восточной части данной депрессии, огибает Песчаномыско-Ракушечную зону поднятий и, приобретая субширотную ориентировку в пределах суши, дает начало протяженной Южно-Мангышлакско-Устьуртской системе прогибов.

На структурной карте по подошве палеогена можно наблюдать, что Предкавказская зона Манычских прогибов в пределах акватории преобразуется в наклоненную в сторону Терско-Каспийского прогиба моноклинали, постепенно вырождающуюся по мере приближения к мангышлакскому побережью.

В центральной части Среднего Каспия выделяется крупная зона поднятий антикавказского простирания, трассирующаяся от устья р. Самур на западном побережье до мыса Песчаного — на восточном. Ширина ее изменяется от 60 км на юго-западе, где установлено крупное (50 × 60 км) поднятие Набрань-море, до 100—120 км на северо-востоке. В сторону Мангышлака происходит также воздымание кровли юрских и меловых отложений. Примечательно, что эта зона прослеживается и на суше: ее продолжением в Предкавказье служит Дербентский выступ, а на Мангышлаке — Песчаномысский свод. Карагинская седловина и наиболее приподнятая часть Беке-Башкудукского вала (Карасязь-Таспасская антиклиналь). С глубиной происходит усложнение структурного плана, выделяется ряд локальных поднятий.

Таким образом, территория Среднего Каспия Самурско-Песчаномысской поперечной зоной поднятий разделена на более погруженные северо-западную и юго-восточную части. Последние так же, как и зона поднятий, погружаются в сторону альпийской области. Эта же зона транскаспийских поднятий служит южным ограничением Терско-Каспийского краевого прогиба.

Существовавшее длительное время представление о наличии Центрально-Каспийского свода не подтвердилось новыми данными. В то же время можно считать решенным вопрос о затухании в море Туаркыр-Караауданской системы дислокаций, замыкающейся несколько западнее меридиана мыса Песчаного (см. рис. 1), что согласуется с выводом, сделанным ранее одним из авторов [13].

Достаточно высокое качество сейсмических материалов, особенно для юго-восточной части рассматриваемого региона, позволяет помимо структурных задач решить и ряд вопросов, касающихся истории развития территории.

Юрские отложения залегают на подстилающих отложениях с четко выраженным разрывом, поверхность которого на сейсмических разрезах шероховата. Сейсмическая запись ниже горизонта V невыразительна, хаотична, вследствие чего структура доюрских образований не выяснена. Лишь на отдельных профилях в придагестанской зоне Каспия получены отражения сложной конфигурации, фиксирующие, по-видимому, грабенообразный прогиб, заполненный отложениями доюрского (триас?) возраста мощностью в несколько сотен метров. На профилях северо-восточной ориентировки его ширина составляет 20—25 км (рис. 2), северо-западной — около 80 км (рис. 3), что позволяет предполагать субпараллельное простирание последних длинной оси прогиба.

В нижней (большей) части разреза юрских отложений прослеживаются непротяженные отражающие площадки. Комплекс в целом не дифференцируется по внутреннему строению, и лишь в восточных районах

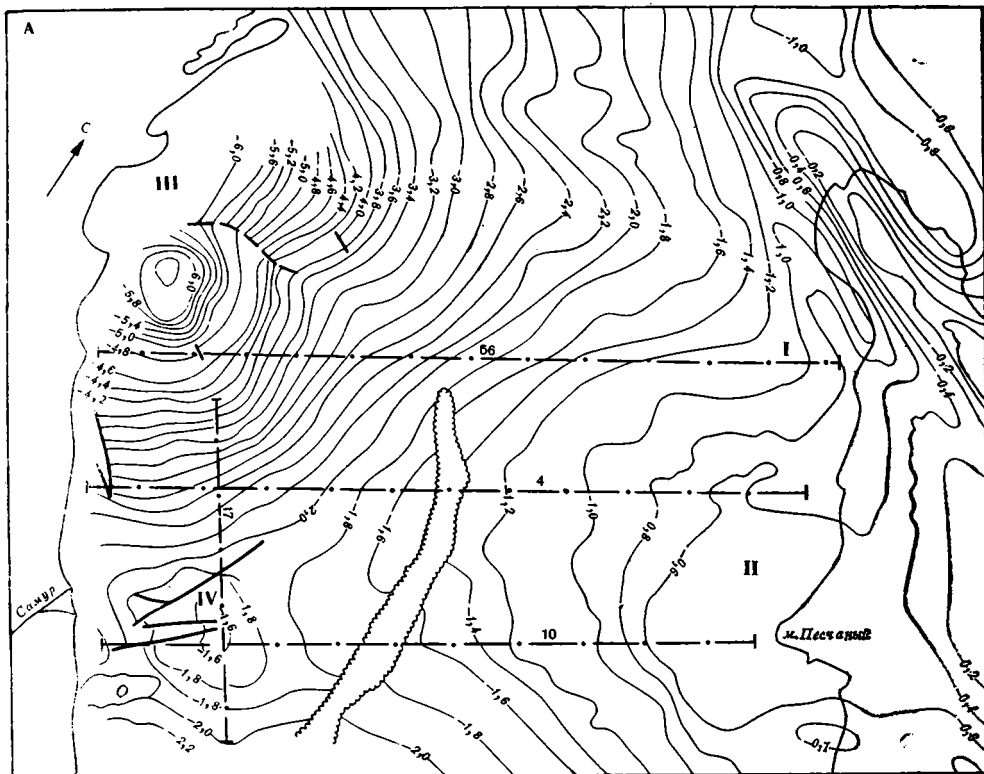


Рис. 1 (а)

Рис. 1. Структурные карты Среднего Каспия: А — по СГ-III, Б — по СГ-IV, В — по СГ-V горизонтам  
 1 — стратозогипсы, км; 2 — разрывы; 3 — наиболее глубокая часть среднеплиоценового эрозивного вреза; 4 — местоположение сейсмопрофилей, приведенных на рис. 3—6. Римские цифры на картах: I — Сегендыкский структурный залив, II — Песчаномысский свод, III — Терско-Каспийский краевой прогиб, IV — поднятие Набрань-море, V — Карауданский вал

на временных разрезах можно наблюдать слабо наклоненные отражающие площадки (рис. 4, см. рис. 2) между субпараллельными горизонтами СГ-V и СГ-IV. В ранне-среднеюрские эпохи в пределах Скифско-Туранской платформы происходило накопление терригенных формаций аллювиально-равнинного, континентально-бассейнового и морского (вторая половина байоса — бат) генезиса. Характер сейсмической записи говорит об аналогичном происхождении синхронных отложений и в пределах рассматриваемой территории. Косослоистые толщи в примангыш-лакской зоне могут отвечать дельтовым образованиям речной системы, которая была широко развита на восточном побережье и имела западный сток [5]. Аналогичные косослоистые тела известны и в пределах п-ова Мангышлак. В конце юрского периода устанавливается морской режим осадконакопления с формированием горизонтально-слоистых толщ. Динамическая выраженность отражающих горизонтов говорит о терригенно-карбонатном составе отложений верхней юры.

Мощность отложений юрской системы в пределах Самурско-Песчаномысской зоны поднятий составляет 1,4—1,6 км, увеличиваясь в депрессиях до 1,8—2 км и сокращаясь до 1—1,2 км на сводах антиклиналей. В северо-западном направлении в сторону современного Терско-Каспийского краевого прогиба наблюдается сокращение мощности отложений юры (рис. 5, А). Колебание мощностей отложений обусловлено как конседиментационными тектоническими движениями, так и неравномерным их размывом на рубеже юры и мела. В отдельных случаях можно наблюдать возрастание объема нижних частей разреза за счет заполнения

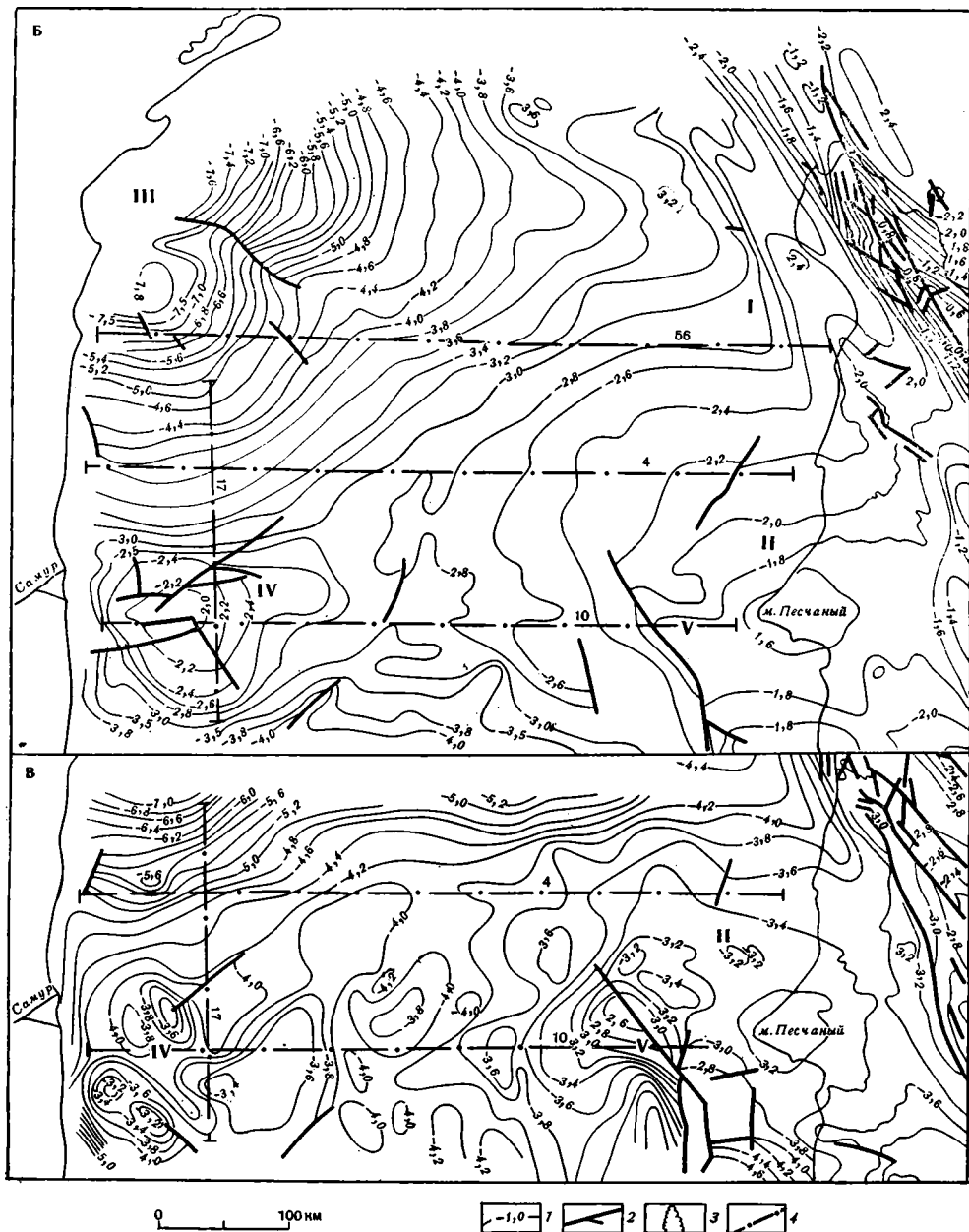


Рис. 1 (б, в)

эрозионных понижений доюрского рельефа. В частности, в районе поднятия Набрань-море на сейсмических разрезах видно налегание слоев с утыканием в склоны погребенных возвышенностей (см. рис. 2).

Мощности отложений мелового комплекса колеблются в достаточно широких пределах — от 400 м в своде Набраньского поднятия до 1600 м в районе Сегендыкского и западной части Казахского структурных заливов. В целом же отмечается региональное уменьшение мощностей мела в западном направлении (см. рис. 5, Б). В значительной степени это предопределено неодновременностью вовлечения в погружение различных областей описываемой территории и неодинаковой его скоростью. Так, на временных разрезах отмечается отчетливое трансгрессивное налегание все более молодых слоев мела на эрозионную поверхность юрских отложений при одновременном их утонении по мере движе-

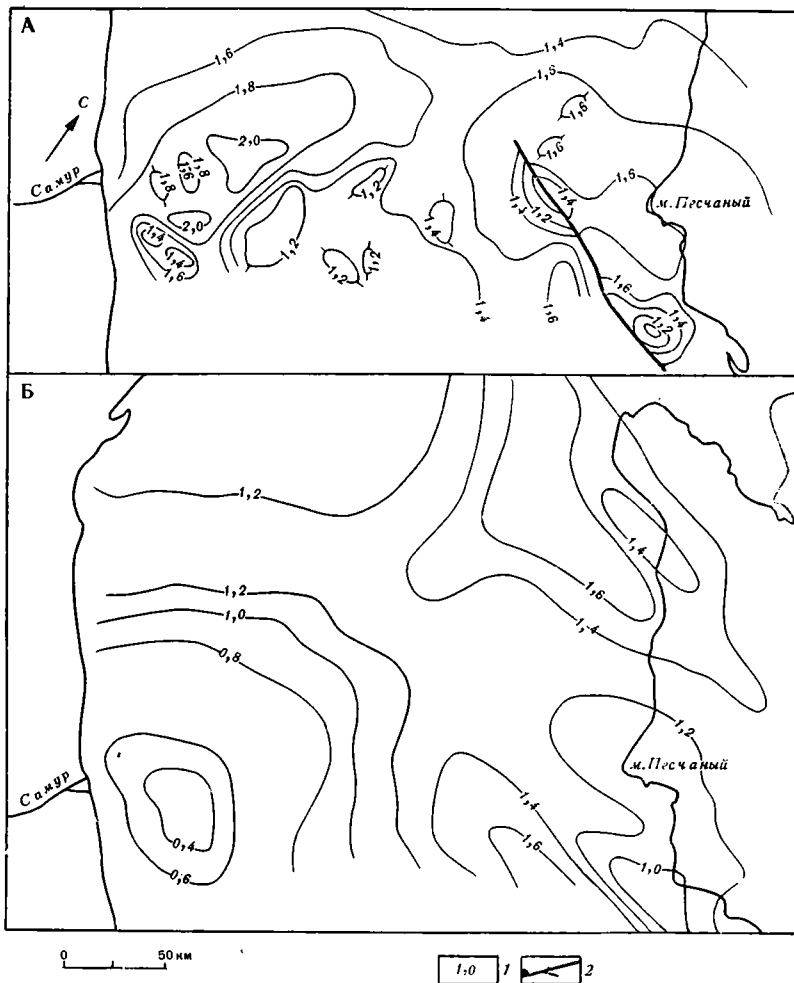


Рис. 2. Карты мощностей отложений Среднего Каспия: А — юрских, Б — меловых; 1 — изопакиты, км; 2 — разрывы

ния с востока на запад (см. рис. 2). Особенности волновой картины на сейсмических разрезах позволяют говорить об отсутствии в западной части Среднего Каспия нижнемеловых и, возможно, местами нижней части верхнемеловых отложений. Выпадение из разреза нижнемеловых толщ доказано глубоким бурением и в пределах суши в Присамурском районе Северного Азербайджана [1], что указывает на существование в этих районах обширной раннемеловой суши.

В примангышлакском секторе Каспия осадконакопление начинается в валанжинский век формированием терригенно-карбонатных отложений, также залегающих с разрывом на подстилающих породах. В целом эта часть акватории испытывала в меловое время более интенсивное погружение, а в отдельные века, как, например, в альбе, существовали достаточно глубоководные условия с накоплением серий косослоистых отложений. Аналогичные образования установлены также на п-ове Бузачи и Южном Мангышлаке. Предполагается, что их образование происходило в условиях шельфа. Конседиментационные тектонические движения оказывали здесь слабое влияние на мощность осадков, в то время как восходящие подвижки, проявившиеся в преддатское время, и сопровождавший их разрыв существенным образом повлияли на полноту и мощность верхнего мела. Выполненная ранее оценка роли преддатского разрыва на формирование структурного плана Южно-Мангышлакского прогиба показала, что наиболее интенсивно разрыв проявился в пределах Песчаномысского свода и Карагининской седловины (тектонические

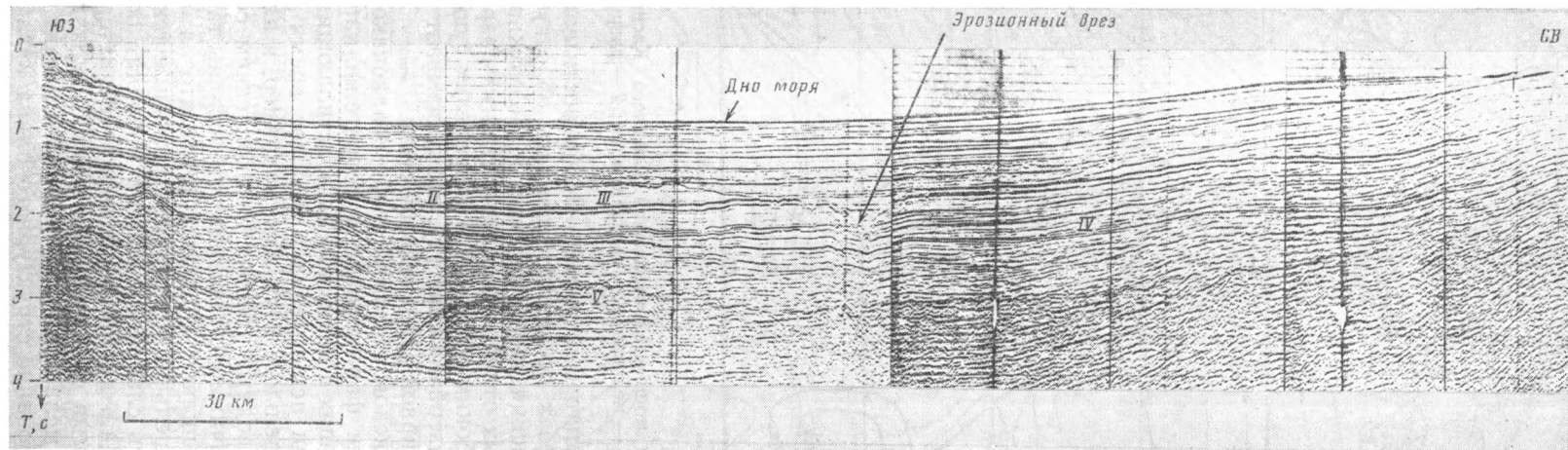


Рис. 3. Структура осадочного чехла по профилю 17

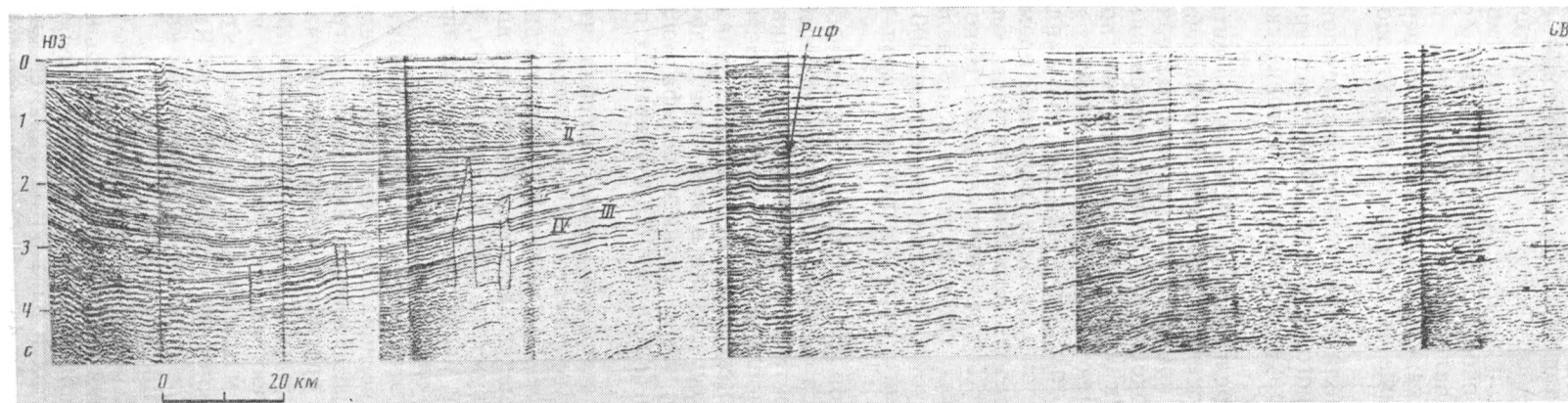


Рис. 4. Структура осадочного чехла по профилю 4

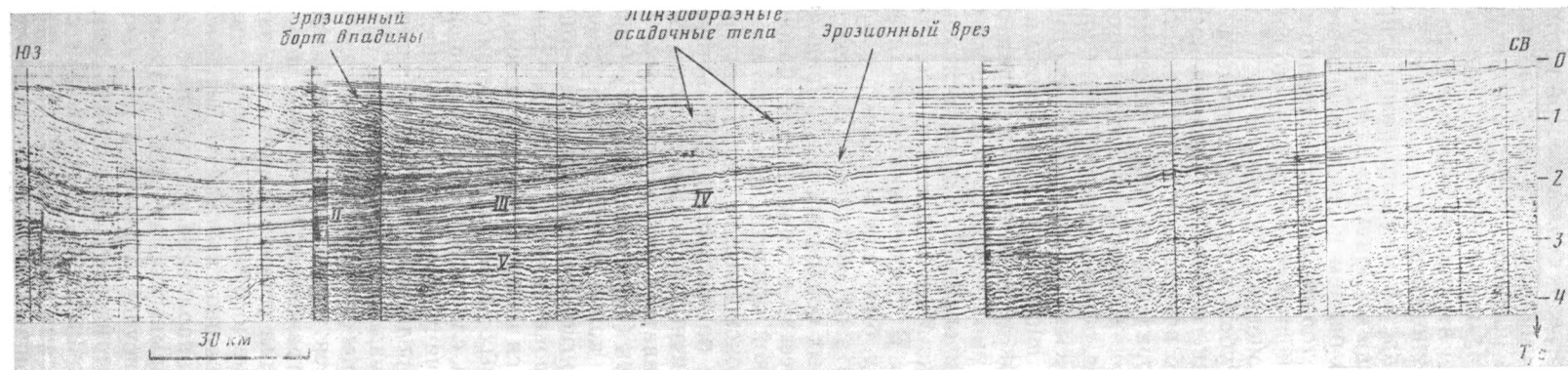


Рис. 5. Структура осадочного чехла по профилю 10



элементы, входящие в состав Самурско-Песчаномысской зоны поднятий), в результате чего они в этот кратковременный по продолжительности отрезок геологической истории набрали 14 и 17% от своей современной амплитуды по подошве платформенного чехла [12]. На сейсмических разрезах, пересекающих морское продолжение Песчаномысского свода, можно также наблюдать постепенное постседиментационное срезание верхних горизонтов мела по направлению от депрессионных зон к приподнятым его районам, а также скачкообразное выпадение верхних частей мелового разреза при переходе от Казахского структурного залива к Караауданскому валу.

В раннем и среднем палеогене накапливались горизонтально-слоистые толщи преимущественно карбонатного состава. Дифференциация мощностей очень слабая, что свидетельствует о спокойной тектонической обстановке в это время.

Рубеж эоцена и олигоцена был переломным в истории развития Среднего Каспия. Интенсивность погружения дна морского бассейна резко возросла, что при недостаточном привносе обломочного материала повлекло за собой появление глубоководных некомпенсированных котловин, пространственно тяготеющих к осевым зонам передовых прогибов, образовавшихся вдоль внешнего фронта растущих складчатых сооружений Средиземноморского пояса [10]. Значительными по амплитуде нисходящими движениями впервые за весь анализируемый промежуток геологической истории была охвачена юго-западная часть описываемой территории, а также Самурско-Песчаномысская зона. Некомпенсированный режим осадконакопления установился и в пределах Южно-Мангышлакского прогиба, где глубина бассейна достигала 600 м [15]. В прикавказской части Каспийского моря погружение, судя по всему, было еще большим.

В этой обстановке происходило накопление косослоистых клинообразных осадочных тел, выклинивающихся с запада и востока от бортов депрессии в сторсну ее глубоководной части, располагавшейся в прикавказской области, где отлагались маломощные горизонтально-слоистые глубоководные осадки. Наличие клиноформных тел не только на западе, но и на востоке свидетельствует о существовании в этот период двух различных источников сноса. Возможно, что на границе шельфа могли создаваться благоприятные условия для формирования биогермных построек (барьерных рифов?) (рис. 6).

В конце майкопского времени намечается обмеление бассейна, что, вероятно, связано с началом общего воздымания территории, максимально проявившегося на рубеже раннего и среднего миоцена и сопровождавшегося интенсивным размывом накопившихся ранее отложений. На временных разрезах фиксируется соответствующая граница несогласия, но из-за сложной предшествующей истории развития территории оценить величину эрозионного среза чрезвычайно сложно.

Среднемиоценово-раннеплиоценовый этап в общих чертах характеризовался унаследованным развитием региональной структуры, заложившейся на рубеже эоцена — олигоцена. Наиболее интенсивно погружается территория Терско-Каспийского прогиба и присамурский участок транскаспийской зоны поперечных поднятий. Наличие клиноформных тел устанавливается на западе и востоке, что говорит о том, что резкие погружения, происшедшие в среднем плиоцене, вновь привели к образованию глубокой топографической депрессии в западной части Каспия, заполнение которой шло от ее бортов к центру с накоплением клиноформных осадочных тел бокового наращивания.

Рисунок отражений на сейсмических разрезах позволяет судить об энергетической обстановке формирования последних. Так, отдельные осадочные тела, ограниченные сверху и снизу динамически выраженными осями синфазности, сходящимися вверх и вниз по падению слоев и имеющими в целом сигмовидную форму (в виде буквы S), развиты в примангышлакском секторе Каспия, а также в присамурском районе (см. рис. 2). Такая конфигурация седиментационных тел, по мнению

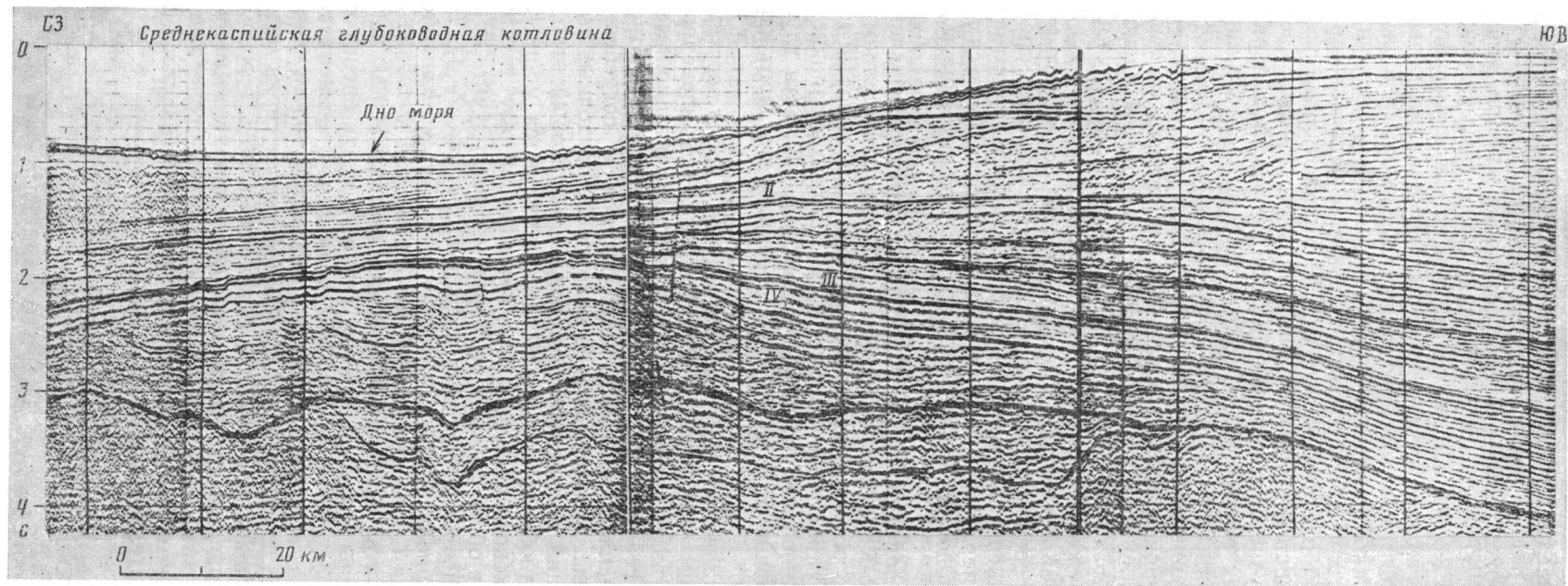


Рис. 6. Структура осадочного чехла по профилю 56

[14], говорит о низкоэнергетической обстановке их накопления в условиях окраины шельфа и континентального склона.

В северо-западной части рассматриваемого региона на временных разрезах, расположенных вкост простирания пластов, отчетливо выражена косая мегаслоистость отражений, очерчивающих осадочные тела клинообразной формы. Подобный рисунок отражений свойствен высокоэнергетическим процессам латерального наращивания шельфового склона [14], что достаточно хорошо согласуется с конкретной палеогеографической обстановкой на данном отрезке геологической истории.

В среднем плиоцене произошло резкое осушение обширных пространств молодой платформы юга СССР. Морской режим седиментации сохраняется лишь в глубоководной котловине Южного Каспия [9]. На прилегающих участках современной суши происходило образование глубоких врезанных речных долин. Еще в 1953 г. А. Л. Яншин писал, что «при любых вариантах палеогеографических реконструкций необходимо признать, что уровень Каспийского моря в среднем плиоцене был значительно ниже уровня Мирового океана», что явилось «... стимулом энергичного врезания всей эрозионной сети, для которой базисом служило Каспийское море» [17, с. 622]. Причиной этого могло служить катастрофическое погружение (провал) земной коры Южного Каспия с образованием глубокой котловины, вобравшей в себя воды всего морского бассейна. В итоге среднекаспийская некомпенсированная депрессия превратилась в континентальную впадину с превышением ее бортов относительно дна примерно на 1,5 км (последнее устанавливается по разнице в гипсометрии подошвы трансгрессивно налегающих акчагыльских отложений).

В среднем плиоцене дельта Палеоволги сместилась далеко к югу, достигнув Южно-Каспийской депрессии. Самурско-Песчаномысская зона явилась своего рода топографическим барьером, который и был прорезан руслом крупной реки (см. рис. 2, 4). Ширина эрозионной долины до 60 км с каньонообразным врезом в центральной части глубиной 200—600 м при ширине от 5 до 15 км. Прослежен этот врез на расстоянии около 200 км.

В позднем плиоцене в пределах Среднего Каспия восстанавливаются морские условия осадконакопления. Глубокие некомпенсированные котловины представляли собой естественные седиментационные ловушки, и на отдельных сейсмических разрезах можно наблюдать отчетливое прилегание верхнеплиоцен-четвертичных осадков к погребенным бортам впадин (см. рис. 4). Интенсивное накопление осадочных толщ, как и в предшествующий среднемиоценово-раннеплиоценовый этап, отмечается в северо-западной части региона, где формируются мощные косослоистые серии бокового наращивания, имеющие форму гигантских линз. Представление об их форме и размерах можно получить при рассмотрении взаимно перпендикулярных разрезов (см. рис. 2—4). К концу четвертичного периода произошла компенсация Терско-Каспийского прогиба. Территория Среднекаспийской глубоководной котловины, где современные батиметрические отметки дна достигают 800 м, на протяжении второй половины кайнозойской эры (начиная с олигоцена) характеризуется некомпенсированным режимом развития. В ее центральной части накапливаются субгоризонтальные осадочные толщи незначительной мощности, а на бортах отлагаются клиноформные серии (см. рис. 2). Периодически, очевидно в моменты перекомпенсации Терско-Каспийского прогиба, в ее пределы осуществляется сброс лишнего материала (в виде мутьевых потоков), образующего языкообразные осадочные тела, имеющие в поперечном сечении форму линз и располагающиеся кулисообразно одно относительно другого (см. рис. 4).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ материалов сейсморазведки МОГТ на акватории Среднего Каспия дал новую информацию о современной его структуре. В частности, определены границы и соотношение основных тектонических элементов Предкавказья и Закаспия, установлена не известная ранее зона поперечных поднятий антикавказского простираения, разделяющая Средний Каспий на северо-западную и юго-восточную депрессионные зоны. Данная перемычка разделяет представлявшийся ранее единым Терско-Каспийский прогиб на две самостоятельные структуры: собственно Терско-Каспийский и Северо-Апшеронский прогибы. Правомерность такого вывода подкрепляется и тем, что в пределах названной перемычки практически отсутствуют альпийские молассы.

Изучение внутренней структуры осадочного чехла позволило проследить историю его формирования, начиная с юрского периода. Установлено, что в развитии Среднего Каспия существовало два принципиально отличных этапа. В течение первого (доолигоценового) территория испытывала сравнительно слабо дифференцированное погружение, сопровождавшееся формированием типично платформенного чехла, нарушаемое кратковременными восходящими движениями и размывом накопленных ранее отложений. Рубеж эоцена и олигоцена явился переломным: с этого момента в западной части Каспия происходит заложение глубоководных некомпенсированных котловин, связанных с образованием альпийских передовых прогибов, наложившихся на окраинные зоны Скифско-Туранской платформы. Этот период геологической истории отличается чрезвычайной сложностью тектонического развития, во время которого происходило накопление молассовых толщ огромной мощности при одновременном существовании глубоководных некомпенсированных депрессий. Некоторые из них сохранились вплоть до настоящего времени. В целом же послезоценовый этап сыграл решающую роль в формировании современной региональной структуры Среднего Каспия.

Полученные сведения могут быть использованы для оценке перспектив нефтегазоносности как акваториальной части, так и прилегающих прибрежных районов. Помимо традиционных антиклинальных объектов выявлены разнообразные литологические ловушки — погребенная эрозионная долина, головные части клиноформ, предполагаемые биогермные постройки, зоны стратиграфического срезания и литологического выклинивания потенциально перспективных толщ и многие другие.

## Литература

1. Ашев М. М., Павлова М. М., Смирнов Ю. П. и др. Меловые отложения обрамления Каспийского моря. М.: Наука, 1980. 234 с.
2. Багинская Е. Н., Брюсов Б. А., Брайтман А. Р., Гребнева И. А. Некоторые результаты сопоставления материалов геофизических исследований на западном и восточном берегах Каспийского моря//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 5. С. 88—98.
3. Геодекян А. А., Берлин Ю. М., Непрочнов Ю. П. и др. Геологическое строение и возможная нефтегазоносность Среднего Каспия//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 12. С. 107—116.
4. Дикенштейн Г. Х., Габриэляц Г. А., Калугин П. И. и др. Основные черты тектоники западных районов Средней Азии и дна Каспийского моря//МГК. XXII сессия. Докл. сов. геологов. 1964. С. 211—225.
5. Калугин А. К., Кузьмин Б. В., Боранбаев К. Х., Юферов Ю. К. К методике и направлению поисково-разведочных работ на Южном Мангышлаке//Геология нефти и газа. 1975. № 11. С. 1—7.
6. Лебедев Л. И., Едигарян З. П., Кулакова Л. С. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность платформенной части Каспия. М.: Наука, 1975. 128 с.
7. Маловицкий Я. П. Перспективы нефтегазоносности акватории Каспийского моря. М.: ВНИИОЭНГ, 1967. 80 с.
8. Маловицкий Я. П. История геотектонического развития впадины Каспийского моря//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 10. С. 103—120.
9. Милановский Е. Е. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена (балаханский и ачкагельский века)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Вып. 3. С. 17—29.
10. Милановский Е. Е., Хаин В. Е., Вялов О. С. и др. Основные черты геологического строения и развития Средиземноморского складчатого пояса в пределах СССР//

- 27-й Международный геол. конгресс. Доклады. Т. 1. Коллоквиум К.01. Геология Советского Союза. М.: Наука, 1984. С. 78—93.
11. *Польстер Л. А., Висковский Ю. А., Левин А. И., Несмеянов Д. В.* Среднекаспийский нефтегазоносный бассейн. Л.: Недра, 1972. 214 с.
  12. *Попков В. И., Нугманов Я. Д.* Значение восходящих тектонических движений в формировании структуры Южно-Мангышлакского прогиба//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 6. С. 113—120.
  13. *Попков В. И.* О западном продолжении складчатых сооружений Туаркыра//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 2. С. 43—49.
  14. *Сангри Дж., Уидмайер Дж. М.* Интерпретация терригенных осадочных фаций по данным сейсморазведки//Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. С. 288—325.
  15. *Столяров А. С.* Случай некомпенсированного прогиба в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36. Вып. 5. С. 55—78.
  16. *Хаин В. Е.* К проблеме строения Каспийской впадины и структурных связей между Кавказом и Закаспием//Геология нефти. 1958. № 9. С. 11—18.
  17. *Янишин А. Л.* Геология Северного Приаралья. Стратиграфия и история геологического развития//Материалы к познанию геологического строения СССР. Нов. сер. М.: Изд-во Моск. о-ва испыт. природы, 1953. Вып. 15 (19). 675 с.

Трест «Каспнефтегазгеофизразведка»,  
Баку;  
Казахский государственный  
научно-исследовательский и проектный  
институт нефтяной промышленности,  
Шевченко

Поступила в редакцию  
9.IV 1986

УДК 551.248.2(575.3)

НИКОНОВ А. А.

**НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА РАЙОНА РОГУНСКОЙ ГЭС  
В ТАДЖИКИСТАНЕ**

На основе новых и анализа существующих геологических наблюдений и использования палеогеографических реконструкций восстанавливаются новейшие тектонические движения Вахшского и Каратегинского хребтов. Сделан вывод о чешуйчато-надвиговом строении мезозойско-кайнозойской толщи, надвинутой к северо-западу на 10 км или более. Формирование Вахшского хребта и хр. Сурхку произошло значительно позднее, чем допускалось ранее, а именно в позднем плиоцене и в четвертичное время. Скорость горизонтального сближения массивов палеозоя Каратегинского и мезозоя Вахшского хребтов оценивается величиной 1 см/год или более.

Тектоническая ситуация в районе строительства оказывается значительно более серьезной, чем представлялось прежде.

Строящаяся Рогунская ГЭС на р. Вахш в Таджикистане является крупнейшим и сложнейшим гидротехническим сооружением в мировой практике гидростроительства. Достаточно сказать, что максимальная высота плотины достигает 335 м, максимальная ширина основания — 1,5 км [21]. Водоохранилище протянется вверх по долине на 65 км и будет задерживать свыше 13 км<sup>3</sup> воды.

Участок строительства расположен в пограничной зоне крупнейших тектонических областей и горных сооружений Тянь-Шаня и Таджикской депрессии, которая всеми исследователями признается тектонической зоной первого порядка, причем зоной, активной в новейшее и четвертичное время. В процессе геологических исследований и специальных инженерно-геологических изысканий отмечалось исключительно сложное тектоническое строение участка головных сооружений и чаши водохранилища [2, 7, 14, 15]. На расстоянии нескольких километров от плотины проходит зона Южно-Гиссарских разломов в палеозойском основании и фронтальная часть Вахшского надвига, где мезозойские породы по крутому тектоническому контакту граничат с неогеновыми. Вблизи устья р. Оби-Гарм в строительной зоне Вахшский надвиг сочленяется с несколькими крупными разломами: Яфучским, Гулизинданским, Ионахшским и частными разрывами, образующими сложный в плане и объеме тектонический узел. (рис. 1).

Собственно головные гидротехнические сооружения располагаются в узком (порядка 2 км) продольном массиве круто наклоненных нижнемеловых пород между Гулизинданским и Ионахшским разломами, в 3 и 5 км соответственно от их косо го сочленения с фронтальной частью Вахшского надвига. Особо следует отметить расположение тела плотины над разрывными нарушениями, в том числе над Ионахшским разломом [11, 19]. Известно, что Гулизинданский и Ионахшский разломы отличаются признаками активности в четвертичное время (не древнее среднечетвертичного) ниже по течению р. Вахш [22, 23] и в настоящее время — непосредственно на участке строительства плотины [11].

В последние годы после начала строительства благодаря новым горным выработкам и детальным наблюдениям, а также использованию палеогеографического метода и современных методов датирования отложений автор получил новые материалы по новейшей истории и тектонике района строительства Рогунской ГЭС.

В настоящем сообщении внимание сосредоточено на структуре и динамике района.

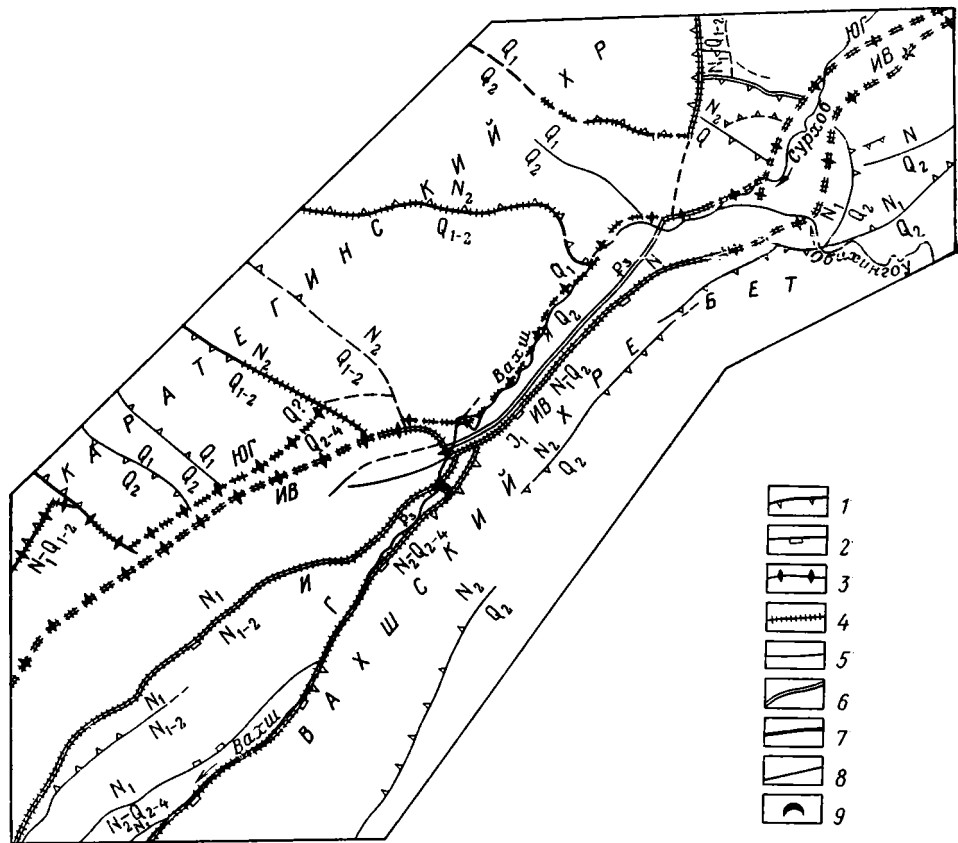


Рис. 1. Схема разломов в верхнем течении р. Вахш, на границе Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии по [15]  
 1—2 — кинематика разломов: 1 — взбросы, 2 — крутые взбросы с козырьковыми надвигами; 3—5 — ранг разломов: 3 — краевые, 4 — ограничивающие крупные блоки, 5 — осложняющие блоки; 6—8 — амплитуды смещений вдоль плоскостей разломов: 6 —  $\geq 1000$  м, 7 — сотни метров, 8 — десятки метров и менее; 9 — местоположение платформы Рогунской ГЭС. Буквы в кружках — разломы: ЮГ — Южно-Гиссарский, ИВ — Илякско-Вахшский, И — Ионахшский, Г — Гулизинданский, Я — Яфучский. Индексами показан возраст поздних фаз активности разломов

Необычайная сложность тектонического строения района, как и всей зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня, обусловила существование различных, резко противоречивых точек зрения у разных исследователей. Имеющиеся представления о тектонике бассейна среднего и верхнего течения р. Вахш можно сгруппировать в две главные противостоящие друг другу концепции. Согласно одной из них [7—10, 13, 18], весь комплекс мезозойских и нижнекайнозойских пород в пределах хребтов Вахшского, Сурхку и Джанглак сорван с фундамента и перемещен к северо-западу на расстояние 5—9 или даже 10—20 км по пологой поверхности, маркированной гипсоносной толщей верхней юры. Это так называемый Вахшский надвиг И. Е. Губина; Гулизинданский, Ионахшский и более северный разрывы рассматриваются как его фрагменты.

Согласно другой концепции [2, 3, 14, 15, 23], сочленение тектонических областей Памира и Тянь-Шаня в рассматриваемом районе происходит по зоне Гиссаро-Кокшаальского (Южно-Гиссарского) глубинного разлома вертикального заложения, с которым сопрягаются также вертикальные, хотя и с козырьковым надвижением близ земной поверхности, разломы второго порядка (Гулизинданский, Ионахшский, Оби-Гармский и др.). Промежуточную позицию занимают исследователи [2, 25], признающие складчатый и чешуйчатый характер структуры и тангенциальное сжатие в районе.

На стадии детальных инженерно-геологических изысканий для строительства принята во внимание только приповерхностная структура. В соответствии с видимым в эрозионной долине Вахша преимущественно крутым залеганием пород и плоскостей разрывов по существу принята схема блокового строения и господства вертикальных блоковых движений. Эта схема, даже после установления современных относительных перемещений по разломам со скоростью в первые мм/год [11], не давала повода для опасений в отношении устойчивости и безопасности комплекса возводимых сооружений.

Однако вновь полученные материалы не подтверждают эту схему. Взбрасывание и местами надвигание (kozyрьковое) толщи мезозойских пород к северо-западу на неогеновые отложения у подножия Вахшского хребта от устья р. Оби-Хингоу до устья р. Оби-Гарм, т. е. на протяжении около 35 км, не вызывает сомнения [6, 7, 14, 15, 25]. Минимальная видимая амплитуда оценивается в 1—2 км. Реальная амплитуда определяется следующим образом.

Неогеновая толща в Лябиджарской котловине у слияния рек Сурхоб и Оби-Хингоу видимой мощностью свыше 2—3 км [5—7, 25] подразделяется на три свиты, которые по аналогии со свитами Яхсуйской депрессии и по возрастному соотношению с олигоцен-миоценовыми отложениями правобережья р. Сурхоб в Гыжматской синклинали [5, 25, 26] сопоставляются нами с тавильдаринской (обнажена за разломом только небольшая часть), каранакской (часть якакской) и полизакской (лябиджарской) свитами. На левобережье р. Оби-Хингоу встречаются фрагменты более молодых конгломератов, по-видимому, соответствующих килимбинской свите Дарваза. Согласно комплексу имеющихся данных, возраст полизакской свиты определяется в 5—3 млн. лет. [16], соответственно возраст каранакской ориентировочно — 7—5 и килимбинской — 2—1 млн. лет. При возрастном объеме плиоцена в 5—6 млн. лет каранакская свита попадает в миоцен, а полизакская и килимбинская — в плиоцен.

Единая миоцен-плиоценовая толща Лябиджарской котловины мощностью 2—4 км [5, 6, 25] с общим моноклинальным падением под мезозой Вахшского хребта теперь занимает полосу 3,5 км шириной; первоначально при гораздо более пологом залегании и до отсечения на северо-западе и юго-востоке разломами ширина полосы должна была составлять не менее 5 км. Ниже по течению р. Вахш вплоть до устья р. Оби-Гарм полоса выходов стоящей почти на головах неогеновой толщи сужается до нескольких сотен метров. Из-под мезозоя обнажаются только низы каранакской свиты, между тем как бoльшая по ширине и мощности часть полизакской свиты постепенно покрывается под Вахшским надвигом. Таким образом, величина перекрытия оценивается минимум в 4—5 км за период менее 5 млн. лет. Напомним, что И. Е. Губин [7], исходя из сближения фаций меловых отложений, оценил надвигание Вахшского хребта к северо-западу величиной не менее 4—9, скорее 10—12 км.

До сих пор не использовался другой, палеогеографический, способ оценки величины надвигания. Известно, что во всей толще неогеновых отложений у подножия высокого (2—2,2 км относительной высоты) и крутосклонного (30—40°) Вахшского хребта совершенно отсутствует обломочный материал слагающих его характерных мезозойских пород. Валунники полизакской свиты неслись сюда со склона Каратегинского хребта, отстоящего на 5—8 км и более. Оттуда же принесены единичные гальки нижнемеловых пород, ближайшие выходы которых, слагающие узкую полосу, находятся в 12 км севернее на южном склоне Каратегинского хребта. Неизбежен, таким образом, вывод о том, что во время накопления в современной Лябиджарской котловине грубых конгломератов полизакской и килимбинской свит, т. е. 5—3—2 млн. лет назад, Вахшский хребет как орографическая единица и неотектоническая структура не существовал или был удален от места нынешнего днища долины р. Вахш более чем на 10—12 км.



Об отсутствии вплоть до 3 млн. лет назад Вахшского хребта как сколько-нибудь значительного поднятия говорит следующий факт. Галька палеозойских пород Каратегина преобладает в неогеновых отложениях, от тавильдаринской до полизакской свит включительно, на юго-восточном склоне нынешнего Вахшского хребта в Оби-Мазарской синклинали на расстоянии 25—50 км от их коренного залегания [5, 25]. Следовательно, неогеновые молассы накапливались на обширной, до 50 км шириной, подгорной равнине к югу от Каратегинского хребта. Иными словами, поднятие Вахшского хребта минимум на 2,5—3 км, а с учетом мощности смытых неогеновых отложений на месте его гребня — на 4—5 км должно было произойти за последние примерно 3 млн. лет. Одновременно должно было происходить взбрасывание — продвижение массива мезозойских пород к северо-западу на неогеновые отложения, по крайней мере на такую же величину, и формирование складчато-чешуйчатой структуры. Средние скорости поднятия Вахшского хребта за последние 3 млн. лет оцениваются в 1—1,5 мм/год (как максимум) для вертикальной составляющей и 1,7—3 мм/год (как минимум) для горизонтальной составляющей.

Обратимся теперь к ближайшим окрестностям участка строительства. В приустьевой части долины р. Вахш у поселка строителей, между устьями саев Оби-Чушон и Пасимурахо, на обоих бортах обнажаются глинистые мусорные гравелиты, конгломераты и брекчии. По аналогии с отложениями в Лябиджарской котловине, фрагментарно прослеживаемыми вдоль левого бережья р. Вахш, мы относим их к каранакской свите верхнего миоцена. Ниже устья р. Пасимурахо при входе в ущелье р. Вахш, всего в 2 км от верхнего конца основания плотины Рогунской ГЭС, вскрывается одна из ветвей Вахшского надвига в виде крупной зоны дробления и перетирания. Круто наклоненные к юго-востоку нижнемеловые песчаники контактируют здесь с сизо-синими глинами, неравномерно насыщенными и перемежающимися с гипсами (верхнеюрскими) и блоками нижнемеловых песчаников. Зона мощностью около 100 м наклонена к югу под углом 80°. По ней нижнемеловые породы взброшены на миоценовую толщу мощностью в несколько сотен метров. Эта толща, как и зона разлома, простирается в северо-восток — юго-западном направлении, сохраняя крутой, около вертикального, угол падения и лишь на западе выполаживаясь до 60° (рис. 2) [4].

На левом борту р. Вахш против устья р. Оби-Чушон наблюдается продвижение гранитов на миоценовые отложения и разных их частей одна на другую. По соотношению выходов пород на разных берегах Вахша минимальная величина перекрытия только этой свиты нижнемеловыми породами составляет 0,3 км. По этой ветви Вахшского надвига отмечаются и правосдвиговые смещения [13].

Во всей толще неогена здесь, у самого подножия крутого (40—60°) склона Вахшского хребта, как и выше по течению р. Вахш, обломочный материал представлен исключительно палеозойскими породами. Снос происходил с гораздо более пологого и удаленного Каратегинского хребта. Соответственно появление Вахшского хребта и взбрасывание массива мезозойских пород по одноименному надвику на верхнемиоценовые отложения опять-таки могло произойти не ранее, чем в плиоцене.

В нескольких километрах к северу от участка строительства располагается хр. Сурхку, с севера и востока ограниченный долиной р. Оби-Гарм. Прежними геологическими исследованиями в пригребневой части хребта и на его северо-западном склоне [1, 2, 4, 7, 18] было установлено его складчато-чешуйчатое строение с падением сместителей разрывов в южных румбах. При этом складчато-чешуйчатое строение наблюдалось в пределах толщи мезозойских пород, в целом взброшенной к северу на палеозойский фундамент, обнажающийся на противоположном южном склоне Каратегинского хребта. Новые наблюдения свидетельствуют об очень молодом возрасте чешуйчатых надвигов.

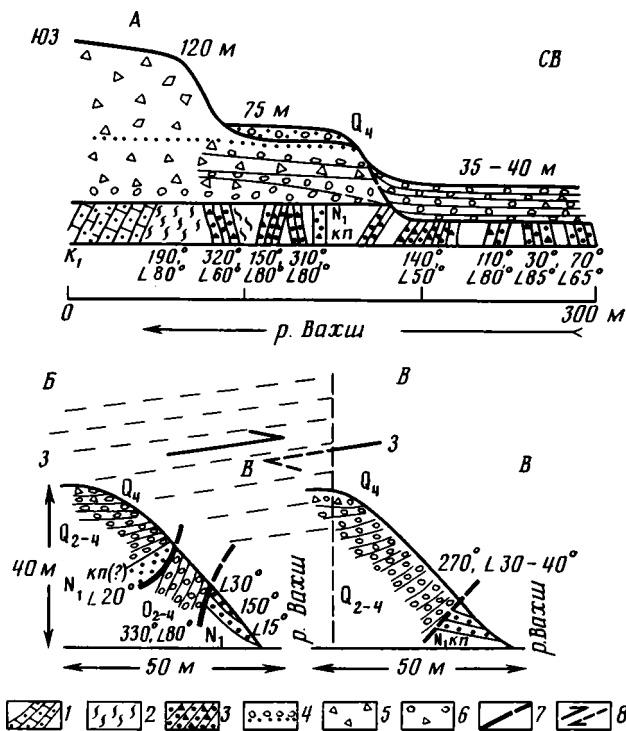


Рис. 2. Обнажения на правом берегу р. Вахш около устьев рек Пасимурах (А) и Оби-Чушон (Б и В) в зоне выхода на поверхность Вахшского надвига

1 — нижнемеловые песчаники; 2 — глины, милониты в зоне разлома; 3 — брекчи и конглобрекчи верхнего миоцена; 4 — аллювиальные отложения четвертичного возраста; 5 — пролювий; 6 — пролювиально-аллювиальный материал; 7 — разрывы; 8 — сдвигание по плоскости разлома между обнажениями

На северо-восточном окончании хр. Сурхку по правобережью р. Оби-Гарм, юго-западнее одноименного поселка, широко развита преимущественно песчано-глинистая отчетливо слоистая аллювиально-озерная толща мощностью порядка 200 м (обигармская толща С. А. Захарова [4]). К северу она постепенно становится существенно гравелитовой и галечной. В долине р. Оби-Гарм толща залегает на палеозойском фундаменте и частично на породах нижнего мела. Если прежде возраст этой толщи определялся по остракодам — «не древнее миоцена» [12, с. 48], на основе фаунистических находок — как раннечетвертичный [2], то позднее палеомагнитные данные по разрезу толщи около курорта Оби-Гарм позволили датировать ее поздним плиоценом в интервале 2,4—1,8 млн. лет назад [17, 20].

В отличие от южного склона Каратегинского хребта на северном склоне хр. Сурхку и в долине р. Оби-Гарм толща интенсивно дислоцирована, что видно в обнажениях и особенно в свежих карьерах и дорожных откосах. Подтверждается и уточняется чешуйчато-надвиговое строение р. Сурхку. В нижней и средней частях северного склона хребта (севернее долины р. Оби-Чушон) выделяются пять надвиговых пластин (рис. 3). Как видно, надвигами захвачены не только мезозойские породы, но и верхнеплиоценовые. Все плоскости сместителей наклонены в южных румбах, причем каждая более южная выходит к поверхности выше по склону и у земной поверхности имеет более крутой наклон — от 3—5 до 45—50°. Веер сместителей сходится к югу, по-видимому, в одну полого наклоненную к югу крупную зону срыва. Трудно избежать вывода, что здесь обнаруживается фронтальная часть крупного надвига, вероятно, Вахшского. Верхнеплиоценовые отложения в хр. Сурхку, т. е. во фронтальной части, подняты на 300 м по сравнению с их поло-

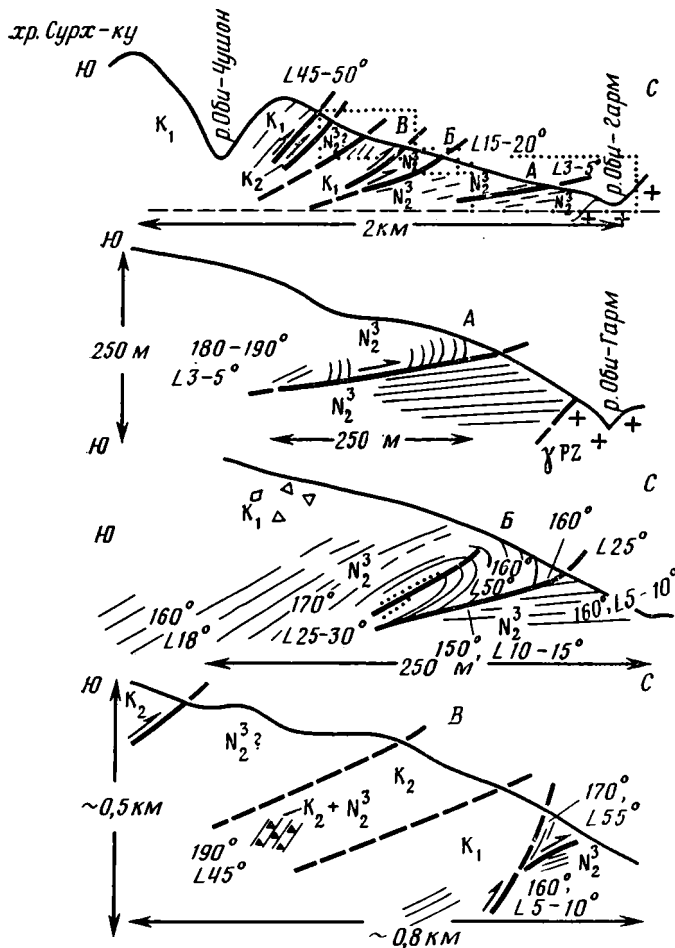


Рис. 3. Фронт Вахшского надвига на северо-восточном склоне хр. Сурхку

жением в Каратегинском хребте. Общее видимое надвижение к северу за последние 1,8—1,5 млн. лет оценивается здесь величиной не менее 1—1,5 км при среднем наклоне сместителя  $20^\circ$  и 2,5 км при среднем наклоне  $10^\circ$ .

Фактически надвижение, по-видимому, значительно больше, как это следует из палеогеографического анализа. Тонкий песчано-глинистый состав осадков верхнеплиоценовой толщи на хр. Сурхку и широкое их распространение в Оби-Гармской котловине на палеозойском фундаменте, т. е. заведомо в автохтонном залегании, свидетельствуют о существовании в то время в среднем течении р. Вахш обширного седиментационного аллювиально-озерного бассейна. Мелкогалечный материал верхнеплиоценовых отложений, слагающих нижние пластины, поступал исключительно с севера, из Каратегинского хребта, на расстояние не менее 4—6 км. В средней пластине, явно перемещенной к северу, в прослое мелкого галечника содержатся известняки и песчаники верхнего мела или палеогена, но отсутствует галька нижнемеловых песчаников, ныне обнажающихся на всем хр. Сурхку, в том числе и в непосредственной близости. Следовательно, около 2 млн. лет назад хр. Сурхку еще не существовал. Заметим, что с этим согласуется отсутствие на нем, как и на Вахшском хребте, в прогнвоположность Каратегинскому хребту, олигоцен-раннемиоценового и среднемиоцен-раннеплиоценового ярусов рельефа [2, 3].

На южный борт широкой в то время депрессии, по-видимому, достигавшей десятков километров в поперечнике, материал поступал с юга,

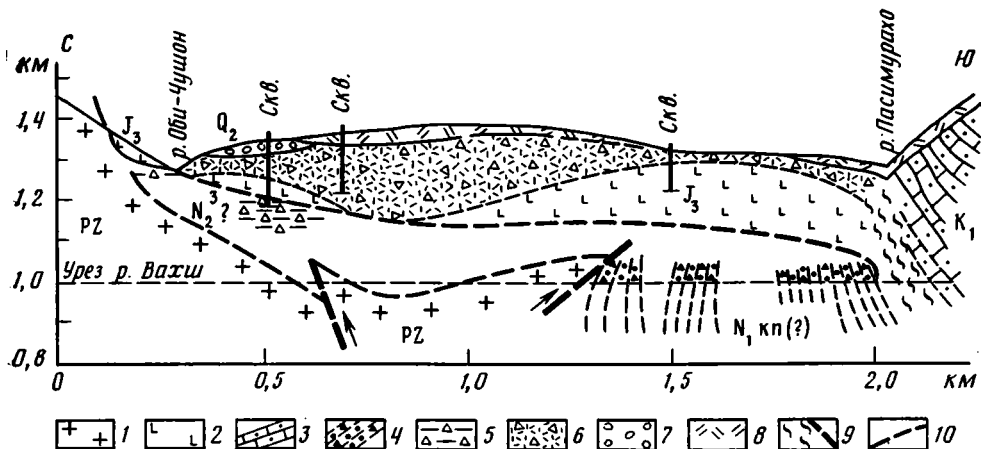


Рис. 4. Разрез 300-метровой террасы на правом берегу р. Вахш в 3 км выше плотины 1 — палеозойские граниты; 2 — верхнеюрские соленосные породы; 3 — нижнемеловые песчаники; 4 — брекчии и конглобрекции миоцена; 5 — темные глины с обломочным материалом, по-видимому, верхнеплиоценовые; 6 — пролювиальный лёссово-обломочный материал четвертичного возраста; 7 — аллювий четвертичного возраста; 8 — лесовой покров; 9 — зоны разломов и разрывы; 10 — границы геологических тел

с зарождавшегося Вахшского хребта, где уже вышли на поверхность и размывались породы палеогена и верхнего мела. Отложение мелкой гальки этих пород в отдельных прослоях, судя по дальности современного переноса, могло происходить даже при малых углах наклона на расстоянии свыше 5—10 км от источника размыва. Между тем в настоящее время ближайший склон Вахшского хребта с выходами соответствующих пород располагается на расстоянии 2—4 км. Необходимо допустить приближение массива Вахшского хребта не менее чем на 3—6 км к подножию южного склона Каратегина, точнее, к современному положению средней пластины верхнеплиоценовых отложений. Эта последняя, в свою очередь, приблизилась к подножию Каратегинского хребта, по-видимому, не менее чем 1—1,5 км, если основываться на разнице высот залегания здесь и в Каратегинском блоке и на значении угла наклона сместителя.

Приближение массива Вахшского хребта к Каратегинскому минимуму на 4—7 км за последние примерно 1,5 млн. лет дает среднюю за это время скорость придвигания (в структуре — надвигания) не менее 2,5—4,5 мм/год. Поднятие Вахшского хребта за то же время ориентировочно составило 1,5—2 км, хр. Сурхку — 2,5—3 км. Это дает величины средней скорости вертикальных движений 1—1,3 и 1,6—2 мм/год соответственно или с учетом вероятного смыва с хребтов толщи отложений в 1—2 км — 2 и 2,5 мм/год максимум.

С точки зрения величины перемещения аллохтона во фронтальной части Вахшского надвига показателен построенный по буровым данным и обнажениям разрез 300-метровой правобережной террасы р. Вахш над поселком строителей у кишлака Майдан (рис. 4). В основании этой обширной террасы юрские гипсы (гипсовый меланж) залегают на верхнеплиоценовых суглинках и глинах с обломками меловых пород так, что величина надвигания по близгоризонтальной плоскости к северу определяется в 1,5 км за интервал времени 1,5—0,5 млн. лет. Скорость надвигания этой пластины получается 1,5—2 мм/год.

Что касается двух ближайших к головным сооружениям разломов — Ионахшского и Гулизинданского, то как общая охарактеризованная выше структура участка, так и фактические наблюдения вдоль их выходов на поверхность в юго-западных частях протяжения разломов [7, 22, 23] не оставляют сомнения в значительной горизонтальной составляющей перемещений по ним, в том числе и после начала средне-

четвертичного времени. Величины смещений по каждому из них за 1,5—1 млн. лет оцениваются в 1,2—1,4 км, что дает средние скорости перемещений по плоскостям этих разрывных нарушений порядка 1 мм/год. Эта величина близка величине современных движений по плоскостям названных разломов согласно геодезическим измерениям за 1968—1978 гг. [11].

Сместители разломов, крутые (60—85°) у поверхности (если не принимать во внимание отдельные участки надвигания козырькового типа), с глубиной, по-видимому, выполаживаются. Это согласуется с представлением о срыве пород основания по пластичной верхнеюрской толще.

Рассмотренные материалы позволяют сделать заключение о том, что весь массив дислоцированных мезозойских пород Вахшского хребта и серия взбросонадвиговых чешуй хр. Суркху находятся в аллохтоне крупного надвига-срыва, переместившегося скорее всего по полого воздымающейся к север — северо-западу поверхности на многие (возможно, 10 км и более) километры. У северного фронта надвига происходит скупивание мезозойско-кайнозойского осадочного покрова перед уступом палеозойского фундамента и на нем.

Таким образом, применительно к району подтверждается концепция С. К. Овчинникова, И. Е. Губина, С. А. Захарова и др. о крупном надвигании структур Таджикской депрессии к северо-западу, приближении их к Южному Тянь-Шаню с частичным «наползанием» на палеозойский фундамент. За этой крупной надвиговой структурой целесообразно оставить данное И. Е. Губиным название «Вахшский надвиг». Строение верхних частей земной коры района таково, что перекрытие аллохтоном автохтона превышает 10 км, а полная амплитуда надвигания может достигать 15—20 км. В таком случае средняя скорость сближения мезозоя Вахшского и палеозоя Каратегинского хребтов за последние 3—1 млн. лет определяется величиной порядка 1 см/год или более, что почти на порядок превышает скорости воздымания хребтов. С этим общим положением вполне согласуются результаты измерения напряжений в массиве нижнемеловых пород на участке строительства, показавшие преобладание горизонтальных тектонических напряжений (вкрест и вдоль простирания структур) по сравнению с вертикальными [24].

Вместе с тем по имеющимся данным более обоснованно можно предполагать наличие близвертикальных разломов Южно-Гиссарской зоны в палеозойском фундаменте северного выходящего на поверхность блока и Илякского разлома под фронтальной частью Вахшского надвига.

Все сказанное приводит к выводу о том, что головные сооружения Рогунской ГЭС возводятся в пределах одной из активных взбросонадвиговых чешуй, скользящей к северо-западу и выжимаемой вверх не только по юрским гипсам, но также по миоценовым и плиоценовым конгломератам (Вахшский хребет) и тонкозернистым верхнеплиоценовым отложениям (хр. Суркху). Глубина залегания неогеновой толщи под руслом р. Вахш в створе плотины оценивается нами ориентировочно в 1,5—2,5 км.

Рассмотренные представления о структуре и полученные значения скорости смещений на участке развернувшегося строительства делают ситуацию гораздо более опасной с точки зрения устойчивости и безопасности возводимых сооружений Рогунской ГЭС, чем это считалось до получения новых материалов.

#### Литература

1. Бабаев А. М. Проявления новейшей тектоники в долине р. Оби-Гарм и в верховьях р. Иляк//Докл. АН ТаджССР. 1962. Т. 5. № 2. С. 24—29.
2. Бабаев А. М. Новейший тектогенез зоны сочленения Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1975. 151 с.
3. Бабаев А. М., Лысков Л. М. Новейшая тектоника района Душанбинского полигона//Поиск предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974. С. 29—41.
4. Баратов Р. Б., Захаров С. А. К вопросу о взаимоотношении Памира и Южного Тянь-Шаня//Изв. стд. естеств. наук. АН ТаджССР. 1956. № 14. С. 3—11.

5. Босов В. Д. Третичные континентальные отложения Таджикской депрессии и Кухистана. Душанбе: Дониш, 1972. 167 с.
6. Геологическая карта Средней Азии. Лист Оби-Гарм. М.: Госгеолтехиздат, 1941. 305 с.
7. Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
8. Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии//Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР. Сталинабад, 1958. Т. ХСV. 229 с.
9. Захаров С. А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии//Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР. 1962. Т. 5. С. 4—72.
10. Захаров С. А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 308 с.
11. Количко А. В. О возможности прогнозирования величин современных перемещений по тектоническим разломам//Сб. научных трудов Гидропроекта. М.: Энергия, 1981. Вып. 76. С. 24—30.
12. Косенкова А. Г., Полянский Б. В. О неоген-четвертичных отложениях в районе устья реки Оби-Гарм//Докл. АН ТаджССР. 1973. Т. XVI. № 1. С. 47—49.
13. Леглер В. А., Пржиялговская И. А. Взаимодействие Индийской и Азиатской литосферных плит и тектоника Таджикской депрессии//Строение литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1979. С. 125—188.
14. Лысков Л. М. Структурные особенности зоны Гиссаро-Кокшаальского глубинного разлома на примере района Верхнего Вахша//Изв. Отделения физ.-техн. и хим. наук АН ТаджССР. 1966. Вып. 3(21). С. 74—83.
15. Лысков Л. М. Сейсмотектонические условия района Рогунской ГЭС//Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. С. 144—207.
16. Никонов А. А. Возраст полизакской свиты Дарваза//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 11. С. 115—118.
17. Никонов А. А., Пеньков А. В. О стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений Афгано-Таджикской депрессии и их корреляции с опорными разрезами Юга СССР по палеомагнитным данным//Хронология ледникового века. Л.: Изд-во Географ. о-ва, 1971. С. 124—129.
18. Овчинников С. К. Новые данные по геологии южного склона Гиссарского хребта//Изв. Тадж. фил. АН СССР. 1946. № 11. С. 68—83.
19. Остроумов С. Н., Илюшин В. Ф., Шейченко С. Н., Антонов Ю. А. Рациональная компоновка и конструкции механического оборудования высоконапорных подземных водосбросов Рогунской ГЭС//Гидротехн. стр-во. 1983. № 4. С. 4—12.
20. Пеньков А. В. К палеомагнитной стратификации плиоцен-четвертичных отложений Таджикской депрессии//Хронология ледникового века. Л.: Изд-во Геогр. о-ва, 1971. С. 130—135.
21. Рассказов Л. Н., Карпов Е. П., Омаров Г. А. Конструктивные особенности плотины Рогунской ГЭС//Сб. научных трудов Гидропроекта. М.: Энергия, 1982. Вып. 83. С. 14—22.
22. Рейман В. М., Лысков Л. М., Завалко Е. В., Палатный П. С. Новейшие тектонические движения в долине Вахша//Докл. АН ТаджССР. 1959. Т. II. № 2. С. 13—19.
23. Рейман В. М., Морозов С. А., Бабаев А. М. Морфологические и структурные особенности хр. Джангоу//Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР. 1961. Т. IV. С. 113—125.
24. Степанов В. Я., Гисс Р. Е., Вдовин Г. К. и др. Напряженное состояние массива горных пород в районе строительства Рогунского гидроузла//Материалы VI Всесоюз. конф. по механике горных пород, напряженно-деформированному состоянию и устойчивости скальных склонов и бортов карьеров. Фрунзе: Илим, 1979. С. 104—114.
25. Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим, 1971. Т. 1. 332 с.; 1972. Т. 2. 224 с.
26. Шерба И. Г. Олисторомы в неогеновой молассе северного борта Афгано-Таджикской впадины//Геотектоника. 1979. № 3. С. 89—96.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.242.31 (271.65)

СТАВСКИЙ А. П.

ОБ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ФУНДАМЕНТА МОМО-ЗЫРЯНСКОЙ  
ВПАДИНЫ (СЕВЕРО-ВОСТОК СССР)

Момо-Зырянская впадина (МЗВ), расположенная в центральной части мезозонд Северо-Востока СССР, представляет собой вытянутую в северо-западном направлении синклинальную структуру длиной 600 км и шириной 150 км (рис. 1). В ее пределах практически отсутствуют образования магматического генезиса, а осадочные представлены двумя мощными терригенными сериями: верхнеюрской бастахской и нижнемеловой зырянской.

Бастахская серия, имеющая в целом регрессивное строение, делится на четыре согласно налегающие одна на другую свиты [1]. Ламуткинская свита в нижней части (600—900 м) представлена черными аргиллитами, а в верхней (1100—1500 м) — преимущественно алевролитами, среди которых в подчиненном количестве присутствуют аргиллиты и песчаники. Все породы имеют горизонтальную, часто прерывистую слоистость. Усть-аганджинская свита (1500 м) отличается от ламуткинской большим количеством песчаников и меньшим — аргиллитов. Характерны грубая регрессивная ритмичность, следы размывов, плавающая галька, линзы конгломератов. Нейсатская свита (3000 м) представляет собой нормальный аргиллит-алевролитовый флиш, для которого характерны градационная слоистость, ритмичность, иероглифы, нептунические дайки. Насчитывается 40 горизонтов, сложенных образованиями подводно-оползневых потоков, мощностью от 1 до 70 м. В породах нейсатской свиты много пиритовых и железисто-карбонатных конкреций. Аргатасская свита (2000 м) на 80—85% сложена алевролитами с тонкой пологоволнистой слоистостью, аргиллиты и песчаники встречаются редко. Верхняя граница свиты и всей бастахской серии проводится по появлению в разрезе гигантских сильно уплощенных линз желтоватых песчаников с косой слоистостью и окаменевшими деревьями.

Юго-западнее, в пределах хр. Черского образования бастахской серии фациально замещаются более грубыми и мелководными песчаниками и алевролитами с фауной средне-поздневожских двустворок, которые в свою очередь согласно перекрывают оксфорд-ранневожские вулканиты Уяндино-Ясачнинского пояса [2] (см. рис. 1). Таким образом, возраст бастахской серии по положению в разрезе считается средне-поздневожским, а ее общая мощность достигает 10 км. Характерные особенности рассматриваемых образований: огромные скорости накопления осадочного материала, наличие мощных горизонтов флиша, широкое распространение подводно-оползневых структур, большое количество прит-марказитовых конкреций, абсолютное отсутствие остатков ископаемых организмов — свидетельствуют об их формировании на дне небольшого, но достаточно глубокого изолированного бассейна, возможно, с сероводородным заражением.

Зырянская серия налегает на бастахскую согласно или со стратиграфическим несогласием. В ее строении принимают участие песчаники, алевролиты, конгломераты, содержащие многочисленные горизонты угленосных пород и промышленные пласты углей. Осадочные породы охарактеризованы остатками раннемеловой флоры и пресноводной фауны, их мощность достигает 6—8 км [4]. Главными особенностями отложенной зырянской серии являются регрессивное строение разреза, континентальные условия осадконакопления и значительная мощность.

Проявления магматических пород на территории МЗВ очень немногочисленны. Они представлены дайками диабазов, габбродиабазов и лампрофиров мощностью от 1 м до 30 м и длиной до 20 км. Возраст даек считается позднемеловым.

МЗВ резко выделяется на фоне окружающих горных сооружений характером складчатых структур. Осадочные толщи, заполняющие впадину, деформированы неодинаково. Бастахская серия смята в узкие, линейные, часто изоклинные складки, осложненные надвигами и взбросами. Вверх по разрезу интенсивность деформаций становится меньше, и отложения зырянской серии образуют широкие брахиформные синклинали и антиклинали. К северо-востоку и юго-западу от МЗВ, в пределах Алазейского плоскогорья и хр. Черского, верхнеюрские отложения образуют пологие складки и осложненные сбросами моноклинали, а нижнемеловые — залегают практически горизонтально. Характер складчатости мощных терригенных толщ бастахской серии свидетельствует, на наш взгляд, об отсутствии жесткого кокола в осевой части МЗВ аналогично тому, как это предполагается для Гижигинского, Аляктаваамского и ряда других флишевых прогибов Северо-Востока СССР [6]. Упрощение и выполаживание деформаций снизу вверх по разрезу терригенных толщ говорит об одновременности процессов складчатости и осадконакопления в районе и постепенном затухании их в раннемеловую эпоху.

Весьма своеобразен характер геофизических полей в районе МЗВ. В ее юго-западной части выделяется обширный относительный минимум поля силы тяжести, осложнен-

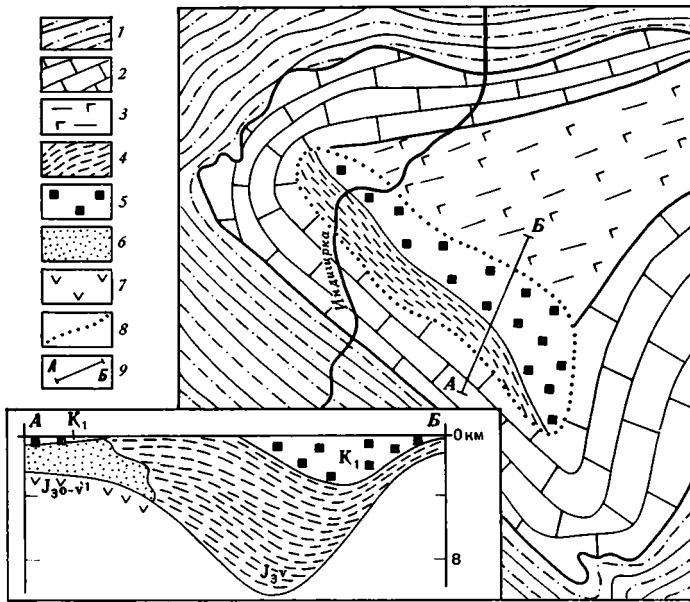


Рис. 1. Положение Момо-Зырянской впадины в структуре мезозонд Колымо-Инди-гирского региона

1 — терригенные толщи Верхояно-Колымской складчатой системы; 2 — карбонатно-терригенные толщи Черско-Полоусненской складчатой системы и Приколымского поднятия; 3 — вулканогенно-осадочные толщи Алазейско-Олойской складчатой системы; 4, 5 — комплексы выполнения Момо-Зырянской впадины: 4 — флиш бастахской серии, 5 — угленосные толщи зырянской серии; 6 — средне- и верхневолжские песчаники и алевриты; 7 — вулканиты Уяндино-Ясачненского пояса; 8 — граница Момо-Зырянской впадины; 9 — линия разреза

ный локальными максимумами. Здесь же выделяется слабоотрицательная полосовая магнитная аномалия с положительными аномалиями более низкого порядка. Наличие резких локальных максимумов в физических полях свидетельствует о неглубоком залегании основных пород в области распространения исключительно осадочных толщ бастахской серии. Их верхняя кромка, по подсчетам К. И. Шумовой, находится на глубине 4—7 км. Северо-восточная часть МЗВ в гравитационном поле представляет собой интенсивную отрицательную аномалию, на фоне которой выделяется цепочка линейных минимумов. В магнитном поле здесь выделяется полосовая положительная аномалия интенсивностью до 4 мЭ, осложненная локальными максимумами. Указанные особенности физических полей могут, по-видимому, свидетельствовать о наличии в северо-восточной части МЗВ глубокого прогиба, заполненного относительно рыхлыми породами, имеющими низкую плотность. Среди них возможно присутствие небольших магнитовозмущающих тел основного — ультраосновного состава.

Долгие годы МЗВ считалась тыловым прогибом Колымского срединного массива, гомологичным по своему тектоническому положению Приверхоянскому краевому прогибу Сибирской платформы [3]. Современные представления о геологии и истории развития Колымо-Инди-гирского региона [5] позволяют предложить новую модель формирования МЗВ.

В позднеюрскую эпоху рассматриваемый район являлся областью взаимодействия двух литосферных плит: континентальной Сибирской и Омолонской, включавшей в себя пространства с океанической и континентальной корой. Вдоль края Сибирского континента, на месте современного хр. Черского развивалась Уяндино-Ясачнинская энсиалическая островная дуга, глубоководный желоб которой реконструируется в районе современной МЗВ [2, 5]. С северо-востока под островную дугу субдуцировала океаническая кора Омолонской плиты, которая по отношению к Сибири испытывала вращение против часовой стрелки (рис. 2, А). Таким образом, к югу от современных хребтов Полоусный и Улахан-Тас проходила граница правостороннего скольжения плит, а в районе МЗВ — граница сближения. В итоге указанных движений Приколымо-Омолонский микроконтинент, являвшийся частью Омолонской плиты, сближался с структурами хребтов Полоусный и Улахан-Тас и в начале волжского века столкнулся с ними (см. рис. 2, Б).

В результате коллизии Сибирского и Приколымо-Омолонского континентов прекратилась субдукция океанической коры под островную дугу хр. Черского, и в районе глубоководного желоба остался избежавший поглощения небольшой океанический бассейн типа Черного моря, со всех сторон окруженный континентальными массивами (хребты Черского, Полоусный, Улахан-Тас, Приколымо-Омолонский блок). Сближение Сибирской и Омолонской плит, продолжавшееся и после столкновения континентов в волжском веке и в начале мелового периода, вызвало складчатость осадочных толщ, выплавление гранитоидных магм и формирование горных сооружений (см. рис. 2, В).



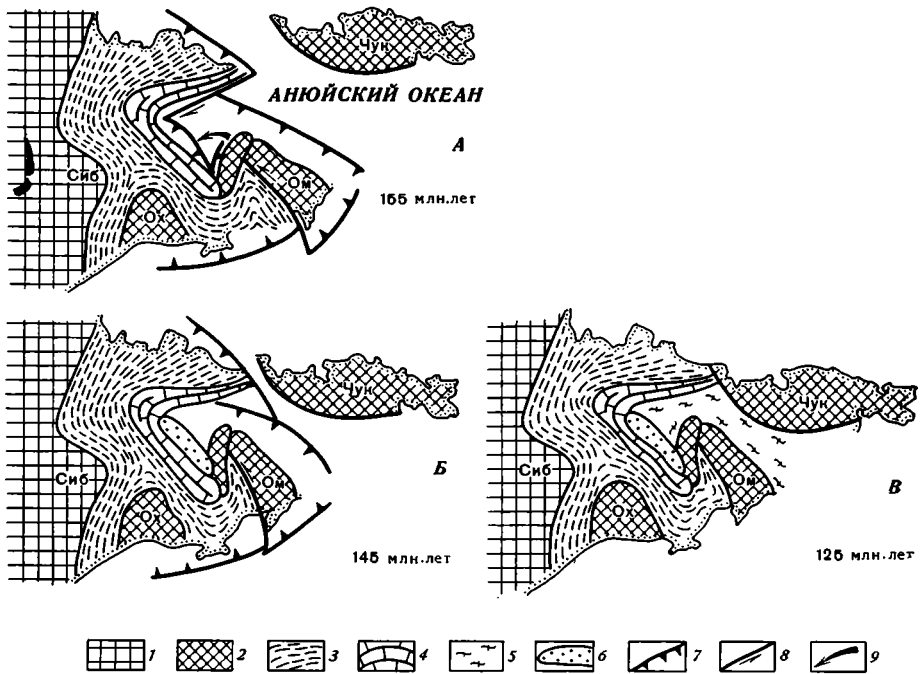


Рис. 2. Палеогеодинамические схемы (А, Б, В) Колымо-Инди́гирского региона 1 — Сибирский континент; 2 — мелкие континентальные блоки (Чук — Чукотский, Ом — Омолонский, Ох — Охотский); 3—5 — системы: 3 — Верхояно-Колымская, 4 — Черско-Полуосненская, 5 — Алазейско-Олойская; 6 — Момо-Зырянская впадина; 7 — зоны субдукции; 8 — сдвиги и трансформные разломы; 9 — направление вращения Приколымо-Омолонского блока относительно Сибирского континента

Реликтовая океаническая впадина, располагавшаяся в самом центре орогенной области, стремительно засыпалась обломочным материалом и одновременно деформировалась, так что наиболее древние флишевые толщи бастахской серии оказались и наиболее сильно дислоцированными.

Таким образом, Момо-Зырянская впадина, вероятно, представляет собой своеобразный океанический реликт, базальтовое окно в континентальной коре мезозойд Северо-Востока СССР, сохранившееся в результате несовпадения контуров столкнувшихся Приколымо-Омолонского и Сибирского континентов. Доказательствами этого служат структурное положение впадины на древней конвергентной границе плит, глубоководный характер и огромные мощности флиша бастахской серии, постепенная смена вверх по разрезу глубоководных флишевых отложений мелководными угленосными и грубо-обломочными толщами, отсутствие в пределах Момо-Зырянской впадины гранитоидного магматизма, аномальный характер геофизических полей.

#### Литература

1. Баранова Э. Е. Верхнеюрские отложения Момо-Зырянской впадины (Северо-Восток СССР)//Сов. геология. 1980. № 6. С. 70—78.
2. Данилов В. Г., Ставский А. П. Стратиграфия и литология Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Северо-Восток СССР)//Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 1. С. 44—56.
3. Драновский Я. А., Гольбрайх И. Г. К проблеме Колымского массива//Геотектоника. 1977. № 4. С. 46—57.
4. Зияченко В. Н. Стратиграфия нижнемеловых отложений в Момо-Зырянском прогибе//Геология и геофизика. 1981. № 2. С. 91—101.
5. Натанов Л. М., Ставский А. П. Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа//Сов. геология. 1985. № 3. С. 70—78.
6. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана/Ред. Марков М. С. М.: Наука, 1980. 285 с.

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1988 г.

Алиева О. З. Тектоническое сгущивание, метаморфизм и асбестоносность ультрабазитов (на примере месторождений Сибири)	2
Артемов А. В., Иванов И. Ю. Геологическое строение Момского континентального рифта	2
Баженов М. Л. Анализ разрешающей способности палеомагнитного метода при решении тектонических задач	3
Бутов Ю. П. Некоторые проблемы домезозойской геологической истории Саяно-Байкальской горной области	5
Быкова Ю. М., Зиньков В. В., Лукьянов А. В. Моделирование теплового режима в комплексе «дайка в дайке»	1
Вихерт А. В. Оценка величины деформации горных пород по зернам произвольной формы	1
Гаджиев А. Н., Попков В. Н. Строение осадочного чехла Среднего Каспия	6
Галдин Н. Е., Егоркин А. В., Зюганов К. С., Кагалова Л. И., Чернышев Н. М. Глубинное строение земной коры Кольского полуострова вдоль регионального профиля МОВЗ-ГСЗ Печенга — Умбозеро — Пулоньга — Ручьи	4
Гедько М. И. Уяндино-Ясачнинская позднеюрская островная дуга (Северо-Восток СССР)	3
Гохберг М. Б., Рогожин Е. А., Гусева Т. В., Войтов Г. И., Киссин И. Г., Никонов А. А., Сквородкин Ю. П. Реакция геологических структур на импульсное воздействие крупных взрывов	5
Грачев А. Ф., Карякин Ю. В. Тектонические условия проявления позднесенонского вулканизма Гочазского прогиба (Малый Кавказ)	6
Дергунов А. Б. Зоны тектонического скручивания в каледонидах Центральной Азии	3
Диденко А. Н., Печерский Д. М. Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитовых комплексов Алайского хребта	4
Енцов И. И. Надвиги и перспективы нефтегазоносности Верхнепечорской впадины Предуральяского прогиба	4
Изосов Л. А., Василенко Н. Г., Мельников Н. Г., Петрищевский А. М. Вольфрамоносная олистенострома Центрального Сихотэ-Алия	3
Ишутин В. В. Мезенско-Каспийская рифтогенная система и ее структурное положение в восточной части Русской плиты	5
Казанцев Ю. В., Бехер Н. И. Аллохтонные структуры Керченского полуострова	4
Казьмин В. Г. Тектоническое развитие Мозамбикского пояса: от аккреции к коллизии	3
Книппер А. Л., Савельев А. А., Рукье М. Офиолитовая ассоциация Северо-Западной Сирии	1
Коныгин В. Г., Леонов М. Г., Лошманов Е. В. Тектоническая структура Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня	6
Кориневский В. Г. Важнейший эпизод тектонической истории Южного Урала	2
Леонов Ю. Г., Никонов А. А. Проблемы неотектонического развития Памиро-Тянь-Шаньского горного сооружения	2
Любецкий В. Н., Любецкая Л. Д., Калашников Ю. А., Науменко А. В., Истекова С. А. Рифтогенез в палеозойской истории рудной провинции Каратау	4
Мазарович А. О. Тектоническое положение островов Зеленого Мыса в структуре Восточной Атлантики	5
Мазарович О. А., Мазарович А. О. Некоторые соображения по тектонической терминологии	4
Макаров В. И., Кожурина А. И., Нгуен Чонг Ием, Нгуен Динь Ту. Новейшая тектоника Ханойской впадины и ее горного обрамления	1
Макарычев Г. И. Докембрийская континентальная кора Западной Монголии и проблема ее деструкции	6

Маловицкий Я. П., Сенин Б. В. Пелагогенные впадины на современных и древних континентальных окраинах	1
Малюк Б. И. Контрастные обстановки рифтогенеза на территории Украины	2
Марков Е. И. Особенности проявления метаморфизма в связи с глубинными движениями	2
Мухин П. А., Савчук Ю. С., Колесников А. В. Положение «мурунтауской линзы» в структуре метаморфических толщ Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы)	2
Никонов А. А. Новейшая тектоника района Рогунской ГЭС в Таджикистане	6
Новикова А. С., Щипанский А. А. Тектоника раннепротерозойских железорудных бассейнов — Курско-Криворожского и Хамерсли — Набберу (Западная Австралия)	3
Отмас А. А. К вопросу о генезисе локальных структур востока Сибирской платформы	2
Панов Б. С., Янь Хуньцуйань. О тектонике и минерации северо-западной части КНР	6
Парфенов Л. М., Рожин С. С., Третьяков Ф. Ф. О природе Адыча-Гарынской зоны разломов (Восточное Верхоянье)	4
Паталаха Е. И., Хрычев Б. А. Листрические разломы в складчатых областях	4
Поспелов И. И., Сигачев С. П. Формирование ретрошарьяжей Памира	5
Пушаровский Ю. М. В. И. Вернадский и геотектоника	4
Пушаровский Ю. М. М. В. Муратов как председатель Тектонического комитета (к 80-летию со дня рождения)	5
Пушаровский Ю. М., Пейве А. А., Разницын Ю. Н., Сколотнев С. Г., Ляпунов С. М., Турко Н. Н. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика)	6
Пушаровский Ю. М., Руженцев С. В., Соколов С. Д. Тектонические покровы и геокартирование	1
Пушаровский Ю. М., Хаин В. Е., Межеловский Н. В., Натапов Л. М., Гарецкий Р. Г., Белов А. А., Поспелов И. И., Казимиров А. Д., Марков М. С., Коронковский Н. В. Рекомендации по проведению тектонических исследований в связи со средне- и крупномасштабным геологическим картированием, разрабатанные комиссией, созданной XXI Всесоюзным тектоническим совещанием (февраль 1988 г.)	4
Рогожин Е. А., Шолпо В. Н. Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа	5
Романовский С. И. Субдукция (седиментологический контроль)	2
Романько Е. Ф., Кривякин Б. Б., Мельников Б. Н. О вулканизме в палеозойской истории Иранского сегмента Средиземноморского складчатого пояса	1
Рябухин А. Г., Зоненшайн Л. П., Хаин В. Е. Эволюция Южно-Антильского региона в контексте тектоники литосферных плит	4
Савельев А. А. Парагенезы осадочных и ультрабазит-базитовых формаций докембрия и раннего палеозоя	3
Сборщиков И. М. Закрытие Тетиса и тектоника восточной части Альпийского пояса	3
Соколов В. Б. Строение и тектоническая позиция Серовско-Маукского пояса серпентинитов (по результатам сейсмических исследований)	1
Соловьева И. А. Глубинное строение щитов древних платформ (обзор и проблемы)	2
Ставский А. П. Аккреционная тектоника Арга-Тасской зоны (Северо-восток СССР)	2
Ставский А. П., Чехович В. Д., Кононов М. В., Зоненшайн Л. П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит	6
Талицкий В. Г., Галкин В. А. Морфологические и генетические различия сланцеватости и кливажа горных пород	5
Хаин В. Е. Тектоника плит двадцать лет спустя (размышления о прошлом, настоящем и будущем)	6
Шапиро М. Н., Ганелин В. Г. Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозондах Северо-Востока СССР	5
Шахновский И. М. Особенности строения Рязано-Саратовского прогиба	5
Шпилюв Э. В., Сенин Б. В. Глубинное строение дна Баренцева моря	6
Шпунт Б. Р. Континентальный рифтогенез в позднем докембрии на Сибирской платформе	6
Щербаков С. А. Структура и пластические деформации пород Хабаровинского офиолитового массива (Южный Урал)	1

## Краткие сообщения

Николаева Е. Я. Новый крупный линеамент на юге Сибирской платформы . . .	1
Переги Ж., Бямба Ж., Галошфайн М. Гранитогнейсовые купола в Восточной Монголии . . .	2
Пожарьски В. Варисийский этап платформенного тектонического развития северо-восточной части Польши и сопредельных регионов . . . . .	3
Ставский А. П. Об океанической природе фундамента Момо-Зырянской впадины (Северо-Восток СССР) . . . . .	6

## Дискуссии

Рогожин Е. А., Шолпо В. Н. Происхождение складчатости Большого Кавказа — проблема, которую нельзя решить из общих соображений (ответ на замечания В. Е. Хаина по статье «Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа») . . . . .	5
Хаин В. Е. Некоторые замечания к статье Е. А. Рогожина и В. Н. Шолпо «Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа» . . . . .	5
Ханчук А. И. Соотношение понятий учения о геосинклиналях и тектоники плит . . . . .	3

## Рецензии

Заика-Новацкий В. С. Тектонофациальный анализ как новая научно-методическая основа современной морфологической тектоники . . . . .	3
--	---

## Хроника

Белюсов В. В. XIX Генеральная ассамблея Международного геодезического и геофизического союза . . . . .	1
Гутерман В. Г. Второй Всесоюзный симпозиум «Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии» . . . . .	3
Зоненшайн Л. П. Совещание по тектонике литосферных плит . . . . .	1
Зоненшайн Л. П., Трифонов В. Г. Вопросы тектоники на XIX Генеральной ассамблее Международного союза геодезии и геофизики . . . . .	2
Поспелов И. И. Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геологическим картированием . . . . .	4
Решение XXI Всесоюзного тектонического совещания «Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геологическим картированием» . . . . .	4
Трифонов В. Г. Совещание «Неотектонические исследования при геологическом картировании» (секционные заседания XXI Всесоюзного совещания) . . . . .	4
Щеглов А. Д. Чтения имени академика А. П. Карпинского . . . . .	4
Антонина Спиридоновна Новикова (к 70-летию со дня рождения) . . . . .	3

## Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора М. С. МАРКОВ

Ответственный секретарь А. А. МОССАКОВСКИЙ  
М. Е. АРТЕМЬЕВ, Ч. Б. БОРУКАЕВ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,  
Н. В. КОРОНОВСКИЙ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, В. Д. НАЛИВКИН,  
А. С. ПЕРФИЛЬЕВ, А. В. ЧЕКУНОВ, В. Н. ШОЛПО, А. Л. ЯНШИН

## Адрес редакции

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

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией М. Н. Шуплецова

Технический редактор Л. В. Кожина

---

Сдано в набор 07.09.88	Подписано к печати 17.11.88	Т-20728	Формат бумаги 70×108 <sup>1/16</sup>
Высокая печать	Усл. печ. л. 11,2	Усл. кр.-отг. 18,4 тыс.	Уч.-изд. л. 12,6
		Тираж 1614 экз.	Бум. л. 4,0
		Зак. 4698	

---

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

В-437  
ОСТРОВИТЯНОВА 17-1-116  
БОЛУЕВ А С  
70228

Цена 1 р. 40 к.  
Индекс 70228

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

**КАРЯКИН Ю. В. ГЕДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ МАЛОГО КАВКАЗА.** (ТРУДЫ ГЕОЛ. ИН-ТА. ВЫП. 438). 12 л. 2 р. 40 к.

В книге показана альпийская история Малого Кавказа. Выделены два этапа. Обосновано существование трех областей осадконакопления и магматизма на первом этапе. Геодинамика второго этапа обусловлена взаимодействием блоков — фрагментов доколлизийных структур. Вращательными движениями блоков на ранней стадии этапа вызвано возникновение узких и локальных зон растяжения, маркирующихся вулканически активными прогибами. В заключительную стадию формируются наложенные магматические межгорные молассовые прогибы, разделенные вулканическим поднятием.

Книга рассчитана на геологов, тектоников, вулканологов.

**МЕННЕР В. В. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ТОЛЩ СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ.** 8 л. 1 р. 60 к.

Книга знакомит нас с составом, типизацией, распространением коллекторов и покрышек в разрезе палеозойских толщ. Предложена модель строения и развития рифогенных образований в карбонатных комплексах, специальная литолого-палеотектоническая методика для прогноза поровых коллекторов в сильноуплотненных песчанико-алевроитовых толщах. Анализ огромного объема фактического материала позволил обосновать надежные региональные и зональные литологические критерии нефтегазоносности для палеозойских пород северо-востока Русской платформы.

Книга рассчитана на литологов, стратиграфов, тектонистов, геофизиков.

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

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51; 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140; 320093 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 27/012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.