

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1981

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА

№ 2, 1981

## СОДЕРЖАНИЕ

Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш.	3
Сычева-Михайлова А. М. О периодичности колебательных движений Сибирской платформы и их сравнение с развитием Восточно-Европейской платформы	23
Казakov Ар. А., Полуаршинов Г. П., Янбухтин Т. К. О границах Чешского срединного массива и его тектонических единицах	39
Мирошников А. Е. Палеотектоника средне- и позднекембрийского этапа развития Приангарского платформенного меденосного бассейна	48
Белоусов Т. П., Рогожин Е. А. Опыт количественного сопоставления новейших и древних тектонических движений применительно к решению палеотектонических задач (на примере Алайского хребта)	58
Бабенко К. М., Панаев В. А., Свистунов Ю. И., Шлезингер А. Е. Тектоника восточной части Аравийского моря по сейсмическим материалам	68
Архипов Ю. В., Волкодав И. Г., Камалетдинов В. А., Ян-Жиншин В. А. Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области	81
Рихтер А. В. Блоковая структура Сусунайского хребта (Южный Сахалин)	99
Злобин Т. К., Попов А. А., Федорченко В. И. Строение земной коры юга острова Кунашир по данным МОВЗ	107
Шапиро М. Н. Зондско-Бирманская дуга и предполагаемое движение Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит	116
Кропоткин П. Н. Кардинальные вопросы динамики литосферы Земли и других планет в свете новейших геофизических данных (к итогам 26-й сессии Международного геологического конгресса)	132

## Критика и дискуссии

Синицын А. В. О некоторых вопросах развития афебских платформ и подвижных поясов (по поводу статьи М. В. Муратова «Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования», Геотектоника, № 2, 1979)	137
--	-----

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

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1981

## CONTENTS

<b>Zonenshain L. P., Monin A. S., Sorokhtin O. G.</b> Tectonics of the Red Sea rift in a region of 18° N. L.	3
<b>Sycheva-Mikhailova A. M.</b> On periodicity of oscillating movements of the Siberian platform and their comparison to development of the East — European platform	23
<b>Kazakov A. A., Poluarshinov G. P., Yanbukhtin T. K.</b> On boundaries of the Czechoslovakian median massif and its tectonic units	39
<b>Miroshnikov A. E.</b> Paleotectonics of the Middle- and Late Cambrian development stage of the Near-Angara platform copper-bearing basin	48
<b>Belousov T. P., Rogozhin E. A.</b> Experience in quantitative correlation of the newest and ancient tectonic movements relative to solution of paleotectonic problems (with example of the Alai ridge)	58
<b>Babenko K. M., Panaev V. A., Svistunov Yu. I., Shlezinger A. E.</b> Tectonics of the eastern part of the Arabian Sea based on seismic materials	68
<b>Arkhipov Yu. V., Volkodav I. G., Kamaletdinov V. A., Yan-Zhinshin V. A.</b> Thrusts of the western part of the Verkhoyansk-Chukotsk folded area	81
<b>Rikhter A. V.</b> Block structure of the Usunai ridge (Southern Sakhalin)	99
<b>Zlobin T. K., Popov A. A., Fedorchenko V. I.</b> The Earth crust structure of the Kunashir island south by data of the alternating earth wave method (AEWM)	107
<b>Shapiro M. N.</b> Greater-Sunda-Burma arc and supposed movement of the Indo—Australian and Eurasian lithospheric plates	116
<b>Kropotkin P. N.</b> Cardinal problems of dynamics of lithospheric plates of the Earth and other planets in the light of the latest geophysical data (on the results of the 26-th Session of the International Geological Congress)	132
<b>Criticism and discussion</b>	
<b>Sinitsyn A. V.</b> On some aspects of development of Aphebian platforms and mobile belts (about the paper by M. V. Mouratov «Early Proterozoic (Aphebian) stage of development of old platforms and its role in the history of their formation». Geotektonika, N 2, 1979)	137

УДК 551.242.2(267.5)

ЗОНЕНШАЙН Л. П., МОНИН А. С., СОРОХТИН О. Г.

**ТЕКТОНИКА КРАСНОМОРСКОГО РИФТА  
В РАЙОНЕ 18° с. ш.**

В ходе Красноморской экспедиции Института океанологии АН СССР зимой 1979—1980 гг. было детально изучено геофизической съемкой и подводными наблюдениями сечение Красноморского рифта в районе 18° с. ш. Установлено, что рифт подстилается океанской корой, имеет строение, типичное для рифтовых долин срединно-океанских хребтов и сформировался в результате спрединга за последние 3—5 млн. лет со средней скоростью 1,6 см/год. Нарастание коры происходит в узкой экструзивной зоне шириной всего 0,5—1 км, образованной очень молодыми, с возрастом в сотни и первые тысячи лет, вулканическими базальтовыми постройками.

**ВВЕДЕНИЕ**

Со времени появления гипотезы дрейфа континентов и особенно после создания в конце 60-х годов теории тектоники литосферных плит Красное море привлекало пристальное внимание как образец начавшегося раскола континентов и образования между ними молодого океана. Красное море и подстилающая его внутренние части океанская кора возникли в результате раздвижения Аравийской и Африканской литосферных плит. По оси Красного моря проходит граница между этими двумя плитами. Она принадлежит к тому типу, который относится к границам наращивания коры и который хорошо изучен в срединно-океанских хребтах, в частности в Срединно-Атлантическом хребте в районе работ по проекту «Фамоус», и на континентах, в особенности в пределах Восточно-Африканской рифтовой системы или в районе Байкала. Оставалось неизвестным, как построена рифтовая зона в Красном море, к чему она ближе — к срединно-океанским или к внутриконтинентальным рифтам, как происходит наращивание новой океанской коры, есть ли какая-либо специфика Красного моря и в чем она конкретно выражается? Работы, проведенные зимой 1979—1980 гг. Красноморской экспедицией Института океанологии АН СССР в 30-м рейсе НИС «Академик Курчатов», 3-м рейсе НИС «Профессор Штокман» и 2-м рейсе НИС «Акванавт», позволили дать ответы на перечисленные вопросы. Исследования проводились на полигонах в районе 18° с. ш. (рис. 1); они были поставлены в связи с изучением дна рифтовой долины подводными аппаратами, в том числе обитаемым аппаратом «Пайсис» (Монин и др., 1980).

**Краткий обзор предыдущих исследований**

Несмотря на то что Красное море лежит на одной из самых оживленных морских дорог, сравнительно полные представления о рельефе дна были получены лишь за последние 15 лет. Интерес к Красному морю резко возрос после открытия в начале 60-х годов к северу от 19° с. ш. глубоких впадин с горячими рассолами и металлоносными осадками. В 1970 г. А. Лаутон (Laughton, 1970) суммировал все имеющиеся данные о релье-

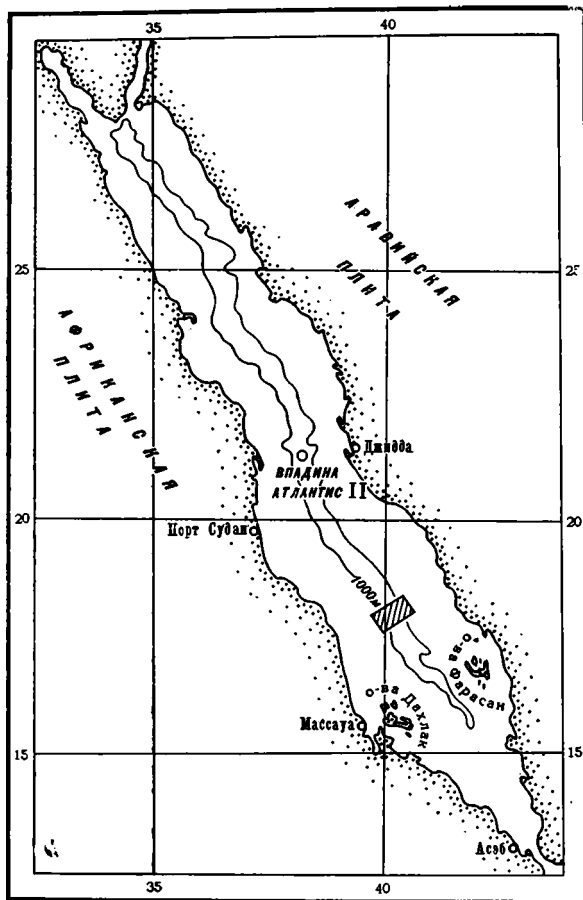


Рис. 1. Обзорная карта. Заштрихован — район детальных работ в районе 18° с. ш.

фе и составил подробную для того времени батиметрическую карту Красного моря в масштабе 1 : 2 000 000 с сечением изобат через 100 фатомов.

Новый этап в изучении батиметрии Красного моря составили съемки, проведенные экспедициями ФРГ на судах «Ванда Ривер» в 1969 г. и «Вальдивия» в 1971 и 1972 гг. Особый интерес представляют материалы «Вальдивии», покрывшей в течение 1-го и 3-го рейсов детальной съемкой всю рифтовую зону Красного моря между 15 и 25° с. ш. (Bäcker, 1975; Bäcker et al., 1975). Окончательная карта представлена в масштабе 1 : 500 000 с сечением изобат через 50 м, а карты отдельных впадин в масштабах 1 : 50 000 и 1 : 100 000.

По мере движения поперек Красного моря от берегов к центру, полосы шельфа шириной до 70 км, занятые банками, коралловыми рифами и островами, понижаются, сменяясь на глубинах 500—600 м всхолмленными террасами шириной 40—50 км. Эти террасы сравнительно пологим уступом высотой 600—800 м обрываются к внутренней части Красного моря шириной 50 км; где рельеф отличается сильной расчлененностью и развитием впадин глубиной до 2000 м и более.

Геофизическими исследованиями (Drake, Girdler, 1964; Allan, 1970; Roeser, 1975; Davies, Tramontini, 1970) установлено, что Красное море подстилается корой океанского типа, причем осевой трог сформировался за последние 5 млн. лет (Roeser, 1975), а террасы по его обрамлению — в раннюю фазу спрединга 42—35 млн. лет назад. Глубокое бурение по

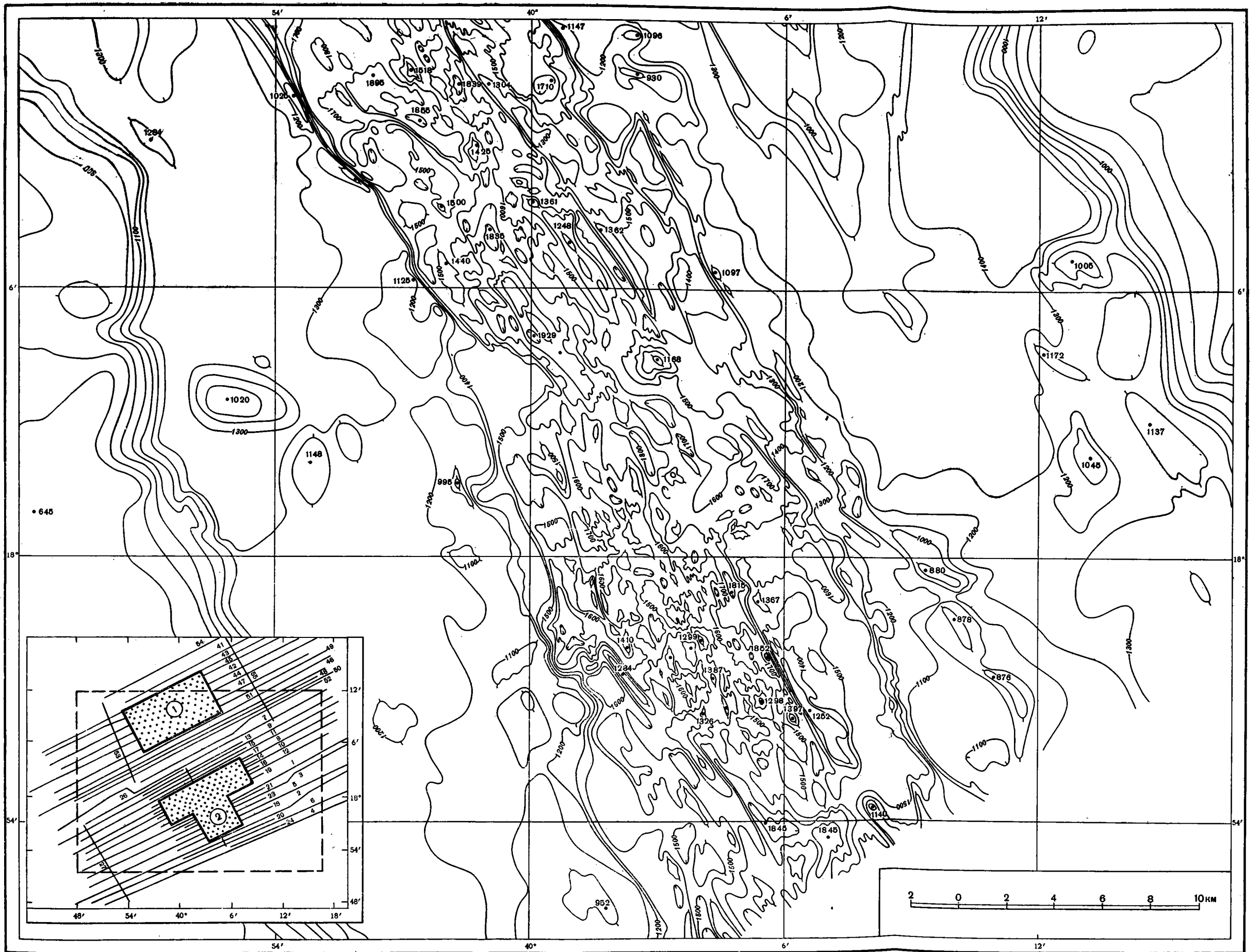


Рис. 2. Батиметрическая карта Красноморского рифта в районе 18° с. ш. Изобаты проведены через 100 м. На врезке показана схема галсов; номера отвечают профилям на рис. 5. Точками отмечены детали полигоны, по которым даны рельефные карты: 1 — отвечает рис. 6, а, 2 — рис. 6, б. Толстой пунктирной линией очерчена площадь карты, изображенной на данном рисунке

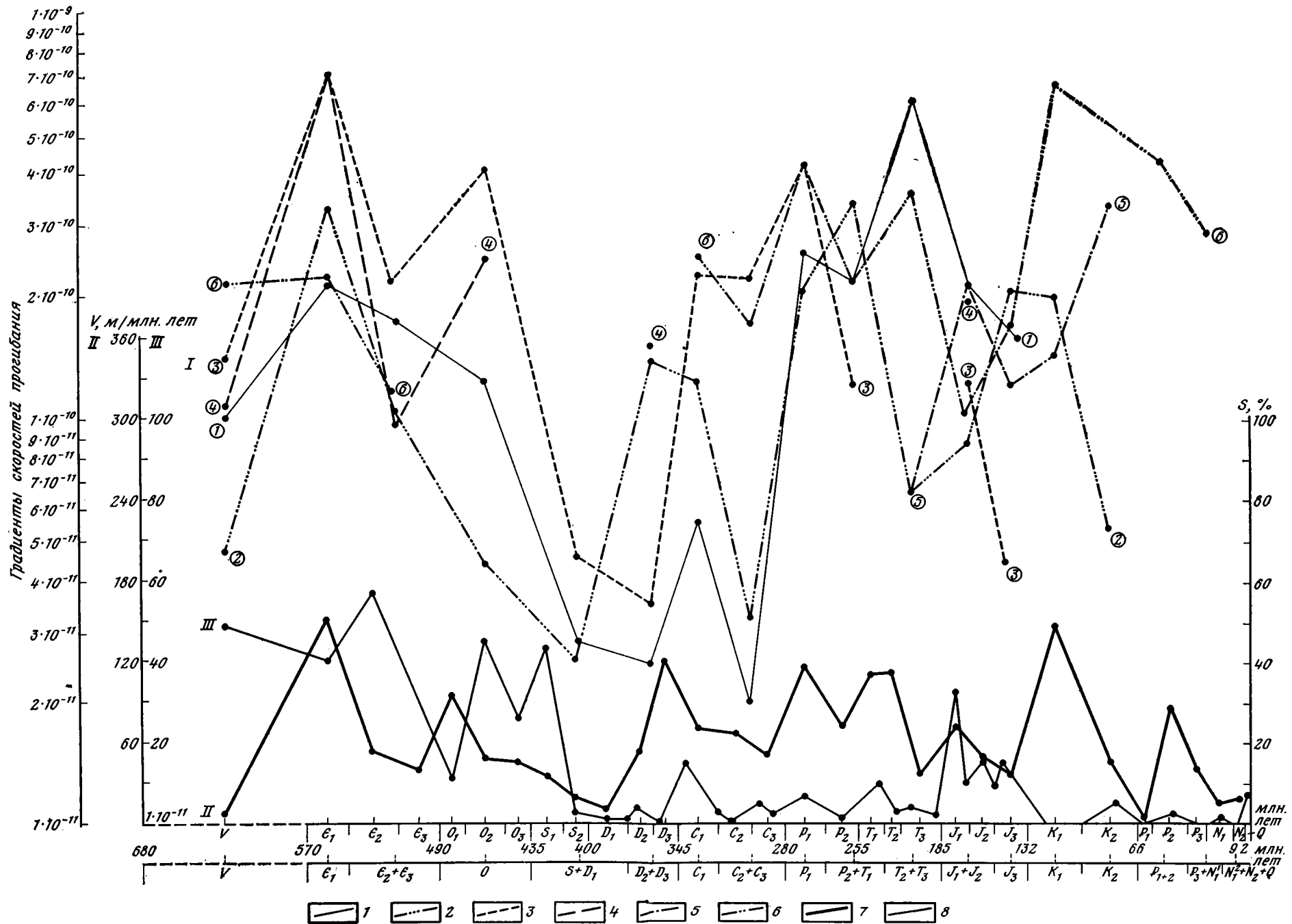


Рис. 6. Градиенты скоростей прогибания синеклиз и периферических прогибов Сибирской платформы в фанерозое и сопоставление их с кривой скоростей прогибания Сибирской платформы в целом по эпохам, а также с палеогеографической кривой В. П. Казаринова (1976).  
График градиентов скоростей построен в полулогарифмическом масштабе. На нижней линии абсцисс для него показан возраст интервалов 1—6 — кривые градиентов скоростей прогибания синеклиз и периферических прогибов (1 — Тунгусская, 2 — Вилюйская); 3—6 — периферические прогибы (3 — Саяно-Енисейский, 4 — Ангаро-Ленский, 5 — Енисейско-Хатангский, 6 — Приверхожянский); 7 — кривая скоростей прогибания Сибирской платформы в целом по эпохам; 8 — палеогеографическая кривая Сибирской платформы по В. П. Казаринову (1976)

краям Красного моря, проведенное нефтяными компаниями, и бурение с судна «Гломар Челленджер» внутри моря (Initial Reports, 1974) показали, что шельфовые полосы и впадина Красного моря за пределами осевого трога подстилаются мощной — до 4—5 км — толщиной эвапоритов, верхняя часть которых имеет верхнемиоценовый возраст. Эвапориты несогласно перекрыты плиоцен-четвертичной толщей мергелистых и глинистых осадков мощностью 250—300 м. На записях непрерывного сейсмического профилирования граница между эвапоритами (иногда — надэвапоритовым слоем доломитов) и молодой толщей красноморских осадков фиксируется отчетливым отражающим горизонтом — рефлектором S (Ross et al., 1969; Ross, Schlee, 1973). На этих же записях местами хорошо видны диапировые структуры в эвапоритовой толще. На склоне к осевому трогу рефлектор S выклинивается, и внутри осевого трога (за исключением глубоководных впадин на севере Красного моря) эвапоритовая толща не протягивается. Из центральных частей донными трубками были извлечены в целом ряде мест обломки базальтовых стекол (Bäcker et al., 1975; Schneider, Waschendorf, 1973), что послужило хорошим основанием считать ось Красноморского рифта зоной молодого базальтового вулканизма.

### БАТИМЕТРИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ В КРАСНОМОРСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ

В Красноморской экспедиции съемкой, осуществленной НИС «Профессор Штокман», было охвачено сечение Красноморского рифта примерно между  $17^{\circ}48'$  и  $18^{\circ}18'$  с. ш.,  $39^{\circ}44'$  и  $40^{\circ}18'$  в. д. на площади  $2450 \text{ км}^2$  (см. рис. 1). Картирование непосредственно самой осевой зоны рифта проводилось в масштабе 1 : 25 000 с густотой галсов через 400—500 м, флангов рифта — в масштабе 1 : 100 000 галсами с интервалом 1—1,5 км между ними. Навигация осуществлялась с привязкой к заякоренным буям, положение которых на местности контролировалось определением координат по спутниковым данным.

В ходе работ были выполнены батиметрическая, магнитная и сейсмическая (методом непрерывного сейсмического профилирования) съемки, а также измерения теплового потока. Кроме того, детальное опробование пород дна грунтовыми трубками и драгированием позволило Ю. А. Богданову и Г. Л. Кашинцеву составить геологические карты. Сводная батиметрическая карта района дана на рис. 2. Батиметрическая съемка велась узколучевым эхолотом Elac NBS, позволяющим измерять глубины с точностью до первых метров. При составлении карт использовались снимки локатора бокового обзора «Глория», полученные в конце 70-х годов английскими исследователями. Авторы выражают свою глубокую признательность Р. Сирлу и А. Лаутону за предоставление неопубликованных материалов.

### РЕЛЬЕФ И МОРФОЛОГИЯ СТРУКТУР

**Общая характеристика.** В районе  $18^{\circ}$  с. ш. рифт Красного моря имеет отчетливую линейную ориентировку, простираясь в выдержанном северо-западном — юго-восточном направлении по среднему азимуту ЮВ —  $150^{\circ}$ . Данный район является типичным для южного отрезка Красноморского рифта, заключенного между  $16$  и  $19^{\circ}$  с. ш. и существенно отличается своей прямолинейной формой от серии разобщенных глубоких впадин, свойственных северному отрезку рифта между  $19$  и  $24^{\circ}$  с. ш.

В любом сечении рифта выпукло проступает симметрия и ступенчатость его строения с последовательным погружением ступеней от краев к центру (рис. 3, 4). С каждой стороны рифта выделяются:



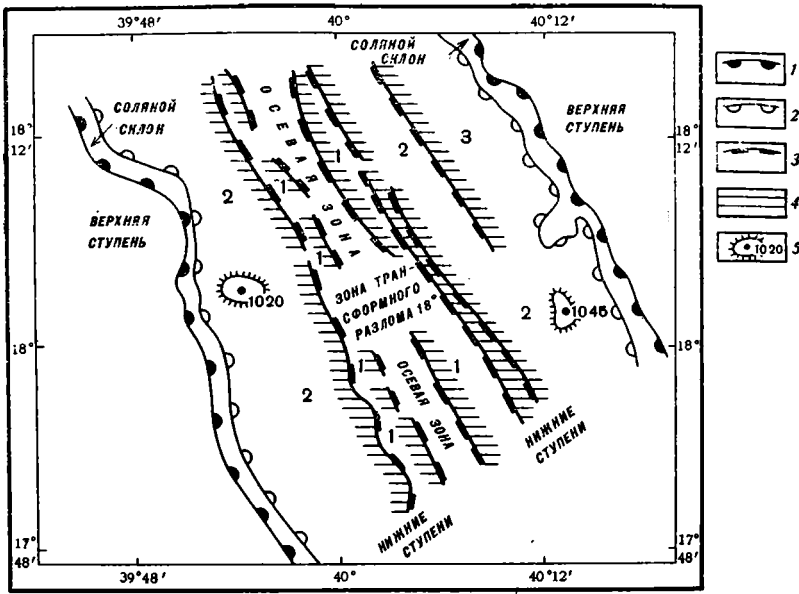


Рис. 3. Схема структурного районирования Красноморского рифта в районе 18° с. ш. 1 — бровка верхней ступени; 2 — подошва верхней ступени; 3 — сбросовые уступы нижних ступеней; 4 — поднятые участки сбросовых ступеней; 5 — наиболее крупные подводные горы и их глубина (м). Цифры на схеме отвечают порядковому номеру ступеней

1. Внешняя или верхняя ступень; она расположена на глубинах 500—700 м и спускается пологим, но высоким (до 600 м) уступом к центральной части рифта.

2. Внутренние, или нижние ступени (от одной до трех); они находятся на глубинах от 1100 до 1500 м, обрываясь грандиозными (высотой 500—600 м) уступами сбросовой природы к оси рифта; их верхние поверхности того самым крупными асимметричными блоками, верхние части которых, обращенные к центру, протягиваются в виде хребтов, составляя так называемые рифтовые или краевые горы, тогда как опущенные внешние части заняты впадинами, засыпанными осадками (см. рис. 4).

3. Осевая зона, или внутренний рифт, с сильно расчлененным рельефом и с глубинами от 1300 до 1900 м; имеет в целом мозаичное строение, состоя из нагромождения вулканических гор различной высоты, разделенных понижениями неправильной формы; по краям зоны вдоль подошвы первого сбросового уступа обычно прослеживаются узкие линейно-вытянутые впадины глубиной 1700—1900 м.

Осевая зона служит осью симметрии, относительно которой повторяются по краям вначале нижние, а затем верхние ступени. Ширина рифта между бровками верхних ступеней составляет 35—40 км, из них на ширину осевой зоны приходится обычно всего 4—5 км, тогда как ширина каждой из двух нижних ступеней примерно составляет 15—20 км.

Все морфологические и, следовательно, структурные зоны протягиваются по простиранию рифта, сохраняя в общем свое строение (рис. 5). Однако полной выдержанности форм рельефа и структуры нет. Без заметных перерывов прослеживаются лишь соляные ступени и соляные склоны. Нижние ступени существенно видоизменяются по простиранию. Одни из них исчезают, взамен появляются новые, сменяя через седловины в рельефе прежние или подставляя их кулисообразно. Сбросовые уступы имеют протяженность от 10 до 25 км, зачастую разбиваются на серию дополнительных уступов, и в этом случае возникают сбросовые

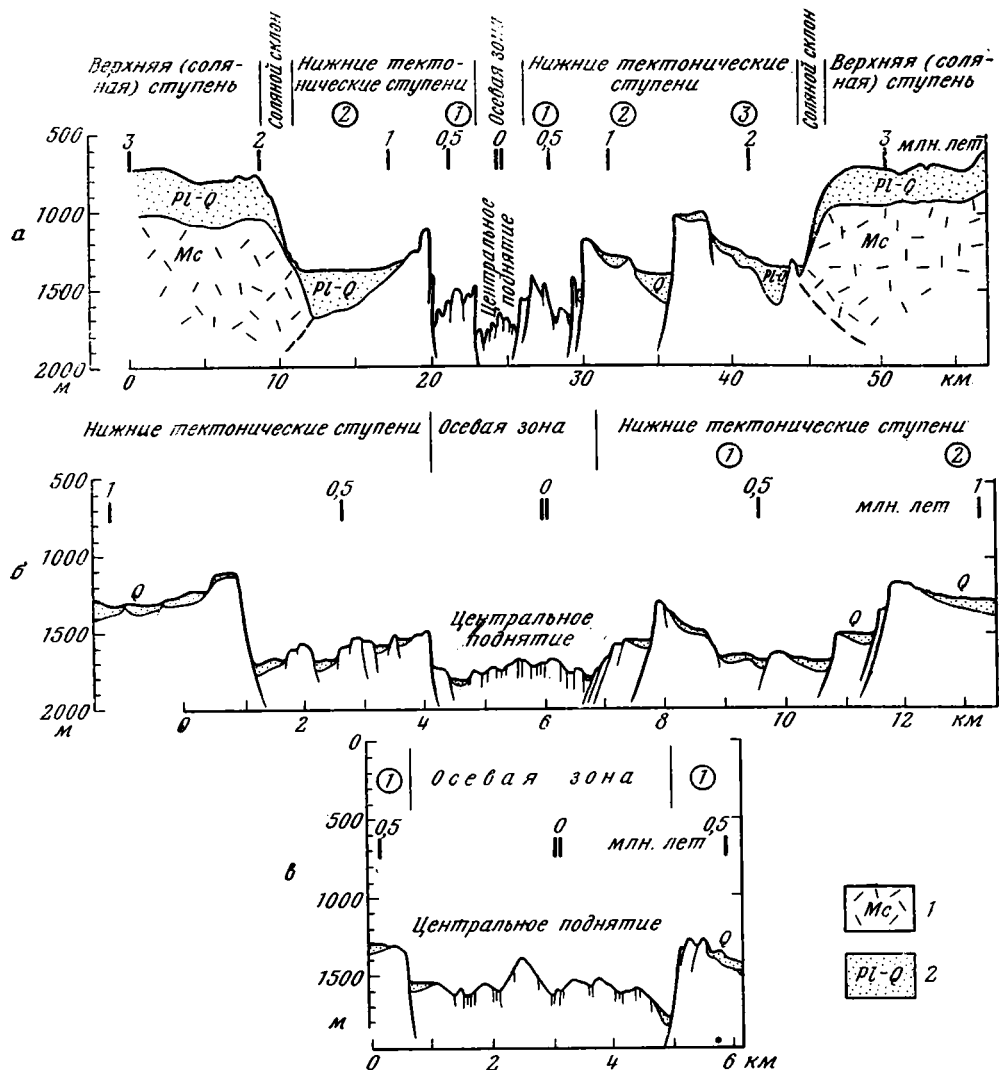


Рис. 4. Геологические профили: а — через Красноморский рифт, б — через осевую зону рифта к северу от 18° с. ш., в — через осевую зону рифта к югу от 18° с. ш. 1 — миоценовые эвапориты; 2 — плиоцен-четвертичный осадочный чехол. Цифры в кружочках отвечают порядковому номеру сбросовых ступеней; цифры без кружочков — возраст океанической коры по магнитным аномалиям в млн. лет

лестницы. Местами они разбиты поперечными разломами. Осевая вулканическая зона и ограничивающие ее сбросовые уступы нарушаются в двух местах: в самом центре изученной площади, примерно в районе 18° с. ш., и на крайнем юге на уровне 17°54' с. ш. Особенно крупное смещение (до 6 км) наблюдается в районе 18° с. ш.; оно отвечает трансформному разлому, именуемому в дальнейшем разломом 18-го градуса.

**Верхние ступени.** Под обеими верхними ступенями (соответственно Африканской и Аравийской) по материалам НСП, выполненного И. Н. Ельниковым, повсеместно на глубине 200—300 м прослеживается отражающий горизонт — рефлектор S, ниже которого, как установлено глубоководным бурением (Initial Reports, 1974), залегают миоценовые эвапориты. Кровля эвапоритовой толщи, перекрываемой местами доломитовым горизонтом, подступает близко к поверхности в нижней части склонов, отделяющих верхние ступени от нижних. Верхние ступени мож-

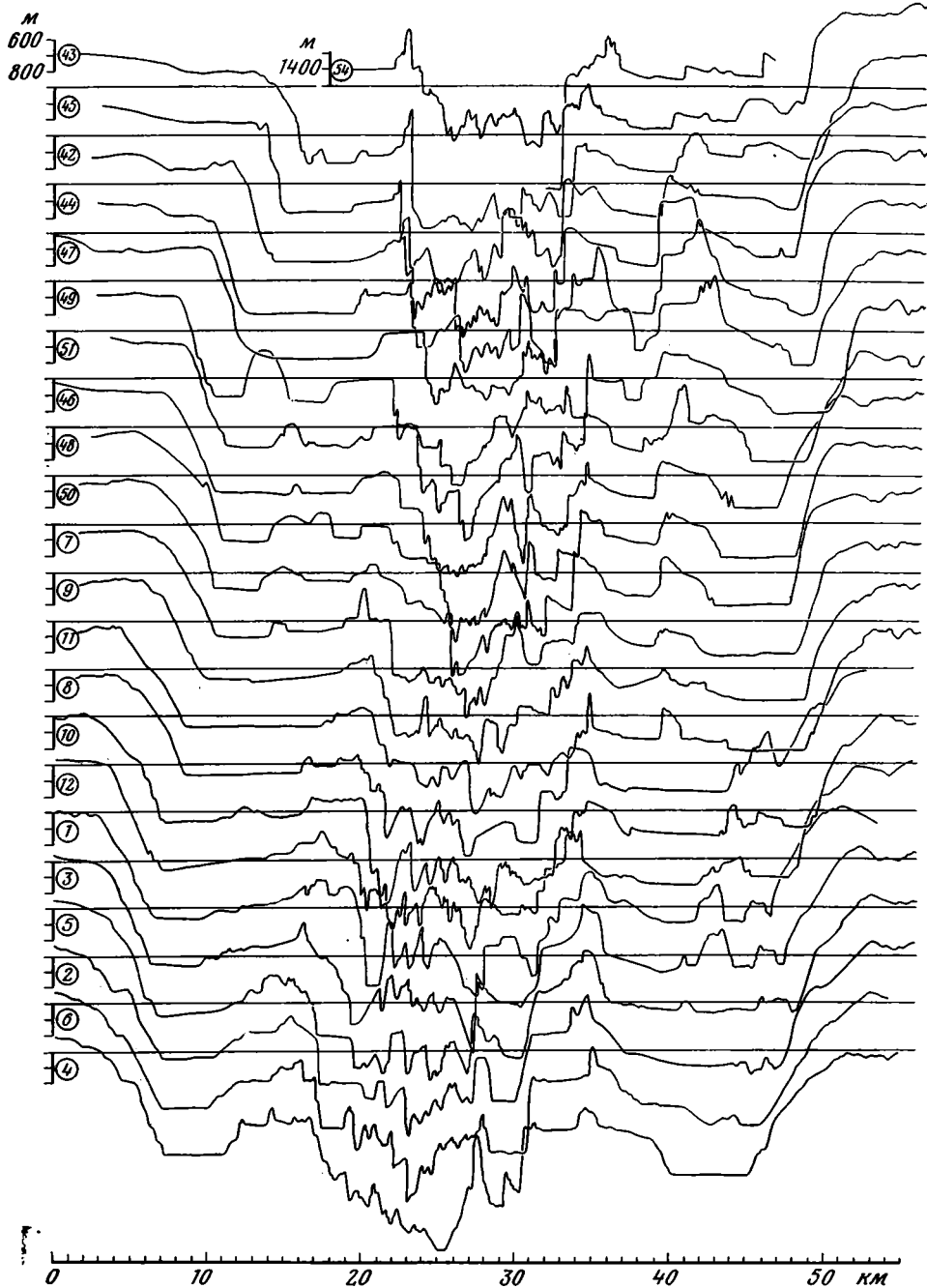


Рис. 5. Корреляция батиметрических профилей Красноморского рифта. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1 : 10. В кружках — номера профилей; положение показано на врезке к рис. 2

но именовать соляными ступенями, а ограничивающие их уступы — соляными склонами. Эвапоритовая толща выклинивается в пределах соляных склонов.

Африканская соляная ступень с ограничивающим ее соляным склоном в южной части площади протягивается параллельно простиранию рифта, в северной она образует выступ, уходящий в глубь рифта. В пре-

делах выступа ступень спускается до 800 м, а ее поверхность становится более расчлененной, как бы распадается на отдельные блоки, несколько перемещенные друг относительно друга. Приуроченность раздробленного рельефа к выступу ступени в сторону рифта может указывать на то, что сам этот выступ возник в результате «затекания» эвапоритовой толщи на нижние ступени рифта. Поверхность Аравийской ступени имеет форму пологого свода с центром на крайнем северо-востоке района. В северной части поверхность ступени сильно расчленена на куполовидные холмы высотой 50—100 м и замкнутые депрессии такой же глубины. Скорее всего расчлененность рельефа является отражением погребенной соляной тектоники, в частности диапиризма в миоценовой эвапоритовой толще.

**Нижние ступени.** Тектонические ступени, обрамляющие осевую зону рифта, можно обозначать, исходя из их положения по отношению к осевой зоне и их средней глубины. С этой точки зрения выделяются: первая ступень на глубинах 1300—1500 м, вторая ступень на глубинах 1100—1300, третья ступень на глубинах 900—1100 м. Ширина ступеней варьирует от 4—5 (для 1-й ступени) до 10—15 км (для 2-й и 3-й ступеней). Все ступени обладают однотипным поперечным сечением. Они резко обрублены сбросовыми уступами с внутренней стороны, обращенной к оси рифта, а их поверхность наклонена по направлению от оси рифта. С уступов драгированием в ряде мест были подняты базальты, т. е. вся зона тектонических ступеней имеет, очевидно, базальтовое основание.

Сбросовые уступы могут иметь различную высоту — от 100—200 до 500—600 м. В большинстве случаев высоты уступов варьируют от 250 до 500 м. Крутизна сбросовых уступов обычно близка к 60°, но есть участки практически вертикальных стенок. Более пологие склоны у основания уступов, возможно, сложены осыпями, иногда сцементированными карбонатным цементом. На ряде отрезков сбросовые уступы прослеживаются в виде единых стенок, на других распадаются на несколько дополнительных уступов, разделенных плоскими горизонтальными или наклонными площадками. Местами возникают сбросовые лестницы, состоящие из целой серии, иногда до 10 ступенек.

Наклонная верхняя поверхность ступеней обычно образована двумя элементами: поднятым внутренним краем, увенчивающим сбросовый обрыв, и опущенным внешним краем, примыкающим к следующему уступу. На поднятом крае ступеней часто располагаются горы, воздымающиеся над поверхностью ступени на 200—300 м. Именно они описываются в качестве рифтовых гор. Как правило, эти горы асимметричны: их склоны, обращенные к оси рифта, обрублены сбросами, а внешние склоны полого (под углами 4—10°) спускаются к центру ступени. Но часты и такие случаи, когда и внешние склоны обрезаны сбросовыми уступами, и тогда горы выступают в виде горстов, а смежные с ними впадины представляют собой грабены. Если нет осложняющих грабенов, то внешние склоны гор постепенно переходят в плоские аккумулятивные равнины, занимающие внешние края ступеней. Дно здесь, как правило, абсолютно ровное. На 1-й ступени оно находится на глубинах 1600—1700 м, на 2-й и 3-й ступенях — на глубинах 1300—1400 м. Непрерывным сейсмическим профилированием устанавливается, что мощность осадочного чехла, выстилающего крупные карманы под равнинными участками ступеней, составляет на 1-й ступени около 100 м, на 2-й и 3-й ступенях 150—200 м. Под чехлом во многих местах устанавливается довольно сложный расчлененный рельеф базальтового основания.

С африканской стороны выделяются только две первые тектонические ступени, причем 1-я ступень прерывиста и состоит из многих разобщенных отрезков. С аравийской стороны прослеживаются все три ступени, но 3-я ступень протягивается лишь в северной половине района. 1-я ступень является очень четкой и резкой. На юге она на протяжении 12 км

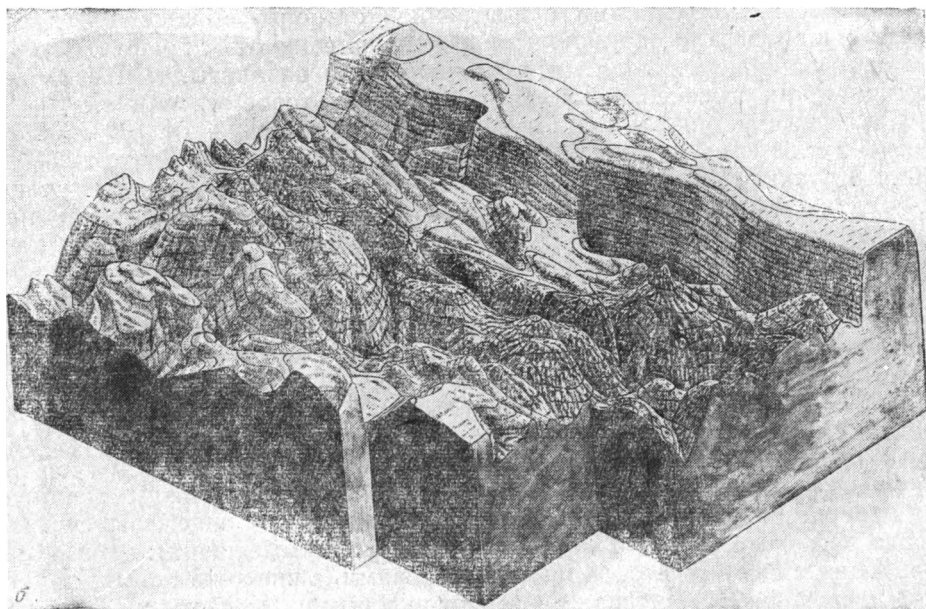
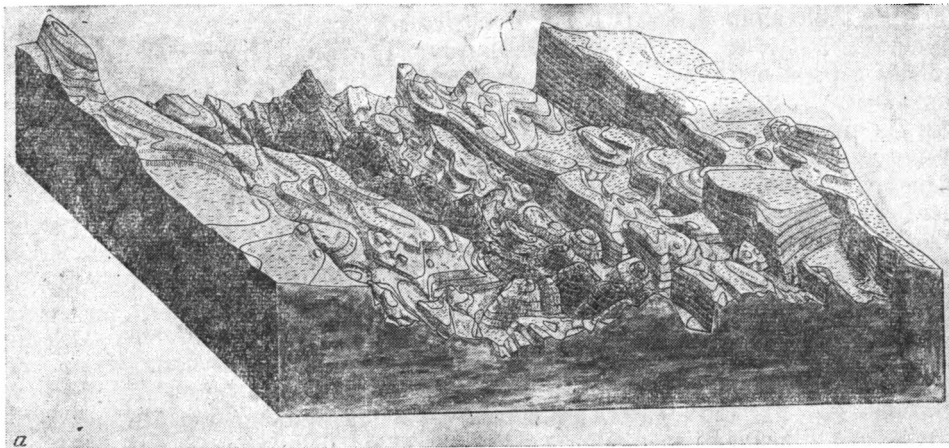


Рис. 6. Рельефные карты осевой зоны Красноморского рифта на полигонах: *а* — к северу от 18° с. ш., *б* — к югу от 18° с. ш. (положение карт показано на врезке к рис. 2). Размер по горизонтали поперек рифта на рис. 6, *а* — 15 км, на рис. 6, *б* — 8 км. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1 : 2,5. Изобаты проведены через 50 м. Черными в осевой зоне рифта обозначены подводные вулканы моложе 10 000 лет. Ширина осевой зоны (между подошвами первых сбросовых уступов) составляет 4—5 км, ширина молодой зоны вулканических излияний около 1 км. На рис. 6, *а* видно до трех сбросовых ступеней, на рис. 6, *б* — только нижняя (первая) ступень

обрезана непрерывной стенкой высотой до 500 м. Эта стенка служила объектом исследований с «Пайсиса», в верхней части стенки были описаны покровы подушечных базальтовых лав.

**Осевая зона.** В качестве осевой зоны, или внутреннего рифта, рассматривается узкая, 4—5 км, полоса, заключенная между крайними сбросовыми уступами и обладающая сильно изрезанным холмистым «мелкопочечным» рельефом (рис. 6). В поперечном сечении осевой зоны почти всегда удастся обособить центральное поднятие (вулканическое поднятие) и обрамляющие его две крайние впадины, прижатые к подошве пер-

вых сбросовых уступов. Центральное поднятие находится на уровне 1300—1500 м, впадины достигают глубин 1700—1900 м. Полная симметрия в расположении центрального поднятия и краевых впадин наблюдается в общем сравнительно редко. Большой частью краевая впадина располагается лишь с одной стороны центрального поднятия: то к западу, то к востоку от него. Впадины покрыты маломощным (менее 50 м), чехлом осадков, а поднятие, как установлено погружениями «Пайсиса» и опробованием драгами и донными трубками — молодыми, четвертичными базальтами.

Как краевые впадины, так и центральное вулканическое поднятие повсеместно сохраняют общую линейную ориентировку, параллельную простиранию осевой зоны. Центральное поднятие обладает очень сложной морфологией. Оно образовано сравнительно беспорядочным нагромождением изолированных вулканических гор с относительными превышениями 200—300 м. Размер гор обычно составляет 0,5—1 км в поперечнике, иногда первые сотни метров. Таких гор на площади съемки насчитывается не менее 40. Они то группируются в непротяженные (3—4 км) цепи, то располагаются совершенно изолированно друг от друга. В одних сечениях через осевую зону центральное поднятие состоит всего из одной горы, в других сечениях их может быть несколько — до трех, располагающихся рядом. Иногда ряд вулканических гор образует кучную группу, находящуюся на едином цоколе. Горы разделены понижениями неправильной, часто очень извилистой формы размером от первых сотен метров до 1—1,5 км.

По своей форме горы, составляющие центральное поднятие, довольно разнообразны. Условно можно выделить три их разновидности: 1) остроконечные конусовидные горы, обычно с крутыми (до 30°) склонами; большей частью такие горы являются изолированными; 2) плосковершинные горы со сглаженной поверхностью и пологими склонами; часто состоят из нескольких сближенных возвышенностей; 3) сильно изрезанные горы с вершинами, расчлененными на мелкие холмы с крутыми склонами.

По присутствию или отсутствию в колонках грунтовых трубок слоя твердых арагонитовых корок, образование которых относится к времени плейстоценового оледенения Ю. А. Богданов и Г. Л. Кашинцев смогли оконтурить на площади осевой зоны области распространения соответственно доголоценовых (в основном плейстоценовых) и голоценовых базальтов. Выяснилось, что голоценовые базальты слагают серию вулканических построек, заключенных в узкой, 1 км шириной, полосе внутри центрального поднятия. По результатам опробования и погружений «Пайсиса» таких достоверных голоценовых вулканических построек насчитывается в районе не менее 10. При погружениях «Пайсиса» был описан ряд таких построек. Они большей частью представляют собой вулканические конусы высотой до 300 м. На их вершинах располагаются жерла, во все стороны от которых текут потоки подушечных лав. Осадков на лавах либо нет совсем, либо их слой измеряется первыми сантиметрами. Учитывая высокую скорость осадконакопления, от 5 до 10 см в 1000 лет, возраст излияний и образование хотя бы некоторых из вулканических гор составляют буквально первые сотни лет, по самым максимальным оценкам не могут превышать 1000 лет. Этот, как и другие факты о молодости вулканизма сами по себе поразительны. Еще нигде в срединно-океанских рифтах не были описаны столь молодые, относящиеся к историческому времени лавы. Не исключено, что где-то по простиранию рифта можно встретить живые подводные извержения. В Красноморском рифте мы имеем дело практически с современным эпизодом вулканизма.

Наблюдения с «Пайсиса» обнаружили еще одну любопытную особенность вулканизма. Гора с отметкой 1298 м на уровне 17°58' с. ш. представляет собой один из самых молодых вулканических центров. С обеих сторон — востока и запада — от этой горы обнажаются припорошенные

осадками несколько более древние лавы, изливавшиеся из центра, существовавшего ранее. Если бы вулканические извержения происходили в разное время, но из одного центра, расположенного где-то у геометрической оси спрединга, то потоки лав самого различного возраста были бы всегда направлены в стороны от этой оси. Действительно, на восточном склоне горы потоки более древних и молодых лав наклонены в одну сторону, на восток. Но на западном склоне горы видно, что потоки молодых лав текли в противоположную сторону, на запад, а более древние потоки сохраняют наклон в восточном направлении. Следовательно, центр, из которого они изливались, находится западнее, а более молодая вулканическая постройка оказалась смещенной к востоку относительно этого древнего центра. Молодой вулкан возник на склоне более древнего вулкана. Величина смещения измеряется, видимо, сотнями метров и не превышает 1 км. Но эти данные говорят о том, что подобные смещения, или перескоки, центров вулканизма, возможно, свойственны всей осевой зоне. Ось спрединга тем самым не остается на одном и том же месте, а может смещаться в пространстве.

Поверхность склонов практически всех гор избороджена мелкими неровностями, узкими ложбинами, мелкими крутыми обрывами, невысокими крутостенными гребнями. Часть из них с размерами более 20 м хорошо распознается на эхолотных записях. Более мелкие неровности обнаружены и описаны при погружениях «Пайсиса». Все они связаны с разломами. В отличие от наклонных (нормальных) сбросов, ограничивающих нижние ступени, все разломы осевой зоны — вертикальные и все они являются раздвигами. Разломы осевой зоны распадаются на две категории: 1) гьяры и 2) вертикальные сбросы. Гьяры отвечают чистому раздвигу без вертикальных смещений. Они представляют собой зияющие трещины шириной от 0,5 до 2—3, иногда до 20 м. Оба борта гьяров находятся на одном гипсометрическом уровне и не испытали относительных вертикальных перемещений. Стенки трещин вертикальны, в них обнажаются расколотые потоки подушечных лав. Протяженность гьяров, видимо, не очень велика, измеряясь десятками и первыми сотнями метров. Вертикальные сбросы выражены в рельефе отвесными уступами. Это по существу те же гьяры, но один борт которых опустился на ту или иную величину относительно другого. Амплитуда перемещений по вертикальным сбросам измеряется метрами и первыми десятками метров, но описаны случаи смещений с амплитудой 60 и 100 м. Густота раздвиговых разломов возрастает по мере движения от вершины центрального поднятия к краям осевой зоны.

Простиранья раздвиговых разломов, как гьяров, так и вертикальных сбросов, большей частью выдержаны в едином северо-западном направлении, параллельном ориентировке осевой зоны. Но наряду с продольными разломами выделяются участки, изобилующие поперечными разломами. Сгущения поперечных разломов обычно выглядят в рельефе общим понижением уровня осевой зоны и появлением глубоких седловин между горами центрального поднятия. Такие понижения отмечены на уровнях 17°56', 17°57', 17°58', 18°08', 18°10' с. ш. и на некоторых других участках. При погружениях «Пайсиса», например, на южном склоне одной из гор (17°57') и к северу от нее (17°58') описаны серии поперечных разломов и отмечены сдвиговые перемещения вдоль них. В совокупности с продольными разломами они разбивают поверхность дна на многочисленные мелкие прямоугольные блоки. Поперечные разломы отвечают, вероятнее всего, зарождающимся трансформным разломам.

Строение осевой вулканической зоны в принципе остается неизменным по простиранью. Некоторые различия выражаются в том, что к югу от разлома 18-го градуса средний уровень центрального поднятия залегает несколько выше, чем в северной части зоны, и здесь наблюдается большее изобилие гор, чем на севере района. На южном отрезке вулка-

нические горы находятся обычно на уровне 1300—1400 м, тогда как в северной части они редко поднимаются выше изобаты 1500 м.

**Зона трансформного разлома 18-го градуса.** На отрезке между 17°59' и 18°02' осевая зона имеет аномальное строение. Ее ширина составляет здесь 10 км, т. е. вдвое превышает обычную ширину в соседних местах. Протяженность аномальной зоны по простиранию составляет 7 км. Подходя к этой зоне, полностью прерываются первые тектонические ступени, а ограничивающие их сбросовые уступы либо срезаются поперечными разломами, либо подставляются кулисообразно расположенными эшелонированными системами сбросов. Вместе с тем 2-я тектоническая ступень и ее краевой сбросовый уступ могут быть прослежены без крупных изменений по простиранию рифта. Это очень существенное обстоятельство, указывающее на то, что процессы, вызвавшие формирование аномальной зоны разлома 18-го градуса, затронули только участки осевой зоны и 1-й ступени, т. е. что они происходили только во время после образования 2-й ступени и не распространялись в ее пределы.

Площадь аномальной зоны в целом опущена по сравнению со смежными участками осевой зоны. Здесь находится серия впадин с глубинами 1700—1800 м, причем некоторые впадины ориентированы в северо-восточном направлении, поперечном простиранию рифта. Единого центрального поднятия здесь нет, но есть две параллельные системы гор, вытянутые с юго-востока на северо-запад.

Несмотря на детальное картирование аномальной зоны, внутри нее не удалось обнаружить каких-либо ярких морфологических признаков единой четкой линии поперечного разлома, единой глубокой депрессии или уступа, пересекающего рифт. По-видимому, эта зона образована серией поперечных нарушений, в совокупности обрисовывающих зону трансформного разлома. Отчетливо выступают различия от хорошо и полно развитых трансформных разломов средиземно-океанских хребтов. Можно предполагать, что в данном случае зона трансформного разлома еще очень молода.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Анализ рельефа и морфологии структур показывают, что в поперечном сечении Красноморского рифта четко обособляются по меньшей мере три зоны с различной тектонической обстановкой.

Прежде всего выделяется осевая зона, для которой характерны раздвиговые структуры и соответственно обстановка общего растяжения. Формирование структур этой зоны сопровождается современным активным вулканизмом.

Две нижние ступени с ограничивающими их сбросовыми уступами составляют следующую тектоническую зону. Для нее определяющим является образование нормальных, падающих под углом 60°, сбросов с наклоном, т. е. с вращением, блоковых ступеней в сторону от оси рифта. Формирование ступеней сопровождается дифференциальными вертикальными перемещениями с амплитудой в среднем 400—500 м. Каждый блок испытывает вращение вокруг оси, находящейся где-то на перпендикуляре к сбросовому уступу. Величина вращения не очень велика — 4—7°, но этого достаточно, чтобы создать превышение вдоль сбросовых уступов до 500 м. Вращение блоков свидетельствует о том, что механизм возникновения сбросовых ступеней подобен механизму образования оползней, для которых вращение при скольжении вниз хорошо изучено, твердо доказано и является обязательным. Исходя из этого можно утверждать, что сбросовые ступени имеют гравитационное происхождение. В этом коренное отличие обстановки общего растяжения осевой зоны от условий гравитационного сбросообразования в зоне нижних ступеней с оползанием блоков в сторону оси рифта. Нетрудно заметить, что если ось вращения проектируется за пределы блока, то весь блок опустится вниз: внешний



край больше, а внутренний меньше. В обоих случаях блок испытывает небольшое перемещение по направлению к оси рифта, т. е. противоположно движению литосферной плиты. При сбросообразовании вдоль уступов будут идти приразломные деформации в виде появления тектонических брекчий, милонитов и зеркал скольжения. Следует обратить внимание на то, что сбросовые ступени находятся в целом гипсометрически выше осевой зоны, а 2-я ступень в среднем на 200 м выше 1-й. Эти различия в высоте не могут быть достигнуты за счет гравитационной тектоники, ответственной за образование сбросовых ступеней. Можно предположить, что формирование ступеней происходит на фоне воздымания. Если средний уровень осевой зоны рифта равен примерно 1500 м, а 2-й ступени около 1200 м, то величина подъема оценивается цифрой в 300 м. Следовательно, при образовании сбросовых ступеней одновременно действуют два механизма: гравитационное оползание и поднятия.

В качестве третьей тектонической зоны можно обособить всю остальную часть рифта, включая верхние соляные ступени. Если осевая зона и краевые сбросовые ступени в настоящее время тектонически активны или были активными в самом недавнем прошлом, то внешние части рифта сейчас тектонически не активны, в них не происходит никаких дифференциальных движений. Они испытывают лишь погружение в соответствии с общим законом опускания дна (пропорционально корню квадратному от возраста дна; Сорохтин, 1974).

### СТРОЕНИЕ РИФТА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

**Гравитационные данные.** Гравитационные измерения были проведены Т. Алланом (Allan, 1970), и в рейсах «Вальдивии» З. Плауманном (Plaumann, 1975). Центральной части рифта свойственна отрицательная аномалия в свободном воздухе и положительная аномалия в редукции Буге. В соответствии с расчетами амплитуда аномалии Буге может быть объяснена тем, что ложе рифта сложено породами с плотностью  $2,8 \text{ г/см}^3$ , т. е. базальтами. Что касается отрицательной аномалии в свободном воздухе, то она указывает на некоторый дефект масс под рифтовой зоной, обусловленный разуплотнением мантии.

**Сейсмологические данные.** Вдоль оси Красноморского рифта прослеживается зона сейсмичности (Fairhead, Girdler, 1970). Землетрясения сконцентрированы в основном в районе глубоководных впадин между  $19^\circ$  и  $21^\circ$  с. ш., где известны крупные трансформные разломы, но за период с 1953 по 1968 г. зарегистрированы три землетрясения между  $17,5^\circ$  и  $18^\circ$  с. ш. Одно из них 21.IX.1967 г. с магнитудой 4,4 произошло в пределах площади съемки. Эпицентр имеет координаты  $17,94^\circ$  с. ш.,  $39,97^\circ$  в. д. и попадает на зону разлома 18-го градуса. По Красному морю имеются два землетрясения, фокальные механизмы, которых удалось определить (Fairhead, Girdler, 1970): одно из них расположено в точке  $19,79^\circ$  с. ш.,  $38,82^\circ$  в. д. в районе впадины Суакин и другое — в точке  $17,22^\circ$  с. ш.,  $40,58^\circ$  в. д. в районе подводного пика Рамад. Оба решения отвечают сдвигам с левосторонним смещением вдоль нодальной плоскости северо-восточного простирания (соответственно СВ  $43^\circ$  и СВ  $49^\circ$ ). Сейсмологические данные по Красному морю нуждаются в новом обобщении с учетом сейсмичности за последнее десятилетие, но и имеющиеся данные говорят о том, что граница плит, отвечающая оси Красноморского рифта, выражена не только структурно и проявлением молодого вулканизма, но и в приуроченности к ней зоны землетрясения.

**Глубинное строение.** Материалы по сейсмическому зондированию методом преломленных волн (Drake, Girdler, 1964; Davies, Tramontini, 1970) указывают на наличие слоя со скоростями от 6,3 до 6,97 км/сек (в среднем 6,63 км/сек) по всему главному трогу Красного моря. Эти скорости типичны для океанской коры, отсюда обычно делается заключение,

что большая часть Красного моря подстилается корой океанского типа. С точки зрения сейсмических методов в осевой зоне Красноморского рифта океанское основание обнажается на поверхности дна. В краевых частях оно перекрыто слоем со скоростями 4,0—4,5 км/сек (среднее 4,3 км/сек) и мощностью, варьирующей от 1300 до 4500 м (в среднем равной 3600 м). Этот слой надежно коррелируется с эвапоритовой толщей миоцена.

**Данные по тепловому потоку.** Измерения теплового потока через дно Красного моря, хотя и многочисленные (Girdler, 1970; Scheuch, 1976), не дают устойчивой и однозначной картины. Они указывают на высокий тепловой поток: средние значения, относящиеся к оси рифта, составляют 3,6—3,8 ЕТП. Наряду с этим отмечаются и аномально-низкие значения, меньшие 1 ЕТП. Измерения теплового потока, выполненные в экспедиции на НИС «Профессор Штокман» В. Н. Золотаревым и Е. В. Вержбицким, также дали пестрые значения. На африканской стороне и на верхней, и на нижних ступенях цифры высокие: 2,79; 4,18 и 4,97 ЕТП, хотя есть и одно низкое значение 0,92 ЕТП. В то же время на аравийской стороне все измерения дали очень малые значения порядка 0,8—0,9 ЕТП.

По-видимому, причина столь пестрой картины теплового потока в Красном море та же, что и в других океанских рифтовых зонах, и заключается в большой роли конвективного выноса тепла, в особенности в результате гидротермальной деятельности. В частности, можно предполагать, что снижение в некоторых местах теплового потока обусловлено выравниванием температур в поверхностном слое осадков за счет циркуляции воды в пористом горизонте карбонатных корок плейстоценового возраста. Однако имеющиеся высокие значения теплового потока, тем более за пределами непосредственно осевой зоны, свидетельствуют о повышенной активности и самого рифта.

**Магнитные данные.** Первые магнитные исследования (Drake, Girdler 1964; Allan, 1970; Phillips, 1970) установили, что вдоль оси Красноморского рифта прослеживается магнитная аномалия большой интенсивности, вполне сопоставимая с осевой аномалией срединно-океанских хребтов. В результате подробных магнитных исследований Красного моря к югу от 19° с. ш. Р. Розер (Roeser, 1975) провел корреляцию магнитных аномалий на большом протяжении рифта вплоть до 15° с. ш. Сопоставление магнитных аномалий с Ламонтской шкалой позволило трассировать изохроны возраста базальтового ложа от 1 до 5 млн. лет, но наиболее достоверно и на всем протяжении прослежены изохроны только с 1 по 3 млн. лет. Стало ясным, что так называемый осевой трог Красного моря начал развиваться лишь 5 млн. лет назад. Этому времени предшествовал длительный период остановки спрединга, наступивший после завершения первой фазы спрединга с 42 по 35 млн. лет назад.

Детальная магнитная съемка, проведенная И. И. Беляевым и Г. М. Валяшко в экспедиции на НИС «Профессор Штокман» в районе 18° с. ш., подтвердила возможность уверенной корреляции магнитных аномалий. Согласно Г. М. Валяшко в исследованном районе наблюдаются изохроны возраста базальтового ложа до 3,0 млн. лет включительно. Хорошо трассируется осевая аномалия, причем ее положение на площади твердо совпадает с полосой развития самых молодых, голоценовых вулканических центров. Магнитные данные убедительно подкрепляют вывод, сделанный на основании других материалов, о молодости и об океанской природе основания рифта Красного моря. Они говорят о том, что Красноморский рифт развивается так же, как и срединно-океанские рифты. Более того, рисунок магнитных аномалий и соответствующих им изохрон выявляет очень любопытную картину строения и развития рассматриваемого района.

## ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ И ПЕРЕСЕКОКИ ОСИ СПРЕДИНГА

Расположение изохрон возраста базальтового ложа по магнитным аномалиям показано на рис. 7. Изохроны в нескольких местах прерываются, испытывая смещения, намечая тем самым положение трансформных разломов. Всего выделяется шесть трансформных разломов, пронумерованных на схеме с юга на север. Осевая зона смещена лишь четырьмя южными разломами. Все смещения по трансформным разломам являются правосторонними (т. е. движения вдоль активных отрезков разломов левосторонние). Амплитуды смещений для разломов 1, 2, 4 и 6 невелики — не превышают 1 км. По разлому 3 смещение значительно боль-

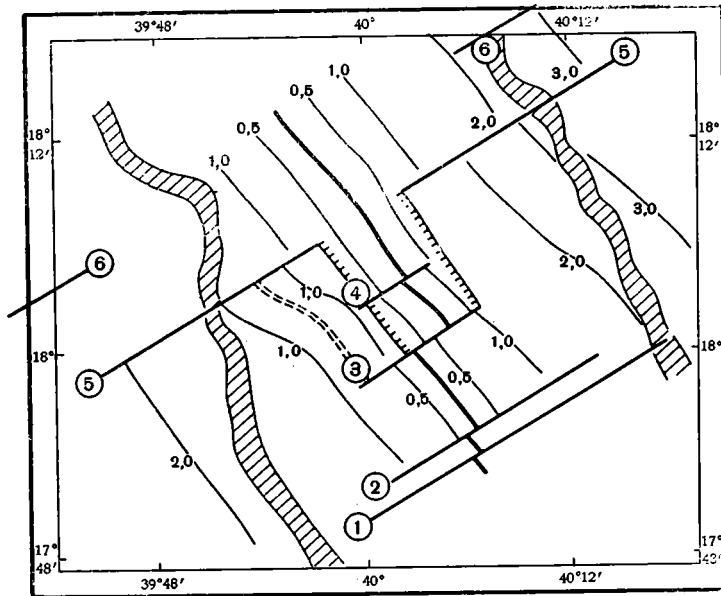


Рис. 7. Схема изохрон возраста океанской коры Красноморского рифта в районе 18° с. ш. Цифры — возраст в млн. лет. Цифры в кружках — порядковый номер трансформных разломов. Двойной пунктир — ось спрединга, зубчатая линия — граница старой и новой коры, образовавшейся в результате перескока спрединга. Заштрихованы — соляные склоны

ше и равно 6 км. В рельефе хорошо выражены разломы 1, 3 и 4. Из них наиболее выразителен и наиболее надежно документирован разлом 3; он отвечает разлому 18-го градуса. По нему происходит максимальное смещение осевой зоны.

На карте магнитных аномалий и соответствующей ей схеме изохрон (см. рис. 7) видно, что картина распределения изохрон и их порядок резко нарушены в районе разлома 18-го градуса, между трансформными разломами 3 и 5. С юга к разлому 18-го градуса подходит полная и ненарушенная последовательность изохрон от нулевой до 2,0 млн. лет с африканской стороны и до 3,0 млн. лет с аравийской стороны. Между разломами 3 и 5 наблюдается совершенно аномальная последовательность изохрон. Осевая аномалия и симметричные относительно нее обе изохроны 0,5 млн. лет протягиваются без перерыва до северной границы района, не смещаясь разломом 5. С запада, т. е. с африканской стороны, параллельно изохроне 0,5 млн. лет располагаются две (а не одна) изохроны 1 млн. лет, причем ближняя изохрона в момент своего образования принадлежала аравийской стороне, а дальняя, более западная, — африканской, поэтому, начиная с нее, далее на запад идет уже нормальная последовательность изохрон. С востока (с аравийской стороны) изохрона 1 млн. лет отсутствует, и вслед за изохроной 0,5 млн. лет сразу протяги-

вается изохрона 2 млн. лет, а за ней изохрона 3 млн. лет. Присутствие двух одинаковых изохрон 1 млн. лет по одну сторону от осевой аномалии говорит о том, что они отмечают положение прежней оси спрединга, не совпадавшей с современной осью. Следовательно, в промежутке времени между 0,5 и 1 млн. лет произошел перескок оси спрединга из одного положения в другое. Величина перескока отвечает амплитуде смещения по ныне живущему разлому 3 (по разлому 18-го градуса) и равна 6 км. Одновременно с перескоком прекратил активность разлом 5 и возник новый разлом — разлом 3. При этом между разломами 3 и 5, к западу от новой оси спрединга, оказалась заключенной какая-то часть более древней коры, сформированной до этого к востоку от прежней оси спрединга. Судя по положению прежней оси спрединга, перескок произошел 0,6—0,7 млн. лет назад. Новой осью спрединга от аравийской стороны был отрезан блок с возрастом коры от 1,2 до 0,6 млн. лет.

Отмеченный перескок оси спрединга в принципе аналогичен упоминавшимся выше мелкомасштабным (до 1 км) перескокам центров молодого вулканизма, наблюдавшимся при погружениях «Пайсиса». Перескок оси спрединга хорошо объясняет, почему осевая зона резко расширена в районе разлома 18-го градуса и почему здесь поперечными нарушениями затронута лишь осевая зона рифта и 1-я сбросовая ступень, а обе 2-е ступени прослеживаются без перерыва.

Судя по выявленным магнитным аномалиям, подобного рода перескок не был единичным в истории рифта Красного моря. По-видимому, аналогичный перескок произошел также на уровне 3 млн. лет между разломами 5 и 6, но документация этого перескока по имеющимся данным очень слабая.

При рассмотренных перескоках оси спрединга в изученном районе часть океанской коры Аравийской плиты оказывается оторженной от нее и включенной в Африканскую плиту. В результате на отдельных сечениях рифта совокупная (интегральная) картина спрединга становится асимметричной: Африканская плита наращивается примерно на 10% с большей скоростью, чем Аравийская. Ранее асимметрия спрединга была отмечена в работе Г. Розера (Roeser, 1975).

### СКОРОСТЬ СПРЕДИНГА

Судя по магнитным аномалиям, средняя скорость раздвижения за последние 2,0 млн. лет составляет 1,6 см/год. Это значение вполне соизмеримо с величинами раздвижения в периферийных частях Срединно-Атлантического хребта.

Вместе с тем мгновенные скорости, подсчитанные за короткие периоды времени, сильно менялись, в целом значительно сокращаясь к последнему моменту. В интервале от 1,71 до 0,89 млн. лет (т. е. между эпохами Гаусс и Матуяма) скорость составляла 2 см/год, в интервале от 0,89 до 0,69 млн. лет она возросла до 3 см/год и резко упала за последние 0,69 млн. лет до 1,04 см/год, т. е. спрединг был неравномерным, пульсирующим.

### ЭВОЛЮЦИЯ КРАСНОМОРСКОГО РИФТА В РАЙОНЕ 18° с. ш.

Используя простирания трансформных разломов, путем совмещения одинаковых изохрон по разные стороны от оси рифта были выполнены палинспастические реконструкции для моментов времени 3,0; 2,0; 1,0; 0,6 и 0,5 млн. лет (рис. 8).

На начальных моментах новейшего этапа раскрытия Красноморского рифта должно было сказаться то, что рифт закладывался в пределах развития мощной (до 4—5 км) эвапоритовой толщи миоцена, залегающей на более древнем океанском основании.

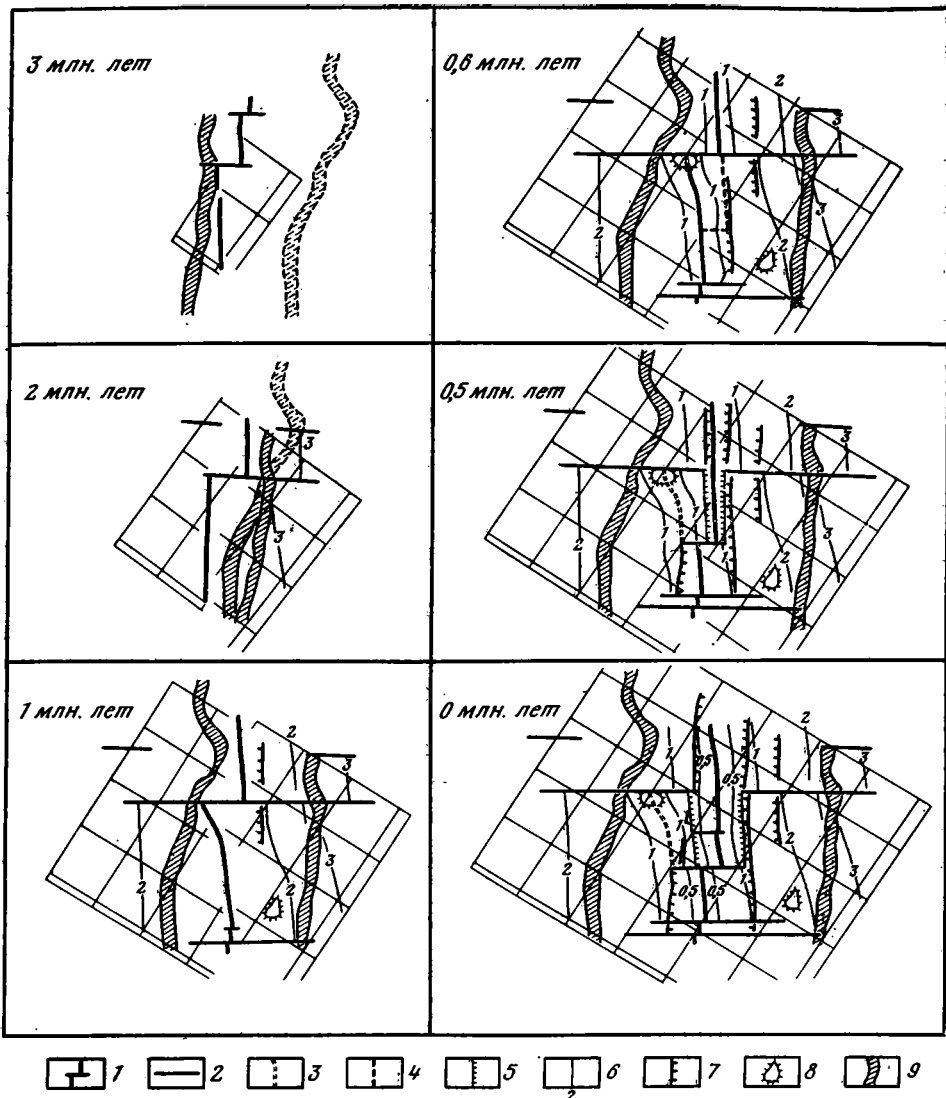


Рис. 8. Схема эволюции Красноморского рифта в районе  $18^{\circ}$  с. ш. с 3 млн. лет до современности

1 — ось спрединга; 2 — неактивные отрезки трансформных разломов; 3 — отмершие оси спрединга; 4 — зарождающиеся оси спрединга в результате перескока; 5 — граница старой и новой коры, образовавшейся в результате перескока спрединга; 6 — изохроны возраста ложа и их значения (в млн. лет); 7 — сбросовые уступы; 8 — наиболее крупные подводные горы; 9 — соляные склоны

Для наиболее раннего момента времени, для которого нами выполнена реконструкция (3 млн. лет назад) получается, что соляные склоны, как бы значительно перекрывали друг друга (см. рис. 8). Величина кажущегося перекрытия в северной части составляет 18, в южной — 15 км. Однако это перекрытие чисто кажущееся, и связано оно с растеканием соленостной толщи, произошедшим уже после образования коры данного возраста. Раскрытие рифта сопровождалось значительными растяжениями эвапоритовой толщи, а соответствующие этому этапу излияния базальтов первоначально происходили под эвапоритовой толщиной. Базальты не могли сразу же, пока эвапориты не разошлись в стороны, подняться наверх и, по-видимому, растекались или застыли в виде силлов и

лакколитообразных залежей внутри соленосной толщи, либо на границе раздела между эвапоритами и подстилающим их базальтовым основанием. Безусловно, в основании были и, вероятно, сохранились расколы в виде сбросов и систем горстов грабенов. Движения вдоль разломов затрагивали и верхнюю, эвапоритовую толщу. Но в теле этой толщи они должны были быстро релаксировать, поскольку соль отличается повышенной пластичностью и способна течь, залечивая расколы. Этот процесс течения эвапоритов наложил, вероятно, сильный отпечаток на все развитие рифтовой зоны. Наглядным примером той обстановки, которая существовала в районе 18° 3—5 млн. лет назад, сейчас могут служить, по-видимому, районы развития современных впадин с горячими рассолами в северной части Красного моря. Эти впадины — Атлантис II, Дискавери, Шагара и многие другие — по существу представляют собой окна тектонического происхождения — разрывы в соленосной толще, в которых обнажаются базальты, со всех сторон окруженные эвапоритами. Соленосная толща затекает как в сами впадины, так и в разделяющие их зоны трансформных разломов (Searle, Ross, 1975). В промежутках между впадинами эвапоритовый слой пока еще является непрерывным, но можно ожидать, что в скором геологическом будущем он разорвется и начнется формирование обычной рифтовой зоны.

В момент времени 2,0 млн. лет назад, видимо, впервые возникли тектонические окна в эвапоритовой толще, и базальты стали изливаться непосредственно на дне моря. На реконструкции соляные склоны перекрывают друг друга только на севере района, тогда как на юге между ними есть пространство шириной 4 км. Эти окна в эвапоритовой толще, вероятно, во многом напоминали современные впадины севера Красного моря. Если это так, то можно ожидать, что в прошлом в них были распространены такие же горячие рассолы и такие же металлоносные осадки, как и теперь в северных впадинах. Следовательно, рифтовая зона в своем развитии прошла, вероятно, стадию образования металлоносных впадин типа Атлантис II. С этой точки зрения можно ожидать, что в основании плиоцен-четвертичной осадочной толщи на 2-й и 3-й сбросовых ступенях могут располагаться залежи металлоносных осадков, образовавшихся около 2,5 млн. лет назад.

Примерно 1 млн. лет назад эвапоритовая толща оказалась уже полностью разорванной. В то время, вероятно, оформились и соляные склоны в виде, близком к тому, в каком мы их наблюдаем сейчас, хотя их положение в пространстве и было иным (из-за текучести соли).

Начиная с 1 млн. лет, рифтовая зона становится по своей морфологии похожей на современную. С этого времени на поверхности дна начинается последовательно формироваться лестница сбросовых ступеней. Ко времени 1 млн. лет назад возникла 3-я ступень. 2-я ступень образовалась в интервале между 1 и 0,6 млн. лет назад, а 1-я ступень на некоторых участках создается по существу сейчас, в плейстоцен-голоценовое время. Примерно 0,6 млн. лет назад произошел следующий перескок оси спрединга. Разлом 5 перестал быть активным, а вместо него появился и стал развиваться трансформный разлом 18-го градуса (разлом 3).

#### СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ РИФТОВЫМИ ЗОНАМИ

Основное отличие Красноморского рифта от остальных океанских рифтовых зон уже упоминалось: оно состоит в том, что Красноморский рифт был заложен под мощной эвапоритовой толщей, которую, как оказывается, очень трудно разорвать из-за ее пластичности. Что же касается его молодой осевой зоны, ограниченной сбросовыми ступенями, то эта часть Красноморского рифта удивительно похожа на другие океанские рифтовые зоны с малой скоростью раздвижения плит и не несет каких-либо принципиальных отличий.

В настоящее время лучше всего изучена рифтовая долина Срединно-Атлантического хребта к югу от 37° с. ш., где проведены детальные работы по проекту «Фамоус» с применением подводных аппаратов (Needham, Francheteau, 1974; Renard et al., 1975; Bellaiche et al., 1974, и др.). Рифтовая долина Срединно-Атлантического хребта имеет ширину 25—35 км. В нее попадают те части, которые заключены между самыми высокими гребнями, окаймляющими рифтовую долину. В Красном море им будут соответствовать две тектонические зоны: активная осевая зона и обрамляющие ее две нижние сбросовые ступени. Их ширина здесь равна 20 км, т. е. несколько меньше, чем в Срединно-Атлантическом хребте. Внутри рифта в Атлантике, как и в Красном море, наблюдается огромная сбросовая лестница, широкими маршами спускающаяся к осевой зоне, которая обозначается как внутреннее ложе (Inner Floor). Ширина внутреннего ложа варьирует от 1 до 9 км, наиболее обычна ширина 4—5 км, в точности такая же, как ширина осевой зоны (внутреннего рифта) Красного моря. Сбросовые уступы, как и в Красном море, то прослеживаются в виде единых и цельных стенок, то разбиваются на ряд отрезков, то заменяются каскадом резко очерченных, но невысоких уступов, то ветвятся на серию параллельных уступов. Полной симметрии уступов на противоположных склонах рифтовой долины не устанавливается. Внутреннее ложе, отвечающее осевой зоне Красноморского рифта, и в Атлантике является центром молодого вулканизма. Для него примечательны многочисленные гьяры, иногда, как и в Красном море, с вертикальной компонентой смещения. В Атлантике, как и в Красном море, выделяется центральное поднятие, к которому приурочены основные центры подводных вулканических извержений. Высота гор центрального поднятия 200—300 м, т. е. та же, что и в Красном море (это известные по описаниям экспедиции «Фамоус» горы Венера, Плутон и др.). При исследованиях по проекту «Фамоус» отмечалось, что осевая магнитная аномалия (линия «нулевого магнитного возраста») далеко не всегда совпадает с самыми молодыми вулканическими центрами, а проявления молодого вулканизма могут смещаться в пределах внутреннего ложа, и этим может объясняться асимметрия спрединга. Та же самая картина отмечена и в Красном море. Исследователи рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта приходят к выводу, что в формировании рифтовой долины одновременно действуют два процесса: 1) наращивание коры за счет растяжения и базальтовых излияний и 2) вертикальные перемещения по сбросам. К тому же выводу пришли и мы, изучая рифт Красного моря. Отличия рифта Красного моря от Срединно-Атлантического заключаются, пожалуй, в меньшей глубине первого из них и в появлении зародышевых трансформных разломов, не описанных в Атлантике. Кроме того, в Красноморском рифте описаны перескоки оси спрединга, тогда как в Атлантике они не были найдены, хотя, надо сказать, сходные мелкомасштабные перескоки были ранее описаны в Восточно-Тихоокеанском поднятии.

Что касается сопоставления с внутриконтинентальными рифтами, то некоторые из них, как рифт Азаль (Ардукоба) в Джибути, почти полностью аналогичны океанским рифтам (Needham et al., 1976). В то же время главный представитель внутриконтинентальных рифтов — Эфиопский рифт — значительно превосходит по размерам осевую зону рифта Красного моря, его ширина достигает 50 км; кроме того, в нем главное место принадлежит излияниям не базальтов, а кислых лав, по-видимому, возникающих за счет вторичного переплавления пород континентальной коры. Вместе с тем общая форма Эфиопского рифта — его краевые сбросовые эскарпы, состоящие часто из каскадов уступов, его осевая вулканическая зона (пояс Вонджи) с активным молодым, в том числе базальтовым вулканизмом и трещинами растяжения типа гьяров, очень близка к генеральной морфологии рифта Красного моря.

Таким образом, Красноморский рифт, несмотря на его молодость, не составляет какого-то исключения среди других океанских рифтов. В нем, как в зеркале, отражены все характерные особенности активных зон океанообразования.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные работы показали, что рифт Красного моря подстилается типичной океанской корой, возникшей совсем недавно, в последние 3—5 млн. лет. Нарастание коры происходит в узкой, не более 4 км шириной, осевой или внутренней зоне, в пределах которой выявлена еще более узкая (0,5—1 км) экструзивная зона, образованная очень молодыми вулканическими постройками с возрастом в сотни и первые тысячи лет. По мере удаления от экструзивной зоны возраст базальтового ложа увеличивается и соответственно возрастает мощность осадочного чехла. Внутри осевой зоны господствуют раздвиговые структуры с обилием зияющих трещин-гъяров. С обеих сторон осевая зона обрамлена лестницами тектонических ступеней и ограничивающих их сбросовых уступов, имеющих гравитационное происхождение. Структура Красноморского рифта аналогична в принципе строению рифтовых долин срединно-океанских хребтов с относительно малой скоростью спрединга. За последние 3 млн. лет Красное море раскрывалось со средней скоростью 1,6 см/год. В целом несмотря на молодость Красноморского рифта в нем запечатлена типичная картина спрединга океанского дна. Специфика Красного моря состоит в том, что нарастание новой океанической коры, т. е. излияние базальтов, происходило в начальной стадии под мощной толщей эвапоритов, которые, испытывая пластические перемещения, затекали на вновь формирующееся океанское ложе в оси рифтовой долины. Сам процесс спрединга в Красном море был довольно сложным, он сопровождался перескоками оси спрединга, т. е. перемещением положения экструзивной зоны в пространстве, что сопровождалось отмиранием одних и возникновением других трансформных разломов.

Авторы искренне признательны Г. Беккеру, У. фон Раду и Кс. Ле Пичону за большую помощь в получении новейших материалов по строению Красного моря.

## Литература

- Монин А. С., Зоненшайн Л. П., Литвин В. М., Сорохтин О. Г. О структуре Красноморского рифта.— Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 5.
- Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. Ин-т океанологии АН СССР, М., 1974.
- Allan T. D. Magnetic and gravity fields over the Red Sea.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 267, 1970, p. 153—180.
- Bäcker H. Exploration of the Red Sea and Gulf of Aden during the M. S. «VALDIVIA» Cruises «Erzschlaumme A» and «Erzschlaumme B».— Geol. Jb., 1975, Reihe D. H. 13, p. 3—78.
- Bäcker H., Lange K., Richter H. Morphology of the Red Sea Central Graben between Su-bair and Abul Kizaan.— Geol. Jb., 1975, D13, p. 79—123.
- Bellaiche G., Cheminee J. L., Francheteau J., Hekinian R., Le Pichon X., Needham H. D., Bullard R. D. Inner Floor of the Rift Valley: first submersible study.— Nature, 1974, v. 250, p. 558—560.
- Davies D., Tramontini C. The deep structure of the Red Sea.— Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A 267, 1970, p. 181—189.
- Drake C. L., Girdler R. W. A geophysical study of the Red Sea.— Geoph. J. roy. astron. Soc., 1964, v. 8, p. 473—495.
- Fairhead J. D., Girdler R. W. The seismicity of the Red Sea, Gulf of Aden and Afar triangle.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, v. A. 267, 1970, p. 49—74.
- Girdler R. W. A review of Red Sea heat flow.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, v. A 267, 1970, p. 191—203.
- Initial Reports of the DSDP, v. XXIII, 1974.
- Laughton A. S. A new bathymetric chart of the Red Sea.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, v. A 267, 1970, p. 21—22.
- Needham H. D., Francheteau J. Some characteristics of the Rift Valley in the Atlantic Ocean near 38°48' north.— Earth Planet. Sci. Lett., 1974, v. 22, p. 29—43.



- Phillips J. D.* Magnetic anomalies in the Red Sea.—Phil. Trans. Roy. Soc. London, v. A 267, 1970, p. 205—217.
- Plaumann S.* Some results of a detailed gravimetric survey of the Southern Red Sea.—Geol. Jb., 1975, D. 13, p. 155—166.
- Renard V., Schrumpf B., Sibuet J. C.* Bathymetrie detaillee d'une partie de vallee du Rift et de faille transformate pres de 36°50' N dans l'Ocean atlantique.—Centre National pour l'Exploration des Oceans. Paris, 1975.
- Roeser H. A.* A detailed Magnetic Survey of the Southern Red Sea.—Geol. Jb., 1975, D 13, p. 131—153.
- Ross D. A., Schlee J.* Shallow structure and geologic development of the Southern Red Sea.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, No. 12, p. 3827—3848.
- Ross D. A., Haes E. E., Allstrom F. C.* Bathymetry and continuous seismic profiles of the hot brine region of the Red Sea.—In: Degens E. T., Ross D. A., editors, «Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea». New York, Springer — Verlag, 1969, p. 82—97.
- Scheuch J.* Preliminary heat flow map of the Red Sea and an attempt to provide a geological-geophysical interpretation.—In: Afar between continental and oceanic rifting. Stuttgart, 1976, p. 171—174.
- Schneider W., Wachendorf H.* Vulkanismus und Graben-Bildung in Roten Meer.—Geologische Rundschau, 1973, B. 62, No. 3, p. 754—773.
- Searle R. C., Ross D. A.* A geophysical study of the Red Sea axial trough between 20,5° and 22° N.—Geophys. J. roy. astron. Soc., 1975, v. 43, p. 555—572.

Институт океанологии  
им. П. П. Ширшова АН СССР

Статья поступила  
29 мая 1980 г.

УДК 551.242.2(267.5)

СЫЧЕВА-МИХАЙЛОВА А. М.

## О ПЕРИОДИЧНОСТИ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ СРАВНЕНИЕ С РАЗВИТИЕМ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На основании количественных исследований истории колебательных движений земной коры на древних платформах рассчитаны скорости и градиенты колебательных движений для фанерозоя Сибирской платформы и для структур I порядка (синеклиз и периферических прогибов). Установлено наличие для них периодичности разных порядков. Эти результаты сопоставлены с полученными ранее для Восточно-Европейской платформы. Выявляется значительное сходство в ходе колебательных движений на обеих платформах, но есть и различия, указывающие на несколько различных ритм движений. Для Сибирской платформы сопоставлены между собой также изменения скорости и градиентов вертикальных движений с изменением площадей осадконакопления.

Все эти изменения дают некоторые основания для решения проблемы причин и механизма колебательных движений земной коры.

Особенности развития колебательных движений Восточно-Европейской платформы по данным анализа мощностей рассмотрены нами ранее (Сычева-Михайлова, 1978). Для этой цели были использованы количественные данные о средних максимальных и «объемных» скоростях прогибания областей осадконакопления по различным интервалам времени в фанерозое — по периодам, эпохам и векам.

В итоге была выявлена сложная периодичность колебательных движений Восточно-Европейской платформы, проявляющаяся в наложении на крупные ритмы колебаний I и II порядков мелких ритмов III, IV и V порядков.

Рассмотрение геологических материалов показало, что для Сибирской платформы в тех же целях можно использовать лишь данные по максимальным скоростям прогибания. Трудоемкая работа по определению средних (средневзвешенных) размеров прогибания и объемов отложений, которая была проведена для Восточно-Европейской платформы А. Б. Роновым (1949, 1961), А. Б. Роновым, А. А. Мигдисовым и Н. В. Барской (1969), для этой платформы пока не осуществлена.

Ход развития колебательных движений Восточно-Европейской платформы по разным методам — по средним, максимальным и объемным скоростям прогибания — оказывается одинаковым (Сычева-Михайлова, 1978). Это дает основание считать, что и для Сибирской платформы анализ максимальных скоростей прогибания позволит в первом приближении выявить характер периодичности колебательных движений.

Изучение периодичности колебательных движений Восточно-Европейской и Сибирской платформ проводилось в лаборатории тектонофизики кафедры динамической геологии геологического ф-та МГУ под руководством В. В. Белоусова, которому автор весьма признателен за помощь.

Для выявления периодичности колебательных движений Сибирской платформы составлены графики максимальных скоростей прогибания

(СП) областей осадконакопления по периодам, эпохам и векам в фанерозое и в более крупном масштабе по векам для мезозоя и кайнозоя. Такие же графики, а также графики градиентов максимальных скоростей прогибания (ГСП) составлены для структур I порядка (синеклиз и периферических прогибов) этой платформы. Кроме того, составлены графики сопоставления максимальных скоростей прогибания Сибирской и Восточно-Европейской платформ в фанерозое по периодам и эпохам. На отдельном графике сопоставлены кривые по эпохам СП (для платформы в целом) и ГСП (по отдельным синеклизам и прогибам) с палеогеографической кривой Сибирской платформы В. П. Казаринова (1976). На этой кривой в процентном отношении ко всей площади платформы показано распространение областей осадконакопления для эпох фанерозоя. Приводится схема расположения структур I порядка Сибирской платформы, на которой сделана попытка показать миграцию областей прогибания во времени.

Как и ранее (Сычева-Михайлова, 1978), принято было, что прогибание в пределах платформы полностью компенсируется осадконакоплением и мощность осадков для каждого интервала геологического времени отражает величину прогибания. По мощности осадков и длительности геологического времени их накопления были вычислены скорости погружения областей накопления, выраженные в метрах в млн. лет.

При построении графиков максимальных скоростей прогибания Сибирской платформы в целом и отрицательных структур I порядка в ее пределах исходным материалом служили литолого-палеогеографические карты атласа СССР м-ба 1 : 7 500 000 (т. I—IV, 1967—1969).

Для того чтобы выявить всю сложность колебательных движений и наличие разных их порядков, эти графики составлялись для интервалов геологического времени различной длительности — для периодов, эпох и веков.

Кривые максимальных скоростей прогибания (СП) по периодам и эпохам выявляют колебательные движения больших периодов, а на кривой скоростей для веков выделяются колебания меньших периодов.

Совмещение кривой скоростей прогибания для веков с кривыми скоростей для эпох и периодов дает представление о соотношении колебаний разных порядков.

Критерием для выделения ритмов колебательных движений разных порядков, как и для Восточно-Европейской платформы (Сычева-Михайлова, 1978), служило наличие на кривых скоростей прогибания отрезков с повторяющимися одинаковыми элементами строения, разграниченных минимумами значений скоростей. Общий ход кривой — смена максимумов скоростей прогибания минимумами — выявляет периодическую смену опусканий земной коры поднятиями.

Значения величин максимальных скоростей для веков (в некоторых случаях и для эпох) по всей Сибирской платформе отбирались с литолого-палеогеографических карт по участкам с максимальной мощностью, т. е. с максимальной скоростью прогибания. Например, в келловейский век она обнаруживается в Вилюйской синеклизе и равна 96,6 м в млн. лет, а в оксфорд-кимериджский века в Приверхоанском прогибе — 33 м в млн. лет. Следовательно, для разных отрезков времени на графике Сибирской платформы в целом данные о скоростях прогибания по векам соответствуют разным синеклизам и прогибам платформы. Для эпох и периодов они получены путем суммирования скоростей по векам.

В тех случаях, когда рассматривались синеклизы и периферические прогибы, значения скоростей прогибания брались отдельно по каждой впадине.

Длительность в фанерозое периодов и эпох, а от юрского до четвертичного времени — и веков принимается по геохронологической шкале

абсолютного летоисчисления, предложенной на XXIII сессии МГК Г. Д. Афанасьевым и С. И. Зыковым (1975).

Исходные данные для графика градиентов максимальных скоростей прогибания (ГСП) взяты с палеотектонических карт атласа СССР, составленных для 18 временных интервалов по эпохам, а частично и по периодам. На этом графике дается несколько кривых, каждая из которых показывает ход изменения ГСП для той или другой впадины Сибирской платформы.

Значения градиентов получены путем деления максимальной мощности слоев, накопившихся в синеклизе или прогибе за данное геологическое время, на размер короткого радиуса синеклизы (или прогиба) и на длительность рассматриваемого интервала времени.

Графики СП отражают интенсивность вертикальных колебательных движений, а графики ГСП — их контрастность, т. е. различие в интенсивности вертикальных движений соседних участков один относительно другого.

Надежность выводов, полученных на основании проведенного статистического анализа, зависит от точности исходных данных. Погрешность в определении мощности отложений, принятую А. Б. Роновым (1949) равной  $\pm 2-3\%$ , следует увеличить примерно до  $\pm 10\%$ , так же, как это было сделано нами для Восточно-Европейской платформы. Погрешность в определении длительности геологического времени, как это было принято Г. Д. Афанасьевым и С. И. Зыковым (1975), равна  $\pm 10\%$ . По правилу сложения ошибок погрешность в оценке скорости прогибания — скорости седиментации равна корню квадратному из суммы квадратов ошибок в определении мощности и времени и составляет примерно  $\pm 14\%$ .

Рассмотрим график максимальных скоростей прогибания областей осадконакопления для Сибирской платформы в целом.

На этом графике кривая СП по периодам (рис. 1, кривая 1) в начале и конце ограничена резко выраженными минимумами, которые приходятся соответственно на венд (5,2 м в млн. лет) и неоген (15,9 м в млн. лет). Второстепенные минимумы СП, приуроченные к силуру (25 м в млн. лет) и юре (51,8 м в млн. лет), подразделяют кривую на три части: 1) от венда до силура с максимумом в кембрии 80,1 м в млн. лет, 2) от силура до юры с максимумом в перми 96,7 м в млн. лет и 3) от юры до антропогена с максимумом в мелу 95 м в млн. лет. В целом кривая по периодам для фанерозоя, ограниченная наименьшими скоростями прогибания в венде и неогене, условно может рассматриваться как соответствующая одному ритму I порядка (*a* и кривая 1 на рис. 1). Наблюдающиеся внутри нее в силуре и юре минимумы разделяют фанерозой на три участка. Границы этих участков не совпадают с границами ритмов II порядка на кривой СП по эпохам.

Строение кривой по эпохам (см. рис. 1, кривая 2) показывает следующее.

Основные минимумы значений СП в раннем девоне (11,8 м в млн. лет) и позднем триасе (36,4 м в млн. лет) четко выделяют на этой кривой три отрезка времени — ритмы II порядка с одинаковыми особенностями их строения. Несоответствие в расположении этих минимумов на кривых по периодам и эпохам обусловлено большей полнотой данных для последних.

Длительность каждого ритма II порядка около 200 млн. лет (б и кривая 2 на рис. 1). Этим ритмам колебательных движений отвечают тектонические циклы — каледонский, герцинский и альпийский. Указанные основные минимумы совпадают с сокращением площади осадконакопления в раннем девоне и позднем триасе на палеогеографической кривой, составленной для Сибирской платформы В. П. Казариновым, (1976).

Кривая скоростей прогибания по эпохам пересекает кривую скоростей для периодов, образуя в начале, середине и конце каждого ритма (за

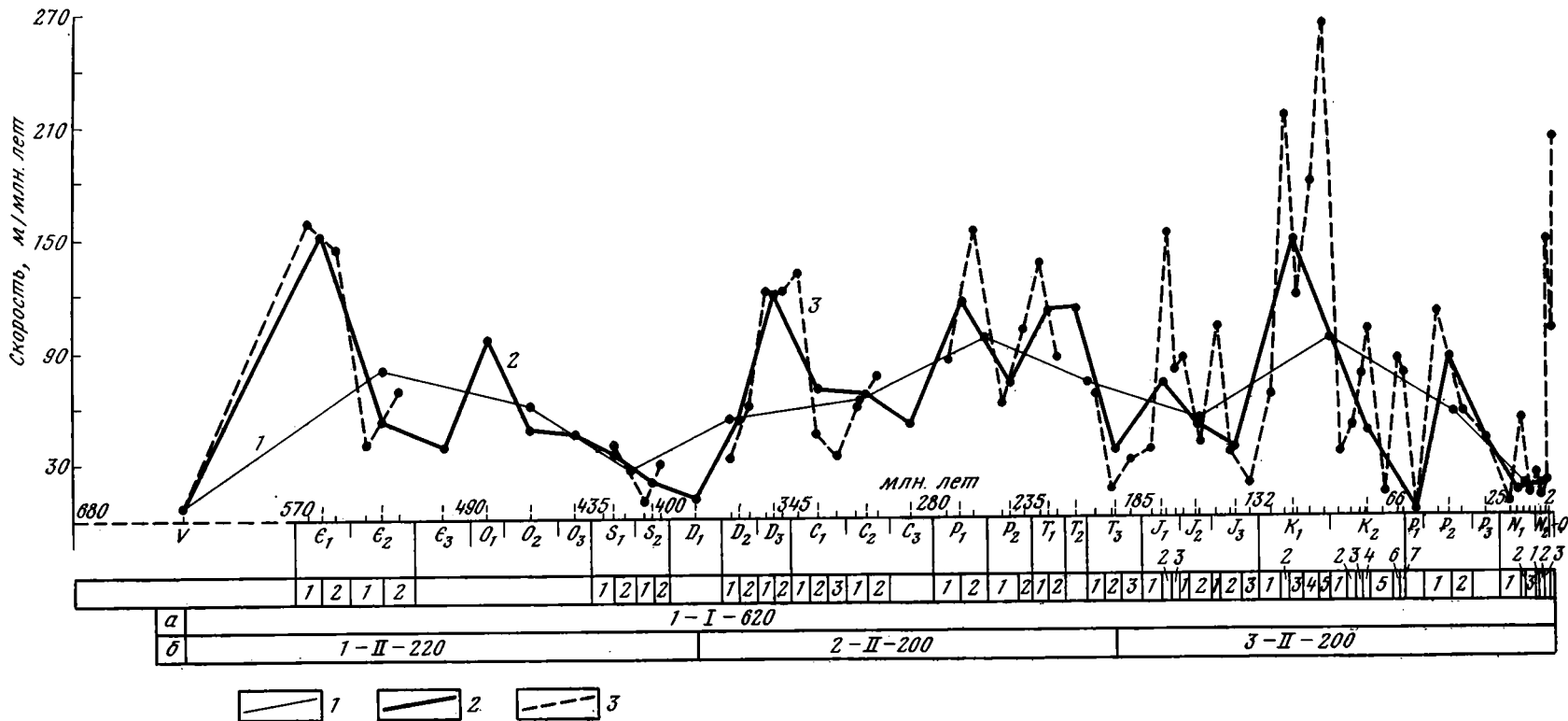


Рис. 1. Максимальные скорости погружения областей осадконакопления Сибирской платформы в фанерозое для периодов, эпох и веков. Максимальные скорости погружения областей осадконакопления: 1 — для периодов, 2 — для эпох, 3 — для веков: а — один ритм колебаний I порядка по периодам, б — три ритма колебаний II порядка по эпохам. На диаграмме цифрами ниже линии абсцисс обозначены века и эпохи:  $St_1$ : 1 — алданский, 2 — ленский;  $St_2$ : 1 — амгинский, 2 — майский;  $S_1$ : 1 — лландоверский, 2 — венлокский;  $S_2$ : 1 — лудловский, 2 — тиверский;  $D_2$ : 1 — эйфельский, 2 — живетский;  $D_3$ : 1 — франский, 2 — фаменский;  $C_1$ : 1 — турнейский, 2 — визейский, 3 — намюрский;  $C_2$ : 1 — башкирский, 2 — московский;  $P_1$ : 1 — ассельский и сакмарский, 2 — артинский и кунгурский;  $P_2$ : 1 — уфимский, 2 — казанский, 3 — татарский;  $T_1$ : 1 — инд-

ский, 2 — оленекский;  $T_3$ : 1 — карнийский, 2 — норийский, 3 — рэтский;  $I_1$ : 1 — геттанский и санемюрский, 2 — плинобахский, 3 — тоарский;  $I_2$ : 1 — ааленский, 2 — байосский, 3 — батский;  $I_3$ : 1 — келловейский, 2 — оксфордский, 3 — кимериджский, 4 — волжский;  $Cr_1$ : 1 — рязанский и валанжинский, 2 — готеривский, 3 — барремский, 4 — аптский, 5 — альбский;  $Cr_2$ : 1 — сеноманский, 2 — туронский и коньякский, 3 — сантонский, 4 — кампанский, 5 — маастрихтский, 6 — датский;  $Pg_1$ : 1 — палеоцен;  $Pg_2^{1+2}$ : 1 — ранний и средний эоцен,  $2Pg_2^3$  — поздний эоцен,  $Pg_3$  — олигоцен;  $N_1$ : 1 — аквитанский, бурдигальский и гельветский, 2 — тортонский, 3 — поздний миоцен;  $N_2$ : 1 — ранний плиоцен, 2 — средний плиоцен, 3 — поздний плиоцен

исключением первого) три максимума, которые разделены второстепенными минимумами (см. рис. 1, кривые 1 и 2).

В первом ритме минимум 53,3—40 м в млн. лет приурочен к среднему — позднему кембрию, а максимумы 158 м в млн. лет — к раннему кембрию и 96,7 м в млн. лет — к раннему ордовику.

Во втором ритме минимумы 50 м в млн. лет и 72,5 м в млн. лет приурочены к позднему карбону и поздней перми, а максимумы 120 м в млн. лет — к позднему девону, 116 м в млн. лет — к ранней перми и 110—111 м в млн. лет — к раннему — среднему триасу.

В третьем ритме минимумы 36,4 м в млн. лет и 3,7 м в млн. лет отмечаются в поздней юре и палеоцене, а максимумы 72,9 м в млн. лет — в ранней юре, 148,4 м в млн. лет — в раннем мелу и 85 м в млн. лет — в эоцене.

В первом и втором ритмах величины значений максимумов снижаются от начала ритма к концу, а в третьем ритме от середины к началу и концу.

При сравнении кривых максимальных СП Сибирской и Восточно-Европейской платформ по эпохам (рис. 2, кривые 2 и 4) отмечается одинаковый объем трех ритмов II порядка, разделенных основными минимумами, в обоих случаях приуроченными к раннему девону и к среднему или позднему триасу.

Обращает на себя внимание соответствие в деталях строения первого и второго ритмов, за исключением того, что максимум в конце первого ритма, т. е. в позднем силуре, на Сибирской платформе не выделяется.

В третьем ритме отмечаются существенные различия: на Сибирской платформе минимумы приурочены к поздней юре и палеоцену, а на Восточно-Европейской платформе — к ранней юре, раннему мелу и эоцену. Максимумы на Сибирской платформе отмечаются в ранней юре, раннем мелу и эоцене, а на Восточно-Европейской платформе они приурочены к позднему триасу, поздней юре и позднему мелу.

Другими словами, минимуму в поздней юре на Сибирской платформе на Восточно-Европейской платформе отвечает максимум и, напротив, максимумам на Сибирской платформе в ранней юре, раннем мелу и эоцене на Восточно-Европейской платформе соответствуют минимумы.

В отличие от этого кривые по векам в мезозое и кайнозое Сибирской и Восточно-Европейской платформ, как будет видно далее, обнаруживают в расположении минимумов и максимумов общее соответствие.

Различия в строении кривых максимальных СП по периодам и эпохам для обеих платформ проявляется в основном в величинах значений СП (см. рис. 2).

Как по периодам, так и по эпохам фанерозоя на Сибирской платформе кривая СП имеет выравненный характер, а на Восточно-Европейской платформе средний отрезок (второй ритм II порядка) по увеличению скоростей прогибания резко обособлен. На Сибирской платформе значения СП по периодам в фанерозое примерно одинаковы — 60—90 м в млн. лет. На кривой СП по эпохам они колеблются здесь в значительных пределах — от 40 до 150 м в млн. лет. На Восточно-Европейской платформе на кривой по периодам значения СП колеблются в первом отрезке от 7 до 9 м в млн. лет, в третьем — от 30 до 40 м в млн. лет, а во втором — от 90 до 102—128 м в млн. лет. На кривой СП по эпохам во втором ритме они колеблются еще более резко — от 45 до 315 м в млн. лет, тогда как в первом и третьем ритмах изменяются соответственно всего лишь от 4 до 23 м в млн. лет и от 22 до 46 м в млн. лет. Для первого и третьего ритма СП на Сибирской платформе имеют большие значения чем на Восточно-Европейской, а для второго ритма наоборот. Таким образом, на Сибирской платформе дифференцированность кривых СП по эпохам внутри ритмов на протяжении всего фанерозоя примерно одинакова. На Восточ-

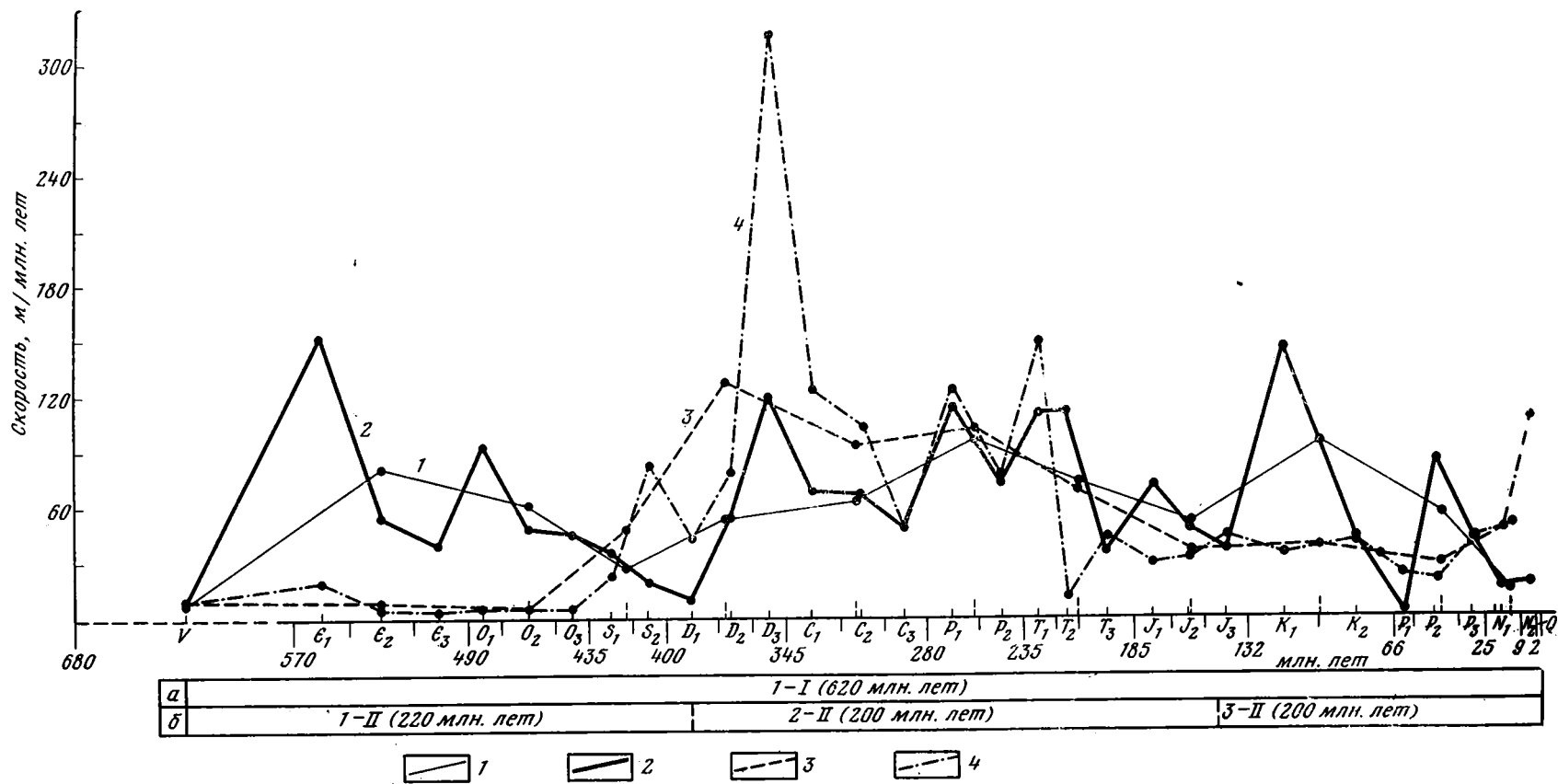


Рис. 2. Сопоставление максимальных скоростей прогибания Сибирской и Восточно-Европейской платформ в фанерозое по периодам и эпохам

Максимальные скорости погружения областей осадконакопления Сибирской платформы по кривым: 1— для периодов, 2— для эпох; Восточно-Европейской платформы по кривым: 3— для периодов и 4— для эпох. В графе  $a$ — один ритм колебаний I порядка по кривым обеих платформ для периодов (в скобках — продолжительность ритма в млн. лет), в графе  $b$  — три ритма колебаний II порядка по кривым обеих платформ для эпох

но-Европейской платформе она очень велика в среднем ритме, а в первом и третьем ритмах меньше, чем на Сибирской платформе, т. е. с возрастанием значений СП возрастает и дифференцированность этих кривых внутри ритмов II порядка.

Рассмотрим кривую СП по векам для Сибирской платформы в целом.

Для интервала времени от юры до антропогена длительность веков, как отмечалось выше, принята по Г. Д. Афанасьеву и С. И. Зыкову (1975). Длительность веков до начала юры получена путем деления длительности эпохи на количество веков. Из-за неполноты данных о величинах погружения областей накопления в палеозое эта кривая по векам фрагментарна. Данные отсутствуют для позднего кембрия, ордовика, раннего девона, позднего карбона и среднего триаса.

Имеющиеся данные по векам нанесены на график для всего фанерозоя (см. рис. 1, кривая 3), на котором видно соотношение кривой СП для веков с кривыми по эпохам и периодам.

По фрагментарным данным для веков во втором ритме II порядка (средний и верхний палеозой) на Сибирской платформе, как и на Восточно-Европейской, условно выделяется один ритм III порядка (см. рис. 1, кривая 3). Этот ритм ограничен минимумами СП в раннем девоне и в намюре. Длительность его около 100 млн. лет — та же, что и ритмов III порядка в альпийском цикле (см. ниже).

Наиболее достоверные данные по векам имеются по мезозою и кайнозою (альпийскому циклу) Сибирской платформы, для которого составлена кривая (рис. 3, кривая 1) в более крупном масштабе. На этом рисунке нанесена и кривая СП по векам (кривая 2) Восточно-Европейской платформы, что дает возможность сопоставить особенности развития обеих платформ в альпийском цикле.

По кривой СП Сибирской платформы отчетливо выделяются ритмы колебательных движений более высоких порядков — III, IV и V.

В альпийском цикле, т. е. в третьем ритме II порядка, выделяются два ритма III порядка, имеющие длительность каждый около 100 млн. лет. Первый ритм III порядка включает юру и нижний мел, второй — верхний мел и кайнозой. Граница между ритмами приходится на минимум в сеномане (34,4 м в млн. лет). Первый ритм имеет большие значения СП — от 96,6 до 260 м в млн. лет. Во втором они не превышают 50—83 м в млн. лет. На границе ритмов наблюдается резкий перепад величин СП.

При сравнении кривых 1 и 2 для обеих платформ (в на рис. 3) можно отметить не только одинаковый объем ритмов III порядка, но и сходные черты их строения: в начале и конце каждого ритма СП имеют наибольшие значения. Так, для Сибирской платформы в первом ритме в начале его — в плинсбахе максимальная скорость прогибания достигает 150 м в млн. лет, в конце ритма — в альбе — 260 м в млн. лет, а в середине ритма — в волжском веке — она снижается до 18 м в млн. лет. На Восточно-Европейской платформе в начале ритма в аалене и в конце в альбе они определяются соответственно в 60 м в млн. лет и в 110 м в млн. лет, а в середине ритма (в рязано-валанжинское время) имеют лишь 10 м в млн. лет.

Во втором ритме III порядка для обеих платформ повышение СП в начале до 100—110 м в млн. лет отмечается в сантоне, а в конце ритма свыше 200 м в млн. лет в неогене. В середине ритма снижение СП до 3,7 и 15 м в млн. лет приходится на палеоцен и ранний — средний эоцен.

Различием между ритмами III порядка в альпийском цикле для обеих платформ являются большие величины СП для первого и меньшие для второго ритма Сибирской платформы.

В мезозое и кайнозое по характеру строения кривой максимальных СП по векам на фоне двух ритмов III порядка Сибирской платформы,



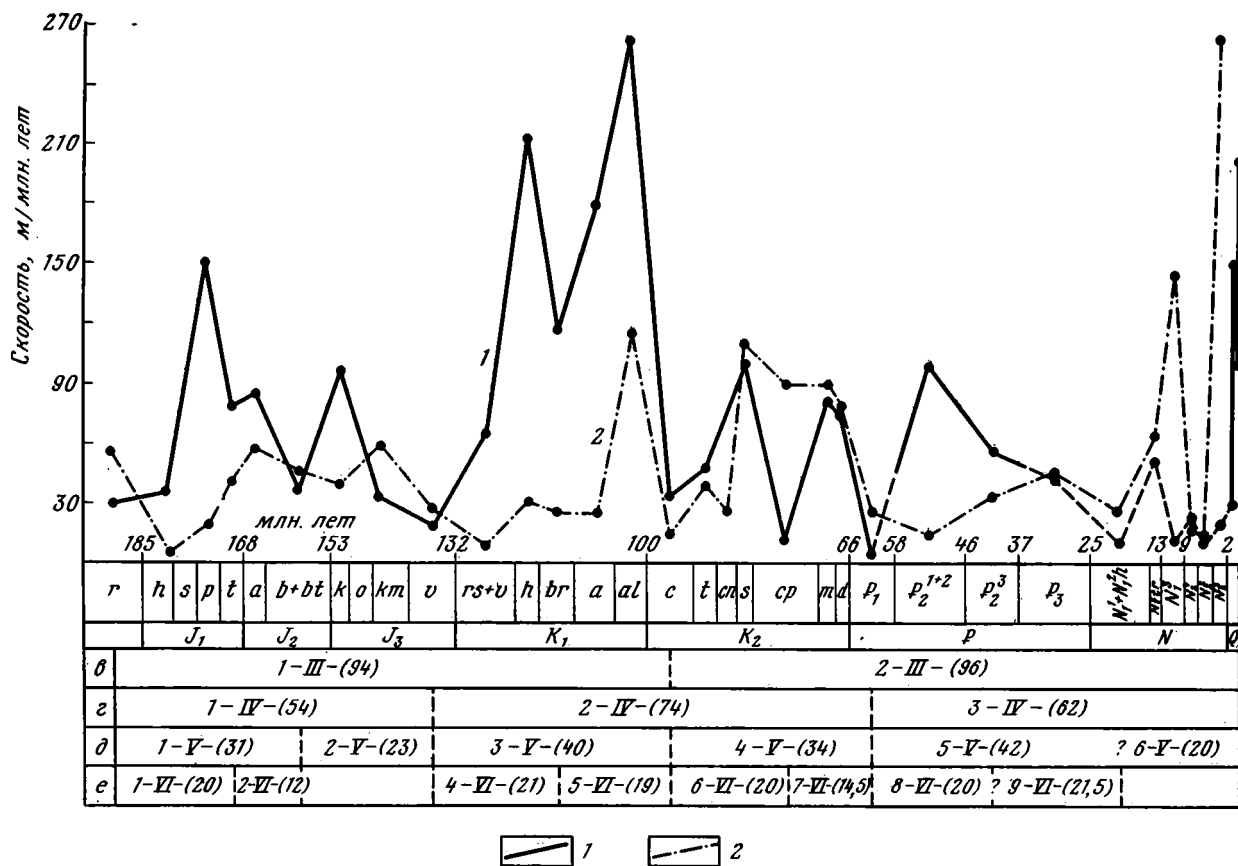


Рис. 3. Периодичность колебательных движений Сибирской и Восточно-Европейской платформ по максимальным скоростям прогибания в мезозое и кайнозое для веков

1 — кривая для Сибирской платформы, 2 — кривая для Восточно-Европейской платформы

В графе *θ* — два ритма колебаний III порядка (в скобках продолжительность ритма в млн. лет); в графе *z* — три ритма колебаний IV порядка; в графе *δ* — шесть ритмов колебаний V порядка; в графе *e* — фрагменты колебаний VI порядка. Все подписи в графах *θ*, *z*, *δ* и *e* относятся только к Сибирской платформе

как и на Восточно-Европейской, выделяются три ритма IV порядка (см. *г* и кривые 1 и 2 на рис. 3). Эти ритмы на Сибирской платформе разграничены минимумами в волжском веке (18 *м* в млн. лет) и палеоцене (3,7 *м* в млн. лет). Ритмы IV порядка имеют здесь длительность в среднем около 60 млн. лет. Особенности строения их является уменьшение величин СП от начала ритма к концу. В первом ритме IV порядка они сокращаются от 150 *м* в млн. лет в плинсбахе до 96,6 *м* в млн. лет в келловее, во втором ритме — от 212,5 и 260 *м* в млн. лет в готериве и альбе до 100 и 83 *м* в млн. лет в сантоне и маастрихте и в третьем ритме — от 108 *м* в млн. лет в раннем — среднем эоцене до 22,5 *м* в млн. лет в раннем плиоцене.

При сравнении с Восточно-Европейской платформой следует отметить для Сибирской платформы некоторое смещение минимумов, разделяющих ритмы IV порядка. Первый минимум из рязано-валанжинского века на кривой Восточно-Европейской платформы на Сибирской платформе перемещается в волжский век, а второй минимум из датского века смещается в палеоцен. Минимум в датском веке для Восточно-Европейской платформы выделен по данным средних и объемных СП.

Самыми мелкими ритмами, которые могут быть выделены в мезозое и кайнозое Сибирской платформы, на кривой максимальных СП для веков являются ритмы V и условно VI порядков.

В пределах каждого ритма IV порядка выделяются два ритма V порядка (см. *д* и кривая 1 на рис. 3). Первый ритм V порядка отделен от второго минимумом в бат-байосе. Граница между третьим и четвертым приходится на минимум в сеномане, разделяющем одновременно первый и второй ритмы III порядка. Границы между вторым и третьим и четвертым и пятым ритмами V порядка совпадают с минимумами между ритмами IV порядка. Пятый и шестой ритмы V порядка выделяются условно, так как размеры прогибания областей седиментации в кайнозое известны не для каждого века и часто обобщены по двум-трем векам (на таких участках кривая по векам на рис. 3 проведена пунктиром). Длительность ритмов V порядка от 20 до 40 млн. лет. Средняя их продолжительность 33 млн. лет, что совпадает с длительностью этих ритмов на Восточно-Европейской платформе.

По объему первый, второй, третий и четвертый ритмы V порядка соответствуют эпохам юры и мела, а пятый и шестой — примерно палеогену и неогену.

Ритмы V порядка по наличию в их пределах минимумов можно условно подразделить на два ритма VI порядка, длительностью каждый от 12 до 20 млн. лет. В первом ритме V порядка этот минимум приурочен к тоару, в третьем — к баррему, в четвертом — к кампану.

Ритмы VI порядка являются наиболее простыми элементами кривой максимальных СП для веков и в качестве составных элементов входят в сложнопостроенные ритмы V, IV и III порядков.

Из этих данных видно, что в мезозое и кайнозое на Сибирской платформе, как и на Восточно-Европейской, на один ритм II порядка накладываются два ритма III порядка, три ритма IV порядка, шесть ритмов V порядка и несколько условно выделяемых ритмов VI порядка. Объем этих ритмов и положение минимумов в геохронологической шкале для обеих платформ, за небольшими исключениями (см. выше), совпадают.

Таким образом, по максимальным СП для Сибирской платформы выявлена сложная периодичность колебательных движений в фанерозое. По крупным отрезкам геологического времени (периодам и эпохам) выявляются ритмы колебаний I и II порядков, а по векам — более мелкие ритмы — III, IV и VI порядков.

Продолжительность ритма I порядка примерно 620 млн. лет, а средняя продолжительность ритмов II порядка 200 млн. лет. Средняя

длительность в мезозое и кайнозое ритмов III, IV и V порядков равна соответственно 100, 60 и 33 млн. лет. Самые мелкие ритмы — VI порядка имеют в мезозое и кайнозое продолжительность от 12 до 20 млн. лет.

При сопоставлении кривых максимальных СП Сибирской и Восточно-Европейской платформ в фанерозое по эпохам синхронность в проявлении колебательных движений на обеих платформах проявляется только в палеозое (первый и второй ритмы II порядка). Исключением здесь является отсутствие максимума на Сибирской платформе в позднем силуре, т. е. в конце первого ритма.

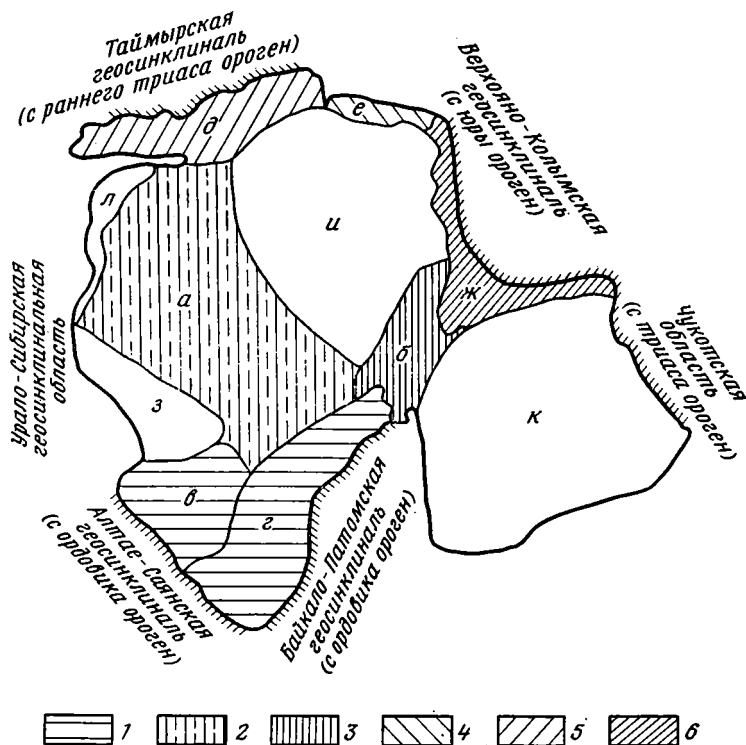


Рис. 4. Схема расположения структур первого порядка Сибирской платформы и времени прогибания синеклиз и периферических прогибов

Время прогибания синеклиз и периферических прогибов: 1 — средний и поздний рифей — ордовик; 2 — средний и поздний рифей — средний триас; 3 — средний и поздний рифей — поздний мел; 4 — карбон — поздний мел; 5 — триас — поздний мел; 6 — карбон — неоген

Буквами на схеме обозначены синеклизы (а — Тунгусская, б — Вилюйская), периферические прогибы (в — Саяно-Енисейский, г — Ангаро-Ленский, д — Енисейско-Хатангский, е — Лено-Анабарский, ж — Приверхоянский) и антеклизы (з — Енисейская, и — Анабарская, к — Алданская, л — Туруханское поднятие)

В мезозое и кайнозое (третий ритм II порядка) по кривым СП для эпох минимумам на Сибирской платформе соответствуют максимумы на Восточно-Европейской и, наоборот, максимумам на Сибирской платформе отвечают минимумы на Восточно-Европейской платформе. На кривых СП по векам для обеих платформ в общем отмечается синхронность в расположении во времени минимумов и максимумов, которая, как указано, при сопоставлении кривых по эпохам отсутствует.

В каждом ритме II порядка на обеих платформах скорости прогибания увеличиваются в начале, середине и конце и разделены миниму-

мами. Исключение представляет первый ритм Сибирской платформы, где наблюдаются только два максимума — в начале и конце.

Различие между Сибирской и Восточно-Европейской платформами обнаруживается в величинах скоростей прогибания по ритмам I и II порядков.

Помимо рассмотрения колебательных движений Сибирской платформы в целом прослежена история формирования и осложняющих ее отрицательных структур I порядка. Размещение этих структур в пределах платформы показано на рис. 4, где они подразделяются на синеклизы, расположенные внутри платформы, и периферические прогибы. Для синеклиз и периферических прогибов по принятой методике составлены графики максимальных СП (рис. 5).

Необходимо еще раз напомнить, что данные о максимальных СП синеклиз и прогибов уже были выборочно использованы при составлении обобщенного графика для Сибирской платформы. На этом графике для каждого интервала времени взяты данные о СП по той площадке, где значение СП было наибольшим.

Графики максимальных СП для каждой отрицательной структуры Сибирской платформы позволяют выявить индивидуальные особенности развития колебательных движений в их пределах.

Наиболее длительно развивались в течение всего фанерозоя, как это видно из рассмотрения кривых по эпохам (см. кривые 1 и 2 на рис. 5), Тунгусская и Вилюйская синеклизы. На кривых СП для них основные минимумы (в раннем девоне и позднем триасе), разде-

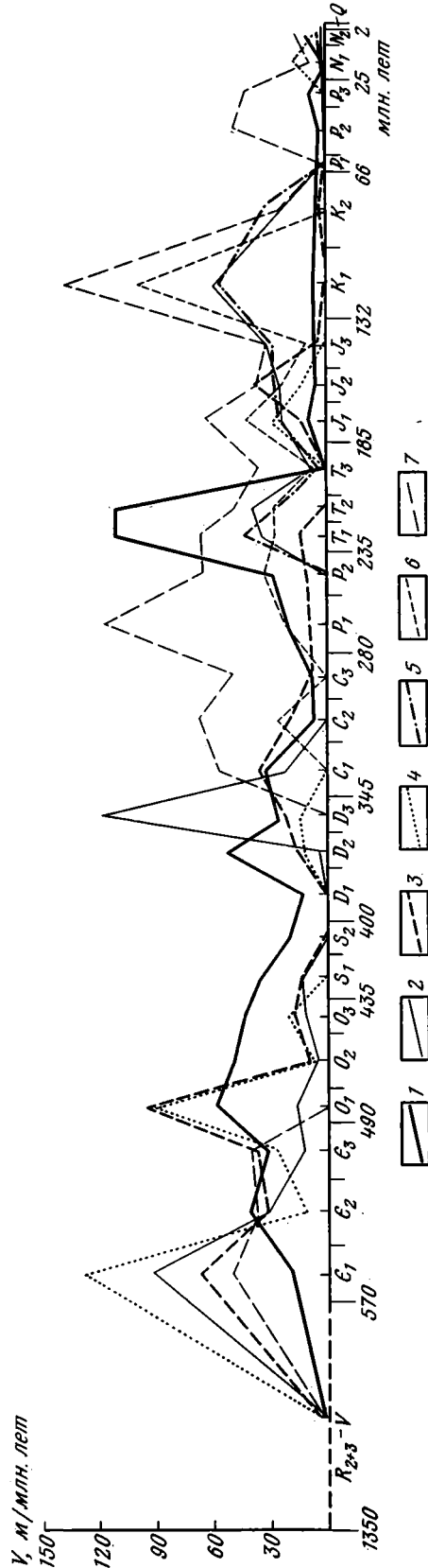


Рис. 5. Графики максимальных скоростей прогибания синеклиз и периферических прогибов Сибирской платформы в фанерозое по эпохам. 1, 2 — синеклизы: 1 — Тунгусская, 2 — Вилюйская; 3-7 — периферические прогибы: 3 — Саяно-Енисейский, 4 — Ангаро-Ленский, 5 — Енисейско-Хатангский, 6 — Лено-Анабарский, 7 — Приверхоанский

ляющие ритмы II порядка, выделяются даже более четко, чем на кривой максимальных СП Сибирской платформы в целом (см. рис. 1). Эти минимумы имеют здесь значение для раннего девона соответственно 11,8 и 0 м в млн. лет и для позднего триаса 0 и 8,8 м в млн. лет.

Особенностью строения кривой СП по эпохам для Тунгусской синеклизы является наличие большого максимума (111 м в млн. лет) в конце второго ритма II порядка — в раннем и среднем триасе — и резкое уменьшение СП до 9,0—1,1 м в млн. лет в третьем ритме.

Индивидуальные особенности развития колебательных движений Вилюйской синеклизы проявляются в больших СП в позднем девоне (до 120 м в млн. лет), обусловленных формированием в системе палеовилюйского прогиба авлакогена. Позднее они были обусловлены формированием собственно Вилюйской синеклизы и характеризуются в юре и мелу значениями СП от 23,2 до 59,5 м в млн. лет.

Саяно-Енисейский и Ангаро-Ленский периферические прогибы (см. кривые 3 и 4 на рис. 5) — формировались в течение среднего и позднего рифея — раннего палеозоя. Начиная с силура и до антропогена здесь имело место поднятие, в пределах которого в отдельные интервалы времени (в девоне, карбоне, юре, палеогене и неогене) возникали наложенные локальные впадины (Керенская, Иркутская, Бирюсинская, Канская, Прибайкальская).

Развитие рассматриваемых прогибов во времени происходило синхронно с формированием в Байкало-Патомской и Алтае-Саянской геосинклиналях байкальских и каледонских складчатых сооружений, по отношению к которым они являлись предгорными впадинами.

Кривая максимальных СП по эпохам для Енисейско-Хатангского периферического прогиба (кривая 5 на рис. 5) показывает, что он формировался только в мезозое, что было связано, видимо, с развитием мезозойской южной части Таймыра.

Лено-Анабарский и Приверхоанский прогибы (см. кривые 6 и 7 на рис. 5) существовали в позднем палеозое и мезозое. Формирование Приверхоанского прогиба продолжалось в палеогене и неогене. На востоке эти прогибы примыкают к мезозойским Верхоянско-Чукотской геосинклинальной области, с развитием которой и было связано их формирование.

Развитие периферических прогибов во времени и пространстве было сопряжено с активно развивающимися геосинклиналями.

По возрасту периферические прогибы делятся на древние — Ангаро-Ленский и Саяно-Енисейский, которые формировались в среднем и позднем рифее — ордовике, и молодые — Лено-Анабарский и Приверхоанский. Эти последние существовали в позднем палеозое и мезозое и кайнозое. Самым молодым и кратковременным был Енисейско-Хатангский прогиб, формировавшийся только в мезозое.

Применительно ко всей Сибирской платформе рассмотренные индивидуальные черты развития осложняющих ее синеклиз и прогибов дают возможность судить о миграции областей наибольшего прогибания в ее пределах (см. рис. 4).

Прогибание Сибирской платформы началось в среднем рифее и захватило юго-западную, западную и центральную ее части.

В юго-западной ее части в среднем — позднем рифее и до ордовика включительно происходило формирование Ангаро-Ленского и Саяно-Енисейского прогибов. Начиная с силура эта часть платформы испытывает поднятие. Позже — в карбоне, юре, палеогене и неогене — здесь образуются только наложенные впадины.

На западе платформы, в пределах Тунгусской синеклизы, прогибание продолжалось до среднего триаса. С позднего триаса эта область поднимается. В мезозое и кайнозое прогибание здесь происходило лишь на локальных участках — в наложенных впадинах.

В центральной части Сибирской платформы на месте древнего Палеовилейского прогиба (западное продолжение Вилейской синеклизы) прогибание закончилось в раннем карбоне.

С каменноугольного времени прогибаются северо-восточная и восточная части платформы; с раннего карбона происходит формирование Приверхоянского прогиба, а начиная со среднего карбона — Лено-Анабарского.

На северо-востоке (Лено-Анабарский прогиб) прогибание платформы прекращается в позднем мелу, а на востоке (Приверхоянский прогиб) оно продолжается и в палеогене — неогене.

Кратковременное прогибание Сибирской платформы на севере (Енисейско-Хатангский прогиб) и в центральной части (собственно Вилейская синеклиза) происходило только в мезозое.

Сравнительный анализ истории развития синеклиз и прогибов показывает на последовательное перемещение областей прогибания в пределах Сибирской платформы от более древних к более молодым, направленное по движению часовой стрелки с юго-запада (Ангари-Ленский, Саяно-Енисейский прогибы) на запад (Тунгусская синеклиза), север и северо-восток (Енисейско-Хатангский, Лено-Анабарский прогибы) и восток (Приверхоянский прогиб).

Возраст периферических прогибов и в какой-то мере синеклиз определяется временем развития примыкающих к ним геосинклиналей, а точнее, орогенов, формирующихся на месте геосинклиналей. Из этого следует, что развитие колебательных движений Сибирской платформы и направление миграции областей прогибания в ее пределах определялось активно развивавшимися по соседству геосинклиналями. На юго-западе Сибирской платформы такими геосинклиналями были Байкало-Патомская и Алтае-Саянская, на западе — Урало-Сибирская геосинклинальная область, на севере — Таймырская геосинклиналь и на северо-востоке и востоке — Верхояно-Чукотская геосинклинальная область (см. рис. 4).

Перейдем к кривым градиентов максимальных скоростей прогибания (ГСП) для отрицательных структур I порядка Сибирской платформы (рис. 6, см. вкл. к стр. 5).

Такие кривые по эпохам (часто две-три эпохи объединены) составлены по фанерозою для всех синеклиз и прогибов Сибирской платформы, за исключением Лено-Анабарского прогиба. Для этого прогиба по северо-восточной его части, расположенной под уровнем моря Лаптевых, данные отсутствуют.

По кривым ГСП (см. рис. 6, I) видно, что оба основных минимума, разделяющих фанерозою на три ритма II порядка, приурочены на этих кривых примерно к тем же интервалам, которые были выделены по эпохам для скоростей прогибания (СП) Сибирской платформы в целом (см. рис. 1). Первый минимум со значениями ГСП от  $2,6 \cdot 10^{-11}$  до  $4,8 \cdot 10^{-11}$  фиксируется в силуре — раннем девоне на кривых для Тунгусской и Вилейской синеклиз и Саяно-Енисейского прогиба (для последнего в девоне и карбоне по данным наложенной Бирюсинской впадины). Ангари-Ленский прогиб к этому времени закончил свое развитие, а Приверхоянский и Енисейско-Хатангский прогибы начали формироваться позднее — соответственно с раннего карбона и раннего триаса.

Второй минимум по кривым ГСП Вилейской синеклизы и Енисейско-Хатангского прогиба приурочен к среднему — позднему триасу. Значение его снижается здесь до  $6,8 \cdot 10^{-11}$ . По Приверхоянскому прогибу и Тунгусской синеклизе в этом интервале наблюдается, напротив, увеличение ГСП до  $3,8 \cdot 10^{-10}$  и  $6,3 \cdot 10^{-10}$ . Это увеличение было обусловлено здесь большими значениями СП в среднем триасе, данные по которому для ГСП объединены с поздним триасом. (Следует напомнить, что для Сибирской платформы минимум СП приурочен к позднему триасу.)

В первом ритме II порядка по кривым ГСП для Тунгусской и Вилюйской синеклиз, Саяно-Енисейского и Ангаро-Ленского прогибов выделяются два максимума — в раннем кембрии (от  $2,2 \cdot 10^{-10}$  до  $7,4 \cdot 10^{-10}$ ) и ордовике (от  $1,3 \cdot 10^{-10}$  до  $4,3 \cdot 10^{-10}$ ) и разделяющий их минимум в среднем — позднем кембрии. Значение величины ГСП в нем снижается до  $1,1 \cdot 10^{-10}$ — $2,15 \cdot 10^{-10}$ .

Во втором ритме на кривой ГСП отмечаются максимумы в раннем карбоне и ранней перми и минимум — в среднем—позднем карбоне. Первый максимум по кривым для Тунгусской и Вилюйской синеклиз, Саяно-Енисейского и Приверхоянского прогибов имеет значения от  $5,8 \cdot 10^{-11}$  до  $2,65 \cdot 10^{-10}$ , а второй — от  $2,7 \cdot 10^{-10}$  до  $4,35 \cdot 10^{-10}$ . Минимум в среднем — позднем карбоне резко выражен в Тунгусской и Вилюйской синеклизах ( $2,1 \cdot 10^{-11}$ — $3,4 \cdot 10^{-11}$ ) и менее четко — в Приверхоянском и Саяно-Енисейском прогибах ( $1,8 \cdot 10^{-10}$  и  $2,3 \cdot 10^{-10}$ ).

В третьем ритме II порядка данные по ГСП фрагментарны. Некоторое снижение ГСП (минимум) намечается в поздней юре в Енисейско-Хатангском прогибе и Тунгусской синеклизе ( $1,27 \cdot 10^{-10}$ — $1,65 \cdot 10^{-10}$ ). В Приверхоянском прогибе он смещается в раннюю — среднюю юру —  $1,1 \cdot 10^{-10}$ . Максимум ГСП в раннем мелу отмечается только в Приверхоянском прогибе —  $7 \cdot 10^{-10}$ .

В целом для фанерозоя значение ГСП в прогибах более значительно (от  $7,4 \cdot 10^{-10}$  до  $6,7 \cdot 10^{-11}$ ), чем в синеклизах, где они снижаются от  $3,6 \cdot 10^{-10}$  до  $2,6 \cdot 10^{-13}$ . Исключением является Тунгусская синеклиза в среднем — позднем триасе, где ГСП достигает  $6,3 \cdot 10^{-10}$ . Во времени это увеличение следует за интенсивным трапповым вулканизмом в позднем палеозое и раннем триасе.

В известной мере величины ГСП могут служить критерием для классификации отрицательных структур первого порядка. Периферические прогибы выделяются среди них по большим значениям ГСП.

Сопоставление кривых ГСП синеклиз и прогибов (см. рис. 6, I) с кривой СП по эпохам Сибирской платформы в целом (см. рис. 6, II) осложнено тем, что первые составлены по палеотектоническим картам, на которых, как отмечалось, часто объединены две и даже три эпохи, иногда из разных периодов (см. нижнюю линию абсцисс на рис. 6). Кроме того, для части впадин на кривых ГСП отмечаются «обрывы», обусловленные поднятием коры и прекращением накопления осадков.

Выше уже было отмечено соответствие в расположении основных минимумов на сравниваемых кривых, по которым выделяются три ритма II порядка.

В первом ритме минимумы в среднем — позднем кембрии и максимумы в раннем кембрии и ордовике на кривых СП Сибирской платформы отмечаются и на кривых ГСП. Во втором ритме кривые СП для платформы и ГСП для впадин четко сопоставляются: максимумы в раннем карбоне и ранней перми и минимумы в среднем — позднем карбоне. В третьем ритме соответствие ГСП с СП Сибирской платформы в приуроченности на последней минимума к поздней юре, а максимума к раннему мелу отмечается лишь для некоторых прогибов и синеклиз.

Приведенные данные, следовательно, позволяют говорить об общем соответствии в ходе изменения ГСП синеклиз и прогибов с кривой СП Сибирской платформы в целом.

Остановимся на вопросе о том, как изменяются СП областей осадко-накопления Сибирской платформы в фанерозое в зависимости от изменения размеров их площадей. С этой целью используется палеогеографическая кривая Сибирской платформы В. П. Казаринова (1976), на которой для каждой эпохи фанерозоя (иногда и детальнее) в процентном отношении ко всей территории платформы показывается площадь, покрытая морем (см. рис. 6, III). Эта кривая сопоставляется с кривой максимальных СП по эпохам Сибирской платформы в целом (см. рис. 6, II).

Сопоставление показывает, что основные минимумы СП в раннем девоне (11,8 м в млн. лет) и позднем триасе (36,4 м в млн. лет), разделяющие ритмы II порядка, соответствуют наибольшему сокращению площадей осадконакопления до 1—3%, т. е. крупным регрессиям по кривой В. П. Казаринова.

По второстепенным минимумам, выделяемым на кривой СП внутри ритмов, ожидаемое соответствие в расположении их с минимумами на палеогеографической кривой обнаруживается во втором ритме (поздний карбон — 50 м в млн. лет и поздняя пермь — 72 м в млн. лет) и третьем (поздняя юра 36,4 м в млн. лет и палеоцен — 3,7 м в млн. лет).

В первом ритме минимуму СП в среднем — позднем кембрии (53—40 м в млн. лет) отвечает, напротив, увеличение размера площади осадконакопления на палеогеографической кривой до 57%.

Следовательно, четырем второстепенным минимумам СП в фанерозое на палеогеографической кривой соответствуют минимумы — регрессии, а одному минимуму — увеличение площади осадконакопления — трансгрессия.

Поскольку основным и большей части второстепенных минимумов СП на палеогеографической кривой соответствуют регрессии, можно предполагать, что максимумам СП в каждом ритме II порядка будут соответствовать, напротив, трансгрессии, т. е. расширение площадей осадконакопления. Это отмечается во втором ритме и в большей части третьего. Во втором ритме максимумам СП в позднем девоне (120 м в млн. лет), ранней перми (116 м в млн. лет) и раннем триасе (111 м в млн. лет) отвечают максимумы размеров площади накопления осадков, которые увеличиваются в этих интервалах с 1—2% соответственно до 15,6 и 10% (на палеогеографической кривой первый максимум смещается в ранний карбон).

В третьем ритме соотношение СП с палеогеографической кривой в приуроченности минимумов к ранней юре и эоцену прямое, а для раннего мела оно не выяснено. Максимумам значений СП в ранней юре 73 м в млн. лет и эоцене 85 м в млн. лет отвечает увеличение размеров площадей соответственно с 2 до 32% и с 1 до 3%. Для максимума СП в раннем мелу (148 м в млн. лет) на палеогеографической кривой В. П. Казаринова, видимо, ошибочно показано отсутствие осадконакопления, и данные для сопоставления здесь отсутствуют.

В первом ритме соотношения между указанными параметрами обратные — максимумам СП соответствует уменьшение площади осадконакопления. В раннем кембрии и раннем ордовике максимумам 152 и 96 м в млн. лет отвечает на кривой В. П. Казаринова сокращение размеров площадей с 57 до 40 и 11%.

В итоге можно констатировать, что для максимумов кривой СП второго и большей части третьего ритмов увеличение СП сопровождается увеличением площадей осадконакопления на территории платформы, а для первого ритма наблюдаются обратные соотношения.

Таким образом, как по второстепенным минимумам, так и по максимумам между СП и площадью накопления осадков в первом ритме фанерозоя выявляются обратные соотношения, а во втором и третьем — прямые.

Какое объяснение можно найти обратным соотношениям между СП и размером площади осадконакопления?

Очевидно, что такое несоответствие — наличие в среднем — позднем кембрии на кривой СП минимума и в то же время на палеогеографической кривой максимума — могло сложиться в том случае, если одновременно с трансгрессией моря значения СП резко уменьшались. Данные по ГСП, на кривых которых к среднему — позднему кембрию приурочен минимум, подтверждают это предположение (см. рис. 6, I).



Такое положение, при котором максимумам СП в раннем кембрии и раннем ордовике (в первом ритме) на палеогеографической кривой соответствуют минимумы, могло происходить в условиях, когда одновременно с регрессией моря в узких зонах происходило интенсивное прогибание. Данные по ГСП для раннего кембрия и раннего ордовика, как и для СП, показывают увеличение их значений. Из этого следует заключение, что не всегда увеличение СП на Сибирской платформе сопровождается трансгрессией и, наоборот, не всегда регрессии соответствует уменьшение СП.

Казалось бы, что для Восточно-Европейской платформы, где имеются данные и по средним (средневзвешенным) скоростям прогибания (при подсчете которых учитывались значения СП на всей площади распространения осадков), сравнение кривой средневзвешенных СП с палеогеографической кривой В. П. Казаринова обнаружит большее соответствие. Однако этого не наблюдается, что объясняется, видимо, как и на Сибирской платформе, такими же сложными соотношениями между изменением площади осадконакопления и скоростью прогибания платформы.

#### Литература

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР; м-б 1:7 500 000, 4 тома. Гл. ред. А. В. Виноградов. Всесоюзный Аэрогеологический трест Министерства геологии СССР. М., 1967—1969.
- Афанасьев Г. Д., Зыков С. И.* Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., «Наука», 1975.
- Казаринов В. П.* На путях раскрытия палеогеографических закономерностей в развитии Земли.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 1, № 2.
- Ронов А. Б.* История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода).— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 3 (130). М.— Л., 1949.
- Ронов А. Б.* Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков.— В сб.: Проблемы тектоники. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Барская Н. В.* Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе (опыт количественного исследования).— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
- Сычева-Михайлова А. М.* К вопросу о периодичности колебательных движений Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, 1978, № 3.

Московский государственный  
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила  
28 декабря 1979 г.

УДК 551.242+551.242.5

КАЗАКОВ Ар. А., ПОЛУАРШИНОВ Г. П., ЯНБУХТИН Т. К.

## О ГРАНИЦАХ ЧЕШСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА И ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЕДИНИЦАХ

Складчатым герцинским обрамлением Чешского срединного массива являются Реногерцинская и Мораво-Силезская зоны и структура их сочленения севернее Предсудетского синклиория. Дислоцированные образования палеозоя Саксо-Тюрингского, Доберлугского, Герлиц-Качавского, Предсудетского, Пражского синклиориев образуют сингеосинклинальный чехол срединного массива и входят в его состав. Эти образования сформировались в условиях пригеосинклинальных прогибов, среди которых по времени заложения и развития выделяются ранние, сквозного развития и поздние прогибы.

Срединные массивы, являющиеся сложными и все еще недостаточно изученными тектоническими единицами, в последние годы привлекают повышенное внимание геологов в связи с их металлогенией, что особенно ярко показано в работах Е. А. Радкевич (1960), А. Д. Щеглова (1971).

Вместе с тем многие вопросы тектоники, границ срединных массивов и даже само понятие «срединный массив» являются дискуссионными. Именно решение этих вопросов имеет важнейшее значение при металлогеническом прогнозировании и рациональном направлении геологопоисковых работ.

Исключительно ярким примером в этом отношении является Чешский срединный массив, располагающийся в Центральной Европе.

Г. Штилле (Stille, 1951) выделяет «массивы», в том числе и Чешский массив. В его понимании Чешский «массив» — комплекс пород древнего основания, дислоцированный в до- или раннепермское время и выступающий среди более молодых платформенных отложений.

По представлениям чехословацких геологов, понятие «Чешский массив» подразумевает консолидированную варисским тектогенезом пенепленизированную горную систему, морфологически омоложенную третичной глыбовой тектоникой (Машка, 1963). Его границами, в таком понимании, служат области сочленения со складчатой системой Карпаты — Альпы (на юге и юго-востоке) и платформенными отложениями мезозоя — кайнозоя (на севере и северо-западе).

В пределах Чешского массива М. Машкой и В. Зоубеком (1963) выделяется площадь «срединного массива» (Чешский срединный массив) и дугообразная область интенсивного проявления вариссийской складчатости. Границы срединного массива на западе проводятся вдоль южной окраины Огрженского синклиория, далее на восток-северо-восток вдоль «основного разлома Рудных гор», на востоке и юго-востоке — вдоль границы Молданубского поднятия и на северо-востоке — по зоне Лабского разлома.

При таком ограничении в состав собственно Чешского срединного массива входят Тепла-Баррандова область и Молданубский блок. Саксо-Тюрингская зона (в том числе и Рудные горы), Железногорско-Западно-Судетская область и Мораво-Силезская зона относятся к складчатому вариссийскому обрамлению срединного массива.

А. Д. Щеглов (1971) значительно расширяет площадь собственно Чешского срединного массива, проводя его границы на северо-западе по Рудногорскому разлому, а на северо-востоке по Западно-Лаузицкому надвигу. В состав срединного массива наряду с Тепла-Баррандовой областью и Молданубским блоком включаются Рудные и Железные Горы, а также часть Западных Судет.

В обоих случаях принципы выделения границ срединного массива остаются, к сожалению, неясными.

Такие разноречивые трактовки выделения Чешского срединного массива объясняются, с одной стороны, исключительной сложностью геологического строения Центральной Европы и, с другой — неоднозначным толкованием понятия «срединный массив».

Анализ литературных данных по литологии, стратиграфии и тектонике позволил авторам уточнить границы Чешского срединного массива и классифицировать структуры внутри него, образованные в каледонском и герцинском тектоно-магматических циклах.

При рассмотрении границ Чешского срединного массива и тектонических единиц в его пределах авторы основывались на определении срединного массива, данном А. Л. Яншиным, согласно которому срединные массивы представляют собой участки земной коры, являющиеся остатком той структурной поверхности, на которой закладывались геосинклинальные прогибы данной складчатой области (Яншин, 1965), и на классификации чехла срединных массивов, предложенной М. В. Муратовым и А. Л. Яншиным (1976).

В свете этих определений представляло интерес оценить структурную позицию тектонических единиц с тем, чтобы выделить те из них, которые должны быть отнесены к чехлу срединного массива и тем самым входить в состав собственно Чешского срединного массива.

Палеозойская история геологического развития в пределах Чешского массива нашла свое отражение в Реногерцинской и Мораво-Силезской зонах, в Саксо-Тюрингском, Эльбтальском, Пражском, Доберлугском, Герлиц-Качавском и Предсудетском синклинориях.

**В Саксо-Тюрингском синклинории** среди складчатых пород палеозоя достоверно установлены отложения от ордовика до нижнего карбона включительно (Grundriss der Geologie der DDR, 1968). В составе ордовика преобладают кварциты, глинистые сланцы и песчаники общей мощностью 1500—2000 м (аспидная формация). Исключение составляет западный край Рудных гор, так называемый фогтландский филлитовый район. Здесь разрез представлен преимущественно филлитами с линзами и прослоями песчаников и слюдястых кварцитов общей мощностью до 4000 м. Однако не исключено, что по крайней мере нижняя часть разреза представлена продуктами диафтореза протерозойских пород. Подобные процессы широко развиты среди метаморфизованных пород Рудных гор.

Силурийские отложения представляют собой типичную субформацию черных кремнистых сланцев — углеродсодержащие черные глинистые и кремнистые сланцы, мощность которых редко превышает 80—100 м. Среди отложений девона присутствуют разнообразные сланцы, известняки, песчаники, кварциты, а также покровные тела диабазов и их туфов (150 м). Суммарная мощность девонских пород не более 500—600 м. И наконец, нижнекаменноугольные отложения представлены переслаиванием глинистых сланцев, песчаников и граувакк с редкими линзами известняков (флишоидная формация) мощностью около 1100 м. В целом, начиная с раннего ордовика до раннего карбона включительно, сформировались отложения мощностью не более 2500 м.

Приблизительная скорость осадконакопления составляет в ордовике 0,0025, в силуре 0,0005, в девоне не более 0,002 и в раннем карбоне около 0,004 м в столетие. Это в 5—10 раз меньше, чем в геосинклинальных прогибах (по данным Варданянца, скорость осадконакопления в геосинкли-

налях составляет 0,01—0,02 м за столетие; Геологический словарь, 1973, стр. 236).

**В Качавском синклинии** геосинклинальными образованиями палеозоя являются отложения кембрия, ордовика и силура (Ксеншкевич и др., 1968). Здесь их суммарная мощность достигает 3000 м, причем основная часть разреза представлена породами кембрия (2000 м), состоящими из глинистых сланцев, «зеленокаменных» пород, образовавшихся в результате метаморфизма основных эффузивов (спилит-диабазовая субформация) и в меньшей степени из известняков. В ордовике (700 м) сформировалась типичная аспидная формация и в силуре — субформация черных кремнистых сланцев (150 м). Осадконакопление в кембрии протекало со скоростью 0,002—0,006, в ордовике 0,0015 и в силуре 0,006 м за столетие. Широко развитые в пределах Внутрисудетской впадины отложения позднего девона — раннего карбона являются образованиями орогенного этапа развития. Здесь в порядке последовательности сформировались континентальная карбонатно-терригенная ( $D_3-C_1t$ ), континентальная сероцветная грубообломочная и лимническая угленосная ( $C_1t-C_1v$ ), морская карбонатно-терригенная ( $C_1v$ ), паралическая и лимническая угленосная ( $C_1v-C_2n-w$ ), континентальная красноцветная грубообломочная андезитово-базальтовая и липарито-дацитовая ( $C_2-P_1$ ) субформации.

**Доберлугский синклиний** сложен отложениями нижнего и среднего кембрия. Разрез начинается темными кремнистыми породами, переслаивающимися с углеродсодержащими кремнистыми и глинистыми сланцами (субформация черных кремнистых сланцев) мощностью не менее 300 м (ротштайнские слои). Выше залегает фаунистически охарактеризованный (Sdzij, 1962) горизонт переслаивания серо-зеленых и фиолетово-коричневых сланцев с линзами известняков и доломитов и послойными телами диабазов и их туфов. Мощность горизонта не менее 300 м. Средний кембрий представлен толщей переслаивания кварцевых песчаников и глинистых сланцев (сланцево-граувакковая формация) мощностью около 600 м (Brause, 1970). Максимальная скорость осадконакопления отложений кембрия не превышает 0,003 м за столетие. Складчатых отложений более позднего времени в Доберлугском синклинии не известно.

**В Пражском синклинии** складчатый палеозой представлен образованиями ордовика мощностью 2000 м, состоящими в основном из глинистых сланцев, песчаников, конгломератов с послойными телами диабазов. Силурийские отложения (углеродсодержащие глинистые сланцы, диабазы и известняки) достигают мощности 400 м. Девон представлен преимущественно известняками и глинистыми сланцами. Суммарная мощность ордовикских — девонских пород не превышает 3000 м. Наибольшая скорость осадконакопления свойственна среднему — позднему ордовику (0,005), а в силурийское и девонское время не превышает 0,001 м за столетие.

Что касается других районов развития складчатого палеозоя (Эльбтальский, Герлицкий, Предсудетский синклинии), то при сходном составе палеозойских отложений (преимущественное развитие терригенных пород и в меньшей степени карбонатных и эффузивно-осадочных) их мощности и скорости осадконакопления значительно ниже, чем в вышеописанных районах.

Анализ геофизических данных показывает, что фундаментом синклиниев, сложенных относительно маломощными дислоцированными породами палеозойского возраста, являются те же докембрийские образования, обнажающиеся в поднятиях. Об этом свидетельствует также состав тектонических блоков, выжатых из основания синклиниев (Мюнхбергский, Франкенбергский и Вильденфельский «массивы» Саксо-Тю-

рингского синклинория) или выходящие на поверхность в осевых частях крупных антиклиналей (Гранулитовые горы).

Перечисленные факты позволяют утверждать, что палеозойские породы в Саксо-Тюрингском, Доберлугском, Герлиц-Качавском, Пражском, Предсудетском и ряде других синклинориев представлены образованиями, близкими по составу к отложениям ранних и средних стадий геосинклинального развития, но незначительной мощности. Тектоническими единицами, в которых происходило осадконакопление, являлись «пригеосинклинальные прогибы», а сами осадки соответствуют сингеосинклинальному чехлу срединного массива в понимании М. В. Муратова (1974).

Иная обстановка имеет место в Реногерцинской и Мораво-Силезской зонах. Здесь существенно возрастает мощность терригенных и карбонатных отложений, хотя эффузивно-осадочные породы также проявлены незначительно.

Так, в некоторых районах Мораво-Силезской зоны (Низкий Есеник) отложения девона, представленные конгломератами, известняками, сланцами в нижнем — среднем отделах и флишоидными отложениями в среднем — верхнем отделах, достигают мощности более 2500 м. Основные вулканиты развиты преимущественно в нижнем отделе девона, и их мощность не превышает 250 м. Еще большими мощностями характеризуются образования нижнего карбона (турне — визе). Флишоидные отложения (чередование конгломератов, граувакк, песчаников, глинистых сланцев) этого же района достигают мощности до 6000 м (Geologická mapa..., 1967).

В целом, по данным чехословацких геологов, девон Мораво-Силезской зоны представлен «рейнскими» фациями, а отложения раннего карбона типичными флишоидными образованиями.

В Реногерцинской зоне широкое развитие имеют отложения девона и нижнего карбона. В отдельных районах Рейнских сланцевых гор мощность девонских образований достигает 10 000 м. В составе отложений присутствуют песчаники, глинистые сланцы, известняки, а также мало-мощные покровы диабазов и их туфов. Первая фаза начального (инициального) вулканизма проявилась в конце живета, вторая — в турне. Нижний карбон (1000 м) представлен преимущественно морскими терригенными отложениями (флишоидная формация) с незначительным проявлением основных вулканитов в нижних частях разреза (Гертнер, 1964).

В целом состав и мощность образований девона — раннего карбона в Реногерцинской и Мораво-Силезской зонах отвечают развитию в условиях миогеосинклинальных прогибов. Близкий состав осадков и мощностей позволяет предположить общие тектонические условия развития и сочленения бассейнов осадконакопления в девон-раннекаменноугольное время. Структура сочленения, судя по геофизическим данным, располагается севернее Предсудетского синклинория (рис. 1).

Таким образом, Реногерцинскую и Мораво-Силезскую зоны, а также структуру их сочленения на севере можно рассматривать как складчатое герцинское обрамление Чешского срединного массива. Выделить границы массива в каледонский геосинклинальный этап на современной стадии геологической изученности не представляется возможным в связи с мощным чехлом платформенных отложений. Можно лишь предположить, что каледонский срединный массив занимал большую площадь, чем в герцинском этапе.

Анализ геофизических данных показывает, что Чешский срединный массив в данном понимании характеризуется также определенной спецификой глубинного строения и состава земной коры и отличается от складчатого обрамления. Одним из основных признаков, характеризующих собственно срединный массив, является интенсивное проявление в его пределах процессов гранитизации и гранитообразования, выразив-

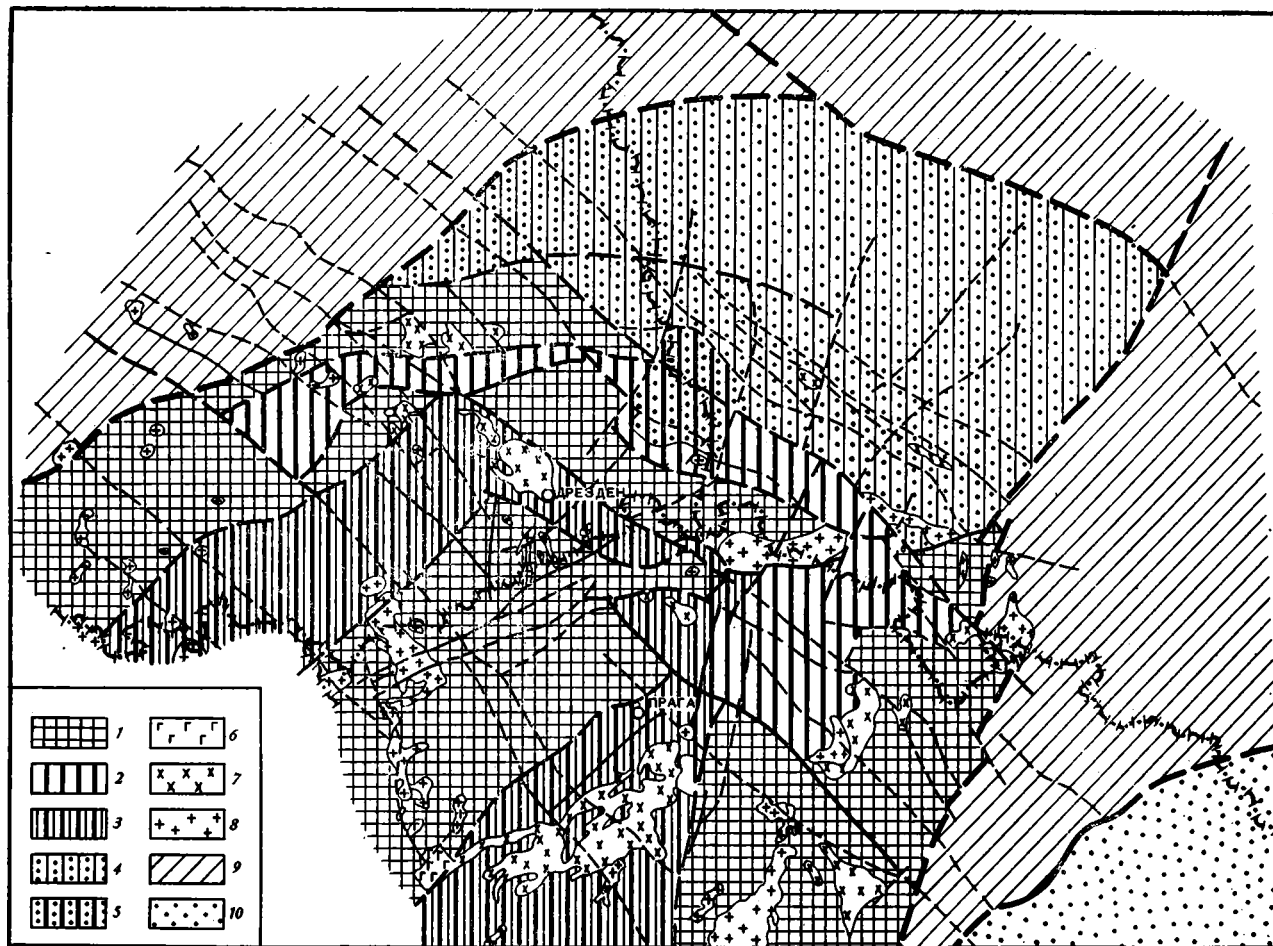


Рис. 1. Тектоническая схема Чешского срединного массива 1—5 — геотектонические единицы Чешского срединного массива: 1 — геоантиклинальные поднятия в каледоно-герцинском геосинклинальном этапе; 2 — раннепалеозойские (каледонские) пригеосинклинальные прогибы ( $Ст_1-2$ ;  $O-S$ ); 3 — пригеосинклинальные прогибы сквозного развития (каледоно-герцинские —  $O-C_1$ ); 4 — герцинские пригеосинклинальные прогибы ( $S-C_1$ ); 5 — герцинские тектонические покровы; 6—8 — интрузивные образования каледоно-герцинского цикла (формации): 6 — габбро-перидотитовая, 7 — гранодиоритовая, 8 — гранитная и гранит-липаритовая; 9 — герцинские прогибы миогеосинклинального типа обрамления Чешского срединного массива; 10 — альпийская складчатая область Карпат — Альп

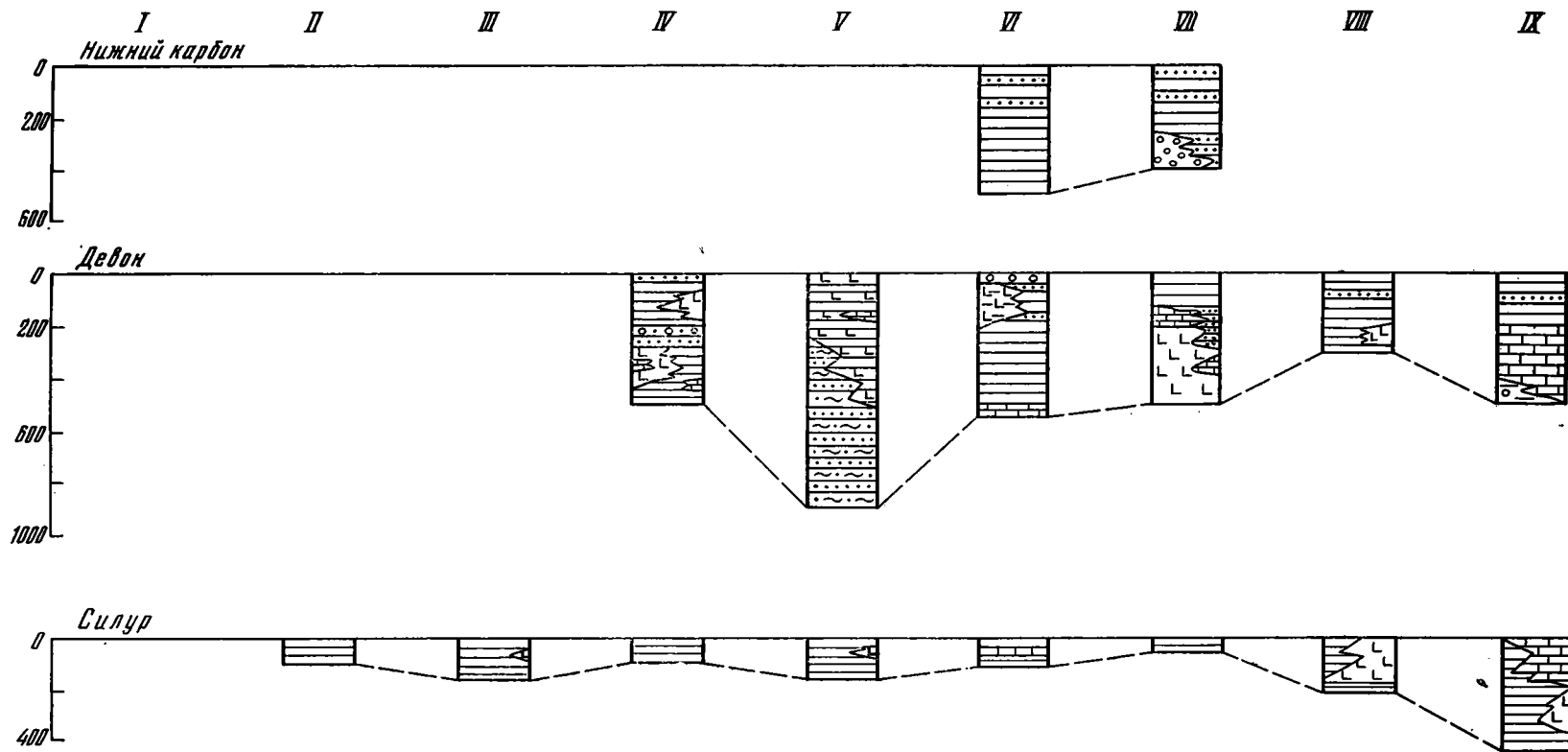
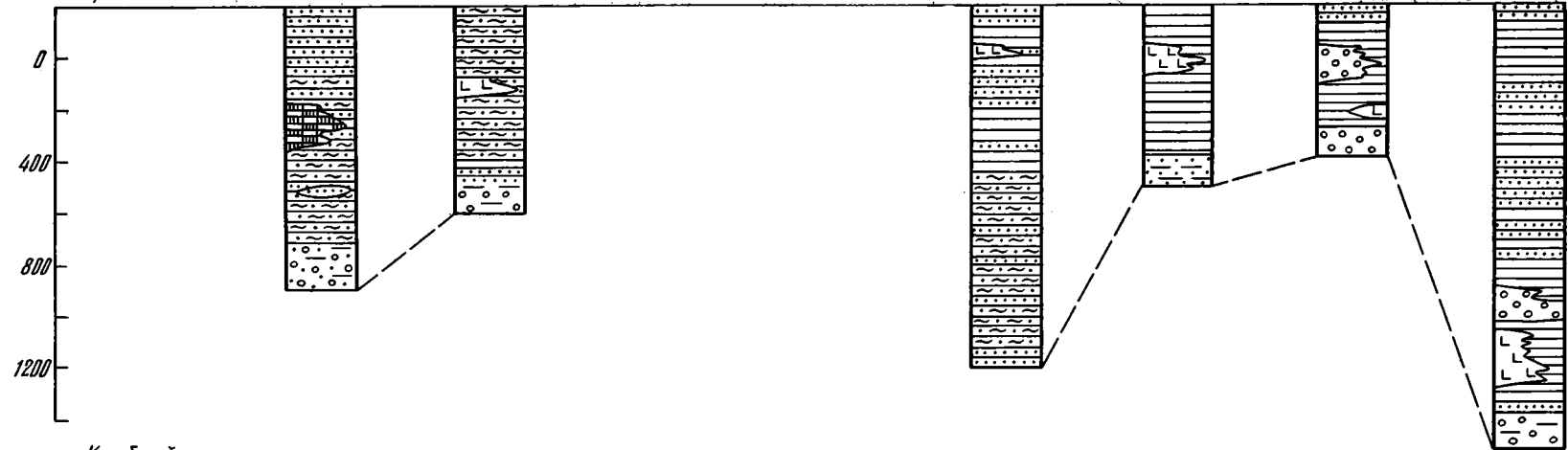
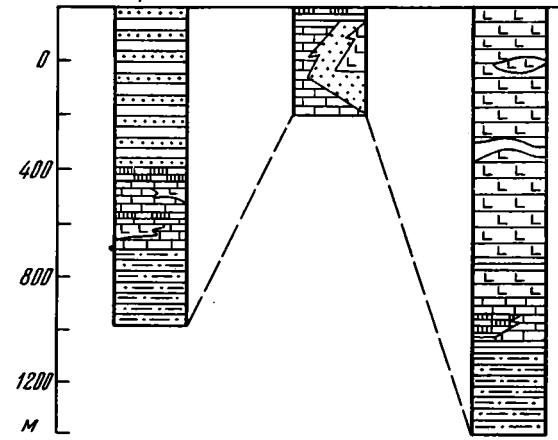










Рис. 2. Схема осадконакопления в пригеосинклинальных прогибах Чешского срединного массива  
 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — углеродисто-глинистые сланцы; аргиллиты; 5 — кварциты, переслаивающиеся с песчаниками; 6 — известняки; 7 — основные эффузивы и их туфы; 8 — пестроцветные (красно-коричневые и фиолетово-зеленые) глинистые сланцы  
 Синклинии I — Доберлугский, II — Герлицкий, III — Качавский, IV — западное продолжение Предсудетского синклинория, V — Предсудетский, VI — Саксо-Тюрингский, VII — Эльбтальский, VIII — Крконошский, IX — Пражский

*Ордовик*



*Кембрий*



- 
1
- 
2
- 
3
- 
4
- 
5
- 
6
- 
7
- 
8



шихся в плотной насыщенности центральных частей массива разнообразными гранитоидами и гранитизированными породами. О широком развитии этих процессов на глубину и в периферических частях массива свидетельствует существенно пониженный уровень гравитационного поля (Ирбмайер, 1977), характерный как для центральных частей массива (Молданубское поднятие), так и для Саксо-Тюрингской зоны в ее классическом понимании. В то же время переход к Реногерцинской и Мораво-Силезской зонам характеризуется резким повышением уровня гравитационного поля, свидетельствующего о существенно ином строении земной коры.

Указанные закономерности изменения уровня гравитационного поля находят определенное подтверждение и в скоростных параметрах земной коры Чешского массива и его складчатого обрамления. Если в центральных частях массива, в том числе в пределах Саксо-Тюрингской зоны, скорость распространения продольных волн, согласно данным К. Кноте, А. Беранека и др. (Строение..., 1971), в интервале глубин 2—20 км составляет 5,8—6,5 км/сек, то в пределах Реногерцинской зоны она несколько увеличивается (6,15—6,5 км/сек; Dohr, Meissner, 1975).

Основными геотектоническими единицами в пределах Чешского срединного массива в период каледоно-герцинского геосинклинального этапа развития были поднятия, сложенные в различной степени метаморфизованными породами позднего протерозоя, и грабенообразные пригеосинклинальные прогибы, ограниченные протяженными зонами глубинных разломов. Среди устойчивых поднятий можно выделить Среднегерманский, Лаузиц-Западно-Судетский, Рудногорско-Тепла-Баррандиенский и Молданубский блоки.

Анализ разрезов палеозоя (рис. 2) позволяет по времени развития выделить три типа прогибов: ранние (каледонские), сквозного развития (каледоно-герцинские) и поздние (герцинские).

В ранних прогибах осадконакопление протекало начиная с кембрия до силура включительно. К этому типу относится Доберлугский прогиб с периодом осадконакопления в раннем — среднем кембрии, а также Герлиц-Качавский прогиб, существовавший в режиме прогибания с кембрия до силура включительно.

В прогибах сквозного развития сформировались отложения от ордовика до раннего карбона включительно. К ним относятся Саксо-Тюрингский, Эльбтальский ( $O-C_1$ ) и Пражский ( $O-D_3$ ) прогибы. Отличаясь незначительными особенностями осадконакопления, эти прогибы все же характеризуются близкими тектоническими условиями развития.

В поздних прогибах осадконакопление протекало в интервале времени от силура до конца позднего девона. Эти прогибы располагаются в самой северной краевой части Чешского срединного массива (Предсудетский прогиб и его северо-западное продолжение). Тектоническая обстановка в силурийское время соответствует переходному режиму непрерывного геосинклинального этапа каледонского и герцинского тектономагматического циклов, в связи с чем его отложения могут присутствовать во всех типах прогибов.

Относительно поднятий в пределах Чешского срединного массива в связи с вышеприведенной классификацией прогибов следует отметить, что все они обрамляются дислоцированными палеозойскими породами, сформированными в прогибах различного типа. Исключением является Рудногорско-Тепла-Баррандиенский антиклинорий, обрамлением которого служит разновозрастный сингеосинклинальный чехол срединного массива, сформировавшийся в прогибах сквозного развития (Саксо-Тюрингский, Эльбтальский, Пражский). Если уместно такое определение, то Рудногорско-Тепла-Баррандиенский блок является как бы срединным массивом второго порядка в каледоно-герцинском тектономагматическом цикле. Не исключено, что именно этим обстоятельством определяется столь высокая рудоносность блока и его обрамления.

## ВЫВОДЫ

1. Палеозойские образования, слагающие Саксо-Тюрингский, Доберлугский, Герлиц-Качавский, Предсудетский, Эльбталский и Пражский синклиории соответствуют формациям, свойственным ранним и средним стадиям геосинклинального развития.

2. Мощности образованных осадков и скорости осадконакопления в соответствующих прогибах в 5—10 раз ниже, чем в типичных прогибах геосинклинального типа.

3. Фундаментом отмеченных структур являются докембрийские породы, обнажающиеся на поднятиях (антиклинориях).

4. Эти признаки свидетельствуют о том, что образования Саксо-Тюрингского, Доберлугского, Герлиц-Качавского, Предсудетского, Пражского, Эльбталского синклиориев сформировались в условиях пригеосинклинальных прогибов каледоно-герцинского тектоно-магматического цикла, являются сингеосинклинальным чехлом Чешского срединного массива и входят в его состав. По времени заложения и развития пригеосинклинальных прогибов выделяются ранние ( $C_{m_{1-2}}$ ;  $O-S$ ), сквозного развития ( $O-C_1$ ) и поздние ( $S-C_1$ ) прогибы.

5. Палеозойские образования Реногерцинской и Мораво-Силезской зон сформировались в прогибах миогеосинклинального типа с близкими условиями развития. Их сочленение располагается, по-видимому, севернее Предсудетского синклиория. Эти структуры являются герцинским складчатым обрамлением Чешского срединного массива.

## Литература

- Геологический словарь, т. 2. М., «Недра», 1973.
- Гертнер Г. Р. Реногерцинская зона.— В кн.: Тектоника Европы. М., «Недра», 1964.
- Ирбмайер Я. Вклад региональных геофизических методов в изучение глубинного строения Чехословакии.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев, «Наукова думка», 1977.
- Машка М. Основные особенности структуры и развития Чешского массива.— В кн.: Тектоническое развитие Чехословакии. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Машка М., Зубек В. Варисийские структурные единицы Чешского массива и их развитие.— В кн.: Тектоническое развитие Чехословакии. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Муратов М. В. Строение и развитие срединных массивов геосинклинальных складчатых областей.— Геотектоника, 1974, № 3.
- Муратов М. В., Яншин А. Л. Развитие представлений о срединных массивах и их роль в строении складчатых областей.— В кн.: Тектоника срединных массивов. М., «Наука», 1976.
- Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии).— В сб. статей под ред. В. Соллогуба, Д. Просена и Г. Милитцера. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., «Недра», 1971.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. XI, № 5.
- Brause H. Das verdeckte Altpalaeosikum der Lausitz und seine regionale Stellung. Akademie-Verlag, Berlin, 1970.
- Dohr G. P., Meissner R. Deep crustal reflection Europe.— Geophysics, 1975, v. 40, No. 1.
- Geologická mapa CSSR, 1 : 500 000. Praha, 1967.
- Grundriss der Geologie der DDR. Berlin, 1968.
- Sdzuj K. Neue kambrische Fossilien aus Bohrungen im Gebiet von Doberlug.— Geologie, heft 11. Berlin, 1962.
- Stille H. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen.— Geol. Jahrb., 1951, heft 2.

Статья поступила  
9 июля 1979 г.

УДК 551.242.51 : 553.434 (571.51)

**МИРОШНИКОВА Е.****ПАЛЕОТЕКТОНИКА  
СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ  
ПРИАНГАРСКОГО ПЛАТФОРМЕННОГО  
МЕДЕНОСНОГО БАССЕЙНА**

Комплексным анализом литофаций и мощностей устанавливается приуроченность Приангарского меденосного бассейна к Вельминской унаследованно-конседиментационной впадине, находящейся между Катангским внутриплатформенным сводом и краевым прогибом поднимавшихся байкалит Енисейского кряжа. Положение поясов меденакопления, установленных на восьми стратиграфических уровнях, определяется приуроченностью к краевой части строматолитовой палеобанки и прибанковой зоне. На общем фоне регрессии бассейна рудоконтролирующая строматолитовая банка развивалась в ингрессивные периоды при стабилизации и медленном погружении впадины. Взаимосвязанно с нею расширялись и мигрировали пояса меденакопления.

Геологосъемочными и поисковыми работами последних лет выявлено широкое площадное распространение меденосных горизонтов в пестро- и красноцветных отложениях верхнего протерозоя и особенно среднего и верхнего кембрия междуречья Кана-Подкаменной Тунгуски в юго-западной части Сибирской платформы (Скляров, 1966; Мирошников, 1969, 1971, 1974; Кутырев, 1969). Это позволило обоснованно выделить здесь высокоперспективный Приангарский платформенный меденосный бассейн (Борзенко-Склярова, Скляров, 1970; Склярова, 1977).

В прогнозной оценке и поисках руд медистых песчаников и сланцев, тесно связанных с пестро- и красноцветными осадочными формациями, как известно, палеотектонический контроль в значительной степени определяет региональные и локальные закономерности их размещения (Сапожников, 1948; Шатский, 1955; Страхов, 1962; Херасков, 1967; Богданов и др., 1973).

В региональном плане Приангарский меденосный бассейн располагается в краевой части Сибирской платформы, и его становление связывается с близлежащей областью денудации байкалит Енисейского кряжа (Богданов и др., 1973; Наркелюн и др., 1975, 1977). Первый схематический анализ мощностей средне- и верхнекембрийской толщи Приенисейской меденосной площади проведен Э. И. Кутыревым (Богданов и др., 1973). Он отметил существование Присяяно-Енисейского краевого компенсационного прогиба, заложившегося в байкальский орогенный этап и развивавшегося позднее, до конца ордовика (Сулимов, 1970), а также Ангарскую подвижную зону. Э. И. Кутырев подчеркнул приуроченность полос максимальной концентрации оруденения к местам неустойчивого тектонического режима, проявляющегося усложнением границ литолого-фациальных зон на склонах палеоподнятий.

Большая обоснованность стратиграфических сопоставлений, детализация палеогеографических построений и дополнительное использование новых данных по мощностям отложений позволяют существенно уточнить и конкретизировать критерии локального палеотектонического кон-

троля поясов меденакопления в Приангарском меденосном бассейне и более целенаправленно подойти к выбору первоочередных участков поисков и оценки медных руд. Выполненные исследования, кроме того, дают возможность характеризовать проявившиеся в средне- и позднекембрийское время крупные региональные структуры, существование которых в фундаменте и чехле запада Сибирской платформы еще не является общепризнанным.

За основу проведенных палеотектонических реконструкций принят анализ связи распределения мощностей с литологическим составом пород (Яншин, Гарецкий, 1960). Конкретные палеоструктуры выделялись как зоны распространения определенных типов разрезов осадочных толщ соответствующих стратиграфических уровней с учетом палеогеографических обстановок накопления отложений. Границы зон в большинстве случаев согласуются с изопакитами. Комплексный палеотектонический анализ позволяет уверенно судить о динамике тектонического режима бассейна (трансгрессиях — регрессиях, степени компенсированности тектонических движений осадконакоплением) и его изменениях во времени.

Средне- и верхнекембрийская пестро- и красноцветная аридная мелководно-морская и заливно-лагунная карбонатно-терригенная меденосная толща, развитая в юго-западной части Сибирской платформы, является генетически единым телом сложного строения и большей мощности. Она имеет согласное (с постепенным переслаиванием) залегание с ниже- и вышележащими отложениями. Ее формирование отвечает единому крупному седиментационному этапу и отражает салаирскую фазу тектогенеза ближайших к бассейну осадконакопления внутренних зон Алтае-Саянской складчатой страны, служивших основными источниками обломочного материала (Мирошников, 1975; Мирошников, Виск, 1976; Виск и др., 1979). Основную массу пород (матрицу) толщи составляют красноцветные мергели и алевропелиты. Детали строения и состава, выявленные стратиграфическими исследованиями отложений между речью Ангары — Подкаменной Тунгуски и крайней юго-западной части платформы, позволяют увидеть в ее составе три литологически четко проявленные во всем Приангарском бассейне части (снизу вверх): соленосную сульфатно-карбонатно-терригенную пестро- и красноцветную, сравнительно однородную красноцветную мергельно-алевропелитовую и пестро- и красноцветную терригенную и карбонатно-терригенную, охарактеризованные в качестве соответствующих свит (таблица) (В. Э. и Н. С. Кырвел; Мирошников, 1972; Виск, Мирошников, 1975). Состав и строение толщи показывают два максимума дифференцированной активности тектонических движений в областях питания терригенным материалом и осадконакопления, разделенных этапом относительной тектонической стабилизации.

Наибольшим разнообразием типов разрезов на площади бассейна характеризуется нижняя часть толщи. В ее составе присутствуют соли, сульфатные и карбонатные породы (в том числе строматолитовые), мергели, алевропелиты, песчаники, гравелиты, конгломераты. Она отражает раннемайский максимум оживления тектонических движений. Начало этапа проявляется массовым поступлением терригенного материала вместе с окислами и гидроокислами железа, придававшими терригенным осадкам различные оттенки красноцветности. Это поступление было неравномерным, периодическим, с постепенным увеличением количества обломочного красноцветного материала. Оно наложило на продолжавшую проявляться тенденцию галогенно-карбонатного осадкообразования, которое в юго-западной части территории, приближенной к областям сноса, дало необычные сочетания грубообломочных пород и солей, а в более удаленных север-северо-восточных участках — переслаив-

**Схема сопоставления средне- и верхнекембрийских отложений западной и юго-западной частей Сибирской платформы**

Отдел	Серия	Междуречье Подкаменной Тунгуски — Ангары, Вельминская впадина, В. Э. и Н. С. Кырвел, А. Е. Мирошников, 1972	Серия	Нижнее Приангарье и Канско-Тасеевская впадина, Э. Г. В.кс, А. Е. Мирошников, 1975
Верхний кембрий	Эвенкийская	Кодинская свита — терригенные и карбонатные породы (20—60 м) Вельминская свита, конгломераты, мелкообломочные терригенные, карбонатные и смешанные породы (200 м)	Верхоленская	Кондратьевская свита — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели (45—1300 м)
Средний кембрий, майский ярус		Черноостровская свита — алевролиты, аргиллиты, мергели, гипс (180—200 м) Сухолебяжинская свита — песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, карбонатные породы, сульфаты, соль, редко конгломераты (12—180 м)		Тасеевская свита — алевролиты, аргиллиты, мергели, редко песчаники (350—1100 м) Троицкая свита — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, карбонатные породы, сульфаты, соль (50—400 м)

вание сульфатно-карбонатных и более мелкозернистых терригенных пород.

Для отложений этого этапа устанавливаются в общем согласованные плавные изменения мощностей и литологического состава осадков от западных районов распространения терригенных накоплений уменьшенной мощности к центральным частям бассейна со сравнительно увеличенной мощностью относительно тонкообломочных, а также биоморфных и хемогенных, отложений. В этот этап проявляются следующие палеоструктуры (рис. 1).

**Енисейское поднятие** в целом выделяется по площади распространения песчанико-алевропелито-мергельного типа разреза относительно сокращенной мощности (менее 100 м) с локальными участками развития маломощных пластов конгломератов вблизи условно намеченных Северо-Енисейского и Южно-Енисейских низкогорных островов. Поднятие в некоторой мере наследует орогенную структуру байкалид Енисейского кряжа и может рассматриваться как унаследованное конседиментационное. Его широтная ветвь — **Иркинеево-Чадобецкий вал** характеризуется такими же особенностями. Этот вал разделяет **Вельминскую** и **Канско-Тасеевскую впадины**, имеющие несколько повышенные мощности (от 100 до 250 м) и песчанико-карбонатно-алевропелито-мергельный тип разреза раннемайских отложений с локальным развитием солей в их нижней части. Обмеление и вырождение ранне- и среднекембрийских солеродных бассейнов в Канско-Тасеевской и Вельминской впадинах к концу рассматриваемого времени и появление в северной части последней строматолитовой банки указывают на превышение скоростью накопления осадков темпов прогибания впадин, что характеризует их как унаследованные компенсирующиеся осадконакоплением. В юго-западной части Канско-Тасеевской впадины отмечается зона максимальных мощностей грубозернистых терригенных осадков, отвечающая району наибольшего компенсированного прогибания и располагающаяся вдоль Южно-Енисейских низкогорных островов (**Приенисейский краевой прогиб**). К востоку от нее окраина Канско-Тасеевской впадины осложняется мелкими (внемасштабными) положительными конседиментационными структурами **Троицко-Михайловского вала** (Викс, Мирошников, 1975). Появление, кроме главной зоны разнота терригенного материала, отдельной области песчаных накоплений относительно сокращенной мощ-

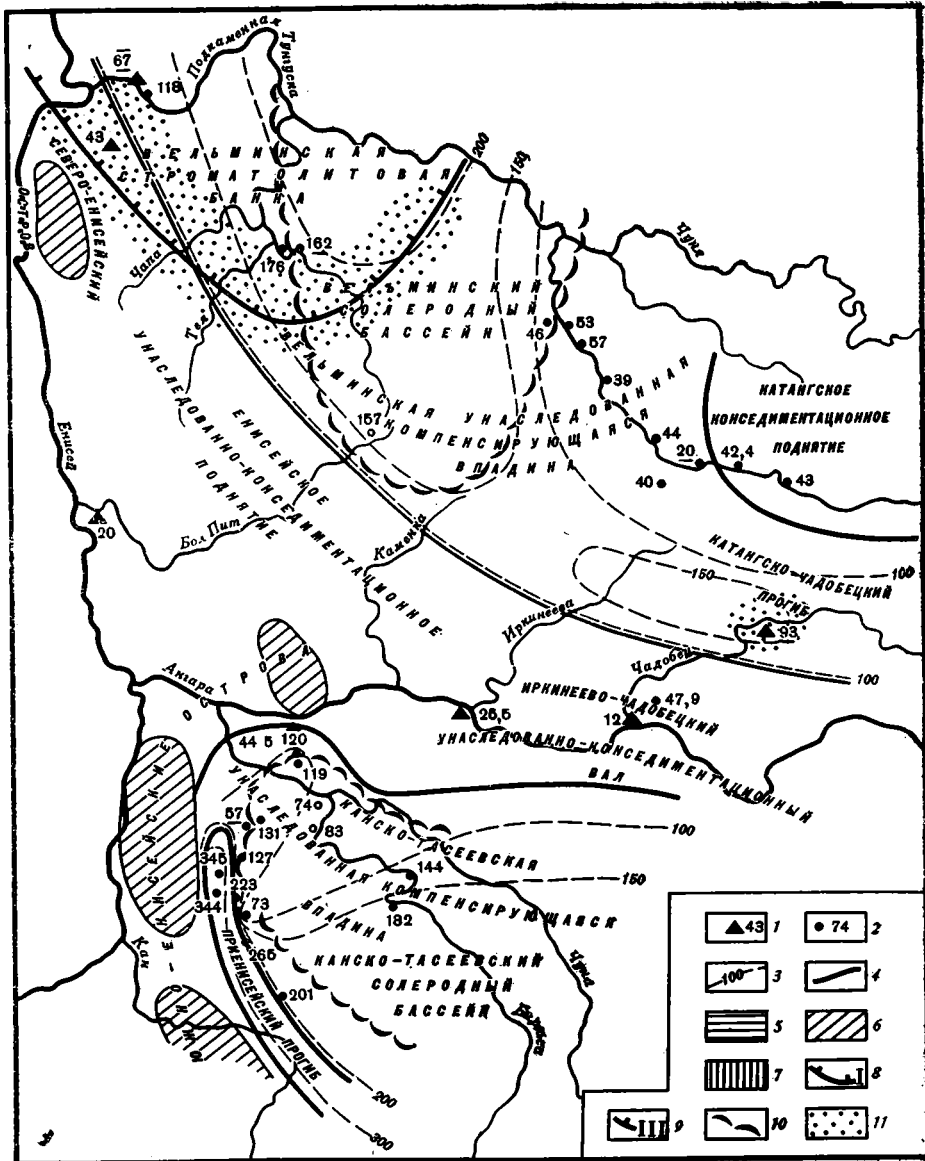


Рис. 1. Палеотектоническая схема юго-запада Сибирской платформы в ранний майский век кембрийского периода (сухولةбяжинское — троичное время)  
 1—2 — точки замеров мощностей: 1 — в обнажениях, 2 — в скважинах (цифра без ограничения — полная мощность, с ограничением — неполная: вверх — отсутствуют данные по верхней части, вниз — отсутствуют данные по нижней части); 3 — изопахиты; 4 — границы палеоструктур (литофациальных зон); 5—7 — суша и ее рельеф: 5 — равнинная, 6 — низкогорная, 7 — среднегорная; 8—9 — границы распространения строматолитовых карбонатных пород (строматолитовой палеобанки) (бергштрихи направлены внутрь площадей распространения): 8 — в основных маркирующих горизонтах, 9 — в промежуточных; 10 — граница распространения солей, 11 — медная минерализация

ности на северо-востоке исследованной площади связано с формированием Катангского конседиментационного поднятия, которое периодически проявляется на месте Ванаварского выступа довендского фундамента платформы (Фотиади, Кузнецов, 1964; Ремпель, Пятницкий, 1967). Западный склон этого выступа вскрыт недавно глубоким бурением в среднем течении р. Катанга, в районе фактории Куюмба, на глубине 2 км (Викс и др., 1979). Между Катангским поднятием и Иркутинево-

Чадобецким валом проявляется субширотный открытый к западу и востоку Катангско-Чадобецкий прогиб с карбонатно-мергельно-алевропелитовым типом разреза мощностью до 150 м.

Меденосный пояс нижнего стратиграфического уровня отмечается на северо-западе Вельминской впадины. Он повторяет очертания строматолитовой палеобанки и располагается в ее краевой и прибанковой зонах. Дополнительная меденосная площадь проявляется также в пределах Катангско-Чадобецкого прогиба. Вероятно ее продолжение к востоку, где также возможно на этом уровне существование строматолитовой палеобанки.

Отложения залегающей выше средней красноцветной мергельно-алевропелитовой части толщи имеют относительно однородный литологический состав на всей территории бассейна. Она отражает этап относительно тектонического покоя в областях сноса и общее менее дифференцированное прогибание области осадконакопления. Последнее подчеркивается различными (взаимосвязанными и независимыми) соотношениями распределения мощностей с литологическим составом пород. От предыдущего этапа в данное время проявляются только основные палеоструктуры (рис. 2). На фоне общего погружения бассейна в поздний майский век (с накоплением сравнительно однородных мергельно-алевропелитовых осадков) локальным распространением песчаных пород все также выделяются области частичного унаследования конседиментационных поднятий предыдущего этапа. Они характеризуются относительным отставанием в прогибании и сравнительно сокращенными мощностями осадков. Проявляется различие в развитии Вельминской и Канско-Тасеевской впадин. В пределах первой, несмотря на постепенное изменение литологического состава пород в разрезах от широты современной р. Ангары на север (алевропелиты, алевропелиты с мелкозернистыми песчаниками, алевропелиты и строматолитовые карбонатные породы), мощности их остаются одинаковыми. Это указывает на относительное сохранение характера тектонического режима и структурного положения этой области и унаследованное развитие компенсирующей осадконакоплением Вельминской впадины. В то же время в Канско-Тасеевской впадине мощности отложений разного литологического состава различаются и не всегда соотносятся так, как в современных осадках. Здесь малые мощности наблюдаются в разрезах с более грубообломочными породами, увеличиваются с северо-запада на юго-восток постепенно, а затем резко, и дают максимум в области развития карбонатно-глинистых пород. Такие соотношения указывают на различие в характере тектонических движений на северо-западе впадины и ее центральной части. Первая область испытывала медленное незначительное конседиментационное поднятие с накоплением песчаного терригенного материала, а вторая быстро и значительно прогибалась, и в ней шло накопление тонкозернистых осадков большой мощности. Таким образом, в позднем майском веке область максимального погружения предыдущего этапа (Приенисейский краевой прогиб) мигрировала к востоку, в Канско-Тасеевскую впадину, которая из компенсирующей осадконакоплением унаследованной превратилась в конседиментационную.

Пояс меденакопления этого времени сохранил свое структурное и палеогеографическое положение, но несколько переместился к югу в связи с миграцией и расширением строматолитовой банки.

Верхняя позднекембрийская пестроцветная часть меденосной толщи бассейна, как и нижняя, характеризуется сравнительным разнообразием состава пород. Она сложена карбонатами, в том числе строматолитовыми породами, которые образуют шесть относительно выдержанных горизонтов мергелями, алевропелитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами. Соотношения литологического состава осадков и их мощностей несколько повторяют таковые для нижнего стратиграфиче-

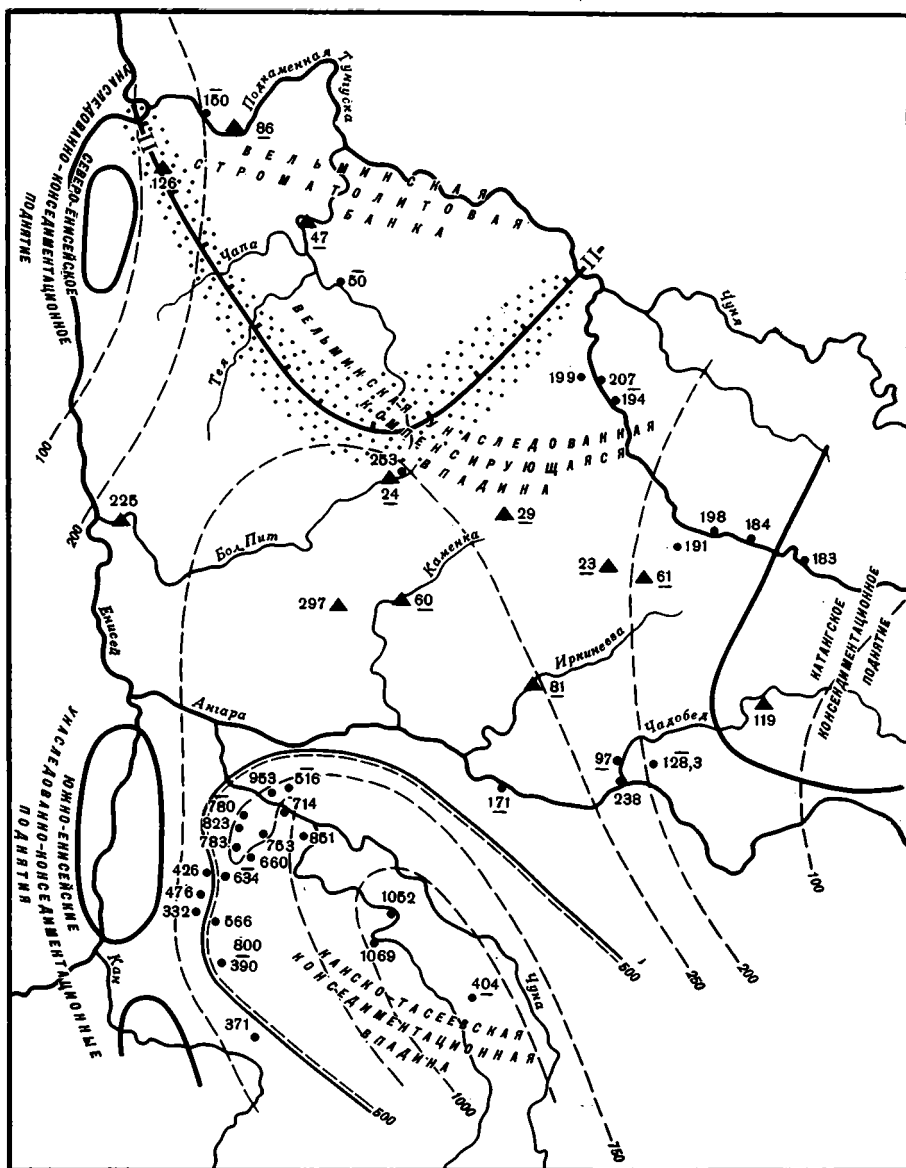


Рис. 2. Палеотектоническая схема юго-запада Сибирской платформы в поздний майский век кембрийского периода (черноостровское — тасеевское время). Условные обозначения см. на рис. 1

ского уровня. Толща отражает второй этап оживления тектонических подвижек в областях сноса, который был более продолжительным и интенсивным. Эти движения вызвали поднятие западной части бассейна и образование дополнительной области сноса в виде архипелага среднего-ристых островов, вокруг которых существовала зона разноса грубообломочного материала (рис. 3). Максимальные мощности осадков приходятся на срединные части полей распространения конгломератов и отражают существование Приенисейского краевого прогиба. Кроме Енисейского архипелага островной суши на востоке бассейна отмечается (по возрастанию количества терригенных пород в разрезах, появлению конгломератов и отсутствию отложений в бассейне среднего течения р. Катанги) Катангский равнинный суша, унаследовавшая конседиментаци-



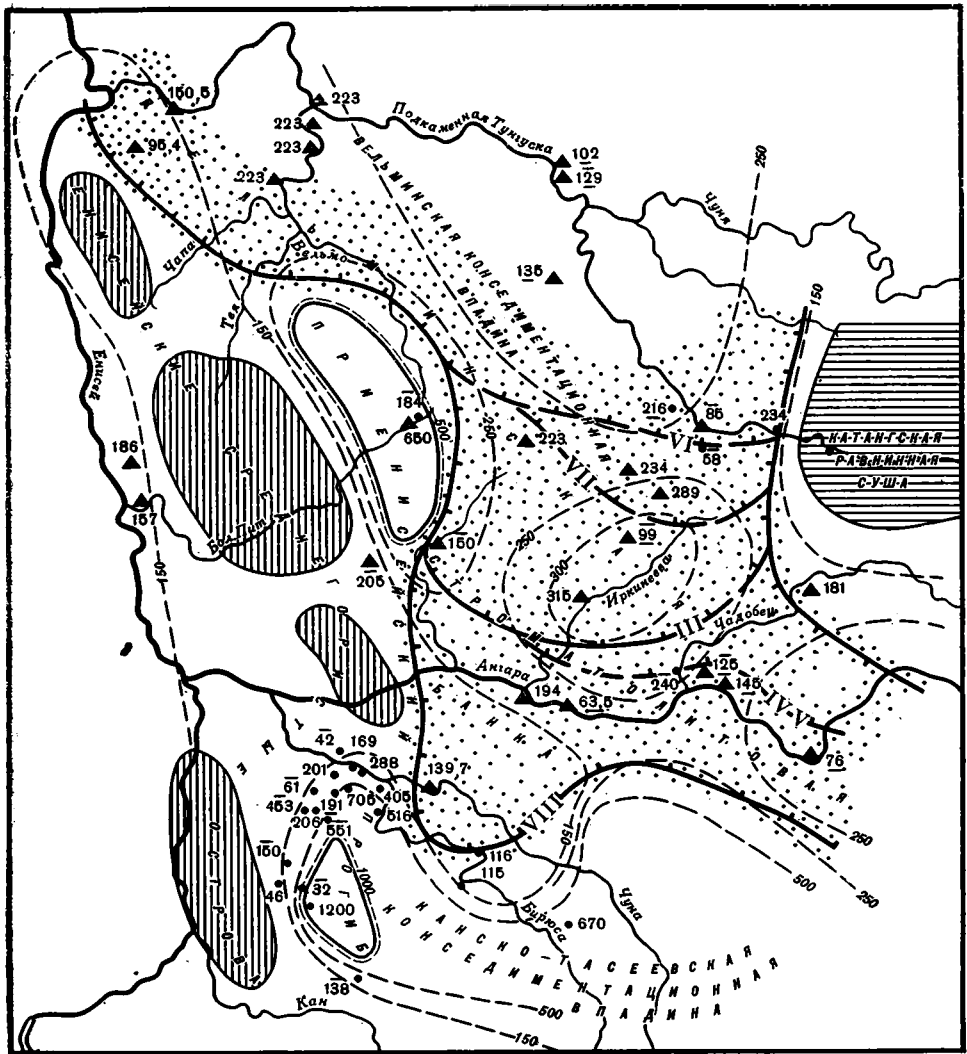


Рис. 3. Палеотектоническая схема юго-запада Сибирской платформы в позднекембрийскую эпоху (вельминское+кодинское — кондратьевское время). Условные обозначения см. на рис. 1

онное поднятие предыдущих этапов. Наиболее стабильной, медленно погружавшейся и компенсированной осадконакоплением, являлась область ставшей конседиментационной Вельминской впадины. Судя по расширению площади развития строматолитовой палеобанки к югу, территория стабилизации возрастала. Строматолитовая банка временами окружала Катангскую сушу и распространялась в Канско-Тасеевскую впадину и к востоку. Погружение и компенсация осадками этой впадины (более приближенной к южным и юго-западным основным областям сноса) были большими и здесь накапливались более мощные песчаные отложения валов, баров, кос, грив и подобных им аккумулятивных заливно-лагуновых образований.

Пояса меденакопления шести рудоносных горизонтов верхней части толщи сохраняли свое прежнее структурное положение и мигрировали взаимосвязанно со строматолитовой банкой.

Выполненный палеотектонический анализ наглядно проявляет ритмический, в целом регрессивный характер развития меденосного бас-

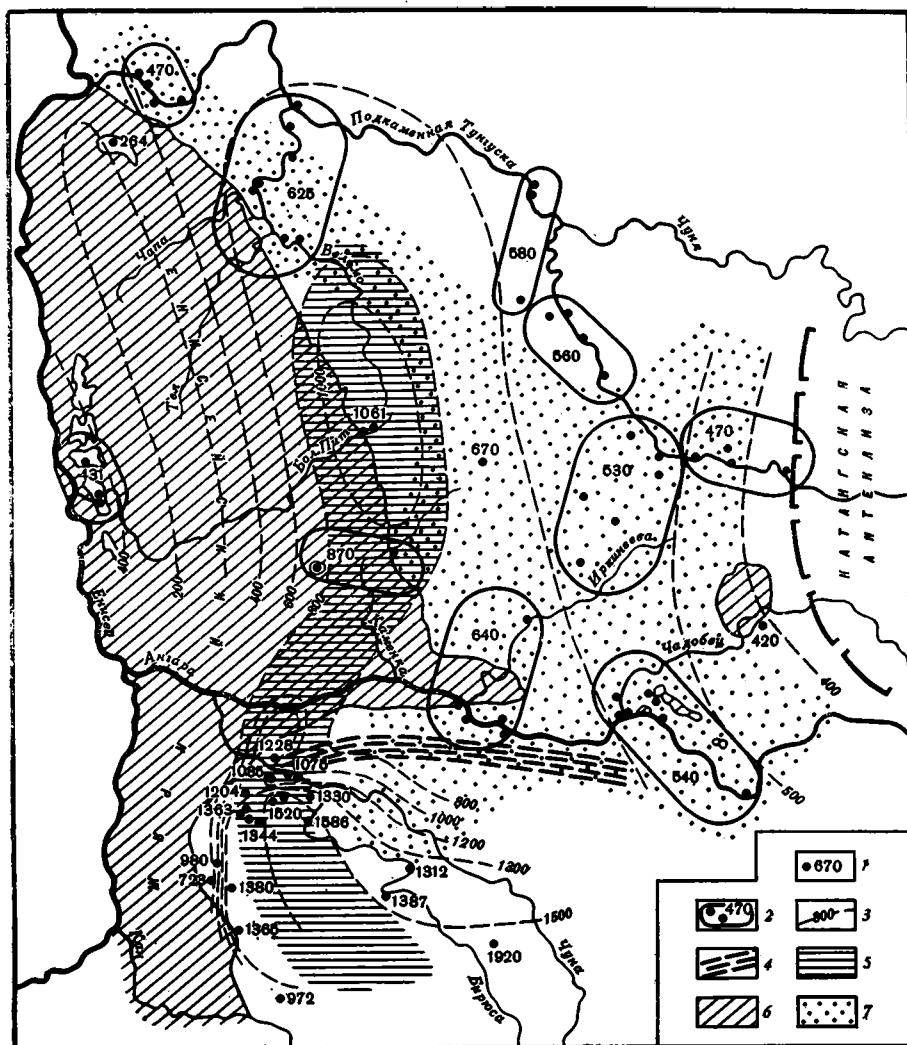


Рис. 4. Схема суммарных полных мощностей эвенкийской (верхоленьской) серии юго-запада Сибирской платформы  
 1—2 — суммарная полная мощность в м: 1 — по одному разрезу, 2 — по группе надстраивающихся разрезов ограниченной площади; 3 — изопахиты; 4 — зона резкого изменения мощностей (Ангарская подвижная зона); 5 — зона повышенных мощностей (Приенисейский крайовой прогиб); 6 — площади современного отсутствия отложений эвенкийской серии; 7 — медная минерализация

сейна (вопреки существующим представлениям о его трансгрессивности — Наркелюн и др., 1969, 1977; Склярова, 1977; Кырвел, 1973), область развития которого последовательно сокращалась за счет разрастания площадей суши. В то же время площади развивавшейся в периоды ингрессии бассейна рудоконтролирующей строматолитовой палеобанки возрастали. Взаимосвязанно с ней расширялись и перемещались пояса меденакпления.

Кроме описанных палеоструктур во время становления меденосного бассейна проявлялись также региональные долгоживущие субмеридиональная и субширотная подвижные зоны. Наиболее четко они проявляются на схеме суммарных полных мощностей средне-верхнекембрийской меденосной толщи (рис. 4). Субмеридиональная зона (Приенисейский крайовой прогиб) подчеркивается резко повышенными мощностями тол-

щи и располагается вдоль байкалид Енисейского кряжа. Субширотная, Ангарская, подвижная зона характеризуется резким изменением мощностей вдоль нее по обе стороны. Вероятно, эти подвижные зоны отражают различия в характере движений разделяемых ими блоков кристаллического фундамента платформы.

В целом тектоническое положение Приангарского меденосного бассейна с очевидностью определяется нахождением к востоку от байкалид Енисейского кряжа и их краевого прогиба. Его меденосные пояса приурочены к наиболее стабильной области западного склона Катангской раннепалеозойской антеклизы (Туголесов, 1952; Катангско-Ботуобинского рифейско-раннесилурийского свода — Князев, Трунов, 1976), с выдержанными в пределах 500—650 м мощностями рудовмещающей толщи. Наряду с Енисейским кряжем это характеризует Катангскую антеклизу как региональную контролируемую меденакопление палеоструктуру. По своему тектоническому положению раннепалеозойский Приангарский меденосный бассейн Сибирской платформы имеет отчетливое сходство с Предсудетским позднепалеозойским меденосным бассейном Восточно-Европейской платформы (Наркелюн и др., 1970; Богданов и др., 1973), что позволяет надеяться на его высокие потенциальные перспективы.

#### Литература

- Богданов Ю. В., Бурьянова Е. З., Кутырев Э. И., Феоктистов В. П., Трифонов Н. П. Стратифицированные месторождения меди СССР. Л., «Недра», 1973.
- Борзенко-Склярова Г. Ф., Скляров Р. Я. Приангарский меденосный бассейн. — Сов. геология, 1970, № 8.
- Викс Э. Г., Мирошников А. Е. Стратиграфия среднего — верхнего кембрия юго-западной части Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1975, № 12.
- Викс Э. Г., Мирошников А. Е., Шклярник Г. К. Терригенные компоненты средне-верхнекембрийских отложений запада Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1979, № 1.
- Князев С. А., Трунов В. П. История формирования Катангско-Ботуобинского поднятия в центре Сибирской платформы. — Геол. нефти и газа, 1976, № 2.
- Кутырев Э. И. Закономерности размещения медного оруденения в средне-верхнекембрийских отложениях юга Сибирской платформы (фацис, палеогеография, формации). — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.
- Кырвел В. Э., Кырвел Н. С., Мирошников А. Е. Особенности строения средне-верхнекембрийской пестро-красноцветной толщи западной части Сибирской платформы. — Тр. СНИИГГИМС (Красноярск), 1972, вып. 122.
- Кырвел Н. С. Стратиграфия и строматолиты средне-верхнекембрийских отложений западной части Сибирской платформы. Автореф. канд. дис. Киевский ун-т, 1973.
- Мирошников А. Е. Некоторые вопросы изучения меденосности верхнекембрийских отложений междуречья Ангары и Подкаменной Тунгуски. — Тр. СНИИГГИМС (Новосибирск), 1969, вып. 98.
- Мирошников А. Е. Некоторые особенности медной минерализации осадочных толщ западной части Сибирской платформы. — Тр. СНИИГГИМС (Красноярск), 1971, вып. 114.
- Мирошников А. Е. Пластовая медная минерализация в вендско-нижнепалеозойских пестроцветных осадочных толщах междуречья Кана — Подкаменной Тунгуски и ее перспективная оценка. — Тр. СНИИГГИМС (Красноярск), 1974, вып. 182.
- Мирошников А. Е. Средне-верхнекембрийский этап пестро-красноцветного осадконакопления западной части Сибирской платформы — отражение салаирской фазы тектогенеза. — В сб.: Этапы литогенеза и закономерности локализации осадочных полезных ископаемых Сибири и Дальнего Востока (матер. X совещания СО КОП при ОГГГ АН СССР). Новосибирск, 1975.
- Мирошников А. Е., Викс Э. Г. Морфология, механизм и время образования складчатых структур Ангаро-Тасеевской зоны. — Геотектоника, 1976, № 5.
- Наркелюн Л. Ф., Аносов П. М., Безродных Ю. П., Салихов В. С., Трубачев А. И. Типы меденосных отложений Сибирской платформы. — Тр. СНИИГГИМС (Новосибирск), 1969, вып. 98.
- Наркелюн Л. Ф., Филлин А. М., Безродных Ю. П., Трубачев А. И. Месторождения медистых сланцев Польши и сопоставление их с проявлениями меди в восточных районах СССР. — Сов. геология, 1970, № 10.
- Наркелюн Л. Ф., Безродных Ю. П., Трубачев А. И. Тектоническое положение медистых песчаников и сланцев. — Геотектоника, 1975, № 2.
- Наркелюн Л. Ф., Безродных Ю. П., Трубачев А. И., Салихов В. С. Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы. М., «Недра», 1977.

- Ремпель Г. Г., Пятницкий В. К. Рельеф поверхности кристаллического фундамента Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 5.
- Сапожников Д. Г. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Скляр Р. Я. Меденосные формации Нижнего Приангарья.— В сб.: Тезисы докл. IV Красноярской краевой геол. конф. Красноярск, 1966.
- Склярова Г. Ф. Красноцветные меденосные отложения юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Сулимов И. Н. Присяно-Енисейский догерцинский краевой прогиб. Л., «Недра», 1970.
- Туголесов Д. А. К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2.
- Фотиади Э. Э., Кузнецов Г. Ф. Новые представления о глубинном геологическом строении западной части Сибирской платформы, по данным геофизических исследований, и перспективы нефтегазоносности.— Геология и геофизика, 1964, № 10.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В сб.: Совещание по осадочным породам, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. Тектонический анализ мощностей.— В кн.: Методы изучения тектонических структур, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Красноярское отделение  
Сибирского научно-исследовательского института  
геологии, геофизики и минерального сырья

Статья поступила  
11 ноября 1979 г.

УДК 551.242(235.216.1)

БЕЛОУСОВ Т. П., РОГОЖИН Е. А.

**ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОГО СОПОСТАВЛЕНИЯ  
НОВЕЙШИХ И ДРЕВНИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ  
ПРИМЕНИТЕЛЬНО К РЕШЕНИЮ  
ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗАДАЧ  
(на примере Алайского хребта)**

Совместный анализ структурно-геологических и геолого-геоморфологических профилей, а также палео- и неотектонических карт позволил выделить систему блоков, ограниченных региональными разломами, активными как в доновейшее, так и в новейшее время. Установлено, что знак вертикальных движений блоков в новейший этап в значительной мере совпадает со знаком смещений этих блоков в мезозойскую и палеозойскую эры. Размах тектонических движений со среднего палеозоя по голоцен включительно достигает 15 км при складчато-блоковом варианте развития герцинской структуры хребта и превышает 20 км при шарьяжном варианте. Унаследованный характер новейших движений блоков от мезозойского и палеозойского времени свидетельствует о наличии герцинских тектонических покровов в структуре северного склона Алайского хребта.

Развитие методики сопоставления новейших и древних (палеозойских, мезозойских) тектонических движений областей интенсивного горообразования (Крестников, 1955, 1969; Резвой, 1956; Милановский, 1968; Несмеянов, 1971, и др.) обусловлено потребностями геологоразведочных и сейсмотектонических исследований. Вместе с тем до сего времени в большинстве случаев подобные сопоставления носят качественный характер: производится механическое совмещение тектонических карт интересующих регионов за различные периоды их тектонического развития и на основе этого делаются выводы о степени унаследованности структурных элементов. В данной статье сделана попытка разработать методический прием количественного сопоставления новейших и доновейших вертикальных движений на примере Алайского хребта.

Алайский хребет располагается в пределах Южного Тянь-Шаня, в восточной части Гиссаро-Алая. Вкрест простирания этого субширотного новейшего поднятия по долинам рек Сох, Шурансай, Шахимардан, Исфайрамсай — Дараутсай, Абширсай, Киргизата — Аравансай и Сарыкмогол — Восточный Кичикалай — Акбура (рис. 1) по методике, опубликованной ранее (Рогожин, 1977), было составлено семь структурно-геологических профилей. Здесь мы приводим лишь один из них, построенный по долинам рек Исфайрамсай — Дараутсай. На профилях показано современное гипсометрическое положение и внутреннее складчатое строение блоков<sup>1</sup> палеозойских пород и разделяющие их разломы. По долинам этих же рек построены геолого-геоморфологические продольные профили, на которых отображено современное гипсометрическое по-

<sup>1</sup> Под блоками мы понимаем участки земной коры шириной до первого десятка километров и длиной в первую сотню километров, ограниченные разломами, вытянутые согласно с общим простиранием складчатой системы и испытывающие вертикальные движения как единое, целое геологическое тело.

ложение поверхностей речных террас и предороженной поверхности выравнивания. Кроме того, для Алайского хребта по методике, разработанной ранее (Крестников, 1954; Резвой, 1953, 1955, и др.), была составлена схема новейших тектонических движений (рис. 2, а).

В результате совместного анализа структурно-геологических и геолого-геоморфологических профилей, а также палео- и неотектонических карт в пределах поднятия Алайского хребта была выделена система блоков, ограниченных региональными разломами, активными как в доновейшее, так и в новейшее время. В палеозойских породах, слагающих эти блоки, выработана предороженная поверхность выравнивания, современное гипсометрическое расположение которой предопределено проявлением движений неотектонической эпиплатформенной активизации. Вместе с тем выделенные блоки испытывали весьма интенсивные относительные вертикальные перемещения и в более древние эпохи. Сопоставление положения стратиграфических границ разновозрастных толщ палеозоя в крыльях граничных разломов соседних блоков позволило оценить амплитуды суммарных движений блоков друг относительно друга за период со среднего палеозоя по голоцен включительно. При этом амплитуды складчатых дислокаций в центральных, удаленных от разломов, частях блоков не принимались во внимание, поскольку их величина незначительна по сравнению со смещениями по граничному разлому. Размах суммарных амплитуд относительных вертикальных перемещений всей системы блоков за этот период времени превышает 15—20 км. Для установления амплитуд доновейших тектонических движений Алайского хребта и построения соответствующей схемы в изолиниях были выполнены следующие операции.

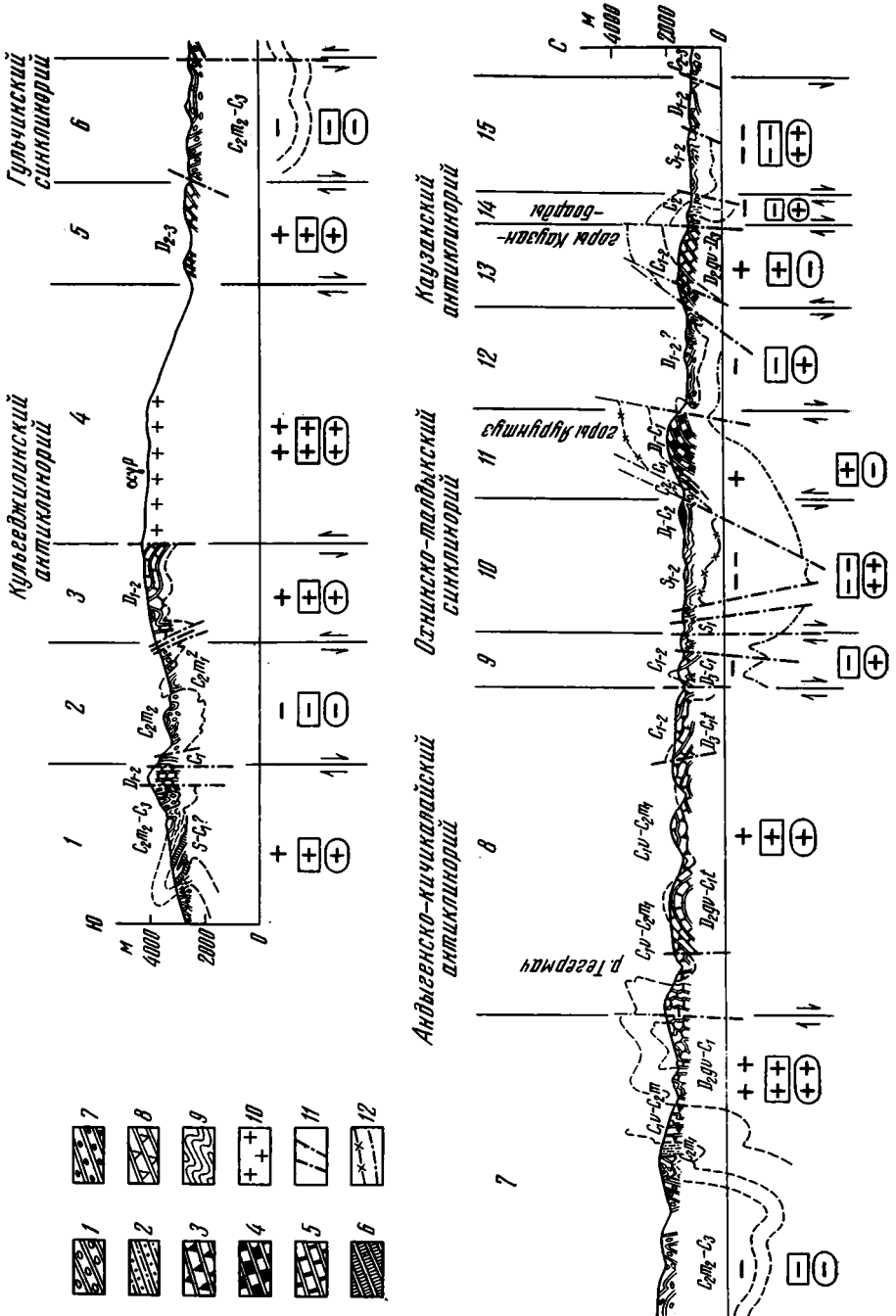
1. Выделен опорный блок и определено современное гипсометрическое положение маркирующего уровня этого блока.

В качестве такого блока был принят блок 11 (см. рис. 1). Этот блок характеризуется выдержанным простиранием и зафиксирован по всем имеющимся структурно-геологическим профилям (см. рис. 2, а). За маркирующий уровень в его пределах условно принята кровля девонских отложений. По всем семи профилям на границах опорного блока с соседними была определена современная абсолютная высота маркирующего горизонта.

2. Определены амплитуды относительных перемещений блоков по разломам за период времени со среднего палеозоя по голоцен включительно. Определение амплитуд перемещений блоков друг относительно друга производилось на основе сопоставления гипсометрического положения разновозрастных толщ палеозоя в крыльях каждого разлома с учетом мощностей этих толщ. В том случае, когда не удавалось установить гипсометрическое положение слоев одного возраста непосредственно в зоне разлома, оно определялось непосредственно в пределах каждого из двух сопряженных блоков, а затем вычислялось с учетом складчатой структуры и мощностей отложений путем построения в «воздух» и на глубину. Иногда одному крупному новейшему блоку, выделенному геолого-геоморфологическими методами, соответствует несколько более мелких блоков на детальных структурно-геологических профилях. При этом зачастую крупный граничный разлом представляет собой систему более мелких, сконцентрированных в узкой полосе, разломов. В таких случаях амплитуда вертикального перемещения по граничному разлому определялась как сумма амплитуд смещений по всей совокупности более мелких составляющих разрывов.

В литературе широко обсуждаются два варианта герцинской структуры Алайского хребта. Приверженцы одного (Резвой, 1973; Довжиков, 1977) отстаивают ее блоково-складчатый характер. Другие исследователи (Поршняков, 1973; Буртман, 1976, и др.) выделяют позднепалеозойские доскладчатые тектонические покровы, в орогенную стадию на-

рушенные блоковыми и складкообразующими движениями. Детальный анализ состава палеозойских формаций осадочных и вулканических пород, их мощностей, а также морфологии складчатых и разрывных структур подтверждает гипотезу шарьяжного строения Алайского хребта (Волчкович и др., 1979). В настоящей статье мы поставили целью выяснить, какому варианту следует отдать предпочтение, если подойти к проблеме с точки зрения совместного рассмотрения и сравнения новейшего и палеозойского структурных планов.



При определении суммарных амплитуд относительных смещений блоков нами учитывался каждый из вариантов в отдельности. Соответственно величины амплитуд для каждого из них получились разными. Возраст заложения разломов, разделяющих блоки, в этих случаях также предполагался различным. В случае блоково-складчатой герцинской структуры этот возраст определяется временем, когда отмечаются различия в фаціальном составе и мощностях разновозрастных пород в крыльях разлома. Обычно возраст заложения разломов относится к среднему палеозою. Если же рассматривать шарьяжный вариант структуры, то заложение граничных разломов можно проследить лишь в послепокровное время, т. е. с позднего палеозоя.

3. Определено гипсометрическое положение маркирующего уровня в пределах всех блоков относительно опорного.

Зная современное гипсометрическое положение маркирующего уровня опорного блока и амплитуды относительных перемещений блоков за время со среднего палеозоя по голоцен включительно, несложно было установить, какое относительное гипсометрическое положение занял бы маркирующий уровень в пределах всех этих блоков, если бы не было периода предорогового выравнивания. Так, например, маркирующий горизонт блока 11 на границе с блоком 10 имеет современную высоту 1000 м. Судя по положению маркирующего уровня блок 10 поднят относительно блока 11 примерно на 2000 м. Следовательно, граница пород девона и карбона, принятая нами за маркирующий горизонт, в блоке 10 должна была бы располагаться на высоте 3000 м, однако сейчас отложения карбона и сама граница здесь в значительной степени размыты, и эта величина устанавливалась путем реконструкции границы «в воздух». Реконструированный маркирующий горизонт блока 10 на границе с блоком 9 занял бы высоту уже порядка 4000 м, так как на основании анализа строения этого блока удалось установить, что блок 10 развился с перекосом, причем его южный край опережал в поднятии северный. Так, последовательно производилась реконструкция гипсометрического положения маркирующего уровня в пределах всех блоков по всем семи структурно-геологическим профилям для блоково-складчатого варианта герцинской структуры Алайского хребта.

Рассматривая шарьяжный вариант структуры, мы учитывали, что, по Г. С. Поршнякову (1973), после шарьирования по крайней мере двух тектонических покровов на протяжении последующего орогенного эпигеосинклинального этапа ( $C_3-P_1$ ) развития складчатой системы образовалась складчато-блоковая структура, причем в поднятых блоках обнажаются породы комплекса автохтона, а в относительно опущенных сохраняются отложения аллохтонных комплексов. Для реконструкции современного гипсометрического положения маркирующего уровня блоков необходимо было сопоставить высоту маркирующей границы (девон — карбон) исключительно в автохтонном комплексе пород. Там, где поверхность блоков сложена отложениями аллохтонных комплексов, при-

Рис. 1. Геологический профиль через Алайский хребет по долинам рек Исфайрамсай — Дараутсай (см. рис. 2, IV)

1—10 — палеозойские формации: 1 — молассовая, 2 — флишемолассовая, 3 — известняковая хемогенная, 4 — известняковая рифогенная, 5 — известняково-доломитовая, 6 — кремнисто-радиоляритовая, 7 — терригенная молассовидная, 8 — диабазовая, 9 — терригенная граувакковая, 10 — гранитоидная; 11 — разломы; 12 — предполагаемое положение поверхностей тектонических покровов

Крупными цифрами показаны номера блоков, знаками «++» — сильно поднятые в новейшее время блоки, «+» — поднятые блоки, «-» — относительно опущенные блоки, «—» — сильно опущенные блоки. Знаками «+», «-», «++», «—» в прямоугольной рамке показаны относительные движения блоков в доновейшее время при шарьяжном варианте, а в овальной рамке — также в доновейшее время, но при складчато-блоковом варианте структуры. Антиклинории и синклинории даны по Г. С. Поршнякову (1973)



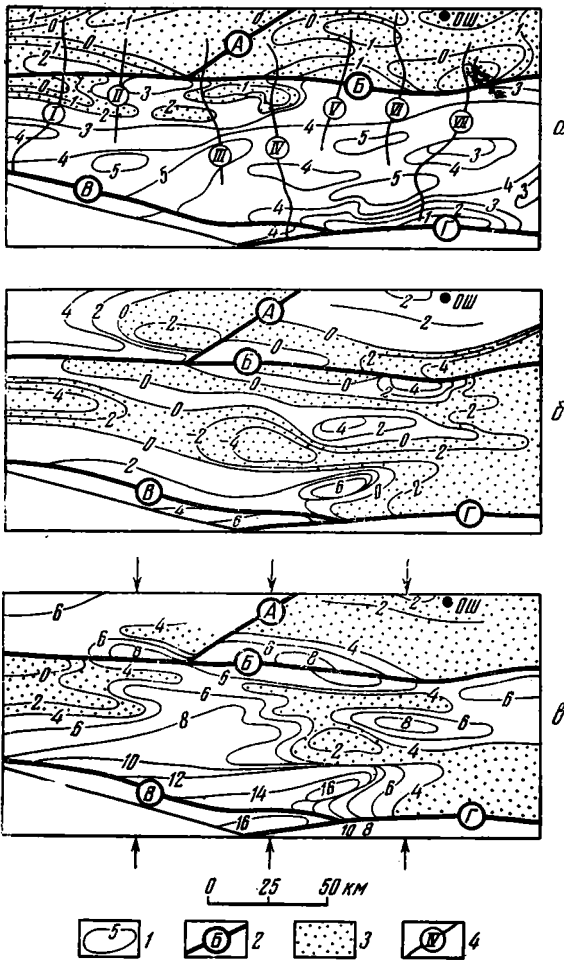


Рис. 2. Схемы вертикальных тектонических движений Алайского хребта

*а* — для новейшего времени, *б* — для складчато-блокового варианта за доновейшее время; *в* — для шарьяжного варианта за доновейшее время. Стрелками зон показано положение поперечных зон поднятия и прогибания

1 — изолинии амплитуд вертикальных тектонических движений, в км; 2 — зоны глубинных разломов: А — Вуадиль-Кугартская, Б — Южно-Ферганская, В — Зеравшанская, Г — Гиссаро-Кокшаальская; 3 — наиболее прогнутые участки; 4 — линии структурно-геологических и геолого-геоморфологических профилей по долинам рек: I — Сох, II — Шурансай, III — Шахмардан, IV — Исфайрамсай — Дарраутсай (рис. 1), V — Абширсай, VI — Киргизата, VII — Сарыкмогол — Акбура

шлось определять положение этой границы в автохтоне на глубине, принимая во внимание мощность толщ пород, слагающих тектонические покровы, и мощность каменноугольных пород автохтона. К примеру, опорный блок 11 сложен известняками и доломитами девона и нижнего карбона, а также молассовой толщей среднего карбона, находящимися в аллохтонном залегании. Общая мощность аллохтона в блоке 11 на границе 10 составляет 2000—3000 м. Абсолютная высота земной поверхности в этом месте — 1500 м. Следовательно, подошва аллохтона должна находиться на глубине примерно около 2000 м ниже уровня моря. Если еще учесть мощность каменноугольных пород автохтона, составляющую около 1000 м, то гипсометрическое положение маркирующей границы в блоке 11 вблизи границы с блоком 10 определится цифрой порядка 3000 м ниже уровня моря.

Таким образом, признание того или другого варианта структуры складчатой системы приводит к крайне различной оценке предполагаемого современного гипсометрического положения маркирующего уровня в пределах одного и того же блока.

4. Построена схема вертикальных тектонических движений Алайского хребта за период времени со среднего палеозоя по голоцен (в изолиниях).

После выяснения гипсометрического положения маркирующего уровня всех блоков их высоты наносились на карту района, и точки с оди-

наковыми высотами соединялись изолиниями. В результате были получены две схемы относительных вертикальных тектонических движений Алайского хребта за период времени со среднего палеозоя по голоцен включительно. Одна из них соответствует складчато-блоковому варианту герцинской структуры, другая — шарьяжному.

5. Определены амплитуды до новейших тектонических движений Алайского хребта и построена соответствующая схема (в изолиниях).

Для Алайского хребта, как уже отмечено выше, составлена также схема новейшей тектоники (рис. 2, а). На основе совместного анализа этой схемы и схем относительных тектонических движений за период времени с девона по голоцен включительно построены схемы до новейших тектонических движений для каждого из вариантов герцинской структуры Алайского хребта (рис. 2, б, в).

Важной особенностью, которая вытекает из сопоставления схем до новейших и новейших вертикальных тектонических движений, является унаследованный характер их развития. Действительно, если в период складкообразования с антиклинорными структурами связано представление о преобладающем восходящем характере движений, а с синклинорными — о нисходящем, то этот древний план для Алайского хребта продолжает сохраняться и в неоген-четвертичное время. Так, ядро Кульгеджилинского антиклинория<sup>2</sup>, располагающегося на южном склоне, в приосевой части хребта, в новейшей структуре представляет относительно воздымающийся участок (см. рис. 1). Блоки 4 и 5 приподняты по сравнению с более северным блоком 6. Ядро Гульчинского синклинория, выходящего к верховьям р. Исфайрамсай (к линии профиля) своей западной центриклиналью — Сурметашской синклиналью, совпадает с опущенным блоком 6. Расположенный севернее блок 7 испытывает наклон на юг. Ядро крупного Андыгенско-Кичикалайского антиклинория совпадает с интенсивно поднимающимися в новейшее время блоками 7 и 8, причем относительно наиболее приподнятой частью является крупная веерообразная палеозойская антиклиналь, расположенная в северной части наклоненного на юг блока 7, а сравнительно слабо дислоцированное северное крыло антиклинория, характеризующееся развитием округлых складок и складок коробчато-килевидной формы, приподнято слабее (блок 8).

В осевой части Охинско-Талдыкского синклинория, представляющей собой крупную синклиналь, отмечается сильно опущенный блок 10. К северу и югу от него в крыльях синклинория наблюдаются сравнительно приподнятые блоки 9 и 11. Последний включает в себя Катран-Ярунтузскую гряду, в пределах которой палеозойские породы характеризуются моноклинальным падением на юг, в направлении к ядру синклинория.

Расположенный севернее Каузанский антиклинорий в палеозойской структуре представлен хорошо выраженным антиклинальным ядром (Боарды-Каузанская гряда) и двумя сопряженными синклиналями, расположенными к северу и югу от ядра. Антиклинальное ядро совпадает с поднятыми в новейшее время блоками 13 и 14, а обрамляющие синклинали — с относительно опущенными блоками 12 (Караджегачская синклиналь) с юга и 15, 16 — с севера.

Наконец, в горах Карачатыр, по долине р. Аравансай на севере описываемого района, северо-восточнее профиля, приведенного на рис. 1, наблюдается совпадение ядра Араванского гемисинклинория (Тулеканская синклиналь) со сравнительно сильно опущенным блоком, а крыльев — с относительно приподнятыми блоками.

Таким образом, по рассмотренному пересечению хребта (реки Исфайрамсай — Дараутсай) все без исключения антиклинорные структуры

<sup>2</sup> Названия антиклинориев и синклинориев даны по Г. С. Поршнякову (1973).

соответствуют в новейшем плане блокам с относительно восходящими, а синклинорные — блокам с преобладающими нисходящими движениями.

Подмеченная закономерность выдерживается и по другим пересечениям хребта. Так, ядро Андыгенско-Кичикалайского антиклинория является положительным новейшим блоком и по пересечениям в долинах рек Сох, Шахимардан, Восточный Кичикалай. Ядро Охнинско-Талдыкского синклинория совпадает со сравнительно сильно опущенным молодым блоком, прослеженным по долинам рек Акбура, Киргизата, Абширсай, Шахимардан, в долине Сартала и на левом борту долины р. Сох. Восходящие новейшие движения отмечаются повсеместно в пределах палеозойской антиклинали гряды Каузан-Боарды (долины рек Абширсай, Ходжагаир, Шахимардан).

Такое совпадение антиклинорных структур с поднятыми в новейшее время блоками, а синклинорных — с опущенными косвенным образом подтверждает точку зрения о шарьяжном строении северного склона Алайского хребта. В областях со складчато-блоковым строением и отсутствием шарьяжей антиклинории обычно сложены более древними породами, чем расположенные рядом сопряженные синклинории. В нашем районе наблюдаются обратные взаимоотношения возраста пород в сопредельных антиклинориях и синклинориях. Действительно, по долине р. Исфайрамсай видно, что блоки 10, 12, 15 характеризуются синклинальной формой крупных складок в слоях палеозоя. В новейшее время они интенсивно опускаются (см. рис. 1). В то же время они сложены в основном древними породами силурийского и нижнедевонского возраста. Блоки 7 (северная половина) и 8, а также 13 имеют в целом антиклинальное внутреннее строение. В новейшее время они испытывают относительно восходящие движения. На поверхность здесь выходят сравнительно молодые — девонские и каменноугольные отложения. Вслед за многими предыдущими исследователями (Резвой, 1956, 1968; Несмеянов, 1971, и др.) мы предположили, что знак новейших движений блоков совпадает со знаком доновейших вертикальных смещений. Тогда выходящие на поверхность древние породы в пределах сравнительно опускающихся синклинальных блоков и молодые — воздымающихся антиклинальных должны рассматриваться соответственно как останцы древних шарьяжей и как выступы автохтона и параавтохтона, а антиклинории и синклинории соответственно как антиформы и синформы.

Отрицание шарьяжной структуры района подразумевает вывод о повсеместной смене знака вертикальных движений блоков в новейшее время по сравнению с доновейшей эпохой, т. е. о наложенности молодых движений. Однако анализ характера смещений в пределах Андыгенско-Кичикалайского антиклинория и Гульчинского синклинория, где нет сомнений в решении вопроса об унаследованности или наложенности новейших движений блоков по сравнению с доновейшими, свидетельствует в пользу унаследованности их знака. Горст-антиклинальные структуры герцинской эпохи, сложенные сравнительно древними, среднепалеозойскими породами (блоки 3, 4, 5, см. рис. 1) выступают в неоген-четвертичное время в виде относительно воздымающихся блоков, а грабен-синклинальные, выполненные отложениями верхнего палеозоя (блоки 2, 6, см. рис. 1), — в виде относительно опускающихся.

Сходные результаты можно получить при сопоставлении схем тектонических движений за новейшее и доновейшее время, выполненных в изолиниях для обоих возможных вариантов герцинского структурного плана (рис. 2, а—в).

Из совместного рассмотрения этих схем для складчато-блокового варианта (рис. 2, а; 2, б) следует вывод об унаследованности новейших движений блоков в осевой части Алайского хребта, а также к северу от современного Южно-Ферганского краевого разлома (зона низких пред-

горий Алайского хребта, по Н. М. Сеницыну, 1960). Центральные части схем, отвечающие северной большей половине зоны высоких предгорий Алая, различаются, что свидетельствует о наложенности новейших движений и смене знака смещений блоков в новейшее время по сравнению с герцинским. Суммарный размах относительных перемещений блоков при этом варианте герцинского структурного плана за преднейшее время составляет 10 000 м, а за палеозой-кайнозойское в целом 15 000 м.

Подобное совместное рассмотрение схем движений блоков для шарьяжного варианта (рис. 2, а, в) показывает хорошую унаследованность новейшего структурного плана от древнего. Блоки в южных частях обеих схем характеризуются активными восходящими движениями. Севернее, вплоть до полосы депрессий 40-й параллели отмечается постепенное

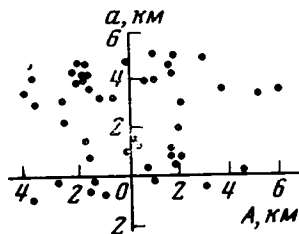


Рис. 3

Рис. 3. График сопоставления амплитуд новейших ( $a$ ) и доновейших ( $A$ ) вертикальных тектонических движений Алайского хребта для складчато-блокового варианта

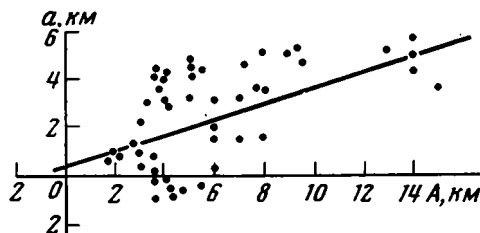


Рис. 4

Рис. 4. График корреляции амплитуд новейших ( $a$ ) и доновейших ( $A$ ) вертикальных тектонических движений Алайского хребта для шарьяжного варианта

уменьшение амплитуд смещений по разломам. В области депрессий 40-й параллели отмечается унаследованное проседание блоков. Относительное воздымание наблюдается вновь в северных частях схем, в районе гряд Каузан-Боарды и Катран-Яурунтуз. Наконец, на южном борту Ферганской депрессии фиксируется интенсивное опускание блоков. Любопытно наличие поперечных зон прогибания и воздымания блоков. Суммарный размах движений составляет 16 000 м.

Сходное расположение областей поднятия и прогибания Л. Б. Рухин (1962) описывал для мелового периода. Воздымающиеся участки располагались в осевой части современного Алайского хребта и на месте современных гряд Каузан-Боарды и Катран-Яурунтуз, а прогибание сосредоточилось в районе современных депрессий 40-й параллели и по южному борту Ферганской депрессии.

О значительно лучшей унаследованности новейших движений от доновейших для шарьяжного варианта по сравнению со складчато-блоковым свидетельствуют и графики, представленные на рис. 3 и 4. Амплитуды для точек, приведенных на этих графиках, осреднены по площадкам с размерами  $10' \times 15'$ .

Огромный размах относительных амплитуд вертикальных движений блоков может быть объяснен не только с позиций блоковой тектоники. Наиболее поднятые участки в осевой части хребта совпадают с областями распространения крупных массивов пермских гранитов и гранодиоритов. Примером может служить Кичикалайский батолит. Здесь блоки, сложенные в значительной мере интрузивными породами, приподняты над блоками, располагающимися за пределами массива и выполненными осадочными образованиями, на относительные высоты 4—5 км. А. Н. Леонтьев и М. И. Диденко (1973) для Восточного Казахстана показали, что массивы гранитоидов в новейшее время уже в холодном,

кристаллическом состоянии испытывают восходящие вертикальные движения в толще вмещающих осадочных пород и выражены в рельефе крупными интенсивными поднятиями. Амплитуды этих смещений при размахе рельефа 2000 м составляют 400—1000 м. Вероятно, максимумы поднятия блоков в осевой части Алая также можно объяснить «всплыванием» гранитов. В этом случае под действием собственно тектонического фактора сформировался структурный план с размахом движений 9000—10 000 м для складчато-блоковой модели и 13 000—15 000 м для шарьяжной.

Огромный размах амплитуд относительных вертикальных движений блоков не находит удовлетворительного объяснения в рамках складчато-блоковой гипотезы. Приосевая часть Алайского хребта за поздний палеозой, мезозой и кайнозой поднялась относительно южного борта Ферганской депрессии на 13 000—15 000 м, а современный размах рельефа составляет здесь всего лишь 5000 м. Разницу, очевидно, должны составлять породы, в настоящее время размытые. Однако в осевой части хребта имеется полный разрез средне- и верхнепалеозойских отложений.

При шарьяжном варианте строения осевая часть хребта приподнялась над современной Ферганской долиной на 13 000—15 000 м. Если представить себе, что породы автохтона, слагающие сейчас приводораздельные части Алая (Поршняков, 1973; Буртман, 1976), были в начале позднего палеозоя перекрыты двумя или тремя шарьяжными пластинами мощностью 2500—3500 м каждая (Волочкович и др., 1979), а позднее эти пластины были эродированы в результате общего орогенного эпигеосинклинального поднятия, то цифры суммарных мощностей комплексов автохтона и аллохтонных чешуй окажутся очень близкими к величине поднятия оси Алайского хребта.

Таким образом, гипотеза шарьяжного строения лучше объясняет комплекс фактов, вытекающих из совместного анализа доновейших и новейших тектонических движений. Отвлекаясь от взглядов на условия формирования и механизм шарьяжей, которых придерживаются Г. С. Поршняков и В. С. Буртман, необходимо признать, что наши данные подтверждают сам факт покровного строения Алайского хребта.

В заключение следует отметить, что предлагаемый методический прием решения палеотектонических задач на основе количественного сопоставления новейших и доновейших тектонических движений во многом дискуссионен и несет в себе некоторую долю субъективности. Вместе с тем опыт его применения для установления природы герцинской структуры Алайского хребта дал положительные результаты, что позволяет надеяться на возможность его использования и в других горных областях.

#### Литература

- Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М., «Наука», 1976.
- Волочкович К. Л., Рогожин Е. А., Чернышук В. П. Формации и структуры Алайского хребта (к проблеме шарьяжей).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 6.
- Довязиков А. Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня.— Тр. ВСЕГЕИ, т. 231. Л., «Недра», 1977.
- Крестников В. Н. История развития структуры и сейсмичности Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 3.
- Крестников В. Н. О влиянии палеозойского структурного плана на развитие поднятий Северного Тянь-Шаня в неогене и четвертичном периоде.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, т. 30, вып. 6.
- Крестников В. Н. Количественная оценка изменения контрастности вертикальных тектонических движений.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Леонтьев А. Н., Диденко М. И. О соотношении металлоносных калиевых гранитов и пегматитовых полей с элементами блоковой структуры центральной Калбы.— В сб.: Металлогенические и геологические исследования, вып. 4. Изд-во ИМГРЭ, 1973.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968.
- Несмеянов С. А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое райо-

- нирование горной области (на примере Западной Ферганы и ее горного обрамления). М., «Недра», 1971.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных областей Южного Тянь-Шаня. Л., Изд-во ЛГУ, 1973.
- Резвой Д. П. Об одном из способов изображения результатов новейших тектонических движений.— Научн. зап. Львовск. гос. ун-та, сер. геол., 1953, т. 23, № 6.
- Резвой Д. П. Новейшие движения Туркестано-Алайской горной системы и графическое изображение их результатов.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Резвой Д. П. О явлении унаследованности в тектоническом развитии Южного Тянь-Шаня в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое.— Геол. сб. Львовск. гос. ун-та, 1956, вып. 2—3.
- Резвой Д. П. К систематике тектонических элементов Тянь-Шаня в палеозое, мезозой — палеогене и антропогене.— Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, 1968, № 11.
- Резвой Д. П. Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Изд-во Львовск. гос. ун-та, т. I, 1973.
- Рогожин Е. А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М., «Наука», 1977.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во Ленингр. ун-та, 1966.

Институт физики Земли  
им. О. Ю. Шмидта

Статья поступила  
21 марта 1979 г.

УДК 551.242.2(267.1)

БАБЕНКО К. М., ПАНАЕВ В. А., СВИСТУНОВ Ю. И.,  
ШЛЕЗИНГЕРА Е.**ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРАВИЙСКОГО МОРЯ  
ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛАМ**

В пределах дна восточной окраины Аравийского моря установлено несколько сейсмических горизонтов, приуроченных к поверхности второго океанического слоя и различным горизонтам палеогена и неогена осадочного чехла. Рассмотрены четыре крупных структурных элемента. Западно-Индийский прогиб представляет конседиментационную структуру окраины Индийской платформы, западный борт которой перекошен в сторону моря. К западу от него расположена Лаккадивская система поднятий, несущая элементы доседиментационной, постседиментационной и конседиментационной структур. В более внутренних районах моря находятся Западно-Лаккадивский прогиб и погребенный хребет Федынского, представляющие доседиментационные структуры. Они почти не выражены в слоях осадочного чехла. Рассмотрено развитие структурного плана и показано, что его современный характер обусловлен четвертичным кратковременным опусканием.

**ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ**

Первые сведения о мощности и структуре осадочного чехла Аравийского моря получены в результате сейсмических работ МОВ и ГСЗ в 1960—1961 гг. на экспедиционном судне «Витязь» (Непрочнов, 1961, 1962). Последующее изучение его восточной окраины связано с исследованиями ученых ФРГ (Gloss, Hinz, 1968), Индии и ФРГ (совместных) (Rao, 1970), Советского Союза и Индии (Eremenko, Gegelgantz, 1968; Sengupta, 1967) и США (Harbison, Bassinger, 1971, 1973). Было установлено, что вдоль периферии акватории Аравийского моря расположена система глубоких прогибов осадочного чехла (Бабенко и др., 1977; Клосс и др., 1978; Милашин и др., 1977), отнесенных к категории периконтинентальных (Кац и др., 1972; Серегин, 1970) и отделенных от глубоководной части поднятиями (Бабенко и др., 1977).

В 1975 и 1977—1978 гг. на восточной окраине Аравийского моря К. М. Бабенко и его соавторами была отработана система региональных профилей МОГТ (рис. 1), позволившая значительно более полно осветить строение осадочного чехла и расшифровать структуру его слоев и поверхности второго океанического слоя.

Ю. М. Пушаровский и П. Л. Безруков (1973) несколько лет назад справедливо подчеркнули, что от самых общих тектонических построений, касающихся океанов в целом, можно и необходимо переходить к углубленному изучению и анализу строения и структурной эволюции их отдельных частей. Именно эту задачу и поставили перед собой авторы данной статьи.

Разрез платформенного чехла смежных районов суши изучен в Камбейском бассейне и п-ове Кативар. Его начинают породы подтрапповой серии верхней юры — нижнего мела, непосредственно налегающие на докембрийский кристаллический фундамент Индийской платформы и представленные морскими мелководными карбонатно-терригенными образованиями общей мощностью до 2—2,5 км. Выше следуют верхнеме-

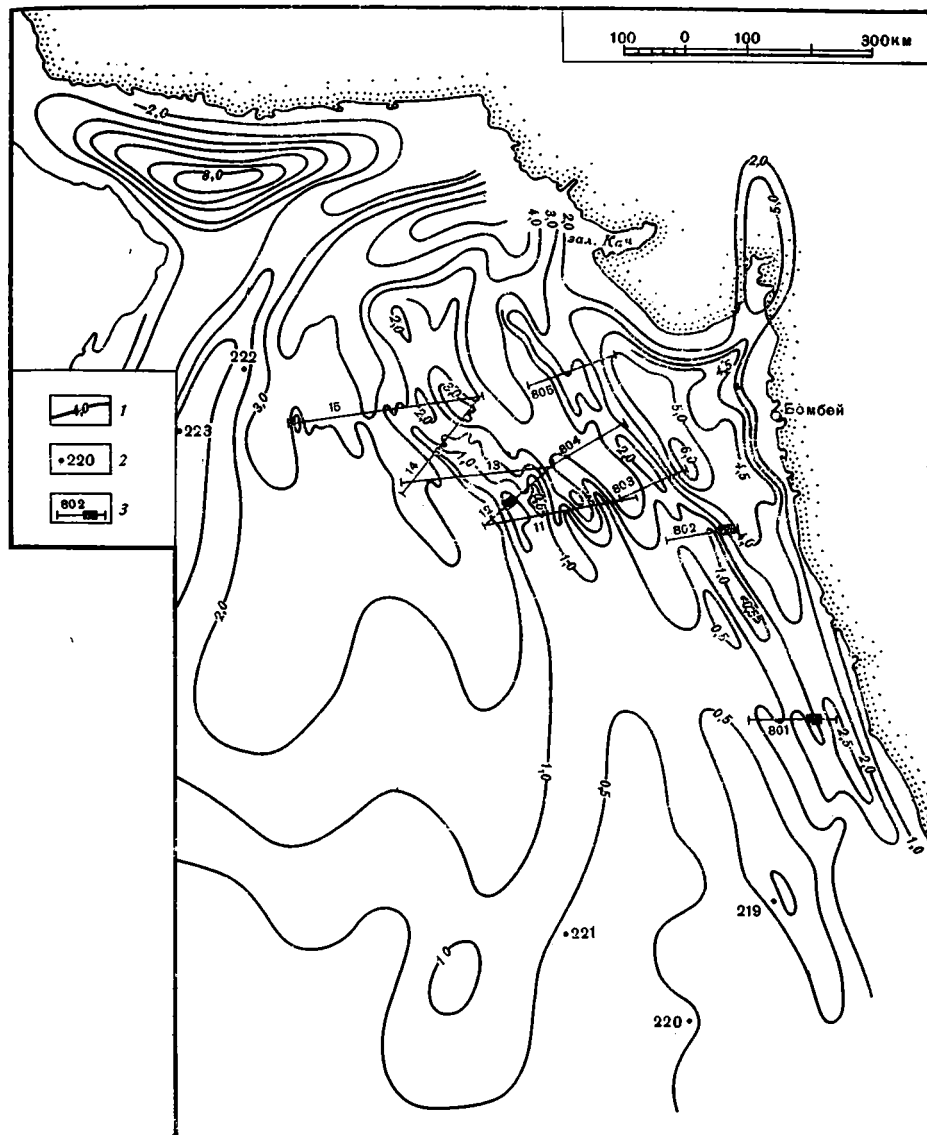


Рис. 1. Карта мощностей чехла

1 — изопакиты чехла в километрах; 2 — глубоководные скважины и их номера; 3 — сейсмические профили ОГТ и их номера. Утолщенной линией показаны фрагменты временных разрезов, приведенные на рис. 2—4

ловые траппы Декана (до 2 км). Венчает разрез надтрапповая серия палеогена — антропогена, сложенная преимущественно песчано-глинистыми прибрежно-морскими и континентальными отложениями общей мощностью до 2,5—3,0 км (Белый, 1972; Sastry, Datta, 1971).

На акватории Аравийского моря пробурено несколько скважин глубоководного бурения. Наиболее близки к сейсмическим профилям скважины 222 и 219 (Крашенинников, 1977; Initial Reports..., 1974). Первая из них прошла наиболее мощный разрез осадочного чехла. В его верхней части (700 м), относящейся к плейстоцену и плиоцену, преобладают илы и глины. Нижняя часть (600 м) разреза, относящаяся к миоцену, сложена илами, песками и карбонатными осадками. Встречено много турбидитов, образование которых связано с подводным конусом выноса



Инда. Скვაжиной 219 был пройден непрерывный разрез (411 м) от плейстоцена до палеоцена включительно, состоящий из различных типов илов, подстилаемых песчаниками. В палеоценовых образованиях обнаружены признаки мелководности (Крашенинников, 1977; Пушаровский, Безруков, 1973).

В осадочном чехле восточной окраины Аравийского моря по данным сейсмических исследований ОГТ (общей глубинной точки) (Бабенко и др., 1977) достаточно уверенно выделяются I, III и IV отражающие горизонты и фрагментарно II условный отражающий горизонт. По увязке с сейсмическими исследованиями в Камбейском заливе (Егеменко, Gagelgantz, 1968; Sengupta, 1967), которые в свою очередь привязаны к сейсмическим и буровым материалам суши, I горизонт относится к бурдигальскому, II горизонт — к аквитанскому ярусам, а III — к нижнему эоцену.

Ниже IV сейсмического горизонта слоистая среда практически не прослеживается. На временных разрезах этому горизонту отвечают резкие сложные многофазные отражения. Характер сейсмической записи свидетельствует о значительной неоднородности и «шероховатости» геологической границы, к которой он приурочен. В пределах абиссальной равнины прослеживаемость IV горизонта осложняется наличием многочисленных и интенсивных волн помех (диффрагированных). В пределах континентального склона при глубинах моря 1,5—1 км наблюдается уменьшение его динамической выраженности и ухудшение прослеживаемости. Вероятно, здесь второй океанический слой исчезает из разреза и, судя по точечным зондированиям МПВ, осадочный чехол подстилается «гранитным» слоем консолидированной коры. Средние пластовые скорости пород, заключенных между дном моря и I горизонтом, составляют 2000 м/сек, I—III горизонтами — 2600 м/сек и III—IV горизонтами — 3400 м/сек (Бабенко и др., 1977).

По сейсмическим материалам, осадочный чехол достаточно уверенно разделяется на два комплекса. Верхний, охватывающий среднеэоцено-антропогеновые образования, характеризуется наличием протяженных, четко выраженных осей синфазности, прослеживаемых в целом параллельно дну моря. По типу и динамической выразительности сейсмической записи можно сделать вывод о его слоистом характере. Верхний комплекс часто несогласно залегает на подстилающих образованиях.

Нижний комплекс, включающий нижнеэоценово-палеоценовые образования, по характеру сейсмической записи представляет плохослоистую среду, внутри которой прослеживаются отрывочно лишь отдельные оси синфазности. Местами он представляет совершенно «немую» среду, отграниченную снизу четко выраженной группой волн, связанных с поверхностью второго океанического слоя.

Магнитное поле на акватории Аравийского моря имеет сложный характер (Геолого-геофизический атлас..., 1975). Срединно-океаническому хребту Карлсберг отвечает сильно расчлененное поле с возрастанием интенсивности аномалий к его осевой зоне. Над рифтовой долиной практически повсеместно выделяется отрицательная аномалия с амплитудой до 350—400 гамм. По обе стороны от последней на фоне общего уменьшения периода и амплитуды аномалий четко прослеживается система линейных максимумов и минимумов, оси которых следятся параллельно простиранию рифтовой долины хребта (северо-запад — юго-восток). Среди них уверенно выделяется и опознается аномалия № 5 (возраст 10 млн. лет). К северо-востоку от нее на склонах хребта магнитное поле становится слабоинтенсивным при значительной расчлененности в пределах центральной части глубоководной котловины Аравийского моря. Аномалии становятся пологими с длиной волны, превышающей 30 км, амплитудой в среднем 200—250 гамм при широтной и субширотной ориентировке. Местами их простирание прерывают поперечные субмеридио-

нальные сдвиги, по-видимому, связанные с трансформными разломами. На значительной площади аномалии сохраняют свои параметры, что позволяет коррелировать их оси и отождествлять с аномалией № 23—28 (55—70 млн. лет) (McKenzie, Scloter, 1971). Следует отметить, что линейные магнитные аномалии уверенно выделяются лишь в центральной части котловины, нигде не доходя до границы распространения IV сейсмического горизонта, связанного с поверхностью второго океанического слоя, хотя интенсивность и переходы отдельных аномалий здесь существенно не изменяются.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Вдоль побережья Индии от зал. Кач на севере до широты г. Каччи на юге по слоям осадочного чехла оконтурен Западно-Индийский прогиб (Бабенко и др., 1977) протяженностью около 1000 км при максимальной ширине в районе Бомбея около 150 км, где отмечается его наибольшая глубина (свыше 6 км, возможно, до 7,5—7,8 км). Его южная часть ранее выделялась под названием Керало-Лаккадивского прогиба (Малабарского бассейна), а северная — Камбейского бассейна (Соколов и др., 1973). Шарнир прогиба более круто воздымается к северо-западу и значительно положе к юго-востоку, приводя соответственно к сокращению мощностей осадочного чехла до 4—3 и 2,5—2 км. Осевая зона Западно-Индийского прогиба расположена вдоль бровки шельфа, несколько смещаясь от побережья и прижимаясь к континентальному склону. Наиболее полно изучен юго-западный борт прогиба, хуже всего — северо-восточный борт. По Панвельской флекуре траппы круто (до 10°) погружаются в море, а в районе Бомбея оборваны сбросами (Кришнан, 1954). На дне моря северо-восточный борт прогиба восстанавливается по профилям МОВ (Eremenko, Gagelgantz, 1968; Sengupta, 1967) и точечным зондированиям МПВ (Rao, 1970).

Западно-Индийский прогиб в районе Камбейского залива осложнен одноименной мульдой. Последняя имеет изометричную форму. Сейсмический горизонт III в ее пределах погружается до отметки —4,9 км, а размеры по замкнутой изогипсе —4,3 км составляют 7 км. Камбейская мульда слегка асимметрична. На ее более крутом восточном крыле средний градиент наклона III сейсмического горизонта составляет 80 м/км при максимальном погружении в средней части до 150 м/км. На более пологом западном крыле средний градиент погружения достигает 64 м/км при максимальном градиенте верхней части крыла — до 71 м/км. На юге она осложнена широтной брахиантиклиналью, размеры которой составляют 25×10 км. В пределах восточного крыла протягивается Басейновская меридиональная система локальных структур длиной до 125 км при ширине до 15 км. Все горизонты чехла испытывают в ее пределах плавное увеличение мощности от бортов к осевой зоне. Так, мощность слоев между III и I сейсмическими горизонтами изменяется от 200—300 (восточное крыло) и 800 м (западное крыло) до 3,4 км. С юга к Камбейской мульде подходит Бомбейское сводовое поднятие, размеры которого достигают 70×70 км при амплитуде до 200 м (Белый, 1972).

По сейсмическим профилям ПО «Южморгеология» изучено только юго-западное крыло Западно-Индийского прогиба. От бровки шельфа в сторону моря поверхность консолидированной коры погружается с градиентом в среднем 75 м/км до глубин 5—6 км. Отсюда ее наклон в сторону внутренних районов моря резко уменьшается, местами до почти горизонтального залегания. Однако обратного падения в сторону шельфа нигде не обнаружено. От более древних к молодым слоям осадочного чехла наблюдается постепенное закономерное увеличение углов их наклонов погружения в сторону внутренних районов моря, и самые верхние слои и поверхность дна моря погружаются здесь в среднем 40 м/км.

Западно-Индийский прогиб как палеоструктура прекрасно вырисовывается по мощностям надтраппового комплекса пород и особенно по среднеэоцен-антропогенным образованиям (см. рис. 1). В зоне наибольшей глубины на широте Бомбея он имеет асимметричное строение с более крутым юго-западным и пологим северо-восточным крыльями. По простиранию к северо-западу и юго-востоку его асимметрия исчезает. Характер утонения слоев чехла на северо-восточном крыле практически не изучен. На юго-западном крыле по сейсмическим профилям 803, 804, 805 на протяжении 25—30 км отчетливо фиксируется утонение всех слоев среднеэоцен-четвертичных отложений от 3,7—4,0 км у бровки шельфа до 1,4—1,6 км на западе в зоне минимальных их значений. По профилю 804 (рис. 2) установлено утонение неслоистого тела средней части среднеэоцен-четвертичных образований от 1,7 до 0,6 км и замещение его слоистыми отложениями. В западном направлении слоистость разреза становится более четкой. На крайнем юге прогиба по профилю 801 среднеэоцен-четвертичные отложения вначале конседиментационно утоняются до 1,7 км, а затем последовательно (в интервале 1 км мощности) упираются в приподнятую поверхность палеоцен-нижнеэоценовых пород (рис. 3).

Судя по точечным зондированиям МПВ (Gloss, Hinz, 1968; Rao, 1970), в осевой зоне Западно-Индийского прогиба и особенно в пределах его юго-западного крыла происходит сокращение мощности допалеоценового чехла, и она, по-видимому, не превышает 1,5—2 км.

Западно-Индийский прогиб от внутренних районов Аравийского моря отделен Лаккадивской системой поднятий, которым отвечают одноименные острова и банки. Отсюда в сторону центральных частей котловины начинает проследиваться IV сейсмический горизонт, связанный с поверхностью второго океанического слоя. В пределы анализируемого района входит только северо-западная часть Лаккадивской системы поднятий и ее далекая северная периклинал. Здесь поверхность IV сейсмического горизонта залегает на отметках —2—4 км, а на северо-западе — минус 4 км и глубже. Более рельефно ее отрисовывают изопахиты мощностей осадочного слоя. На юге она состоит из нескольких овалов (до 200 км в поперечнике), оконтуренных изопахитами 0,5 и 1 км, разделенных участками, где мощность чехла превышает 1 км. На северо-запад Лаккадивская система поднятий сужается до 25—30 км и наблюдается ослабление ее структурной выраженности и увеличение мощности чехла. На широте зал. Кач, по-видимому, происходит полное затухание системы.

На крайнем юге рассматриваемого района (сейсмический профиль 801) Лаккадивская система поднятий состоит из двух крупных выступов (до 50 км в поперечнике при амплитуде до 2,5 км) поверхности второго слоя (см. рис. 3). Для них характерны крутые крылья и практически горизонтальные своды, в рельефе дна которым отвечают плоские подводные возвышенности. Слои палеоцен-нижнеэоценовых пород в сторону выступов воздымаются (до 15—25°), испытывая при этом резкий раздув (до 2,8 км на восточном из них). Судя по ухудшению сейсмической записи и скоростным характеристикам, в их строении принимают участие, по-видимому, значительное количество вулканического и пеплового материала, а в верхней части, возможно рифовые постройки. К этому же выводу сравнительно давно пришли некоторые советские (Канаев и др., 1975; Удинцев, 1968) и зарубежные ученые (Francis, Show, 1966; Sastry, Datta, 1971; Sengupta, 1967). Магнитных аномалий, связанных с вулканическими надстройками, в пределах выступов не обнаружено. Вместе с тем очень часто крупные аномалии связаны с их периферией. Источники этих аномалий, судя по количественным расчетам, расположены на несколько километров глубже поверхности второго океанического слоя и отвечают скорее всего вулканическим телам, находящимся в

зонах разломов. Последние протягиваются вдоль склонов выступов и определяют их простираие. По поверхности второго слоя и палеоцен-нижнеоценовым слоям им соответствуют флексурные изгибы. В нижней части склонов западного и на западном склоне восточного выступов среднеэоцен-четвертичные слои также испытывают флексурные изгибы, конседиментационно утоняясь по восставию. Возможно, что на западном склоне восточного выступа они переходят в плохослоистую среду. На западном выступе среднеэоцен-четвертичные слои совместно с верхними горизонтами палеоцен-нижнеоценовых образований срезаются поверхностью дна моря. На восточном склоне восточного выступа слои среднеэоцен-четвертичных образований юго-западного крыла Западно-Индийского прогиба упираются в наклоненную поверхность палеоцен-нижнеоценовых пород.

Между выступами слоев осадочного чехла залегают очень полого. Лишь поверхность второго слоя испытывает коробление, чаще всего не находящее отражения в осадочных горизонтах. Здесь намечается еще один выступ второго океанического слоя высотой до 1,25 км, в который упираются все слои осадочного чехла.

На северо-запад происходит уменьшение амплитуды выступов (до 1,75 км по профилю 802). Слои осадочного чехла над восточным выступом испытывают флексурный изгиб к западу. Их мощность сокращается до 0,3 км, а затем вновь увеличивается до 1,7 км. По более северным сечениям Лаккадивская система поднятий фиксируется лишь слегка приподнятым залеганием поверхности второго слоя и суммарным сокращением мощности слоев осадочного чехла.

Северо-западная периклиналиль Лаккадивской системы поднятий испытывает погружение и по поверхности дна моря от 1,6 км по профилю 802 до 3,1 км по профилю 805.

С запада Лаккадивская система поднятий ограничена Западно-Лаккадивским прогибом (Бабенко и др., 1977). Его протяженность достигает 750 км при ширине до 100 км. Поверхность второго океанического слоя в его пределах располагается на отметках 6 км и глубже. Мощность осадочного чехла в центральной части Западно-Лаккадивского прогиба закономерно увеличивается с 1 км на крайнем юго-востоке до 3 км на северо-западе. Таким образом, он представляет собой структурный залив, соединяющийся на северо-западе с Нижне-Индским прогибом.

По профилям 803, 804 и 805 поверхность второго слоя в пределах Западно-Лаккадивского прогиба местами слегка покороблена, отмечаются незначительные амплитуды, крутопадающие разрывные нарушения. По сечению профиля 804 зафиксирован выступ поверхности второго слоя протяженностью 10,5 км, амплитудой 0,5 км и симметричным наклоном (до 19°) склонов. В осадочном чехле он не выражен, и слои палеоцен-нижнеоценовых пород прислоняются к поверхности второго слоя выступа, испытывая при этом небольшие подвороты. На западном конце профиля 805 зафиксирован резкий асимметричный изгиб поверхности второго слоя и над ним еще более крутой антиклинальный перегиб палеоцен-нижнеоценовых слоев, имеющий в поперечнике 20 км при амплитуде 2,2 км и углах наклонов слоев до 19° на западном и восточном крыльях. Он характеризуется резким раздувом (до 850 м) мощностей палеоцен-нижнеоценовых образований по сравнению с 300—400 м близ подножия и выражен в рельефе. Все слои вышележащего чехла испытывают к поверхности палеоцен-нижнеоценовых образований притыкание. На профиле 803 в восточной части прогиба в среднеэоцен-миоценовых образованиях (мощностью до 1,35 км) появляются тела неслоистых пород, постепенно вытесняющие слоистые. К западу они занимают весь разрез, а мощность пород между III и I сейсмическими горизонтами увеличивается до 1,6 км.

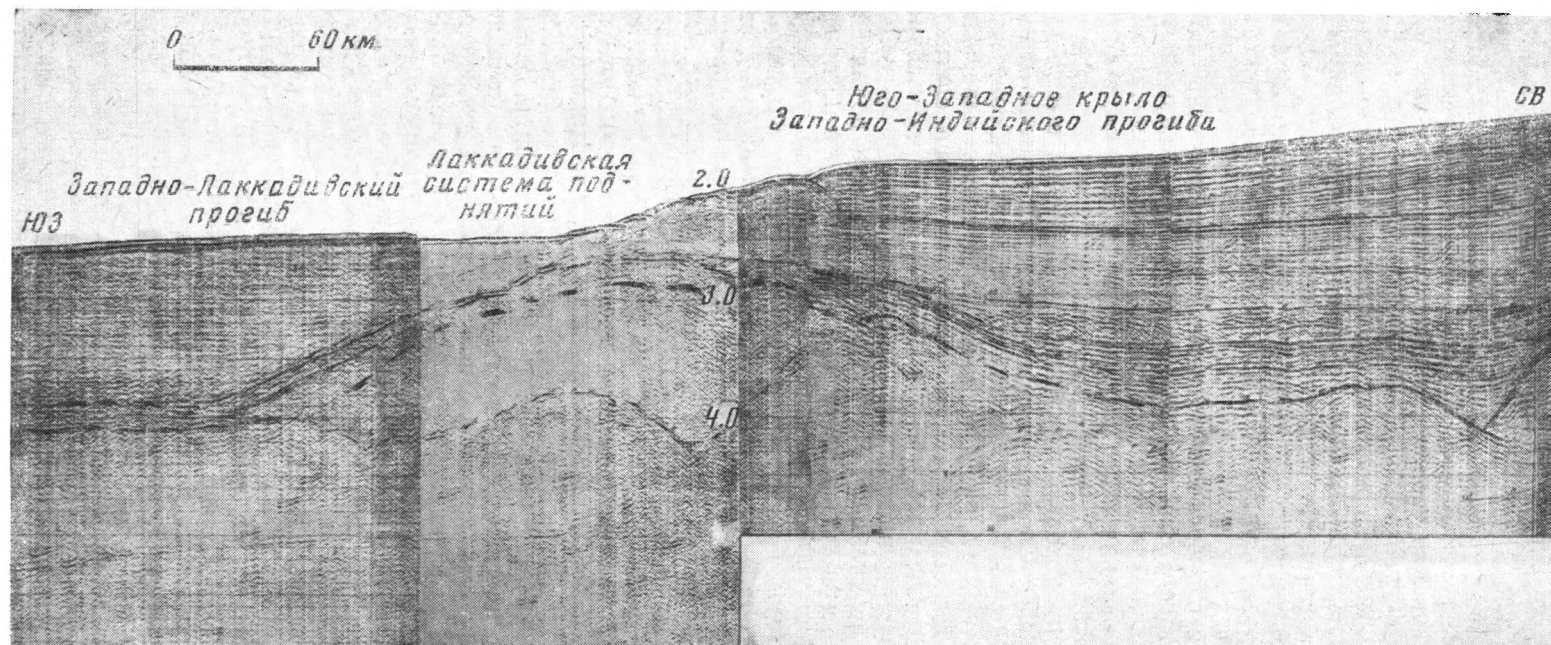


Рис. 2. Фрагмент временного сейсмического разреза по профилю 802. Положение разрезом см. на рис. 1. Иллюстрирует конседиментационное утонение мощностей среднеэоцен-антропогенных отложений на юго-западном крыле Западно-Индийского прогиба и далекой северной периклинали Лаккадивской системы поднятий. В левой части рисунка наблюдается вновь увеличение одновозрастных образований в Западно-Лаккадивском прогибе

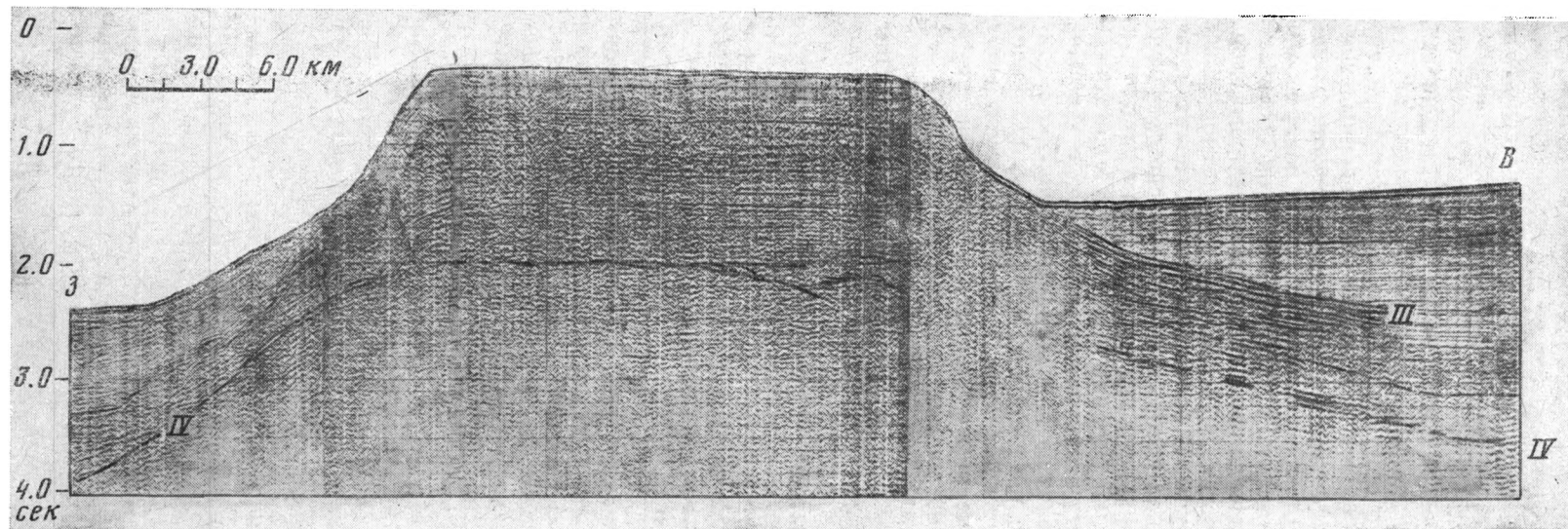


Рис. 3

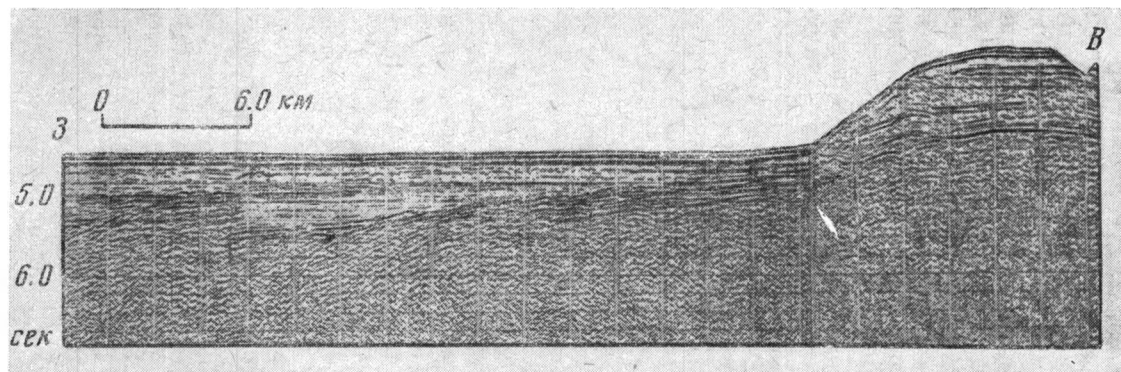


Рис. 4

Рис. 3. Фрагмент временного сейсмического разреза по профилю 801. Иллюстрирует морфологию восточного выступа Лаккадивской системы поднятий. В правой части рисунка среднеэоцен-антропогенные слои юго-западного крыла Западно-Индийского прогиба прислоняются к воздымающейся поверхности палеоэоцен-нижнеэоценовых образований. В левой части рисунка среднеэоцен-антропогенные слои конседиментационно утоняются на склоне выступа. Римскими цифрами обозначены сейсмические горизонты

Рис. 4. Фрагмент временного сейсмического разреза по профилю 12. Иллюстрирует изгиб поверхности дна над западным склоном погребенного хребта Федынского

В абиссальной части дна Аравийского моря в 1978 г. Р. А. Лупырь и его соавторами выявлен погребенный хребет Федынского (Восточно-Аравийское поднятие, по А. П. Милашину). Он в целом протягивается с северо-запада на юго-восток на расстояние около 500 км при ширине до 200 км. Второй океанический слой в его пределах приподнят до отметок —4—5 км. Осадочный чехол здесь сокращен до 0,5—1 км, иногда превышая эти значения. Хребет состоит из отдельных овальных выступов, разделенных поперечными седловинами и продольными понижениями. В своей южной части (сейсмический профиль 11) погребенный хребет Федынского состоит из трех выступов до 125 км в поперечнике (западный) при высоте до 2—2,5 км, вырисовывающихся по поверхности второго океанического слоя. Ее наклон на склонах выступов достигает 10—25°. Слой осадочного чехла упирается в поверхность второго слоя, и лишь верхние горизонты мощностью до нескольких сот метров почти горизонтально перекрывают выступы. В более северных сечениях установлен только западный выступ, над которым по сейсмическому профилю 12 зафиксирован подъем поверхности дна на 500—600 м (рис. 4).

Таким образом на дне восточной окраины Аравийского моря отчетливо обособляются четыре крупных структурных элемента. Западно-Индийский прогиб представляет типичную конседиментационную структуру, западный борт которой перекошен в сторону моря. К западу от него расположена Лаккадивская система поднятий, несущая элементы доседиментационной, постседиментационной и конседиментационной структуры. В более внутренних районах находится Западно-Лаккадивский прогиб и погребенный хребет Федынского, представляющие собой типичные доседиментационные и постседиментационные структуры при явном преобладании первых. Они почти не выражены в слоях осадочного чехла.

Материалы МПВ и расчеты естественных геофизических полей позволяют создать глубинную модель земной коры. Поверхность Мохо в пределах Западно-Лаккадивского прогиба располагается на глубине 13—14 км. К востоку она испытывает последовательное погружение, располагаясь под осевой зоной Западно-Индийского прогиба на глубине 27—29 км. В этом же направлении происходит наращивание мощности консолидированной коры соответственно от 7—8 до 20—25 км. В глубокой части акватории консолидированная кора состоит из второго (средние плотности 2,6 г/см<sup>3</sup> при мощности 2—3 км) и третьего (средние плотности 2,9 г/см<sup>3</sup> при мощности 5—6 км) океанических слоев. В верхней части склона и на шельфе их продолжают геофизические гранитный (средние плотности 2,7 г/см<sup>3</sup> при мощности 7—8 км) и базальтовый (средние плотности 2,9 г/см<sup>3</sup> при мощности 13—15 км) слои. Под погребенным хребтом Федынского и Лаккадивской системой поднятий поверхность Мохо погружается до 18—19 км при близкой мощности консолидированной коры, из которой 6—8 км приходится на второй океанический слой и 8—10 км на третий. Местами появляется возможность для выделения среднего, промежуточного по плотности (2,7 г/см<sup>3</sup>) слоя, близкого по параметрам к «гранитному» слою (до 2—2,5 км).

### РАЗВИТИЕ СТРУКТУРНОГО ПЛАНА

Начало формирования структур чехла достаточно определенно раскрывается на смежных участках суши с позднеюрского времени, когда произошло заложение Камбейского бассейна. В нем в эпиконтинентальных условиях образовались мощные, преимущественно терригенные толщи типично платформенного чехла. Близкие условия развития сохранились в раннемеловое время. Они привели к созданию мощного подтраппового комплекса Камбейского бассейна. В позднемеловое время начались интенсивные трещинные излияния основных лав, приведших к об-

разованию мощного декканского траппового комплекса. Приведенные материалы показывают, что последний, по-видимому, заходит лишь на периферию акватории, не распространяясь мористее континентального склона. Видимо, в это же время заложился и начал развиваться Западно-Индийский прогиб, составной частью которого являлся Камбейский бассейн.

На дне восточной окраины Аравийского моря, по-видимому, в конце поздне меловой эпохи завершилось формирование кайнотипных базальтов второго слоя и создание океанической коры. Последняя соприкасалась с континентальной корой Индийской платформы, видимо, по разлому. В рельефе дна ему, по-видимому, отвечал относительно большой крутизны уступ, являвшийся континентальным склоном. Смежные участки континентальной коры испытали прогибание, что привело к погружению внешних частей шельфа на многие сотни метров. Стык молодой океанической и древней континентальной кор в конце меловой эпохи проходил в зоне Лаккадивской системы поднятий. Здесь же наметилась и граница относительно глубоководной части бассейна акватории Аравийского моря с эпиконтинентальной его частью, соответствующей Индийской платформе.

В конце мелового — начале палеогенового времени окраинные участки океанической коры были затронуты, вероятно, кратковременными, восходящими вертикальными тектоническими движениями большой величины. Они привели к сильному расчленению дна в глубоководной части бассейна, создав высокие блоковые выступы поверхности второго слоя хребта Федынского. Вероятно, меньшей интенсивности они достигали на площади Лаккадивской системы поднятий, хотя и обусловили ее зарождение. Западно-Лаккадивский прогиб остался опущенной частью дна Аравийского моря, не захваченный этими движениями.

В палеоцен-раннеэоценовое время глубоководная океаническая часть бассейна вела пассивно. Пониженные участки дна заполнялись терригенным осадочным материалом, сносимым в основном с внутренних районов Индийской и Африкано-Аравийской платформ. Накапливающиеся слои испытывали прислонение к склонам возвышающихся выступов. На площади Лаккадивской системы поднятий в палеоцен-нижнеэоценовое время в непосредственной зоне стыка с древней континентальной корой, над приподнятыми участками второго океанического слоя создавались благоприятные условия локального растяжения, приводящего к трещинному излиянию лав и выбросу пеллового материала. Они сформировали вулкано-туфовые постройки, непосредственно надстраивающие выступы второго слоя океанической коры. Мощность вулкано-туфовых построек в 2—3 раза превышала одновозрастные терригенные осадки, накапливавшиеся в пониженных участках дна бассейна района Лаккадивской системы поднятий. Близкие вулкано-пелловые постройки, но значительно меньшей мощности, создавались и в пределах Западно-Лаккадивского прогиба. Особенно эффектно постройка, которую пересек сейсмический профиль 805. Местами в конце раннего эоцена вулкано-туфовые постройки были вздернуты постседиментационными кратковременными движениями. Особенно отчетливо они проявились по восточному склону восточного выступа Лаккадивской системы поднятий.

В палеоцен-раннеэоценовое время испытывал интенсивное конседиментационное погружение Западно-Индийский прогиб.

Значительно полнее восстанавливается развитие восточной окраины Аравийского моря для среднеэоцен-антропогенного этапа. В пределах хребта Федынского и Западно-Лаккадивского прогиба полностью прекратился рост вулкано-туфовых построек. Со стороны внутренних районов Индийской, Африкано-Аравийской платформ и складчатых сооружений Альпийского пояса продолжал поступать в значительных количе-



ствах терригенный материал. Он захоронял пониженные участки уже созданного тектонического рельефа. Создаваемые осадочные слои повсеместно прислонялись к склонам подводных возвышенностей, практически никогда их не облекая. Тектонические движения почти повсеместно отсутствовали или были настолько ничтожны, что в осадках не отразились. Наибольшие подвороты слоев, часто фиксируемые при прислонениях к субстрату, вызваны скорее всего специфической седиментации близ подводных барьеров. В Западно-Лаккадивском прогибе напротив Камбейского залива образовалось мощное тело, по-видимому, турбидитных осадков.

В Лаккадивской системе поднятий в среднеэоцен-антропогеновое время, вероятно, почти полностью (за исключением западного выступа) прекратилось формирование вулкано-туфовых построек. В течение среднеэоцен-антропогенового времени отчетливо зафиксирован конседиментационный рост выступов поверхности второго слоя и связанных с ними вулкано-туфовых построек, отразившийся в закономерном сокращении накапливавшихся осадков. Возможно, что вулкано-туфовые постройки выступов, как и Лаккадивские острова, были надстроены рифовыми телами. Западный выступ, по-видимому, располагался в четвертичное время выше уровня моря, о чем свидетельствуют следы срезания пород на его плоской вершине. Средний выступ второго слоя в пределах Лаккадивской системы поднятий, лишенный палеоэоцен-эоценовой вулкано-туфовой надстройки, в течение среднеэоцен-антропогенового времени не испытывал роста, и к его склонам прислонялись горизонтально лежащие слои. Северо-западная периклиналь Лаккадивской системы поднятий испытывала на протяжении всего среднеэоцен-антропогенового этапа последовательный конседиментационный относительный рост, приведший к накоплению здесь сокращенных осадков по отношению к смежным участкам дна Аравийского моря.

На площади Западно-Индийского прогиба в среднеэоцен-антропогеновое время продолжалось конседиментационное погружение. Особенно отчетливо оно устанавливается на западном крыле прогиба по последовательному сокращению практически всех горизонтов этой части чехла. Почти на всем протяжении Западно-Индийский прогиб был сопряжен также с конседиментационно развивающейся северо-западной периклиной Лаккадивской системы поднятий. Только на крайнем юге его ограничивал досреднеэоценовый склон, приуроченный к восточному выступу Лаккадивской системы поднятий. Здесь к поверхности нижнеэоценовых отложений прислоняется около 1 км параллельно напластованных осадков. Этой цифрой можно ориентировочно оценить первоначальную глубину бассейна осадконакопления района юго-западного крыла Западно-Индийского прогиба. Следовательно, если в осевой зоне и на северо-восточном борту Западно-Индийского прогиба осадконакопление в среднеэоценовое время происходило в эпиконтинентальных условиях (о чем несомненно свидетельствуют данные материкового бурения), то к западу глубина бассейна постепенно увеличивалась и, возможно, близ Лаккадивской системы поднятий достигла 1 км. Несомненно, она еще более углублялась в пределах Лаккадивской системы поднятий. Если судить по прислонению осадков и увеличению их мощностей, то здесь, по-видимому, происходил перепад дна акватории на 1—1,5 км, и к началу среднего эоцена, вероятно, в области развития второго океанического слоя глубины моря составляли 2—2,5 км.

В четвертичное, а скорее в позднечетвертичное, время произошло резкое кратковременное, геологически почти мгновенное, опускание дна восточной окраины Аравийского моря до 2—3 км. Его основной градиент располагался в 100—150 км от прибрежной зоны. Он постепенно затухал в сторону внутренних районов акватории. Погружение местами имело дифференцированный характер. Например, восточный и за-

падный выступы Лаккадивской системы поднятий опустились на 1—1,5 км меньше по сравнению со смежными участками. Аналогичное явление имело место на западном, наиболее крупном и высоком выступе погребенного хребта Федынского. На западе и юго-западе во внутренних районах Аравийского моря молодое четвертичное опускание постепенно затухало. Здесь глубоководные условия осадконакопления, существовавшие в позднемиоценовую эпоху в связи с рождением новой океанической коры и ее последующим погружением, вероятно, не претерпели существенных изменений. Молодое четвертичное погружение создавало современный континентальный склон западной окраины Аравийского моря, только крайняя верхняя его часть сложена плиоцен-четвертичным аккумулятивным телом. Опускание, несомненно, существенно изменило палеогеографический облик рассматриваемой части бассейна. Последний в допозднечетвертичное время занимал значительно более обширные и во внутренней части погруженные шельфовые пространства, сопряженные с глубоководной частью бассейна по значительно более крутому уступу (допозднечетвертичный палеоконтинентальный склон).

Огромная мощность осадочного выполнения Западно-Индийского прогиба, его преимущественно терригенный состав с несомненными толщами коллекторов и покрышек и наличие структурных ловушек позволяют очень высоко оценить потенциальные возможности нефтегазоносности прогиба. Большой интерес представляют зоны резкого утонения и выклинивания крупных геологических тел, которые могут явиться ловушками углеводородов. Благоприятны для освоения небольшие глубины моря, поскольку наиболее интересные перспективные зоны приурочены к шельфу и верхней части континентального склона. Однако в настоящее время осадочный комплекс Западно-Индийского прогиба охарактеризован лишь в общем виде. Для детального его анализа требуется еще значительный объем сейсмических исследований ОГТ, особенно в пределах наиболее важной, с точки зрения нефтегазоносности, осевой зоны и северо-восточного борта, изученных в настоящее время весьма слабо.

#### Литература

- Бабенко К. М., Панаев В. А., Свистунов Ю. И. О строении осадочной толщи Аравийского моря.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 2.
- Белый Н. И. Особенности и нефтегазоносность геологического строения Камбейского бассейна Индии. Обзор ВНИОНТ, 1972.
- Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М., 1975.
- Канаев В. Ф., Нейман В. Г., Парин Н. В. Индийский океан. М., «Мысль», 1975.
- Кац Я. Г., Серегин А. М., Соколов Б. А. Тектоническое положение и направленность развития нефтегазоносных бассейнов Африкано-Индостанского региона.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 2.
- Клосс Г., Нарайн Х., Гарде С. Континентальные окраины Индии.— В кн.: Геология континентальных окраин, т. 2. М., «Мир», 1978.
- Крашенинников В. А. Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан).— Вопр. микропалеонтологии, вып. 19. М., «Наука», 1977.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
- Милашин А. П., Терехов А. А., Шварц Л. Я., Родникова Р. Д. Перспективы на нефть и газ седиментационных периферий Индийского океана.— Геол. нефти и газа, 1977, № 5.
- Непрочнов Ю. П. Мощность осадков котловины Аравийского моря.— Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 1.
- Непрочнов Ю. П. Новые данные о строении земной коры под дном Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 2.
- Пуцаровский Ю. М., Безруков П. Л. О тектонике восточной части Индийского океана.— Геотектоника, 1973, № 6.
- Серегин А. М. Периконтинентальные бассейны Индии.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1970, № 10.
- Соколов Б. А., Гайнанов А. Г., Несмеянов Д. В., Серегин А. М. Нефтегазоносность морей и океанов. М., «Недра», 1973.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна.— В кн.: Основные проблемы океанологии. М., «Наука», 1968.

- Eremenko N. A., Gagelgantz A. A.* New data on tectonic framework of the Indian Peninsula.—Bull. Oil and Natural Gas Commission, 1968, v. 3, No. 2.
- Francis T. I., Show G. G.* Seismic refraction measurements in the Northwest Indian Ocean.—J. Geophys. Res., 1966, v. 71, No. 2.
- Gloss H., Hinz K.* Seismic reflection measurements in the Northern Arabian Sea. Meteor Forschungshefte, Reihe C, Berntraeger, Berlin, 1968.
- Harbison R. N., Bassinger B. G.* Seismic refraction and magnetic study off Bombay, India.—Geophysics, No. 35, 1971.
- Harbison R. N., Bassinger B. G.* Marine geophysical study off Western India.—J. Geophys. Res., 1973, v. 78, No. 2.
- Initial Reports of the Deep Drilling Project, v. XXIII, 1974.
- McKenzie D., Scloter S. G.* The Evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous.—Geophys. I. R. Astr. Soc., v. 25, 1971.
- Rao T. C.* Seismic and magnetic surveys over the continental shelf off Konkan coast. Proc. Second Symposium on Upper Mantle Project. Hyderabad, 1970.
- Sastry V. V., Datta A. K.* Tectonic development and Mesozoic-Cenozoic paleogeography of the Western Indian Peninsula. Proc. 6-th Ecate Symposium of Dev. Petrol. Res. of Asia and Far East, 1971.
- Sengupta S. N.* Structure on the Cambay Gulf. Proceedings Symposium in Upper Mantle Project, Hyderabad, 1967.

ПО Южморгеология  
Министерства геологии СССР  
Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
31 января 1980 г.

УДК 551.243.4(235.3)

АРХИПОВ Ю. В., ВОЛКОДАВИ Г., КАМАЛЕТДИНОВ В. А.,  
ЯН-ЖИНШИН В. А.НАДВИГИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Описаны многочисленные надвиги, широко распространенные в западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. С ними часто связаны системы сдвигов, образующие закономерные парагенезы структур. Время образования надвигов различное — от позднего мезозоя до мезозоя — кайнозоя, и их формирование связано с эпохами тангенциальных сжатий. Изучение поддвигов может иметь существенное значение для прогнозов и поисков полезных ископаемых.

До последнего времени надвиги были известны в пределах западной части Верхояно-Чукотской складчатой области в ограниченном числе мест (Крежевских, 1960; Лейпциг, 1971; Чехов, 1976; Гусев, Третьяков, 1977; Ставцев, 1978, и др.). Результаты геологического картирования и специальных исследований последних лет позволили установить на данной территории значительно большее число надвигов разного возраста и разных морфологических типов. Нередко надвиги и генетически связанные с ними деформации образуют крупные системы, во многом определяя особенности геологического строения и металлогении значительных площадей Восточной Якутии. В настоящее время можно выделить следующие подобные системы (с запада на восток): Хараулахско-Сетте-Дабанскую, Сартанг-Дербекинскую, Адыча-Тарынскую, Чаркы-Индибирскую, Полоусненскую, Селеннях-Момскую, Момо-Зырянскую, Алазейскую, Приколымскую, Анойскую.

Хараулахско-Сетте-Дабанская система надвигов приурочена к зоне сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области. Эта система отчетливо разделяется на три зоны; Сетте-Дабанскую, Китчанскую и Хараулахскую.

Сетте-Дабанская зона совпадает территориально с Юдомо-Майским складчато-глыбовым поднятием и Сетте-Дабанским горст-антиклинорием (Мокшанцев и др., 1964). Ее протяженность около 800 км при ширине до 120 км, простирается зоны и развитых здесь надвигов преимущественно субмеридиональное. Ранее А. Л. Ставцев (1978) западную часть зоны рассматривал как Нельканскую чешуйчато-надвиговую зону, выбрав ее в качестве тектонотипа верхоянского типа покровных структур в области сочленения древних платформ со складчатыми областями.

К позднепротерозойским (доюдомским) надвигам Сетте-Дабанской зоны следует отнести надвиги на восточном крыле Горностахской антиклинали в среднем течении р. Белой (рис. 1). Здесь В. М. Мехоношин закартировал два надвига субмеридионального простирания, перекрытых базальными конгломератами и песчаниками юдомской свиты. Плоскости надвигов наклонены на восток под углами 30—50°. Если учесть послеюдомские деформации, то первоначальные углы падения плоскостей надвигов на восток не превышали 10—20°. По одному из этих надвигов известняки и алевролиты лахандинской свиты надвинуты на песчаники и алевролиты кандыкской свиты; по другому — известняки мал-

гинской свиты на доломиты ципандинской свиты. По наблюдениям С. Н. Серебрякова, разрезы лахандинской свиты по разные стороны изображенного надвига отличаются по своему строению и составу, что указывает на возможность значительных горизонтальных перемещений по позднепротерозойским нарушениям.

Раннекаменноугольные надвиги установлены в северной части Сетте-Дабанской зоны в бассейнах рек Менкюле и Восточная Хандыга. По материалам Б. С. Абрамова, в верхнем течении руч. Куранах (рис. 2) располагается блок верхнедевонских пород, надвинутый на турнейские (хамамытская свита) и визейские (куранахская и чугучакская свиты) отложения. Последние слагают синклиналию складку, быстро погружающуюся к северо-западу и субпараллельную надвигу. Надвиг простирается в северо-западном направлении, его плоскость наклонена на

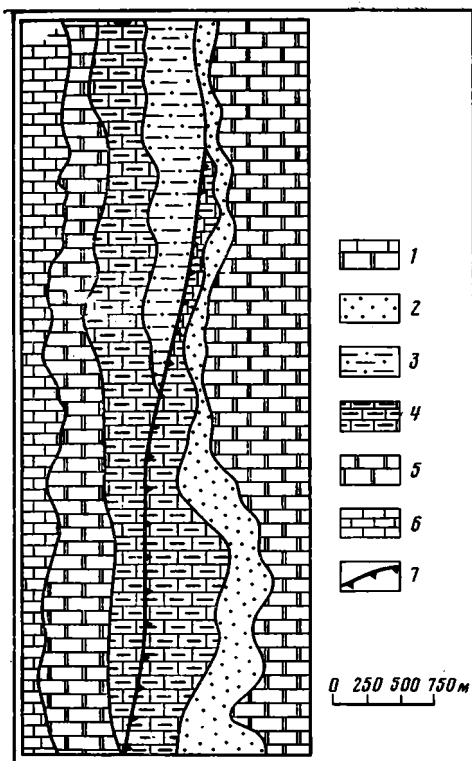


Рис. 1. Геологическая карта среднего течения р. Белой (по В. Ф. Механошину)

1—6 — верхнепротерозойские отложения: 1 — верхняя подсвита юдомской свиты (известняки, доломиты), 2 — нижняя подсвита юдомской свиты (песчаники, конгломераты), 3 — кандыкская свита (песчаники, алевролиты), 4 — лахандинская свита (известняки, алевролиты), 5 — ципандинская свита (доломиты), 6 — малгинская свита (известняки); 7 — надвиг

юго-запад. Надвиг перекрывается нижнекаменноугольными (намюрскими) отложениями хатынахской свиты (Абрамов, 1970). Синхронные надвигам олистостромы локализованы в куранахской свите визейского возраста. Свита сложена алевролитами, аргиллитами, глинистыми известняками, кремнистыми породами (лидитами и фтанитами) и туфами, среди которых рассеяно множество обломков, глыб и огромных блоков (до сотен метров в поперечнике) верхнедевонских известняков. Горизонты олистолитов в разрезах свиты часто приурочены к горизонтам туфов и кремнистых пород. Характерна сложная, вероятно, конседиментационная складчатость пород, свойственная олистостромам других районов развития шарьяжей (Леонов, 1976; Белостоцкий, 1978, и др.). Ряд надвигов, взбросов и сопряженных с ними олистостром и мелких складок также раннекаменноугольного возраста А. И. Горбунов закартировал в 1977—1978 гг. на других участках севера Сетте-Дабанской зоны. Все эти деформации, как и в описанном выше случае, перекрываются отложениями хатынахской свиты.

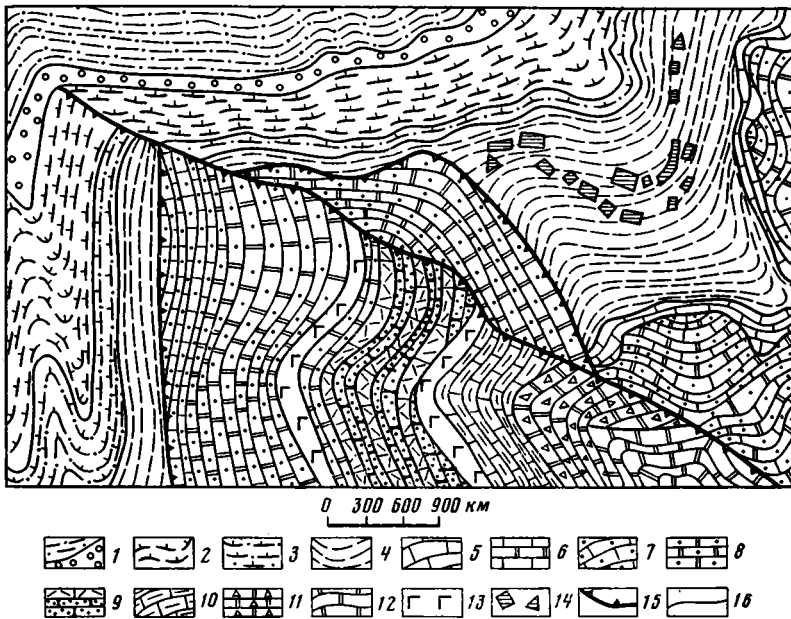


Рис. 2. Геологическая карта верхнего течения руч. Куранах (по Б. С. Абрамову)  
 1—5 — каменноугольные отложения: 1 — хатынахская свита (аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты), 2 — овлачанская свита (известковистые алевролиты, известняки), 3 — чугучакская свита (известковистые алевролиты, известняки), 4 — куранахская свита (аргиллиты, алевролиты, известняки, туфы, кремнистые породы, олистолиты карбонатных пород), 5 — хамамытская свита (известняки с кремнистыми стяжениями); 6—12 — девонские и силурийские отложения: 6 — верхнедевонские нерасчлененные (известняки, доломиты), 7 — фаменского яруса (песчанистые известняки), 8 — франского яруса (песчанистые известняки, доломиты, покровы спилитов), 9 — среднедевонские (песчаники, гравелиты, известняки, покровы спилитов), 10 — нижнедевонские (известняки), 11 — верхнесилурийские (доломиты, доломитовые брекчии), 12 — нижнесилурийские (доломиты, известняки); 13 — покровы спилитов; 14 — олистолиты девонских карбонатных пород; 15 — надвиг; 16 — разрывные нарушения невыясненной кинематики

Широко распространены в Сетте-Дабанской зоне послескладчатые надвиги, формирование которых связано с завершающими этапами деформаций в позднем мелу и кайнозое. Наибольшее их число известно в Юдомо-Майском складчато-глыбовом поднятии. О поздне меловом — кайнозойском возрасте этих надвигов свидетельствует то, что они перекрывают юрские и нижнемеловые отложения, ранее образованные складки мелового возраста и намечается полное соответствие в очертаниях фронтальных частей надвигов и гряд кайнозойского рельефа Сетте-Дабанской зоны. Самый западный Нелькано-Кыллахский надвиг имеет в плане сложные очертания и состоит из Нельканского и Кыллахского сегментов. На послескладчатый характер данного надвига указывает перекрытие им ряда антиклиналей мелового возраста (Геологическая карта Якутской АССР, 1979). При этом при осложнении им восточных бортов выступов типа Хамнинского или восточных крыльев антиклиналей углы падения плоскости надвига наиболее велики и надвиг имеет субмеридиональное простирание. При переходе надвига в пределы впадин на восточном крае Сибирской платформы углы падения его плоскости уменьшаются, и он образует крупные дуги, обращенные выпуклостью на запад. Нелькано-Кыллахский надвиг представлен одним нарушением или серией сближенных, между которыми заключены блоки верхнепротерозойских отложений. Мощности зон тектонических брекчий в пределах плоскости надвига достигают 100 м, показательное отсутствие в брекчиях цемента типа кварцевого, карбонатного и др.

Резкие различия в мощностях (в 2—3 раза) и в составе верхнепротерозойских (рифейских) и палеозойских отложений автохтона и аллохтона свидетельствуют о тектоническом сближении отложений разных структурно-фациальных зон и возможности значительных горизонтальных перемещений по надвигу. Следует отметить, что сразу же восточнее Нелькано-Кыллахского надвига располагается резкая гравитационная ступень.

В восточной части Сетте-Дабанской зоны послескладчатые надвиги (Гувиндинский, Право-Акринский, Челатский и др.) имеют сходное строение, отличаясь лишь большей прямолинейностью в плане. Плоскости каждого из них наклонены на восток под углами 20—50°. По ним верхнепротерозойские (вплоть до нижних горизонтов рифейских) отложения надвинуты на полого залегающие, либо собранные в складки карбонатные кембрийские и трансгрессивно их перекрывающие маломощные терригенные нижнепермские и нижнеюрские отложения. В результате для Сетте-Дабанской зоны очень характерны асимметричные приразломные антиклинали, являющиеся фактически принадвиговыми моноклиналями. Каждая такая антиклиналь состоит из одного восточного крыла, реже фиксируется слабо выраженное ядро, нарушенное с запада надвигом. Межнадвиговые синклинали представляют собой широкие складки с крутыми или опрокинутыми восточными и пологими западными крыльями. На флангах надвиги иногда переходят в разрывные нарушения более сложной кинематической природы (взбросо-сдвиги и др.).

В пределах Сетте-Дабанской зоны широко распространены также сдвиги. Таков, например, Бурхалинский разлом, отделяющий Юдомо-Майское складчато-глыбовое поднятие от Сетте-Дабанского горст-антиклинория. По наблюдениям Г. С. Гусева, он представляет собой левый сдвиг. Можно отметить, что левосдвиговые деформации по разлому проявились еще в позднепротерозойское (юдомское) время, так как выявляющие эту кинематику кулисообразно расположенные складки «оперения» отчетливо контролируют форму позднепротерозойского массива ультраосновных щелочных пород.

В целом Сетте-Дабанская зона представляет собой район сложного складчато-чешуйчатого строения, для которого характерны разновозрастные надвиги. При этом многие разрывные нарушения, ныне документируемые как крутопадающие, в прошлом, вероятно, были пологими. По простиранию зоны намечается чередование узких сложно дислоцированных участков со многими надвигами (напротив Хамнинского выступа и др.), с участками, где надвиги разделены широкими полями относительно простого строения.

В Сетте-Дабанской зоне широко проявлен основной и ультраосновной щелочной магматизм позднепротерозойского, среднепалеозойского и мезозойского возраста. Восточная часть зоны и, особенно, примыкающая часть Южно-Верхоянского синклинория характеризуется интенсивно развитым региональным позднемезозойским динамотермальным метаморфизмом вплоть до эпидот-амфиболитовой фации. Можно предполагать, что эти проявления магматизма и метаморфизма (учитывая их синхронность с эпохами горизонтальных движений) генетически связаны с охарактеризованными выше надвигами. Полезные ископаемые зоны представлены стратиформными месторождениями и проявлениями свинца, цинка, меди, редких металлов и др. При этом наиболее интенсивно полиметаллическая минерализация проявлена на участках максимального развития надвигов.

Сетте-Дабанская зона к запад-северо-западу сменяется крупной Право-Алданской системой левосторонних сдвигов. Сдвиги расположены часто кулисообразно, но на космических телевизионных снимках дешифрируются как часть крупного Вилюйско-Охотского линеймента (Шаров и др., 1979). Амплитуды горизонтальных перемещений по от-

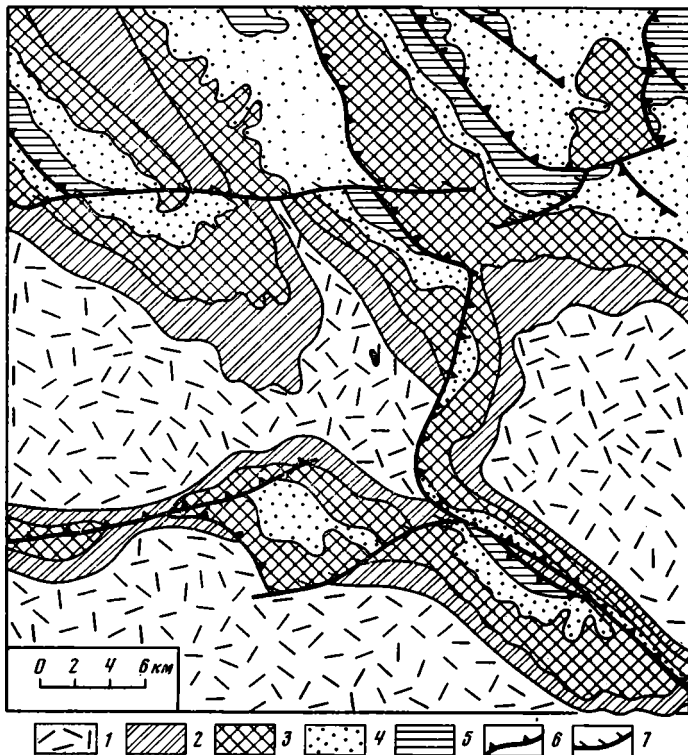


Рис. 3. Схема геологического строения района Чечумского надвига (по К. Ф. Клыжко, А. В. Лейпцигу)

1—5 — отложения верхоянского терригенного комплекса: 1 — меловые, 2 — верхнеюрские, 3 — средне- и нижнеюрские, 4 — средне- и верхнетриасовые, 5 — нижнетриасовые; 6—7 — разрывные нарушения: 6 — надвиги, 7 — левые сдвиги

дельным сдвигам определяются в 10—15 км, а иногда достигают 50 км. К этой системе сдвигов приурочены проявления раннетриасового основного вулканизма.

Китчанская зона совпадает территориально с одноименным выступом в центральной части Предверхоянского прогиба. Она имеет протяженность более 300 км при ширине до 130 км. Наиболее древние надвиги зоны установлены в пределах Тэлгерской синклинали, где горизонтально залегающие среднетриасовые песчаниковые отложения толбонской свиты надвинуты на сложно дислоцированные нижнетриасовые отложения. Подобные же надвиги предполагаются на правобережье р. Лээписке и в бассейне р. Толбон. Примечательно, что верхнепермские и нижнетриасовые отложения автохтона интенсивно и сложно дислоцированы. Уместно также отметить, что на правобережье р. Лээписке и в бассейне р. Толбон выявлены аномально-мощные (до 300 м) для данного района разрезы мономской свиты нижнего триаса и аномально-маломощные (всего 20 м) разрезы пачки «а» сыгынканской свиты нижнего триаса (Архипов, 1974), резко отличные от всех других разрезов Западного Верхоянья. Таким образом, мы, вероятно, имеем дело с тектоническим совмещением разнофациальных толщ в результате значительных горизонтальных перемещений. Возраст этих надвигов на основании их взаимоотношения со складками может быть определен как меловой.

Наиболее широко распространены в пределах Китчанской зоны поздне меловые — кайнозойские надвиги. Судить о возрасте их можно



по тому, что они перекрывают самые верхние горизонты нижнемеловых отложений и наблюдается полное соответствие очертаний фронтальных частей надвигов и гряд кайнозойского рельефа зоны. Эти надвиги отчетливо моложе складчатых структур. Показателен Чечумский надвиг, секущий несколько складок (рис. 3). Многие особенности надвигов определяются типом осложняемых ими складок. При осложнении ими антиклиналей, в ядрах которых развиты существенно песчаниковые средне- и верхнетриасовые отложения, их плоскости имеют максимальные (до  $50^\circ$ ) углы наклона, а иногда надвиги переходят во взбросы с углами падения  $50\text{--}80^\circ$ . При осложнении надвигами синклиналей их плоскости выполаживаются (до  $10^\circ$ ) и они образуют характерные изгибы, обращенные выпуклостью на запад в сторону движения покровов. При формировании надвигов в районах развития алевролитовых и угленосных отложений их форма в плане и углы падения в меньшей степени зависят от ранее сформированных складок (Билляхский, Китчанский надвиги и др.). Наиболее западные надвиги (Усть-Вилюйский и др.) образуют крупные дуги, надвиги восточной части зоны более прямолинейные. Большинство надвигов характеризуются северо-восточным падением плоскостей сместителя, но известны также надвиги с западным и юго-западным падением плоскостей. Наиболее ярко последние проявлены в бассейне р. Сиемидья.

Большая часть надвигов зоны представлена одним разрывом с амплитудой горизонтальных перемещений до 10 км. Реже надвиги характеризуются серией сближенных нарушений, образующих ряд чешуй мощностью 0,5—1 км. Так, Усть-Вилюйский надвиг состоит из двух чешуй, перемещения по ограничивающим их нарушениям измеряются в 0,3—0,7 км.

С надвигами Китчанской зоны генетически связаны левые и правые сдвиги. Левые сдвиги (см. рис. 3) преимущественно субширотные и в своих западных частях сочленяются с надвигами, образуя почти перпендикулярно расположенные системы. Эти системы нарушений (Чечумская и др.) ограничивают крупные блоки, смещенные к запад-юго-западу. Правые сдвиги имеют субмеридиональные простирания и также сочленяются с надвигами.

С северо-востока Китчанская зона ограничивается рядом сближенных прямолинейных сбросов с амплитудами вертикальных перемещений более 2 км. При этом всегда опущенными являются северо-восточные крылья. Магматические образования зоны представлены дайками позднемезозойских перовскитовых оливинитов и покровами раннетриасовых диабазов.

Китчанская зона в северном направлении сменяется крупными субмеридиональными взбросами и взбросо-сдвигами с падением плоскостей на восток под углами  $60\text{--}70^\circ$ . На Ундюлюнг-Унгуохтахском междуречье закартированы один или серия сближенных взбросов с амплитудами горизонтальных перемещений до 1 км. В бассейнах рек Джарджан и Сиктях в зонах этих нарушений выдвинуты девонские и нижнекаменноугольные отложения. Здесь же зафиксированы образования типа олистостром в составе агакуканской свиты раннекаменноугольного возраста (Булгакова и др., 1969), сопоставимые с таковыми из куранахской свиты визейского возраста Сетте-Дабанской зоны. В конгломератах свиты Орулгана обнаружены крупные обломки мергелей из подстилающих девонских отложений и кремнистые породы. На этом основании в пределах Орулгана можно предполагать раннекаменноугольные надвиги.

Косвенно о наличии надвигов со значительными горизонтальными перемещениями в Орулганской части Хараулахско-Сетте-Дабанской системы свидетельствует существование к востоку от нее Орулганской системы сдвигов. По данным И. М. Битермана, левые сдвиги имеют се-

ро-западные простирания и протяженность до 50—90 км, горизонтальные перемещения по ним определяются в 3—7,5 км. К зонам этих сдвигов приурочены выходы среднепалеозойских гипсов, ангидритов, карбонатных пород и диабазов с полиметаллической минерализацией. Правые сдвиги имеют северо-восточные простирания, они менее протяженные и амплитуды горизонтальных перемещений по ним не превышают первых километров. В ассоциации со сдвигами зафиксированы отдельные малоамплитудные послескладчатые надвиги, наклоненные, как правило, на восток под углами 10—50°.

Хараулахская зона надвигов расположена в пределах одноименного антиклинория, ее протяженность более 300 км при ширине до 60—100 км. Здесь можно предполагать наличие разновозрастных надвигов на основании присутствия в разрезах осадочных образований ряда горизонтов олистостром. Наиболее древняя установлена в существенно доломитовой эсэлэхской свите верхнего протерозоя (средний рифей). В свите содержатся обломки и огромные отторженцы кварцевых песчаников, аналогичных таковым из подстилающих отложений уктинской свиты. Заслуживает внимания в этом свете и свита крестяхских конгломератов визейского возраста на правом берегу р. Лены, на мысе Крестях. Свита сложена алевrolитами, песчаниками, обломочными известняками и конгломератами. Количество конгломератов, размер галек и обломков в них увеличиваются вверх по разрезу, а завершается разрез свиты валунными конгломератами мощностью до 21 м. Эта олистострома сопоставима с визейской олистостромой Сетте-Дабанской зоны.

Целый ряд надвигов можно наблюдать в обнажениях Чекуровского мыса на левом берегу р. Лены. Здесь зафиксированы субгоризонтальные разрывы среди нижнекембрийских отложений в широко известном разрезе ниже пос. Чекуровка. В этом же районе Г. С. Гусев (Гусев, Третьяков, 1977) описал надвиг на западном крыле Чекуровской антиклинали, наклоненный на восток под углами 30—35°. Можно предполагать доскладчатый надвиг на границе пермских и триасовых отложений в районе Чекуровского мыса; позднее (в меловую эпоху) значительно деформированный. Вероятно, в результате этого в западных частях Хараулахской зоны оленекские отложения приведены в контакт с верхнепермскими, индские же отложения сохранились в тыловых (восточных) частях и западнее предполагаемого шарьяжа. Многие особенности геологического строения (тектоническое совмещение отложений разных структурно-формационных зон, более сложное строение западных участков с наличием запрокинутых на запад складок и др.) Хараулахской зоны (Виноградов и др., 1971) могут быть объяснены только образованием зоны в условиях значительных горизонтальных перемещений блоков, наиболее вероятно, в меловую эпоху и образованием систем надвигов чешуй.

Для Хараулахской зоны характерны также многочисленные послескладчатые взбросы, наклоненные преимущественно на восток. Крупные сдвиги здесь не закартированы, отдельные левые сдвиги имеют север-северо-восточное простирание. Амплитуды горизонтальных перемещений по ним менее 1 км. Большие амплитуды могут быть выявлены в пределах Кенгдейского грабена. Правые сдвиги имеют восток-северо-восточное простирание. В Хараулахской зоне проявлен основной магматизм преимущественно среднепалеозойского возраста. Полезные ископаемые представлены стратиформными проявлениями полиметаллов и россыпными проявлениями полезных ископаемых разного возраста.

Сартанг-Дербекинская система надвигов (рис. 4) представляет собой полосу север-северо-западного простирания протяженностью 250—300 и шириной 15—35 км, прослеженную от нижнего течения р. Дулгалах до верховий р. Дербеке. На современном уровне изученности она включает Буор-Юряхский, Сордонгский, Суларский и Верхнеборулах-

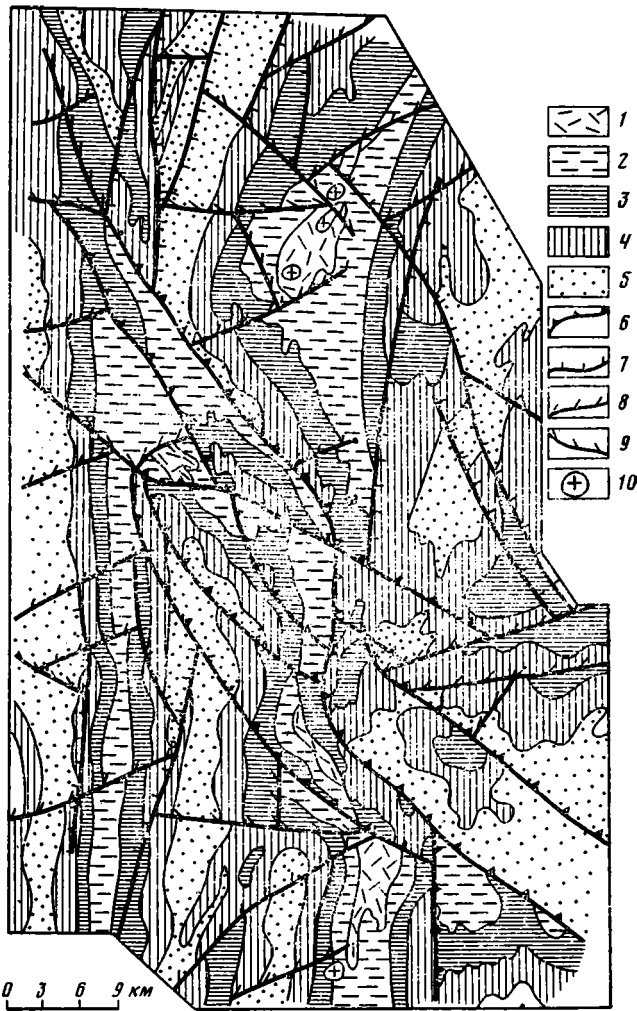


Рис. 4. Схема геологического строения центральной части Сартанг-Дербекинской системы (Аллах-Сартангское междуречье) 1—5 — мезозойские терригенные отложения: 1 — среднеюрские, 2 — нижнеюрские, 3 — норийско-рэтские, 4 — карнийские, 5 — среднетриасовые; 6—9 — разрывные нарушения: 6 — надвиги, 7 — взбросы, 8 — правые сдвиги, 9 — левые сдвиги; 10 — меловые гранитоиды

ский участки протяженностью 40—100 м. В них наблюдается максимальное сгущение надвигов и взаимосвязанных с ними взбросов и сдвигов. Единичные надвиги располагаются параллельно и на простираении указанных участков. Надвиги имеют наклон исключительно на северо-восток под углами 30—40°, их протяженность 10—35 км. По простираению они переходят в крутопадающие на северо-восток взбросы и взбросо-сдвиги, протяженность таких сопряженных нарушений 60—120 км. В одних случаях среднетриасовые отложения по плоскостям надвигов перекрывают норийские или нижнеюрские, в других — юрские отложения надвинуты на среднетриасовые. Надвиги данной системы явно по-слескладчатые, по своему морфологическому типу они приближаются к надвигам скальвания. По отношению к складкам можно различать два типа надвигов. Первые из них приурочены к западным крыльям и присводовым частям антиклиналей (антиклинали надвинуты на синкли-

нали). В этих случаях породы лежащего крыла смяты в мелкие складки, осевые поверхности которых наклонены так же, как плоскости надвигов и взбросов. Отложения же аллохтона залегают субгоризонтально.

Второй тип отличается тем, что мульды синклиналей надвинуты на восточные крылья и присводовые части антиклиналей. При этом среднетриасовые существенно песчанниковые отложения автохтона залегают субгоризонтально, а породы аллохтона смяты в серию мелких складок или одну синклинальную складку с падением осевых поверхностей на северо-восток. Максимальные перемещения по единичным надвигам определяются в 5 км. Вблизи надвигов обычно развиты многочисленные мелкие разрывные нарушения типа взбросов и сдвигов, образующие сложные системы трещин. Левые сдвиги системы имеют преимущественно северо-западные простирания, правые — восток-северо-восточные.

Адыча-Тарынская система представляет собой прямолинейную полосу, отчетливо дешифрирующуюся на космических и обычных аэрофото-материалах, северо-западного простирания, длиной более 500 км и шириной 30—50 км. В современной структуре в ней преобладают системы сближенных взбросов с падением плоскостей на северо-восток под углами 50—70°. Иногда отмечаются малоамплитудные надвиги, наклоненные (5—45°) в этом же направлении и осложненные более поздними взбросами. Основанием для включения зоны Адыча-Тарынского разлома в надвиговые системы послужили особенности его строения. Так, в верхнем течении р. Адыча при общем моноклиальном северо-восточном падении пород открыты тектонические пластины верхнетриасовых, нижне- и среднеюрских, оксфордских, кимериджских и нижневолжских отложений. В центральных частях разлома других районов эти пластины чаще сложены нижненорийскими отложениями. Примечательно также, что зона Адыча-Тарынского разлома разграничивает норийские отложения разных структурно-фациальных зон: песчанниковые с юго-запада и аргиллит-алевролитовые с северо-востока. Такие разные в литологическом отношении толщи на западе Верхояно-Чукотской складчатой области обычно удалены друг от друга на 30—50 км (Дагис и др., 1979). Иногда даже в зонах отдельных крупных нарушений удается наблюдать тектоническое совмещение отложений разных структурно-фациальных зон (песчанниковых и аргиллит-алевролитовых). Породы лежащего блока системы регионально метаморфизованы до биотитовой изограды зеленосланцевой фации. При проведении специальных исследований удалось наблюдать надвиги, плоскости которых интенсивно деформированы и смещены более поздними взбросами и взбросо-сдвигами с северо-восточным падением плоскостей. Таким образом, можно предполагать, что Адыча-Тарынская система представляла собой систему надвигов, преобразованную затем в систему взбросов.

Именно с Адыча-Тарынской системой, вероятно, связана расположенная к западу от нее крупная система северо-восточных левых и северо-западных правых сдвигов. Наибольшие амплитуды (от первых до 20 км) горизонтальных перемещений по отдельным сдвигам зафиксированы в Халтысинской зоне правых сдвигов в бассейне р. Борулах. Кроме того, наблюдается система субширотных левых и субмеридиональных правых сдвигов с амплитудами перемещений не более 1—5 км. Последняя система наиболее молодая и генетически связана с послескладчатыми взбросами Адыча-Тарынского разлома. Эта система ярко проявлена в верхнем течении р. Адыча и бассейне р. Индигирки. Существование систем разноориентированных сдвигов, сопряженных с разновозрастными надвигами и взбросами, некоторые различия в характере проявления этих систем сдвигов по площади указывают на неоднократное возникновение условий латерального сжатия и некоторую смену направления движений блоков.

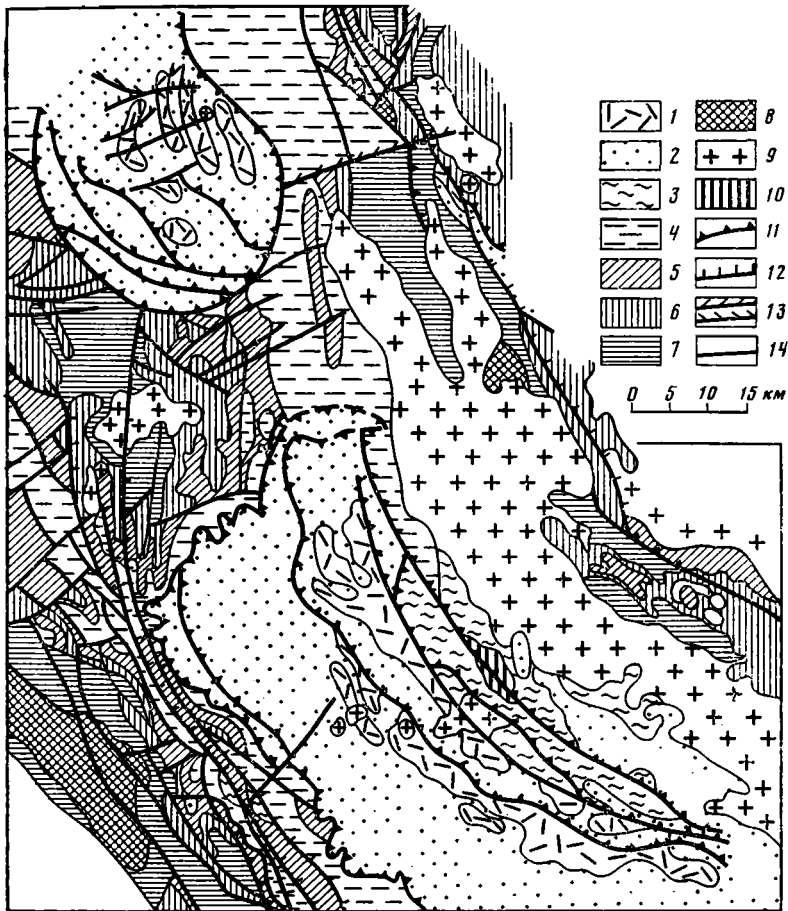


Рис. 5. Схема геологического строения северной части Чаркы-Индигорской системы (среднее течение р. Адыча)

1—8 — мезозойские терригенные отложения: 1 — верхнеюрские, 2 — среднеюрские, 3 — нижнеюрские, 4 — верхненорийские, 5 — средненорийские, 6 — нижненорийские, 7 — карнийские, 8 — среднетриасовые; 9 — меловые гранитоиды; 10 — меловые субвулканические образования; 11—14 — разрывные нарушения: 11 — надвиги, 12 — взбросы, 13 — сдвиги, 14 — нарушения невыясненной кинематики

Адыча-Тарынская система является важной в отношении локализации полезных ископаемых. В лежачем крыле системы развиты проявления малосульфидной кварцевой формации, а в центральной — проявления регенерированной антимонитовой формации. Важно подчеркнуть динамометаморфизм антимонитовых руд, указывающий на неоднократные проявления латерального сжатия в зоне разлома.

Чаркы-Индигорская система (рис. 5) приурочена к Иньяли-Дебинскому синклинию. Детальные исследования на юго-западном борту синклиния показали, что контакт триасовых и юрских отложений здесь тектонический, по плоскости шарьяжа. На контакте наблюдается зона милонитизации пород мощностью от первых до 10—20 м. Плоскость шарьяжа полого (5—10°) падает на северо-восток, в южном направлении наблюдается увеличение углов падения шарьяжа, вероятно, связанное с более поздними деформациями. В пределах Чаркы-Индигорского междуречья батские отложения надвинуты, как правило, на разные горизонты монотисовых слоев норийского яруса. Норийские отложения автохтона интенсивно дислоцированы с широким развитием структур

будинажа, образованием сложных (вплоть до лежачих) складок и метаморфизованы (до биотитовой изограды зеленосланцевой фации). В породах автохтона ниже плоскости шарьяжа сформирована мощная (до 150—200 м) зона сульфидизации. Среди сульфидов преобладают пирит и немагнитный пирротин, реже отмечаются галенит и сфалерит. Общее содержание сульфидов в породах достигает 15—20%.

Во фронтальной части шарьяжа среднеюрские отложения имеют пологое залегание (5—30°). При удалении на восток на 5—10 км отмечаются первые складки с падением осевых поверхностей на северо-восток. В местах шарьяжа, наиболее продвинутого на запад, наблюдается максимальная степень деформации автохтона — здесь породы смяты в серии мелких запрокинутых (вплоть до лежачих) на запад и юго-запад складок. Ряд выходов юрских отложений к западу от шарьяжа следует рассматривать как клиппы. Наиболее крупный из них расположен в Туостах-Чаркынском междуречье. Другим примером является Мунычанский субвулкан. Во фронтальной его части среднеюрские отложения надвинуты на норийские, в тыловой же части в отдельных тектонических чешуях сохранились нижнеюрские отложения и наблюдаются нормальные стратиграфические контакты триасовых и юрских отложений. При этом в нижнеюрских отложениях много песчаников, что не свойственно отложениям, развитым в непосредственной близости. Наконец, следует отметить наличие в верхнем течении р. Эльга в среднеюрских отложениях образований типа олистостром. Они представляют собой пачки аргиллитового состава с линзами алевролитов, конкрециями кремнистого и карбонатно-глинистого состава, с мелкими и крупными (до 2—3 м в поперечнике) совершенно неокатанными глыбами известковистых песчаников, известковистых алевролитов и известково-кремнистых пород, происходящих, вероятно, из подстилающих отложений. Глинистые породы интенсивно рассланцованы, иногда в них отмечаются мелкие дисгармоничные складочки. Мощности пачек подобного состава до 100 м. Если справедливо сопоставление данных образований с олистостромами, то возраст начала покровообразования можно определить как среднеюрский. В то же время плоскость шарьяжа на правом берегу р. Адыча сечется раннемеловыми гранитоидами, что указывает на верхний возрастной предел образования надвигов.

Выше плоскости основного шарьяжа фиксируются другие малоамплитудные надвиги. Они интересны тем, что легче опознаются среди алевролитопесчаниковых отложений и по своему строению напоминают основное нарушение. Породы автохтона этих надвигов также интенсивно дислоцированы и сульфидизированы, но мощности таких зон не превышают 10 м. В аллохтоне надвигов развиты мелкие складки с наклоном осевых поверхностей на северо-восток.

Суммарная величина горизонтальных перемещений по охарактеризованным надвигам Чаркы-Индибирской системы может быть оценена в 30—50 км, так как под шарьяжем скрыта зона перехода глинистых норийских отложений в песчаниковые, наблюдаемая, например, в эрозионных окнах на правом берегу р. Адыча (р. Туостах и др.). Плоскости этих среднеюрско-раннемеловых надвигов, образование которых синхронно основным этапам складкообразования (Гусев, 1979), в последующем были деформированы. Последнее выразилось в пологих изгибах плоскостей и резких осложнениях в зонах послескладчатых взбросов (верхнее течение р. Джолокаг и др.).

Кроме того, во многих районах Иньяли-Дебинского синклиниория зафиксированы более молодые послескладчатые надвиги и тесно связанные с ними взбросы и сдвиги. Плоскости надвигов и взбросов наклонены преимущественно в северо-восточном направлении. Амплитуды перемещений по этим надвигам определяются в первые километры. Эти наиболее молодые горизонтальные движения в пределах Чаркы-Инди-

гирской системы продолжались и в кайнозой. Так, в среднем течении р. Адыча зафиксированы взбросы, по которым верхнетриасовые отложения надвинуты на нижнечетвертичные.

Среди других разрывных нарушений Чаркы-Индибирской системы различаются правые сдвиги восток-северо-восточного и северо-восточного простираний и левые сдвиги преимущественно запад-северо-западного простирания. Горизонтальные перемещения по отдельным сдвигам достигают 1—2 км, реже более.

К Чаркы-Индибирской системе надвигов приурочены значительные проявления магматизма. На правом берегу р. Нера в непосредственной близости от среднеюрско-раннемелового шарьяжа выявлены тела ультраосновных пород из семейства пикритов. В такой же позиции располагается Мунычанский субвулкан, сложенный раннемеловыми липаритами. Среди гранитоидных интрузий распознаются позднеюрские и раннемеловые. С востока к системе примыкает пояс крупных батолитов гранитов раннемелового возраста. В Чаркы-Индибирской системе проявляются и месторождения многих полезных ископаемых. Значительная часть их обнаруживает тесную связь с рассмотренными надвигами. Здесь возможно также открытие стратиформных месторождений в зонах сульфидизированных пород ниже плоскостей надвигов.

Полоусненская система надвигов установлена в западной части одноименного синклинория. Здесь можно предполагать наличие шарьяжа в основании среднеюрских отложений в пределах Куйгинской, Джанкынской и Абырабытской антиклиналей. Затруднительно предполагать в этих районах крупное стратиграфическое несогласие, так как в непосредственной близости от предполагаемого шарьяжа в тектонических чешуях установлены существенно глинистые нижнеюрские отложения с многочисленными остатками ископаемых фаун (район пос. Куйга и др.) большой мощности (более 1000 м). Уместно также отметить обнаружение ниже плоскости предполагаемого шарьяжа крупной тектонической чешуи нижнеладинских отложений среди верхненорийских отложений ядра Абырабытской антиклинали. Интересно в этой связи наличие, по мнению О. Г. Эпова, на правом берегу р. Яны южнее устья р. Абырабыт образований типа олистостромы вблизи плоскости предполагаемого шарьяжа. Олистострома представлена пачкой ариллит-алевролитового состава с валунами и обломками известняков, конкрециями и остатками иноцерамов и белемнитов. На этом основании можно предположить, что начало покрообразования в западной части Полоусненской системы и Чаркы-Индибирской системы было примерно синхронным. По аналогии с последней движением среднеюрских покровов в пределах Полоусненской системы были направлены с востока на запад. При этом в тыловой (восточной) части предполагаемых покровов на территории Уяндино-Селенияхского междуречья наблюдается полный разрез верхнетриасовых, нижне- и среднеюрских отложений (Басов и др., 1977).

Большая часть разрывных нарушений Полоусненской системы представлена более молодыми послескладчатыми надвигами и взбросами преимущественно субширотного простирания. Все плоскости нарушений наклонены на север, углы падения надвигов определяются в 30°, взбросов — 60—70°. Надвиги по простиранию сменяются взбросами, протяженность таких сопряженных разрывов достигает 100 км. В местах наименьших наклонов надвигов отмечаются тектонические чешуи, сложенные преимущественно глинистыми нижнеюрскими отложениями. Амплитуды горизонтальных перемещений в подобных надвигах и взбросах не превышают первых километров. Эти надвиги напоминают послескладчатые позднемеловые — кайнозойские надвиги Хараулахско-Сетте-Дабанской системы. Эта система надвигов и взбросов может быть прослежена на восток вплоть до Бакинського массива и далее. Интересно, что ряд гра-

ниоидных массивов восточной части Полоусненского синклинория имеют форму плит, наклоненных на север под углами 15—65° (Некрасов, 1962).

С надвигами и взбросами Полоусненской системы тесно ассоциируются сдвиги. Правые имеют северо-восточное простирание, левые — преимущественно северо-западное. Амплитуды горизонтальных перемещений по отдельным сдвигам достигают 1—5, реже 10 км и более. Кроме того, можно наметить еще одну динамопару сдвигов: субмеридиональных и субширотных, в которых сконцентрированы дайки и мелкие тела гранитоидов. Существование двух систем сдвигов, ассоциирующих с разновозрастными надвигами, указывает на смену направлений горизонтальных перемещений блоков во времени.

В пределах Полоусненской системы расположены многочисленные интрузии ранне- и позднемеловых гранитоидов, грубо параллельные простиранию надвигов и взбросов, а также мелкие тела гранитоидов того же возраста в системах сдвигов поперечных рядов мегасинклинория типа Куйгинского и др. Полезные ископаемые системы представлены месторождениями и проявлениями олова, вольфрама, полиметаллов, ртути, сурьмы и др. Их размещение отчетливо контролируется краткохарактеризованными надвигами, взбросами и сдвигами.

Селеннях-Момская система надвигов приурочена к Улахан-Тасскому, Полоусненскому, Тасхаятахскому и Момскому горст-антиклинориям. В южной части системы, в бассейнах рек Рассоха и Зырянка, можно предполагать открытие ордовикских и девонских надвигов. Здесь В. М. Мерзляков (1971) описал в составе горельшевской и булкутской толщ ордовика и нижнедевонских отложений образования, напоминающие олистостромы. На севере системы, в пределах Улахан-Тасского горст-антиклинория, Г. С. Сонин и Г. Е. Агафонов установили пологие надвиги, по которым карнийские отложения надвинуты на девонские. Плоскости поздне триасовых надвигов сохранились только на отдельных участках, часто сильно деформированы, и определить их первоначальное положение затруднительно. Синхронные этим надвигам олистостромы выявлены в верхнетриасовых существенно глинистых отложениях в верхнем течении р. Эрча. Они представлены своеобразными брекчиями, состоящими из обломков и глыб известняков со среднепалеозойской фауной. В бассейне руч. Коралловый в них встречены огромные оторженцы девонских известняков длиной до 1,5 и шириной до 0,5 км.

На южном фланге системы, на восточных склонах хр. Улахан-Чистай, закартирована талбыгурская толща среднеюрского возраста. Нижняя часть толщи сложена обломочными известняками с галькой карбонатных пород, которые замещаются неслоистыми конгломератами. В верхних слоях этой части разреза свиты залегают покровы андезитовых порфиритов. В средней части преобладают андезитовые и андезит-базальтовые порфириты, лавобрекчии и туфы. В верхней части наблюдаются грубообломочные туфопесчаники, туфоалевролиты и глинистые сланцы. Для талбыгурской толщи характерна сильная изменчивость состава и строения. Мощность покровов лав на отдельных участках сильно возрастает, они содержат обломки и крупные оторженцы палеозойских и триасовых пород самой разнообразной формы (Константиновский, 1975). Покровы по простиранию часто замещаются конгломератами, сложенными обломками и галькой палеозойских известняков и кремней. Вышележащая киенг-юряхская толща также среднеюрского возраста более широко распространена в северной части Момского горст-антиклинория, она с угловым несогласием перекрывает все подстилающие образования. Сложена толща конгломератами, в которых обнаружены обломки, галька и валуны порфиритов, известняков с остатками девонских табулят, алевролитов с остатками позднепалеозойских гониатитов и поздне триасовых монотисов. Эти образования не-



сомненно принадлежат классу олистостром (Леонов, 1978). Синхронный данным олистостромам надвиг обнаружен Е. П. Сурмиловой в бассейне руч. Талбыгыр, где живецкие отложения надвинуты на верхнетриасовые. Плоскость надвига в современной структуре полого падает на юго-запад.

Олистостромы среднеюрского возраста обнаружены также в пределах Догдинского грабена на севере Тасхаяхтахского горст-антиклинория. Здесь в основании среднеюрского разреза В. Г. Данилов выделил своеобразную толщу конгломератов, сложенных галькой и обломками известняков, аргиллитов, кварцитов, скарнированных пород и линзами туфогенных пород (вероятно, тоже олистолиты). Вышележащая толща бат-келловейских отложений также с несогласием перекрывает палеозойские и рассмотренную среднеюрскую толщу. В ее составе преобладают конгломераты, близкие среднеюрским. Примечательна резкая изменчивость толщ на очень небольших расстояниях.

Широко распространены в Селеннях-Момской системе более молодые надвиги и взбросы (Крежевских, 1960; Гусев, Третьяков, 1977, и др.). К ним относится Тирехтяхский надвиг, который может быть прослежен от р. Селеннях в восток-северо-восточном направлении до р. Индигирки. Плоскость данного надвига падает на восток, юго-восток и юг в соответствии с изменением его простириания, углы падения составляют 10—30°. По его плоскости палеозойские отложения надвинуты на мезозойские. Амплитуда горизонтальных перемещений, по мнению Г. С. Гусева, может составлять до 10—12 км. Иногда (бассейн р. Нонгонджа) на удалении от надвига к северу на 500—600 м поверх смятых в складки юрских отложений наблюдаются мелкие клиппы девонских известняков. Возраст этих надвигов Ю. Г. Крежевских на основании взаимоотношений с меловыми гранитоидами определил как поздняя юра — ранний мел (скорее всего неокомский). Кроме того, в Селеннях-Момской системе установлено большое число послескладчатых надвигов и взбросов с падением плоскостей в сторону центральных частей Колымского блока. Генетически с надвигами и взбросами системы связаны многочисленные сдвиги, среди которых преобладают северо-западные левые и северо-восточные правые. Амплитуды перемещений по ним определяются в первые, реже более километров.

Селеннях-Момская система интересна тем, что к ее тыловой (восточной) части приурочен крупный пояс офиолитов. Южное окончание пояса установлено в пределах Арга-Тасского блока Момского горст-антиклинория (Натапов и др., 1977). Здесь выявлены протрузии серпентинитизированных лерцолитов и пироксенитов, приуроченные к надвигам, разнообразные базальтоиды (в том числе зеленокаменноизмененные пиллоу-лавы), глинисто-кремнистые породы с включениями известняков с остатками девонских фаун. На юге Тасхаяхтахского горст-антиклинория породы офиолитовой ассоциации обнаружены в долине р. Индигирки. В серии тектонических пластин, ограниченных надвигами с северо-восточным падением плоскостей, среди девонских отложений описаны протрузии серпентинитов. На севере Тасхаяхтахского горст-антиклинория, на правом берегу р. Селеннях (руч. Мунилкан и др.), открыт серпентинитовый меланж. Серпентиниты совместно с терригенными отложениями неясного возраста слагают моноклиальный пакет тектонических пластин, наклоненных на северо-восток под углами 60—70°. Нижняя часть пластин серпентинитов представлена сильно брекчированными, рассланцованными, иногда оталькованными разностями, в которые включены глыбы полосчатых габбро, массивных серпентинитов, амфиболитов. Вероятно, из этой же части пластин происходят глыбы нефрита, родингитов и олистостромовых брекчий с серпентинитовой основной массой. Часты здесь жилы актинолит-асбеста. Для глыбовых включений характерны интенсивная деформированность, явления дроб-

ления и катаклаза. В верхних частях пластин выделяется зона относительно массивных серпентинитов, но и в них отмечаются следы дробления и жилы актинолит-асбеста. На отдельных участках фиксируются блоки массивных серпентинитов с мелкими обломками карбонатных пород. Мощностъ пластин серпентинитового меланжа достигает 250 м и более. Терригенные отложения в соседних с меланжем пластинах смяты в серии мелких запрокинутых на юго-запад складок. В пределах Селенняхского горст-антиклинория породы офиолитовой ассоциации установлены в Уяндинском блоке. Здесь выявлены тектонические покровы (Калгынский надвиг и др.), к которым приурочены цепочки протрузий серпентинизированных ультраосновных пород, часто оталькованных, ассоциирующих с габброидами, основными вулканитами, жилами родингитов и глыбами нефрита. Породы офиолитовой ассоциации метаморфизованы в амфиболитовой фации. Ранее (Некрасов, 1962 и др.) эти образования рассматривались как магматические позднепротерозойского и пермско-каменноугольного возраста. В настоящее время нет точных данных о времени становления офиолитового пояса Селеннях-Момской системы. На основании косвенных геологических данных можно предполагать, что выдвигание покровов с пластинами офиолитов происходило длительно и завершилось в среднеюрско-раннемеловую эпоху.

Для Селеннях-Момской системы характерна большая насыщенность магматическими образованиями. Здесь известны покровы основных пород девонского возраста, покровы андезитовых и андезит-базальтовых порфиритов среднеюрского возраста, позднеюрские и меловые эффузивы, многие интрузии гранитоидов преимущественно раннемелового возраста. Важно подчеркнуть наличие в интрузиях гранитоидов вблизи выходов пород офиолитовой ассоциации мелких тел габбро раннемелового (?) возраста. Интересно, что ряд интрузий гранитов, вероятно, имеет плитообразную форму. Так, кровля Сечано-Яофтахского массива полого (20—32°), как и надвиги, погружается на северо-восток. Здесь же зафиксированы горизонтально залегающие апофизы гранитов с зажатыми между ними пластинами скарнированных пород. Размещение многих проявлений и месторождений полезных ископаемых (полиметаллов, ртути, сурьмы, кобальта, бора и др.) отчетливо контролируется охарактеризованными надвигами.

Момо-Зырянская система изучена очень слабо. Здесь в юрских отложениях установлены отдельные малоамплитудные надвиги с падением плоскостей как в северо-восточном, так и в юго-западном направлениях. Важно подчеркнуть в этой связи обилие в пределах системы зон опрокинутых складок (вплоть до лежачих). На севере (хр. Андрей-Тас) возможно наличие надвигов, осложняющих палеоген-неогеновые отложения.

Алазейская система совпадает территориально с Алазейским поднятием. Целый ряд разрывных нарушений поднятия классифицируется как надвиги (Лычагин и др., 1977). Можно предполагать крупный надвиг с юго-восточным падением сместителя в бассейне р. Кыллах. По нему девонские вулканические образования кислого состава (трахилипаритовая формация), перекрытые толщей туфов и граувакк ранне-, среднекаменноугольного и юрского возраста малой мощности, приведены в контакт с метаморфизованными (зеленосланцевая и глаукофановая фации) и сложно дислоцированными граувакками, олистостромами и вулканитами кенкельдинской свиты неясного возраста. Значительная часть кенкельдинской свиты представляет собой олистострому, для которой характерно такое обилие разновидностей пород (более 100), какое не свойственно каким-либо другим вулканогенным и вулканогенно-осадочным формациям Северо-Востока СССР и типично для олистостром (Белостоцкий, 1978; Леонов, 1978, и др.). Туфы и граувакки сви-

ты переполнены глыбами кремней, яшм, известняков и других пород. К олистолитам, вероятно, принадлежат и крупные тела пород габбро-плагиогранитной ассоциации. Для них обычны хлоритизация, дробление, катаклаз, рассланцевание, отсутствие горячих контактов и зон закали. В крупных тектонических блоках, которые, возможно, также представляют собой олистолиты, в полях конкельдинской свиты обнаружены остатки норрийских монотисов.

Приколымская система совпадает с Приколымским горст-антиклинорием, ее протяженность 500 км при ширине до 100 км. Здесь установлены Колымский и Одсалинский взбросо-надвиги, плоскости которых наклонены на восток (Гусев, Третьяков, 1977). Пологий надвиг типа шарьяжа выявлен в приустьевых частях рек Коркодон и Большая Столбовая. Шарьяж представлен пластиной слабо деформированных доломитов горбуновской свиты верхнего протерозоя, надвинутых на сложно дислоцированные породы кирпичниковской свиты нижнего кембрия. По ориентировке борозд и треугольников выкрашивания устанавливается направление движения аллохтона с северо-востока на юго-запад. Надвигом является и дугообразный разлом в низовьях р. Шаманиха в ее левом борту. По нему глубоко метаморфизованные (амфиболитовая фация) протерозойские образования надвинуты на верхнепротерозойские (горбуновская свита) и юрские отложения. К аллохтону надвига приурочены тектонические пластины офиолитов (лерцолиты, серпентиниты, тылаиты, габбро-диабазы, габбро-нориты, диабазы) чилистяхского комплекса, чередующиеся с пластинами гнейсо-гранитов. Все эти породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. В пределах Приколымской системы можно предполагать надвиговую природу и многих других разрывных нарушений.

Ануйская система изучена слабо. Здесь известны взбросы, надвиги и сдвиги, серии опрокинутых складок, мощные пластовые тела гранитов мелового возраста, тела ультраосновных пород, габбро и плагиогранитов офиолитовой ассоциации (Биркис, 1970 и др.).

В заключение подчеркнем основные положения настоящей публикации.

1. Широкое распространение надвигов и взаимосвязанных с ними разрывных нарушений и магматических образований в западной части Верхояно-Чукотской складчатой области сближает ее со многими другими складчатыми областями (Ажгирей, 1977).

2. На рассматриваемой территории опознаются позднепротерозойские (предюдомские), раннекаменноугольные, поздне триасовые, среднеюрско-раннемеловые и поздне меловые — кайнозойские надвиги, что указывает на проявление в истории развития области большого числа эпох сжатия, на неоднократное возникновение обстановок столкновения литосферных плит разного типа. Дальнейшее изучение надвиговых систем позволит уточнить границы литосферных плит и отдельных блоков и выявить разновозрастные геодинамические обстановки.

3. Надвиговые системы и отдельные крупные надвиги территории часто разграничивают структурно-фациальные зоны. Иногда в зонах крупных надвигов наблюдается тектоническое совмещение отложений разных структурно-формационных зон. Резкие границы структурно-формационных зон, которые часто объяснялись влиянием зон глубинных разломов, по существу являются результатом значительных более поздних горизонтальных перемещений блоков.

4. Наиболее легко устанавливающиеся поздне мезозойско-кайнозойские надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области наклонены, как правило, в восточных румбах. Наличие большого числа этих надвигов показывает, что поздне мезозойско-кайнозойская складчатая структура области формировалась в условиях латерального сжатия и значительных горизонтальных перемещений. При этом наиболее

древние (от среднеюрских до раннемеловых) из этой группы надвигов располагаются на востоке (Чаркы-Индибирская, Селеннях-Момская системы), в области же сочленения с Сибирской платформой распространены преимущественно позднемеловые — кайнозойские надвиги. Существование нескольких систем разновозрастных взаимосвязанных надвигов и сдвигов в позднем мезозое и кайнозое свидетельствует об изменении полей напряжений при образовании структуры западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.

5. По отношению к главным этапам формирования Верхояно-Чукотской складчатой области можно выделить следующие типы надвигов:

а) конседиментационные, с которыми связаны олистостромы;

б) соскладчатые (раннеорогенные) надвиги и шарьяжи типа надвигов Чаркы-Индибирской системы;

в) послескладчатые (позднеорогенные) надвиги внешней зоны Верхояно-Чукотской складчатой области (Хараулахско-Сетте-Дабанская, Сартанг-Дербекинская системы).

6. Системы надвигов по отношению к метаморфизму, магматизму и офиолитовым комплексам могут классифицироваться следующим образом:

а) системы в зоне сочленения платформы и складчатой области с основным и ультраосновным щелочным магматизмом, свойственным плитам с континентальной корой (Хараулахско-Сетте-Дабанская система), без проявления гранитоидного магматизма; этот вид систем А. Л. Ставцев (1978) выделил в качестве верхоянского типа;

б) системы надвигов с малыми интрузиями габбро-диоритового, щелочно-габброидного и, в меньшей степени, гранитоидного состава (Сартанг-Дербекинская система); эти системы, вероятно развивались в краевых частях континентальных плит;

в) системы надвигов с офиолитовыми поясами, олистостромами и широко проявленными гранитоидным магматизмом и разнофациальным метаморфизмом (зеленосланцевым, амфиболитовым, глаукофановым); эти системы, наиболее вероятно, образовались в зонах столкновения литосферных плит.

7. Размещение многих месторождений и проявлений разнообразных полезных ископаемых западной части Верхояно-Чукотской складчатой области отчетливо контролируется охарактеризованными надвигами и системами надвигов. Многие стратиформные месторождения цветных металлов приурочены к Хараулахско-Сетте-Дабанской, Селеннях-Момской, Приколымской и других систем. При этом их максимальная концентрация наблюдается на участках сгущения надвигов. Ниже плоскостей надвигов Чаркы-Индибирской системы локализованы мощные зоны сульфидизированных пород, перспективные на открытие в них новых для Восточной Якутии типов стратиформных месторождений. Жильные гидротермальные месторождения многих металлов также обнаруживают отчетливую связь с надвигами и взаиморазмещением сурьмяных, ртутных и других месторождений в Адыча-Тарынской, Чаркы-Индибирской, Полоусненской, Селеннях-Момской и других системах. Степень тектонической переработки (трансформации) многих месторождений западной части Верхояно-Чукотской складчатой области прямо зависит от интенсивности горизонтальных перемещений в надвиговых системах.

#### Литература

- Абрамов Б. С. Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана (Южное Верхоянье). М., «Наука», 1970.  
Ажгирей Г. Д. Шарьяжи в геосинклиналильных поясах. М., «Наука», 1977.  
Архипов Ю. В. Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии. Якутское книжное изд-во, 1974.

- Басов В. А., Бурдыкина М. Д., Вороховская А. М., Элов О. Г., Юдовный Е. Г. К стратиграфии мезозойских отложений Полоусного края и прилегающих районов.— В кн.: Мезозойские отложения Северо-Востока СССР. Л., Тр. НИИГА, 1977.
- Белостоцкий И. И. Строение и формирование тектонических покровов. М., «Недра», 1978.
- Биркис А. П. Позднепалеозойский магматизм.— В кн.: Геология СССР, т. XXX, Северо-Восток СССР, кн. 2. М., «Недра», 1970.
- Булакова М. Д., Лазебник К. А., Сукнева Л. С. Новые данные о базальных конгломератах верхоянского комплекса (нижний карбон, хр. Орулган).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9.
- Виноградов В. А., Лазуркин В. М., Лейпциг А. В., Мусалитин Л. А. Верхоянский мегантиклинорий.— В кн.: Геология СССР, т. XVIII, Западная часть Якутской АССР, кн. 2. М., «Недра», 1971.
- Геологическая карта Якутской АССР, м-б 1:1 500 000. Гл. ред. Красный Л. И. ЯТГУ Министерства геологии СССР, М., 1979.
- Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М., «Наука», 1979.
- Гусев Г. С., Третьяков Ф. Ф. Верхояно-Чукотская область.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М., «Наука», 1977.
- Дагис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 447. М., «Наука», 1979.
- Константиновский А. А. Древние глыбы в юрских отложениях хр. Черского.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Крежевских Ю. Г. О надвиговых явлениях в хр. Тас-Хаяхта.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. 1. Якутск, 1960.
- Лейпциг А. В. Китчанское поперечное поднятие.— В кн.: Геология СССР, т. XVIII, Западная часть Якутской АССР, кн. 2. М., «Недра», 1971.
- Леонов М. Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов.— Геотектоника, 1976, № 3.
- Леонов М. Г. Олистостромы и их генезис.— Геотектоника, 1978, № 5.
- Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Терехов М. И. Геология Алазейского плоскогорья.— В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ, Магадан, 1977, вып. 77, 18—55.
- Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омuleвского поднятия (Северо-Восток СССР). М., «Наука», 1971.
- Мокшанцев К. Б., Горништейн Д. К., Гусев Г. С., Денъгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964.
- Натапов Л. М., Зоненшайн Л. П., Шульгина В. С., Сурмилова Е. П., Дегтярев В. С., Савосина А. К., Артемов А. В., Кац А. Г., Ставский А. П. Геологическое развитие Колымо-Индибирского региона и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4.
- Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Ставцев А. Л. О типах структурных ограничений древних платформ.— Геотектоника, 1978, № 5.
- Чехов А. Д. Тектоника Иньяли-Дебинского синклиория.— В кн.: Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток, 1976.
- Шаров Г. Н., Ян-Жиншин В. А., Балакшин Г. Д., Волкодав И. Г. Геолого-геофизическая интерпретация результатов дешифрирования телевизионных космических снимков Якутии.— В кн.: Тектоника восточной части Сибирской платформы. Якутск, 1979.

Центральная комплексная  
тематическая экспедиция  
ЯТГУ, Якутск

Статья поступила  
1 июля 1979 г.

УДК 551.242.32(571.64)

РИХТЕР А. В.

**БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА СУСУНАЙСКОГО ХРЕБТА  
(Южный Сахалин)**

В статье кратко рассмотрены вопросы состава метаморфических пород, характер внутренней структуры метаморфического массива Сусунайского хребта. Массив имеет блоковое строение и автономную складчатую структуру толщ внутри выделенных блоков. Тектонические зоны маркируемые серпентинитовыми меланжами сыграли определяющую роль в характере всей складчатой структуры массива. Предположительное время формирования покровно-блоковой структуры массива — позднемеловое.

**ВВЕДЕНИЕ**

Метаморфические комплексы острова Сахалина давно привлекают к себе внимание геологов. Их строение и положение в общей структуре острова далеко не ясны и трактуются неоднозначно. Ряд авторов считают метаморфические комплексы кристаллическим фундаментом мезокайнозойской геосинклинали, другие доказывают одновозрастность метаморфических комплексов и окружающих их неметаморфизованных отложений мезозоя. Сформированные же метаморфические массивы называют ядрами роста, зонами ранней консолидации и т. д. Внутренняя структура массивов интерпретируется также неоднозначно.

В работе, основанной на полевых материалах автора, сделана попытка по-новому осветить некоторые вопросы внутреннего строения метаморфического массива Сусунайского хребта. Исследования были предприняты в связи с углубленным изучением тектоники приокеанических зон, проводимым в Геологическом институте АН СССР под руководством Ю. М. Пущаровского.

**СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ**

Среди метаморфических образований Сусунайского хребта отчетливо выделяются три толщи: вулканогенная, вулканогенно-терригенная и кремнисто-вулканогенная. Толщи характеризуются крайне неравномерной степенью метаморфизма и рисунком складчатых деформаций.

Вулканогенная толща представлена базальтами, их туфами и днабазами, преобразованными в тектонических зонах в зеленые сланцы. В составе толщи присутствуют редкие и маломощные прослои и линзы кремнистых и терригенных пород, хемогенных известняков. Степень метаморфизма пород различна: от зеленокаменного перерождения (для базальтов) до пород измененных в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации. Выделяются следующие разности метаморфических пород: пироксенсодержащие ортосланцы, эпидот-хлоритовые, эпидот-актинолитовые сланцы, амфиболиты, гематит-хлоритовые филлиты и сланцы, гематитовые кварциты и др. Вулканогенная толща сопоставима с дербышевской свитой по Д. Ф. Семенову (1968), соответствует верхней зеленокаменной толще А. Е. Егорова (1969) или чапаевской свите, залегающей в основании разреза сусунайской серии, по стратиграфической схеме В. Ф. Евсева.

Вулканогенно-терригенная толща представлена, в основном, переслаиванием зеленых, серых и черных сланцев и филлитов. В пределах толщи можно выделить несколько пачек, однако положение их в разрезе не совсем ясно. В одной преобладают черные кварц-серицитовые сланцы, а зеленые сланцы имеют подчиненную роль. Внутри нее встречены прослой туффитов кислого состава, обломочная часть которых представлена кварцем, в меньшей степени олигоклазом, расположенных в мелко- и криптозернистой гранобластовой существенно кварцевой перекристаллизованной массе. Прослой глинистого вещества перекристаллизованы в кварц-серицитовый агрегат. Пачка сложена обломочными породами алевритовой и пелитовой размерности, в различной степени метаморфизованными. В филлитах часто наблюдаются реликтовые вихревые структуры течения вещества осадков. Для другой пачки характерно преобладание в разрезе зеленых сланцев, образованных по вулканогенно-осадочным породам основного состава. Кроме того выделяется пестросланцевая пачка, представленная переслаиванием черных кварц-серицитовых сланцев, зеленых сланцев, гематитсодержащих карбонатно-кремнистых сланцев, серых кварц-серицит-альбитовых сланцев с линзами серых известняков и редкими прослоями зеленых ортосланцев (метабазальтов).

Вулканогенно-терригенная толща, точнее ее черносланцевая пачка, сопоставима с лангерийской свитой по Д. Ф. Семенову.

Кремнисто-вулканогенная толща сложена в основном базальтами с мощными прослоями кремнистых пород. Степень метаморфизма крайне неравномерна. В районе г. Медика толща сложена зелеными ортосланцами и розовато-белыми, сложно пльчататыми кварцитами по кремнистым породам. В верховьях же р. Луги кремнистые породы перекристаллизованы слабо и представлены сургучно-красными яшмами и кремнями с фауной радиолярий. По литологии и характеру строения кремнисто-вулканогенная толща сопоставима с далдаганской, частично остринской и новиковской свитами, вероятно, триас-раннемелового возраста.

В разрезе метаморфических образований Сусунайского хребта отмечаются прослой кварцитов. Относительно широкое развитие этих образований позволило Л. Б. Кривицкому и В. В. Гольцу в 1952 г. выделить толщу кварцитов, зеленых и слюдястых сланцев. А. Е. Егоров и др. (1969,) также выделяют толщу кварцитов, отмечая, однако, ее невыдержанность как в разрезе, так и по площади. Кварциты представлены мономинеральными и полиминеральными разновидностями (слюдястыми, слюдисто-хлоритовыми, альбитовыми, гематитовыми, известковистыми). Мономинеральные кварциты образованы при перекристаллизации кремнистых пород. О генезисе же полиминеральных кварцитов существуют разные точки зрения. Обычно их рассматривают как стратиграфическое подразделение. С другой стороны, в кварцитах постоянно отмечаются растащенные реликты слабо окварцеванных сланцев (кварц-мусковитовых, кварц-альбит-мусковитовых, кварц-альбит-эпидот-хлоритовых и др.), часто просвечивает пльчатая структура первичных пород, присутствуют новообразованные мелкие кристаллы голубовато-зеленого амфибола, стильномелана, карбоната среди неравномернозернистой катаклазированной кварцевой массы. А. Е. Егоров и др. (1969,) отмечают широкое развитие в кварцитах складок волочения, имея в виду, видимо, реликтовые структуры. Наши наблюдения согласуются с мнением В. П. Шашкиной о переходах полиминеральных кварцитов в соответствующие разновидности сланцев вулканогенно-терригенной и вулканогенной толщ в результате процессов наложенного окварцевания, чем собственно, и объясняется их минеральное разнообразие. Толща кварцитов, в таком случае, должна рассматриваться уже не в стратиграфическом, а в тектоническом аспекте. Генезис полиминеральных кварцитов далеко не ясен, и вопрос этот требует специального изучения, не позволяя сейчас делать тектонических выводов.

В нижнем течении р. Сокол, на северо-западе Сусунайского хребта известны выходы аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов, гипербазитов и габброидов, залегающих среди метаморфических образований сусунайской серии. Они протягиваются неширокой полосой (около 800 м) север-северо-восточного простирания и прослеживаются в этом направлении на 2—3 км в бассейн р. Песчаной. К полю развития этих образований приурочена положительная магнитная аномалия, прослеживающаяся к югу на 15—18 км и фиксирующая южное продолжение скрытой под неогеновыми и четвертичными отложениями цепочки линзообразных тел серпентинитов, серпентинизированных ультраосновных пород и габброидов.

Среди исследователей, занимавшихся изучением комплекса пород реки Сокол, распространено мнение о наличии здесь сложно построенной гипербазитовой интрузии (Добрецов, 1974) или интрузии габбро и пироксенитов (Шашкина, 1969). Работы 1979 г. показали, что значительную часть указанной зоны слагают яблочно-зеленые и лимонно-желтые серпентиниты и серпентин-антофиллитовые сланцы, вскрытые в тектонических окнах. Среди серпентинитов встречены отдельные линзовидные включения, размером от сантиметров до первых метров, а также крупные неправильных очертаний блоки амфиболитов, амфиболитизированных габброидов, плотных серпентинитов, серпентинизированных гипербазитов и зеленых сланцев. Степень насыщенности серпентинитов указанными включениями различна и местами серпентиниты образуют лишь линзовидные тела. Контакты включений с вмещающими серпентинитами и серпентин-антофиллитовыми сланцами явно тектонические, с зеркалами и бороздами скольжения. В краевых частях серпентинизированных глыб ультраосновных пород образуются темнозеленые до черных массивные серпентиниты. По-видимому, есть основания предполагать две генерации серпентина — раннюю, метасоматическую, представленную в настоящее время зеленовато-желтыми серпентинитами и серпентин-антофиллитовыми сланцами, и более позднюю, возникшую в результате тектонических перемещений в краевых частях глыб. Петрографическое изучение показало, что серпентин из краевых частей глыб представлен в основном альфа-серпентином с отрицательным удлинением, в то время как серпентин вмещающих пород — гамма-серпентином.

Среди амфиболитов были найдены и описаны эклогиты (Добрецов и др., 1968) или эклогитоподобные породы (Шашкина, 1969) с высокомарганцовистым низкотемпературным гранатом, образовавшиеся, как предполагала В. П. Шашкина, при тектонических движениях в эндоконтактах пироксенитов и меланократовых габбро. Н. Л. Добрецов (1974) предполагает их образование из основных и ультраосновных пород при повышенном давлении. Им выделено две разновидности гранатсодержащих пород: гранатовые пироксениты, имеющие взаимопереходы с меланократовыми габбро (Шашкина, 1969) и гранатсодержащие породы, близкие базальтоидам. Эклогитоподобные породы обычно сильно окварцеваны и иногда напоминают гранат-пироксеновые гнейсы. По компонентным составам гранатов породы относятся к эклогитам группы С, ассоциирующим с глаукофановыми сланцами (Coleman et al., 1965). Среди амфиболитов различаются безплагноклазовые разновидности, видимо, по пироксенитам, и полосчатые плагноклазсодержащие — по габбро. По данным Н. Л. Добрецова (1968), среди амфиболитов найдены разновидности с глаукофаном, лавсонитом, жадеитом. Присутствие этих минералов отмечено в окружающих метаморфических толщах. Следует подчеркнуть, что глаукофан, развиваясь в хлоритовом войлокообразном агрегате зеленых сланцев, часто выполняет параллельные сланцеватости трещины, располагаясь перпендикулярно их стенкам (Егоров и др., 1969<sub>2</sub>), что, по-видимому, указывает на наложенность про-



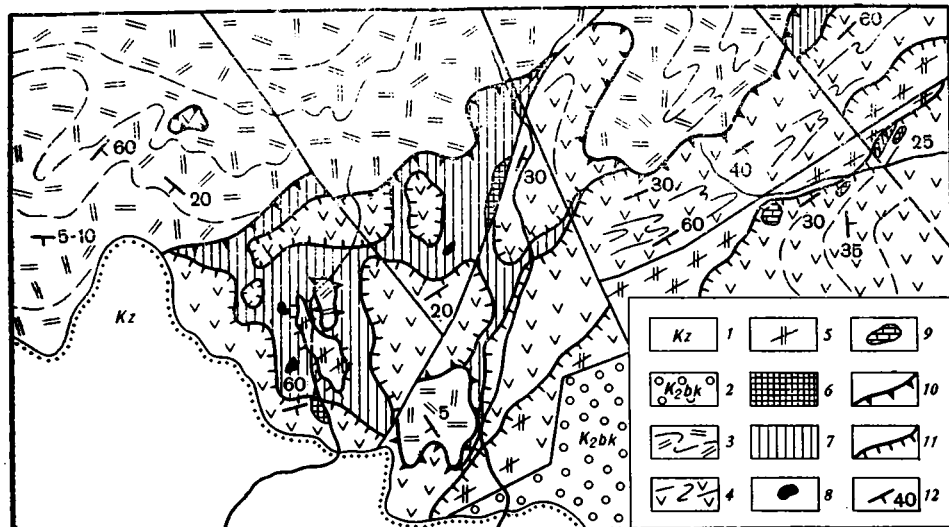


Рис. 1. Схема строения южной тектонической зоны (р. Христофоровка — р. Знаменка) 1 — кайнозойские терригенные отложения, 2 — верхнемеловые терригенные отложения, быковская свита, 3 — кремнисто-вулканогенная толща, 4 — вулканогенная толща, 5 — амфиболиты и амфиболизированные ортосланцы, 6 — полимиктовый серпентинитовый меланж (?), 7 — серпентиниты, 8 — пироксениты, 9 — известняки, 10 — нижняя граница тектонической зоны, 11 — нижняя граница покровов, 12 — элементы залегания сланцеватости

цессов глаукофансланцевого метаморфизма. В зеленых сланцах также встречаются тонкие зоны брекчирования, выполненные мелкозернистым жадеитом. По данным В. П. Шашкиной (1973), пределы содержания окиси натрия в глаукофансодержащих сланцах, метабазах и зеленых сланцах фактически равны. По-видимому, формирование лавсонита, глаукофана, жадеита происходило метасоматическим путем в условиях высоких давлений и низких температур за счет исходного натрового потенциала пород.

По полученным автором данным, массив реки Сокол следует рассматривать как тектоническую зону, сложенную в основном серпентинитовым меланжем. В составе меланжа, цемент которого представлен аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, выделяются тектонические линзы серпентинизированных ультраосновных пород, блоки амфиболизированных габброидов и пироксенитов, линзы метаморфизованных вулканогенных пород. Лавсонит- и глаукофансланцевый метаморфизм, вероятно, связан с образованием этой тектонической зоны и наложен на относительно более древний метаморфизм от пренит-пумпеллитовой до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации типа метаморфизма «погребения» или эмбрионального метаморфизма.

Выходы серпентинитов и серпентинизированных ультраосновных пород известны также в верховьях рек Комиссаровки, Знаменки, в районе горы Майорской на юге Сусунайского хребта. На карте А. Е. Егорова (1969) отмечены выходы ультраосновных тел в районе мыса Быкова и на крайнем юго-западе Сусунайского хребта.

По данным С. Д. Гальцева-Безюка (1963), массив серпентинитов горы Майорской протягивается узкой полосой и приурочен к разлому с падением плоскости сместителя на юго-восток  $170^\circ$  под углом  $55^\circ$ . Выходы серпентинизированных пород сопровождаются положительной магнитной аномалией. Другая магнитная аномалия протягивается от бухты Лосо-сей до верховьев р. Комиссаровки. На юге Сусунайского хребта выделяется тектоническая зона северо-восточного простирания покровно-глы-

бового строения, с широким развитием в ее пределах серпентинитового меланжа (рис. 1). Фронтальные северо-западные ее части сложены мощной пластиной интенсивно рассланцеванных серпентинитов, серпентин-антофиллитовых сланцев и системой маломощных покровов зеленых ортосланцев и гематитовых сланцев вулканогенной толщи, надвинутых на кремнисто-вулканогенную толщу. В верховьях р. Христофоровки, с юга на север зона имеет следующее строение. Под пластиной зеленых ортосланцев мощностью 50—70 м залегают зеленовато-серые серпентиниты. Плоскость контакта наклонена на юг под углами от 30 до 50 градусов. Среди серпентинитов встречены глыбы амфиболитов (вероятно, по зеленым ортосланцам), пироксенитов, тектонические закатыши массивных серпентинитов и серпентинизированных гипербазитов. В днище ручья, непосредственно в основании пластин ортосланцев и серпентинитов залегают своеобразные тектоногенные образования, сложенные плотно притертыми окатышами массивных серпентинитов, различных зеленых сланцев, кварцитов, яшмо-кварцитов сургучно-красного цвета, амфиболитов. Аналогичные образования отмечены под серпентинитами в верховьях одного из правых притоков р. Комиссаровки. Размер обломков колеблется от нескольких миллиметров до 1,5—2 метров. Ввиду ничтожно малого количества цемента определение его состава вызывает трудности. Существенную часть его составляет серпентин и глинистые минералы. На приведенной схеме (рис. 1) эти образования предположительно рассматриваются в качестве полимиктового серпентинитового меланжа. Однако не исключено, что они могут представлять собой олистостромовые образования, аналогичные «конгломератам», встреченным И. Г. Гринбергом по р. Комиссаровке, среди которых была найдена фауна раннего кампана (Геология СССР, 1970). В юго-восточных, более тыловых частях тектонической зоны серпентиниты имеют резко подчиненное значение и слагают лишь единичные протрузии. В районе р. Знаменки широко развиты амфиболиты и амфиболитизированные ортосланцы, присутствуют глыбы ксеногенных известняков, предположительно пермь-триасового возраста (Егоров, 1967, 1969), блоки рассланцеванных и серпентинизированных metabазальтов, миндалекаменных базальтов, кварцевых диоритов, вероятно, субвулканического генезиса. Отличительной особенностью строения этого участка зоны является его крупноглыбовый характер. В пределах всей зоны широко развита глаукофановая и лавсонитовая минерализация.

Таким образом, в пределах Сусунайского хребта серпентинитовые меланжи имеют довольно широкое распространение и, как показали исследования, маркируемые ими тектонические зоны сыграли определяющую роль в характере всей складчатой структуры Сусунайского массива.

По особенностям структур в пределах массива предварительно выделено три блока: южный, центральный и северный, для каждого из которых характерен свой складчатый рисунок (рис. 2). В южном блоке наблюдаются северо-восточные простирания складчатых структур, параллельные тектонической зоне с серпентинитовым меланжем (бухта Лососей — г. Майорская). В центральном блоке широко развиты складки субмеридионального простирания, параллельные Сусунайскому глубинному разлому и серпентинитовому меланжу района р. Сокол. Для северного блока характерны субширотные складки, параллельные тектонической линии р. Излучная — мыс Острый. Характер сочленения структурных форм северного и центрального блоков позволяет утверждать, что тектоническое перемещение северного блока происходило после образования субмеридиональных структур центрального блока. На это однозначно указывают подвороты субмеридиональных складок к западу или к востоку вблизи субширотного фронта надвига северного блока. Аналогичные соотношения наблюдаются и в зоне сочленения южного и центрального блоков.

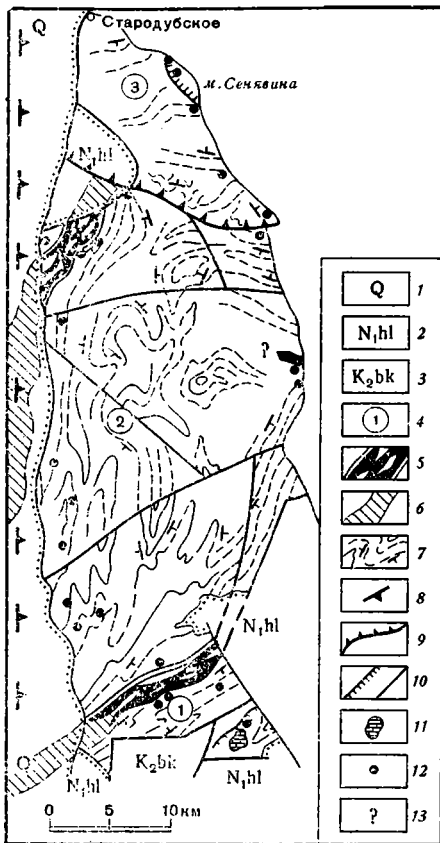


Рис. 2. Предварительная структурная схема строения Сусунайского метаморфического массива

1—четвертичные отложения, холмская свита, 2—миоценовые отложения, быковская свита, 3—верхнемеловые отложения, быковская свита, 4—тектонические блоки: южный (1), центральный (2), северный (3), 5—зоны серпентинитовых меланжей, 6—предположительное продолжение зон меланжей по геофизическим данным, 7—структурные линии в метаморфических толщах (на основе дешифрирования аэрофотоснимков с маршрутной проверкой), 8—зона Сусунайского глубинного разлома, 9—структурная линия р. Излучная—мыс Острый, 10—надвиги и крутопадающие разломы низшего порядка, 11—глыба известняков в верховьях р. Знаменки, 12—места находок лавсонита, глаукофана (по А. Е. Егорову и др., 1967, с дополнениями автора), 13—предполагаемая зона меланжа

Вблизи мыса Острога, являющегося юго-восточным окончанием структурной линии р. Излучная—мыс. Острый, отложения вулканогенной толщи надвинуты на пачку черных кварц-серицитовых сланцев. Вулканогенная толща падает здесь на северо-восток под углами 5—30°. Во фронтальной части надвига, в подстилающей черносланцевой пачке отмечены асимметричные лежащие и опрокинутые к юго-западу складки с запад-северо-западным простиранием осей. Отмеченное крупноблоковое строение Сусунайского хребта усложняется тектоническими перемещениями низшего порядка внутри блоков. Так, в районе мыса Сенявина отмечен надвиг вулканогенной толщи на образования зеленосланцевой пачки. В зоне контакта встречены тектонические окатыши пород вулканогенно-терригенной толщи. Породы вулканогенной толщи, вне зоны надвига представляющие собой тонко- и грубопереслаивающиеся метабазалты и кварц-гематитовые сланцы, на данном участке превращены в тонкоразлинованную тектоническую смесь из этих образований. Срыв произошел параллельно осевой плоскости складки, сильно опрокинутой к юго-западу. В вулканогенно-терригенной толще развиты складки субширотного простирания. Перекрывающие же их образования вулканогенной толщи залегают субгоризонтально или падают на восток-северо-восток под углами 10—12°. В районе мыса Сенявина, так же как и в районе мыса Острога, известны глаукофансодержащие сланцы (Егоров и др., 1967<sub>2</sub>).

На отдельных участках в пределах Сусунайского хребта отмечены своеобразные тектонические брекчи. В районе мыса Острога в черносланцевой пачке обнаружены тектонические закатыши из глыб вулканогенной толщи. Подобные образования есть и в среднем течении р. Рогатки, где вулканогенно-терригенная толща граничит с кремнисто-вулкано-

генной через зону прокварцеванных тектонических брекчий из глыб кремнистых сланцев и metabазальтов. Здесь же встречены глаукофан-, лавсонит-, и хлормеланитсодержащие сланцы. В районе между устьями ручьев Кема и Вяз на Охотском побережье, среди metabазальтов залегают глыбы интенсивно окварцеванных кварц-серицитовых сланцев. По данным А. Е. Егорова (Егоров и др., 1974), среди вулканогенной толщи встречаются также брекчий metabазальтов, метадиабазов, реже обломки ультраосновных пород. По-видимому, тектонические брекчий широко распространены в метаморфических толщах Сусунайского хребта и маркируют зоны тектонических срывов.

Интерес представляют выводы Ю. В. Миллера и Р. И. Милькевича (1978), изучавших структурные формы на отрезке поселок Стародубское — мыс Быкова, о крайне неравномерном характере деформаций толщ. Структура Сусунайского массива, по представлениям этих исследователей, автономна и не связана с периклинальным замыканием антиклинория, как ее традиционно трактуют многие геологи. О неправомочности отнесения Сусунайского массива к структурам типа антиклинория указывалось в работе Ю. М. Пущаровского (1964).

Формирование блоковой структуры, зон серпентинитового меланжа, и брекчирования метаморфических толщ происходило, по-видимому, в позднемеловое время. Это предположение основано на присутствии позднемеловых конгломератов по р. Комиссаровке, сложенных гальками метаморфических пород в кремнисто-глинистом цементе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сусунайский метаморфический массив представляет собой тектонический блок, выступающий среди преимущественно осадочных комплексов Южного Сахалина. На юге он по разломам граничит с отложениями быковской свиты верхнего мела, а на западе обрывается Сусунайским глубинным разломом. По геофизическим данным (Туезов и др., 1976), Сусунайский массив продолжается на север в пределы залива Терпения на расстояние около 30 км, где имеет уже северо-восточное простирание. На юг он прослеживается вплоть до Японии. По данным Д. Ф. Семенова и В. Ф. Евсеева гравитационное поле над массивом увеличивается с запада на восток в семь раз, а плоскость сместителя Сусунайского глубинного разлома наклонена на восток, что указывает на возможную клинообразную в разрезе форму массива. Острый конец клина обращен на запад и вдоль его границы прослеживается положительная магнитная аномалия, обусловленная развитием серпентинитового меланжа. На западном склоне Сусунайского хребта отмечена также более широкая распространенность в породах глаукофановых амфиболов, что объясняется, главным образом, большей величиной давления (Добрецов, 1974). Внутри вскрытой эрозией части массива выделяются три блока с автономной складчатой структурой. Блоки имеют тектонические ограничения, вдоль которых развиты серпентинитовые меланжи и зоны глыбовых тектонических брекчий. Внутри блоков отмечаются самостоятельные тектонические срывы меньшего масштаба, маркируемые зонами брекчий и окварцеванием. Складчатая структура внутри блоков подчиняется простираниям их тектонических ограничений с зонами меланжа на фронтальных участках.

## Литература

- Гальцев-Безюк С. Д., Гипербазиты Сахалина.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Сахалина. Тр. ВНИГРИ, вып. 224. Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Геология СССР, т. 33. Остров Сахалин. Геологическое описание. Ред. В. Н. Верещагин. М., «Недра», 1970.
- Добрецов Н. Л., Егоров А. Е., Егорова М. Г., Подзорова Д. И. О находке измененных эглоцитов в Сусунайском хребте (о. Сахалин).— Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 4.

- Добрецов Н. Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР.— Новосибирск, «Наука», 1974.
- Егоров А. Е.* Новые данные о возрасте метаморфических комплексов о. Сахалин.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 6.
- Егоров А. Е., Добрецов Н. Л., Егорова М. Г., Подзорова Д. И.* О глаукофановых сланцах о. Сахалин.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 3.
- Егоров А. Е., Евсеев В. Ф., Егорова М. Г., Подзорова Д. И.* Стратиграфия и состав метаморфических комплексов острова Сахалина.— В кн.: Метаморфические комплексы острова Сахалина. Тр. СахКНИИ, вып. 22, Южно-Сахалинск, 1969.
- Егоров А. Е., Егорова М. Г., Подзорова Д. И.* Петрографическая и петрохимическая характеристика метаморфических пород Сахалина и некоторые вопросы их происхождения.— В кн.: Метаморфические комплексы острова Сахалина. Тр. СахКНИИ, вып. 22, Южно-Сахалинск, 1969.
- Егоров А. Е.* О возрасте метаморфического комплекса Сахалина.— В кн.: Метаморфические комплексы острова Сахалина. Тр. СахКНИИ, вып. 22, Южно-Сахалинск, 1969.
- Егоров А. Е., Подзорова Д. И., Егорова М. Г.* О брекчиевидных породах в метаморфических комплексах Сусунайского хребта (Южный Сахалин).— В кн.: Вопросы геологии Сахалина и Курильских островов. Тр. СахКНИИ, Владивосток, 1974.
- Мюллер Ю. В., Милькевич Р. И.* История структурных и метаморфических преобразований глаукофансланцевого комплекса Сусунайского хребта (Южный Сахалин).— Геология и геофизика, 1978, № 8.
- Пуцаровский Ю. М.* О тектонике Сахалина. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 12.
- Семенов Д. Ф.* О метаморфическом комплексе Сусунайского хребта о. Сахалина.— В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Тр. ДВГИ, Владивосток, 1968.
- Тузев И. К., Красный М. Л., Куликов А. А.* О продолжении в море Восточно-Сахалинского, Сусунайского и Тонино-Анивского антиклинориев о. Сахалина.— Геология и геофизика, 1976, № 3.
- Шашкина В. П.* Эклогитоподобные и другие породы интрузии р. Сокол (Сусунайский хребет, Южный Сахалин).— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород. Тр. ДВГИ, Владивосток, 1969.
- Coleman R. Y., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W.* Eclogites and eclogites: their differences and similarities.— Bull. Geol. Soc. America Bull., 1965, v. 76, N 5.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
20 марта 1980 г.

УДК 551.241(571.64)

ЗЛОБИНТ. К., ПОПОВА. А., ФЕДОРЧЕНКОВ. И.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГА ОСТРОВА КУНАШИР  
ПО ДАННЫМ МОВЗ

Впервые проведены детальные глубинные сейсмические исследования земной коры методом обменных волн землетрясений на юге Курильской островной дуги. В земной коре на глубинах от 0,6 до 38 км выделено пять основных сейсмических границ обмена. Построены структурные схемы и на их основе составлен глубинный сейсмический разрез. Охарактеризованы морфология, конформность, возможная геологическая природа глубинных границ, особенности их поведения в районе вулканов Головинна и Менделеева.

Имеющаяся информация о глубинном строении Курило-Камчатской островной дуги основывается преимущественно на данных сейсмологических наблюдений (Федотов, Кузин, 1963), которые, хотя и дают представление о строении больших, до сотен километров глубин, но не обеспечивают необходимой детальности и по существу не могут дать характеристики строения самой земной коры.

В настоящей работе представлен сейсмический разрез земной коры крайнего юга Курильской дуги, полученный по данным детальных сейсмических исследований с передвижными сейсмическими станциями «Черепаша». Полевые наблюдения были выполнены в 1977 г. Южно-Курильской сейсмической экспедицией СахКНИИ ДВНЦ АН СССР (рис. 1).

В процессе исследований в южной половине о. Кунашир было зарегистрировано около 100 землетрясений и несколько взрывов, получено 289 рабочих сейсмограмм. Согласно известным критериям (Померанцева, 1968), были выделены обменные волны  $PS$ , построен временной и на его основе глубинный разрез.

Для построения глубинного разреза были использованы данные о распределении сейсмических скоростей ( $V$ ), полученные на ближайшем к Южным Курилам профилю ГСЗ 23 (Тулина, 1969).

Коэффициент  $K_{ср} = V_{ср P} / V_{ср}$ , рассчитывался на основе использования зависимости  $K_{ср} = f(V)$ . Угол падения продольной волны на границу обмена  $i$  определялся по зависимости  $i = f(\Delta)$  (Коган, 1955), где  $\Delta$  — эпицентральное расстояние. Последнее устанавливалось по оперативным сейсмологическим бюллетеням. Для местных и слабых землетрясений, не приведенных в сейсмических бюллетенях,  $\Delta$  определялось по разности прихода поперечных и продольных волн  $\Delta t_{s-p}$  согласно зависимости, полученной Р. З. Таракановым (1965).

Азимут подхода волн к станциям записи  $\alpha$  рассчитывался по известной в сейсмологии формуле (Руководство..., 1952). В случае отсутствия данных об эпицентрах землетрясений и невозможности вычисления  $\alpha$  по вышеуказанным формулам для определения этого параметра устанавливалась четверть подхода волн  $P$  и  $PS$  по знаку на  $X$ - и  $Y$ -компонентах относительно  $Z$ . Значение  $\alpha$  принималось равным середине четверти.

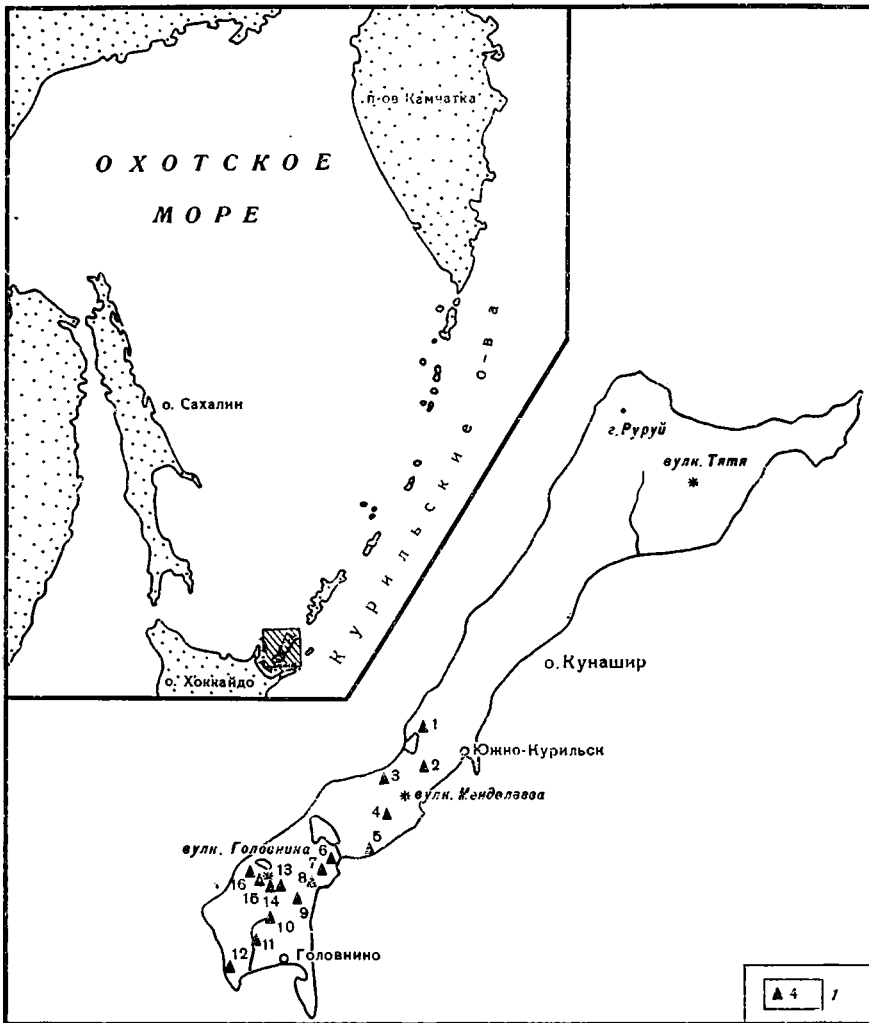


Рис. 1. Схема расположения пунктов наблюдений сейсмических станций записи «Чебоксары» (1) и района исследований МОБЗ (на врезке)

Глубина залегания точек обмена  $H$  определялась согласно преобразованной И. В. Померанцевой (1977) формулы Хазегавы:

$$H = \frac{\Delta t_{PS-P} V_{Pcp}}{(K_{cp} - 1) \left\{ 1 + \frac{1}{2K_{cp}} \cos^2 e_{P_1} \right\}}$$

где  $e_P$  — угол выхода сейсмической радиации,  $\Delta t_{PS-P}$  — разность прихода обменных и образующих их продольных волн,  $V_{Pcp}$  — средняя скорость продольных волн.

Сейсмический снос определялся по формуле

$$L = H \operatorname{tg} i_{P_1},$$

где  $i_{P_1}$  — угол между лучом, выходящим на поверхность земли, и вертикалью.

С целью ускорения вычислений  $H$  и  $L$  для Южных Курил были рассчитаны палетки зависимостей  $H=f(\Delta t_{PS-P})$  и  $L=f(\Delta t_{PS-P})$  с интервалом  $i=10^\circ$ .

Известно, что в методе обменных волн землетрясений в отличие от других сейсмических методов, выполняющихся в основном как продольное профилирование, в силу различных азимутов подхода сейсмических волн построению разреза предшествует составление структурных карт изоглубин по основным горизонтам. Для этого на плане местности наносились места стоянок станций записи. Затем от каждой точки наблюдения в сторону на эпицентр землетрясения под углом  $\alpha$ , соответствующему азимуту подхода волн, откладывались в масштабе карты значения сейсмического сноса и подписывались значения глубин до соответствующей точки обмена. Затем известными способами определялись линии равных глубин и строились структурные карты (схемы) по основным горизонтам. Построение глубинных разрезов по выбранным линиям профилей осуществлялось уже на основе этих схем.

Таким образом были построены структурные схемы по четырем основным горизонтам и частично по пятому. Для пятого, самого верхнего горизонта, выделенного на временах запаздывания  $\Delta t_{PS-P} = 0,15-0,65$  сек, структурная схема строилась лишь на участке его максимального прогиба в районе ПК 8—11, где  $\Delta t_{PS-P}$  составляет 0,5—0,6 сек. На остальном протяжении профиля  $\Delta t_{PS-P}$  — составляет 0,15—0,35 сек. Величина сейсмического сноса незначительна (0,1—0,2 км) и практически не влияет на структурные построения.

При рассмотрении разреза обращают на себя внимание существенные вариации глубин залегания границ, их негоризонтальность, своеобразное поведение каждой из них в пространстве, частое наличие ступеней, которые могут трактоваться как разрывные нарушения. Ниже рассмотрен рельеф границ, характер их соотношения между собой и с поверхностными геологическими объектами, а также сделана попытка выяснения их возможной геологической природы.

### МОРФОЛОГИЯ И СООТНОШЕНИЕ ГРАНИЦ

**Первый** от дневной поверхности горизонт залегает на глубине 0,6—3,0 км. Минимальная глубина фиксируется на ПК 5, 1, 2, т. е. непосредственно к югу и северу от вулкана Менделеева. В районе ПК 4 отмечается четкий прогиб этой границы до глубины 1,4 км. Южнее ПК 5 наблюдается плавное погружение этого горизонта к ПК 6 под углом ( $\varphi$ ) около 6°. Далее на юг погружение более крутое ( $\varphi = 12-15^\circ$ ). Таким образом, здесь намечаются две ступени, сочленяющиеся между ПК 6, 7, по-видимому, по-разному. Максимальный прогиб первого горизонта (2,6—2,8 км) между ПК 9 и 10 проецируется на кальдерную котловину и южные склоны вулканов Головнина. В самой южной части острова (ПК 11 и 12) он резко воздымается до глубины около 1 км.

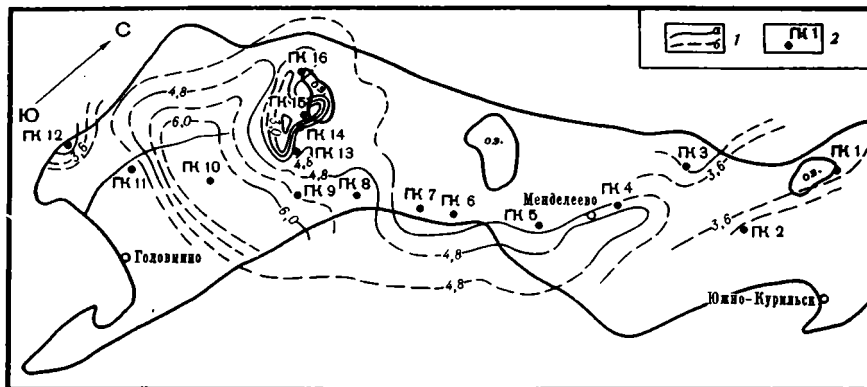
**Вторая** сверху граница уверенно прослежена на большей части профиля 1. Между ПК 4—12 она залегает на глубине 4—6 км (рис. 2, а)

Построенная структурная схема по второму горизонту обнаруживает достаточно сложный характер его поверхности. Основными морфологическими элементами горизонта служат узкий субмеридиональный прогиб глубиной 4—5 км, протягивающийся под оз. Лагунным и западной частью вулкана Менделеева, и глубокая (до 6,5 км) подковообразная мульда, опоясывающая с юга резкий выступ той же границы (глубина 2,6 км).

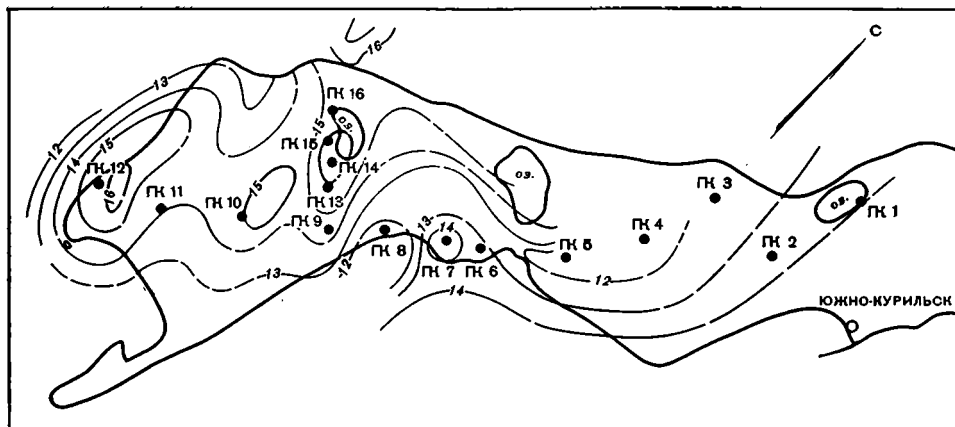
**Третья** граница выделена на глубинах 12—16 км. Она погружается к крайней южной части о. Кунашир, где образует прогиб, располагающийся непосредственно ниже описанной под вулканом Головнина депрессии по второму горизонту. Приосевая часть этого прогиба имеет сложную морфологию и представляет собой «клавишную» систему мелких горстов и грабенов (рис. 2, б; 3).

**Четвертый** горизонт в пределах изученной части о. Кунашир имеет плавные очертания рельефа. По нему отчетливо выделяется крупный (до

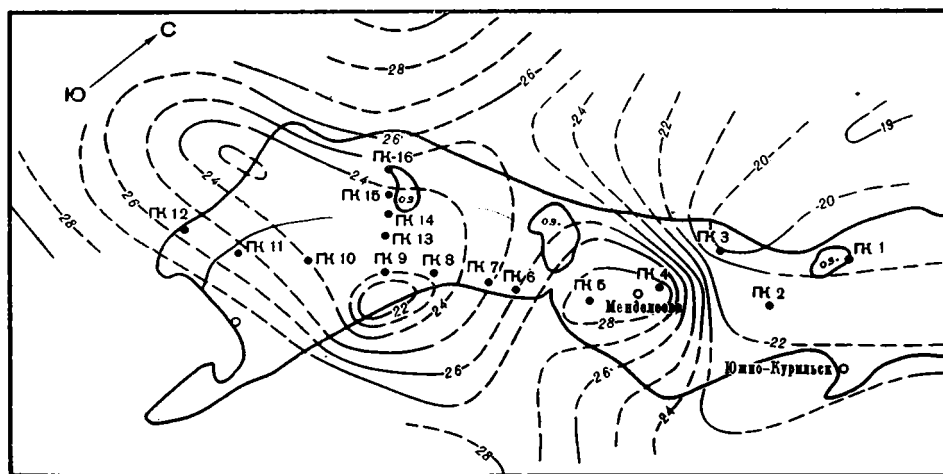




а



б



в

Рис. 2. Структурные схемы: а — по поверхности консолидированной коры ( $K_0$ ); б — по подошве геосинклинального комплекса ( $K$ ); в — по горизонту  $M_1$   
 1 — изолинии глубин, км; а — более уверенные, б — менее уверенные; 2 — пикеты установки сейсмических станций ваписи

22 км от дневной поверхности) куполообразный подъем в основании вулкана Головинна и столь же крупный (до 28 км) прогиб под вулканом Менделеева. В северной части района наблюдается подъем горизонта до 19 км (см. рис. 2, в; 3).

Пятая (самая нижняя из представленных на разрезе) граница на большей части профиля практически горизонтальна и залегает на глу-

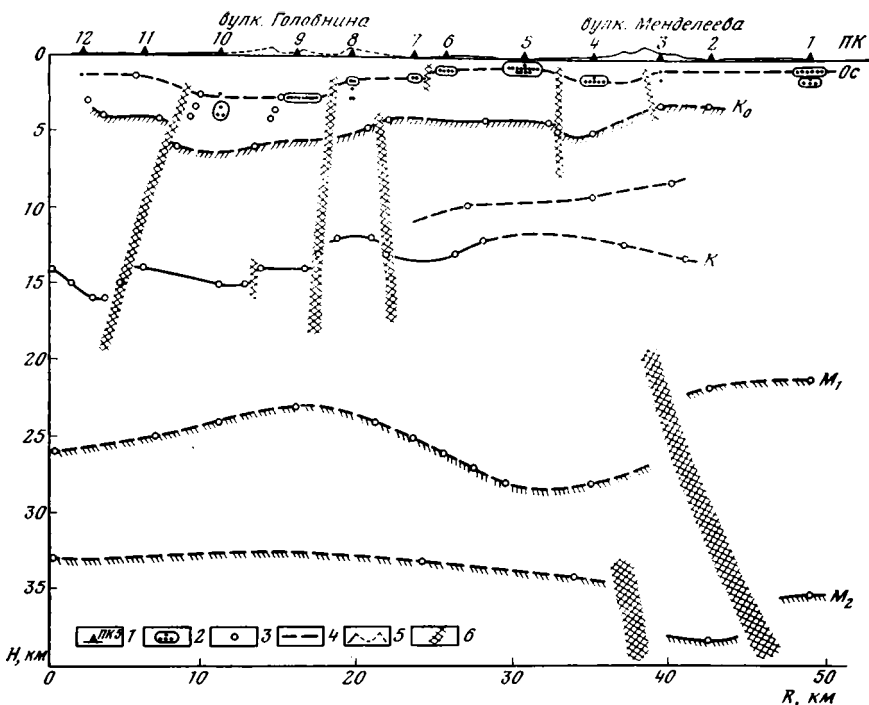


Рис. 3. Глубинный разрез земной коры по данным обменных волн на юге Большой Курильской гряды

1 — пикеты установки сейсмических станций записи; 2 — области расположения точек обмена, построенных без учета сейсмического сноса; 3 — глубина залегания границ обмена (с учетом сейсмического сноса) в точках пересечения линий профиля изолиний глубин на структурных схемах; 4 — границы обмена; 5 — проекция на профиль вулкана Головнина; 6 — разломы, предполагаемые по данным МОВЗ. Ос — граница обмена в флишоидно-пемзовом комплексе;  $K_0$  — кровля консолидированной коры;  $K$  — предполагаемая подошва геосинклинального комплекса;  $M_1$ ,  $M_2$  — возможные разделы Мохоровичича

бине 33—34 км. Только на его северном фланге в районе ПК 2 наблюдается резкое грабенообразное ее погружение до уровня 38 км.

Как следует из временного разреза, ниже пятой границы среда также расслоена, о чем свидетельствует наличие обменных волн с временами запаздывания до 15 сек и более. Однако построение по ним границ в силу небольшого количества данных было бы сейчас преждевременным.

Анализ морфологии сейсмических границ показывает, что на большей части профиля две верхние из них конформны между собой. Некоторое же отличие состоит лишь в том, что в средней части профиля (ПК 5—7) рельеф второй границы более сглаженный, в то время как оконтуренные ею прогибы значительно рельефнее (отношение ширины прогиба к амплитуде под вулканом Менделеева по первой границе составляет 10—11, а по второй 3—4; под вулканом Головнина — соответственно 11—12 и 7—8). Для второй границы характерен также и большой перепад глубин залегания (4 против 2,2 км).

В целом конформной первым двум является и третья граница. Определенное нарушение этой закономерности (между ПК 7—11) скорее всего обусловлено раздробленностью приосевой крупной глубинной синклинальной структуры под вулканом Головнина в результате формирования вулcano-тектонической депрессии его кальдеры. Интересно, однако, отметить, что в отличие от зафиксированного в рельефе дневной поверхности первых двух границ проседание верхних (до 5—6 км) частей

земной коры на уровне этой границы (14—16 км) имеет место своеобразное клавишное поднятие блоков коры.

Исключение составляют и некоторые другие детали поведения третьей границы. Так, отчетливо зафиксированный первыми двумя разделами в районе вулкана Менделеева прогиб земной коры не выражен в рельефе этой границы. В то же время на фоне довольно стабильного положения двух верхних разделов в интервале ПК 5—8 по третьей границе зафиксирован резкий прогиб, почти аналогичный таковому по второй границе в районе вулкана Менделеева.

Таким образом, можно констатировать, что в общем три верхние границы залегают конформно. Это обстоятельство свидетельствует о едином структурном плане верхней (до 10—15 км) части земной коры региона, который обязан длительному существованию на крайнем юге о. Кунашир крупного прогиба, продолжающегося в более южные районы Восточного Хоккайдо.

Что касается двух нижних (четвертой и пятой) границ рассматриваемого разреза, то они являются резко дисконформными как между собой, так и с тремя вышележащими разделами. Самая нижняя из них в центральной и юго-западной частях профиля практически горизонтальна, тогда как вышележащая граница образует здесь крупный купол, над которым расположена сложно дислоцированная депрессионная область земной коры под кальдерой Головнина. Сравнительно небольшой депрессионной зоне под вулканом Менделеева, зафиксированной по верхним двум горизонтам и не выраженной в третьем, на фоне общего вздымания по четвертому горизонту соответствует крупный прогиб. Несколько смещенной относительно этого прогиба к северу является грабенообразная депрессия в самом нижнем горизонте.

#### ВОЗМОЖНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ

Определение природы границ обмена базируется на положении их в разрезе, соотношениях между собой, значениях сейсмических скоростей и данных о конкретной и региональной геологической обстановке.

Для оценки возможных значений скоростей вдоль выделенных границ обмена на юге о. Кунашир в настоящее время могут быть использованы лишь материалы ГСЗ, полученные при исследованиях на акваториях, прилегающих к островам. Ближе всего к району работ расположен профиль 23 (Тулина, 1969; Зверев, Тулина, 1966). Он является единственным профилем ГСЗ, отработанным в пределах Большемурильского геантиклинального поднятия и пройденным вдоль тихоокеанского побережья южной части о. Итуруп и северной части о. Кунашир.

В соответствии с этими материалами первая сверху граница, выделенная по данным МОВЗ на глубинах 1,4—2,8 км, по-видимому, соответствует самой верхней сейсмической границе, установленной С. М. Зверевым и Ю. В. Тулиной примерно на тех же уровнях. Граничная скорость вдоль нее в южной части профиля 23 на траверсе о. Кунашир составляет 4,5 км/сек (Тулина, 1969). Упомянутые авторы предполагают, что эта граница принадлежит комплексу либо метаморфизованных осадочных, либо плотных вулканогенных пород.

Второй сверху (4—6 км) границе разреза МОВЗ на профиле ГСЗ соответствует для района Кунашира горизонт со скоростью 5,8 км/сек, залегающий на глубине 5,5 км. С. М. Зверев и Ю. В. Тулина связывают эту границу с поверхностью кристаллического основания.

Третий сверху горизонт, выделенный по данным МОВЗ на большей части профиля на глубинах 12—15 км, не находит аналога в разрезе ГСЗ по профилю 23. Однако при последующей переинтерпретации ма-

териалов Ю. В. Тулина (1969) выделила в северной (итурупской) части профиля на глубинах 14—15 км сейсмическую границу со скоростью 7,2 км/сек. Предполагалось, что в сторону пролива Екатерины эта граница поднимается с одновременным уменьшением скорости вдоль нее до 6,6 км/сек. Относительно природы этой границы заключений сделано не было.

Особое значение имеет идентификация четвертого горизонта. По данным МОВЗ, этот горизонт залегает на глубинах 21—28 км. Он является единственной поверхностью обмена в интервале глубин 16—32 км. Не исключено, что именно ему отвечает выделенная С. М. Зверевым и Ю. В. Тулиной по данным ГСЗ граница со скоростью 7,6—8,1 км/сек на глубинах 19—22 км, отождествляемая ими с поверхностью Мохоровичича.

Кроме названных границ обмена в нижней части разреза МОВЗ устанавливается еще один достаточно выдержанный раздел, залегающий на глубине 33—38 км. В этой связи можно отметить, что, по данным ГСЗ, непосредственно к востоку от о. Шикотан (профиль 22; Тулина, 1969) ниже предполагаемой поверхности *M* на глубине около 35—38 км выделяется преломляющая сейсмическая граница со скоростью 9,0 км/сек. Однако положение упомянутого профиля в принципиально иных структурно-тектонических условиях не позволяет нам использовать его для идентификации рассматриваемой границы.

Учитывая конкретную геологическую обстановку района исследований и смежных с ним территорий, в частности Восточного Хоккайдо, а также поведение выделенных сейсмических границ раздела, можно сделать следующие предварительные выводы относительно их возможной геологической природы:

1. Анализ возможных мощностей кайнозойских образований о. Кунашир, характера их залегания, степени литификации и метаморфизма, насыщенности разреза магматическим материалом и т. п. приводит авторов к необходимости связывать границу  $K_0$  (кровлю консолидированной коры) с поверхностью комплекса так называемых «зеленых туфов». В этом случае выше границы  $K_0$  залегают образования флишоидно-пемзового комплекса, перекрытые четвертичными осадочно-вулканогенными отложениями и граница обмена *Ос* соответствует разделу между верхней частью этого комплекса (пемзовый подкомплекс, верхний плиоцен) и нижней (вулканогенно-флишоидный подкомплекс, миоцен).

2. Вопрос о природе границы *K* можно в какой-то мере решить, исходя из региональной геологической ситуации. Так, погружение всех обнажающихся на о. Кунашир геологических комплексов на юг к центральной части крупного позднемелового — кайнозойского прогиба Восточного Хоккайдо позволяет думать, что район исследований находится в области его северного выклинивания. Исходя из этого, границу *K* представляется целесообразным связывать с кровлей мезозойско-палеозойских образований, развитых на Хоккайдо западнее п-ова Сиретоко, входящего в систему Курильской островной дуги (комплексы Сорати и Хидака). Думается, что в районе наибольшего прогиба этой границы (крайний юг Кунашира) ниже зеленотуфового комплекса присутствуют все геосинклинальные отложения до верхнего мела включительно (комплекс Немуро, или матакатанская свита Малой Курильской гряды). В связи с этим границу *K* можно считать подошвой верхнемелового — кайнозойского геосинклинального комплекса Курильской островной дуги.

3. Относительно природы двух нижних границ ( $M_1$  и  $M_2$ ) судить однозначно в настоящее время нельзя. Сопоставление глубин их залегания с данными ГСЗ, полученными Ю. В. Тулиной (1969) и другими, указывают на возможное соответствие границы  $M_1$  поверхности с  $V_r = 7,6—8,1$  км/сек. отождествляемой с разделом Мохоровичича. Однако, учитывая последние результаты ГСЗ по Восточной Камчатке, где глубина залегания

границы Мохоровичича составила около 46 км (глубинное сейсмическое зондирование Камчатки, 1978), авторы допускают, что подошва земной коры здесь, возможно, залегает ниже как границы  $M_1$ , так и  $M_2$ .

### РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

В пределах изученного участка о. Кунашир, по данным МОВЗ, было выделено несколько тектонических нарушений. При их выделении руководствовались главным образом структурными признаками (резкое изменение наклона границ, мощности слоев и прочими). Учитывались также данные о резком изменении значений времен запаздывания обменных волн между соседними точками наблюдений, разбросе по вертикали значений запаздываний, усложнении формы записи волн, нарушении их корреляции.

Из рис. 3 следует, что глубина заложения разломов различна. Большинство из них приурочено к разным уровням верхней части земной коры (к ее геосинклинальному комплексу); только два разлома нарушают границы  $M_1$  и  $M_2$  и не прослеживаются выше. Обращает на себя внимание факт пространственной приуроченности разломов к областям расположения современных вулканических аппаратов. Так, непосредственно в основании вулкана Головнина зафиксированы три крупных нарушения, «выкалывающие» в кровле консолидированной коры ( $K_0$ ) обширную депрессию, выполненную миоплиоценовыми отложениями и сложно дробящие основание геосинклинального комплекса (границу  $K$ ). Амплитуды смещения разделов по ним составляют 1—2 км. Характер подвижек обычно сбросовый (исключение составляет самый южный разлом в области границы  $K_0$ ), что свидетельствует о преобладающем режиме растяжения при их формировании. Обращает внимание различие знаков движений по разломам: отрицательный на верхних двух границах ( $Oc$  и  $K_0$ ), положительный в подошве геосинклинального комплекса ( $K$ ). Рассматриваемые разломы явно имеют вулcano-тектоническую природу (возможно, связаны с формированием кальдерного вулкана Головнина) и молодой возраст (позднеплиоцен-четвертичный). Чрезвычайно широкое развитие на крайнем юге о. Кунашир рыхлых четвертичных образований не позволило зафиксировать эти разломы геологическими методами.

В северной половине профиля выделено два нарушения, также «выкалывающие» в самой верхней части разреза (осадочный слой и кровля консолидированной коры) относительно небольшую котловину в основании вулкана Менделеева, которая, возможно, также имеет вулcano-тектоническую природу. Реальность этих разломов подтверждается геологическими наблюдениями.

Интересно обратить внимание на то, что непосредственно ниже этой депрессии по разделам  $M_1$  и  $M_2$  зафиксировано мощное нарушение взбросового типа со смещением соответственно 6 и 3 км. Взброшенным является северное крыло. Непосредственно к югу от этого разлома по  $M_2$  устанавливается разлом сбросового типа с опущенным на 4 км южным крылом, которое, таким образом, является дном узкого грабена. Думается, нельзя отрицать того, что описанная система разноглубинных нарушений образует своеобразную тектоническую зону, контролирующую область подводящего канала вулкана Менделеева.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исходя из анализа полученных по данным метода обменных волн землетрясений структурных характеристик границ обмена и приведенного выше варианта истолкования их возможной геологической природы, можно заключить следующее.

1. Земная кора и верхняя мантия под южными Курилами имеет слоистое строение.

2. Общая мощность четвертичных отложений и образований флишидно-пемзового комплекса на изученной части островной дуги составляет в основном около 4—6 км, уменьшаясь до 3 км на севере профиля.

3. Кровля консолидированной коры (граница  $K_0$ ) прогибается в области вулканической постройки вулкана Менделеева и в районе подножия вулкана кальдерно-провального типа — Головинна.

4. На основе сопоставления выделенных границ обмена с сейсмическими границами, установленными по данным ГСЗ, и значений граничной скорости сейсмических волн вдоль них можно предположить, что выше границы  $K$  залегают породы геосинклиналичного комплекса, а ниже — «базальтовый» слой.

5. Мощность слоя, заключенного между границами  $K$  и  $M_1$ , по разрезу изменяется от 9 до 16 км. Максимальное значение мощности этого слоя (16 км) приурочено к прогибу границы  $M_1$  под вулканом Менделеева.

6. Согласно полученным данным МОВЗ, глубина залегания границы  $M_1$  на самом южном фланге Курильской дуги составляет 21—28 км, т. е. на 6—8 км больше глубины залегания границы, отождествляемой, по данным ГСЗ, с поверхностью Мохоровичича. Максимальный прогиб границы  $M_1$  устанавливается в северной части профиля в области расположения вулкана Менделеева.

7. Полученные результаты детальных сейсмических наблюдений МОВЗ позволяют сделать вывод об эффективности метода в таком детальном варианте для изучения глубинного строения земной коры Курило-Камчатской островной системы.

#### Литература

- Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М., «Наука», 1978, Авт.: *Аносов Г. И., Биккенина С. К., Попов А. А., Сергеев К. Ф., Утнасин В. К., Федорченко В. И., Зверев С. М., Тулина Ю. В.* Некоторые результаты детального изучения строения земной коры южной части Курильской островной дуги методом ГСЗ.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966.
- Коган С. Д.* Динамические параметры очагов глубоких землетрясений. Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 30 (157), 1955.
- Померанцева И. В.* Методика интерпретации обменных проходящих волн, регистрируемых станциями «Земля». — Прикл. геофизика, вып. 53. М., «Недра», 1968.
- Померанцева И. В., Мозженко А. Н.* Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля». М., «Недра», 1977.
- Руководство по производству и обработке наблюдений на сейсмических станциях СССР, ч. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952. Авт.: *Вешняков А. В., Кирнос Д. И., Линден Н. А. и др.*
- Тараканов Р. З.* Годографы волн  $P$  и  $S-P$  и скоростной разрез верхней мантии по данным наблюдений над Курило-Японскими землетрясениями.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1965, № 7.
- Тулина Ю. В.* Детальные сейсмические исследования земной коры и южных Курильских островов.— В сб.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969.
- Федотов С. А., Кузин И. П.* Скоростной разрез верхней мантии в области южных Курильских островов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 5.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Новоалександровск

Статья поступила  
14 декабря 1979 г.

УДК 551.242.32(31)

ШАПИРО М. Н.

## ЗОНДСКО-БИРМАНСКАЯ ДУГА И ПРЕДПОЛАГАЕМОЕ ДВИЖЕНИЕ ИНДО-АВСТРАЛИЙСКОЙ И ЕВРАЗИАТСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Изменения основных характеристик современной структуры вдоль Зондской островной дуги, Андаманско-Никобарской островной дуги и Индо-Бирманских хребтов сравниваются с кинематикой предполагаемого относительного движения Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит. Показано, что сейсмичность, вулканизм, области антиизостатического прогибания во фронте дуги и характер преобладающих тектонических деформаций не коррелируются с изменениями кинематики предполагаемого движения плит. Структуры сжатия развиваются на границе плит даже там, где края плит должны расходиться, причем такие соотношения не зависят от принятой кинематической схемы. Строение Зондско-Бирманской дуги не обусловлено кинематикой двух жестких литосферных плит, перемещающихся по поверхности земного шара.

Под Зондско-Бирманской дугой в настоящей статье понимается собственно Зондская дуга (вместе с южной частью дуги Банда), продолжающая ее на севере Андаманско-Никобарская островная дуга и расположенная еще севернее структуры Бирмы и южного Ассама (см. рис. 1). Зондская дуга является классическим примером типичной островной дуги с глубоководным желобом, невулканической внешней дугой и поясом неогеновых и четвертичных вулканов, венчающим вторую, внутреннюю дугу. Все эти элементы продолжают и в пределах Андаманско-Никобарской дуги, однако желоб засыпан здесь турбидитами Бенгальского подводного конуса, а вулканы внутренней дуги, как правило, не поднимаются над уровнем моря. Главное отличие этого отрезка — явление в тылу дуги глубоководной впадины краевого Андаманского моря, Бирманские структуры являются частью Альпийско-Гималайского пояса складчатого пояса, но всегда рассматриваются как непосредственное продолжение структур Зондской дуги. В частности, на продолжении глубоководного желоба располагается Предараканский передовой прогиб, прослеживающийся до Ассама; невулканической внешней дуге соответствуют хребты Аракан-Иома, Чин и Нага, сложенные интенсивно смятым меловым и нижнепалеогеновым флишем, а вулканическая дуга находит продолжение в новейших вулканических постройках Иравдийской равнины. Единство всей Зондско-Бирманской дуги подчеркивается и существованием единой сейсмофокальной зоны, сопряженной с этой структурой.

Согласно наиболее распространенным схемам, выработанным в рамках новой глобальной тектоники, Зондско-Бирманская дуга является пограничной структурой между двумя крупнейшими литосферными плитами: Евразийской и Индо-Австралийской (Индийской). Кинематика их предполагаемого относительного движения рассмотрена в известной работе Кс. Ле-Пишона (1974). Из приведенных им данных легко вычислить нормальную к границе плит составляющую скорости их относительного движения. Если исходить из основных положений новой глобальной тектоники, то следует полагать, что эта составляющая должна влиять на

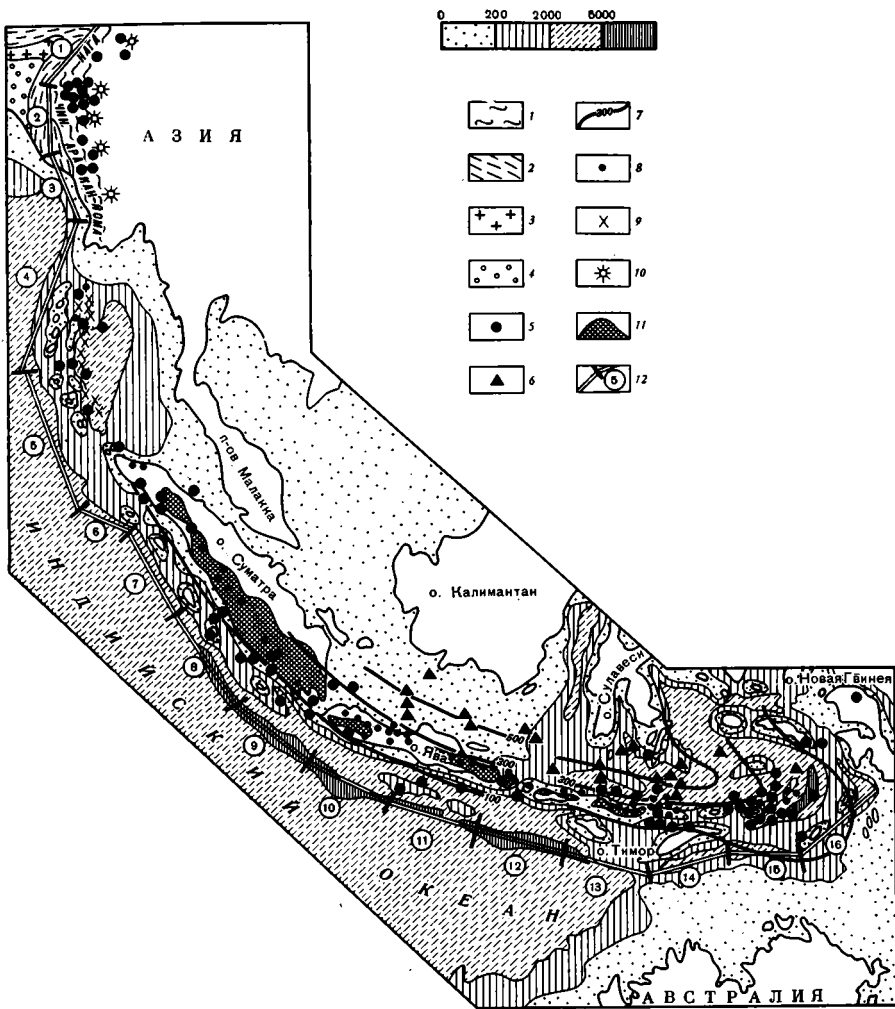


Рис. 1. Основные черты строения Зондско-Бирманской дуги по Геолого-геофизическому атласу Индийского океана (1975)

1 — Индо-Бирманские хребты; 2 — передовые прогибы Бирмы и Ассама; 3 — Индийская платформа; 4 — дельта Ганга; 5 — эпицентры поверхностных и промежуточных землетрясений; 6 — эпицентры глубоководных землетрясений; 7 — изолинии глубин сейсмофокальной зоны, км; 8 — активные наземные вулканы; 9 — подводные вулканы и вулканические горы; 10 — центры новейшего вулканизма в Бирме; 11 — главные поля континентальных кайнозойских вулканитов; 12 — граница плит, разбитая на отрезки в соответствии с табл. 1. Глубины акваторий показаны штриховкой

главные характеристики современных процессов, происходящих на границе плит, и, если эти процессы протекают длительно, на характер геологических структур вдоль этой границы. В частности, от нормальной составляющей скорости относительного движения плит должны зависеть: 1) глубина сейсмофокальной зоны; 2) интенсивность новейшего и современного вулканизма; 3) амплитуда рельефа и гравитационных аномалий, обусловленная нарушениями изостазии; 4) стиль тектонических структур. Особенно важно подчеркнуть, что там, где нормальная составляющая приближается к нулю, характер процессов на границе должен качественно меняться, типичные черты дуговых систем исчезать и сменяться признаками трансформных разломов, в частности исключительно мелкофокусной сейсмичностью и преобладанием продольных сдвиговых тектонических деформаций. Там, где знак нормальной состав-



ляющей меняется на обратный, и края плит начинают расходиться, должны развиваться рифтогенные структуры<sup>1</sup>.

С точки зрения проверки этой схемы Зондско-Бирманская дуга представляет определенный интерес, так как вдоль ее простирания нормальная составляющая скорости предполагаемого относительного движения плит меняется весьма интенсивно. Значение нормальной составляющей скорости относительного движения двух плит в любой точке их общей границы определяется полным вектором скорости и его углом с границей плит в данной точке. Полный вектор в свою очередь зависит от угловой скорости (постоянной для всех точек этих плит) и широты относительно полюса вращения. При движении вдоль границы ориентировка и величина полного вектора скорости меняются непрерывно, но относительно медленно. В связи с этим изменения нормальной составляющей будут прежде всего зависеть от изменений простирания самой границы. Поэтому для наших целей будет удобно аппроксимировать Зондско-Бирманскую дугу рядом отрезков, приписав каждому из них единый азимут, а также единое значение полного вектора скорости. В соответствии с этим значение нормальной составляющей в пределах отрезка также принимается единым. На рис. 1 показаны выделенные отрезки, а в таблице сведены кинематические характеристики движения плит на этих отрезках границы, вычисленные на основе данных Кс. Ле-Пишона<sup>2</sup>. Из этой таблицы видно, что по данным Кс. Ле-Пишона (1974) максимальных значений нормальная составляющая достигает в центральной части дуги, у берегов Сумбы, Суматры и Явы (4,8—6,1 *см/год*). На флангах: у Тимора, Никобарских островов и в хр. Аракан-Йома она сокращается до 3,3—4,2 *см/год*. Еще меньше она в хр. Чин (2 *см/год*) и у островов Танимбар (1,1 *см/год*). У Андаманских островов она близка к нулю (0,4 *см/год*), а в хр. Нага края плит уже должны расходиться со скоростью 2,1 *см/год*. По данным Кс. Ле-Пишона (1974), не подвергавшимся впоследствии какой-либо ревизии, кинематика относительного движения Евразии и Индо-Австралии не менялась существенно в течение по крайней мере последних 10 млн. лет, т. е. начиная с конца миоцена. Это определяет масштаб суммарного поглощения литосферы в зонах встречного движения плит и минимальный размер раздвигов в той зоне, где края плит должны расходиться.

Попробуем теперь сопоставить изменения некоторых геолого-геофизических характеристик вдоль Зондско-Бирманской дуги с изменениями нормальной составляющей предполагаемого относительного движения плит. При этом следует подчеркнуть, что нас интересует главный вопрос: есть ли вообще прямая зависимость между кинематикой предполагаемого движения плит и рассматриваемыми природными процессами на их границе, и мы не стремимся оценить эту зависимость в точной количественной форме. Поэтому главное внимание будет обращено, во-первых, на сравнение участков с положительными значениями нормальной составляющей с участками, где эта составляющая приобретает нулевое или отрицательное значение, а, во-вторых, на те участки, где либо резко

<sup>1</sup> В отличие от Кс. Ле-Пишона (1974) и большинства других авторов мы принимаем, что в зоне встречного движения краев плит вектор скорости их относительного вращения имеет положительное значение, а там, где края плит расходятся, — отрицательное. Это обусловлено тем, что в пределах Зондско-Бирманской дуги преобладают встречные движения плит, и именно этим векторам удобнее приписать положительное значение.

<sup>2</sup> Подчеркнем, что разбиение дуги на отрезки есть лишь прием описания, и он не предполагает действительного существования прямолинейных структур, из которых должна состоять дуга. Так, в своей южной части Зондско-Бирманская дуга разбита произвольно через 4° по долготе, чтобы получить результаты, сопоставимые с данными Т. Фитча (Fitch, 1970). Севернее выделенные отрезки совпадают с естественными частями дуги: Никобарскими островами, Андаманскими островами и сегментами Индо-Бирманских хребтов, выделенными О. Брюншвайлером (1977): Аракан-Йома, Чин и Нага. При определении простирания отрезка за линию границы принималась либо ось глубоководного желоба, либо (на севере) граница между хребтами и передовым прогибом.

**Параметры предполагаемого относительного движения Евразийской и Индо-Австралийской плит вдоль Зондско-Бирманской дуги**

№ п. п. в соответствии с рис. 1	Азимут простирания отреза границы плит	Азимут вектора скорости относительного движения плит *		Угол между вектором скорости относительного движения плит и азимут простирания границы [α]**	Модуль вектора скорости относительного движения плит, см/год [V]		Нормальная к дуге составляющая скорости относительного движения плит, [V <sub>H</sub> ] см/год V <sub>H</sub> = V · sin α		Амплитуда нормального движения плит за 10 млн. лет, км	Теоретическая глубина сейсмофокальной зоны, км ***
		а	б		а	б	а	б		
1	2	3		4	5		6		7	8
1	45	25	7	-20	6,1	6,3	-2,1	-3,8	-210	—
2	5	24	9	19	6,1	6,1	2,0	0,4	200	140
3	340	24	10	44	6,1	6,2	4,2	3,1	420	300
4	20	24	16	4	6,1	6,3	0,4	-0,4	40	30
5	340	24	20	44	6,1	6,5	4,2	4,2	420	300
6	295	24	23	89	6,1	6,9	6,1	6,9	610	430
7	330	24	24	54	6,0	7,1	4,9	5,7	490	350
8	320	23	25	63	5,9	7,3	5,3	6,6	530	370
9	300	22	25	82	5,7	7,5	5,6	7,5	560	400
10	285	21	25	84	5,5	7,7	5,5	7,6	550	390
11	280	20	24	80	5,3	7,7	5,2	7,4	520	370
12	275	20	23	75	5,1	7,8	4,9	7,4	490	350
13	275	19	22	76	4,9	7,8	4,8	7,4	480	340
14	65	21	22	44	4,7	7,8	3,3	5,3	330	230
15	75	23	21	52	4,4	7,7	3,5	6,2	350	300
16	40	25	21	15	4,3	7,7	1,1	2,5	110	100

\* а — по Ле-Пишону (1974), б — по Минстеру и др. (Minster et al., 1974) и Ушакову, Галушкину (1979); графы 4, 7, 8 — по Ле-Пишону (1974).

\*\* Угол принимается отрицательным там, где края плит расходятся.

\*\*\* Эта величина вычисляется исходя из гипотезы Айвекса и др. (1974) о приблизительном соответствии длины зоны Беньофа (перпендикулярно дуге) сближению плит за последние 10 млн. лет. Угол зоны Беньофа на отрезках 15 и 16 принимается 60°, на остальных — 45°.

меняется значение нормальной составляющей, либо резко меняются сами геолого-геофизические характеристики. Анализ этих характеристик будет проводиться на достаточно грубом качественном уровне.

**Сейсмичность.** Из всех природных процессов, происходящих на границе плит, вероятно, наиболее подробно изучена сейсмичность. Она же, по данным ряда исследователей, обнаруживает и наиболее тесную связь с кинематикой их относительного движения. Поэтому изменения сейсмичности вдоль Зондско-Бирманской дуги должны быть весьма показательными.

Согласно представлениям тектоники плит, восходящим к известной статье Б. Айвекса, Д. Оливера и Л. Сайкса (1974), максимальная глубина очагов землетрясений под островными дугами отражает положение переднего края опускающейся жесткой плиты, что при всех интерпретациях зависит от скорости погружения и, следовательно, от нормальной составляющей скорости встречного движения плит. Применительно к Зондско-Бирманской дуге это означает, что в ее пределах должны существовать по крайней мере два участка: Андаманские острова и хребет Нага, где должны отсутствовать не только глубокофокусные, но и промежуточные землетрясения, так как встречное движение плит на этих участках не должно происходить. Однако рассматриваемая модель этого первого испытания не выдерживает: и к востоку от Андаманских островов и к юго-востоку от хр. Нага землетрясения с промежуточной глубиной очагов относятся к числу обычных явлений (см. рис. 1).

Рассмотрим теперь те участки, где наиболее резко меняется нормальная составляющая: стыки хребтов Нага и Чин, стыки Андаманских островов с хр. Аракан-Иома и с Никобарскими островами, Никобарских островов с Суматрой и переход от западной части Малой Зондской дуги

к Тимору. На схемах сейсмичности, в том числе и на той, что приведена нами, отчетливо видно, что никаких существенных изменений максимальной глубины очагов на этих участках вовсе не происходит. На них видно также, что главные изменения происходят в районе Зондского пролива между Суматрой и Явой, где проходит граница между областью с глубокофокусной сейсмичностью на востоке и областью с промежуточной сейсмичностью на западе. Однако здесь не происходит существенных изменений в значениях нормальной составляющей, более того, к западу она несколько больше, чем к востоку.

Здесь следует остановиться на том, что подобное сравнение для Зондской дуги уже было проведено Т. Фитчем (Fitch, 1970), причем он пришел к выводу, что существует удовлетворительное соответствие между изменениями нормальной составляющей и сейсмичности. Поэтому мы

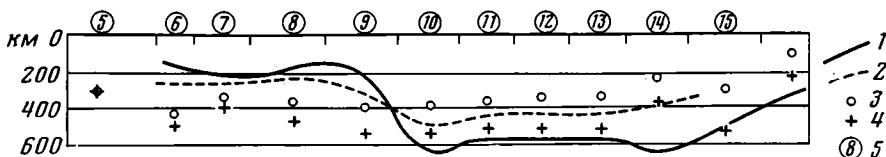


Рис. 2. Изменения максимальной глубины сейсмофокальной зоны вдоль Индонезийского архипелага

1 — приблизительное положение нижней границы фокальной зоны; 2 — теоретическое положение этой границы по Т. Фитчу (Fitch, 1970); 3, 4 — теоретическое положение этой границы в соответствии с данными Кс. Ле-Пишона (1) и Б. Минстера (2) для каждого отрезка границы плит (см. таблицу); 5 — номера отрезков границы в соответствии с таблицей и рис. 1

должны подробно рассмотреть его результаты. Они сведены в таблицу, принцип которой заимствован нами, и поэтому обе таблицы легко сопоставляются. В этой таблице отражено, что глубина сейсмофокальной зоны зависит от нормальной составляющей и от угла наклона погружающейся плиты. На основе таблицы составлен профиль теоретической кривой максимальной глубины очага вдоль дуги (рис. 2). Эта кривая идет горизонтально на уровне 250 км вдоль Суматры, испытывает резкий перегиб у Зондского пролива, достигает у западной Явы глубины 450 км и плавно поднимается до 350 км у Тимора. Принципиальное значение имеет совпадение резкого перегиба кривой с переходом от промежуточной сейсмичности Суматры к глубокофокусной Явы. За счет чего же происходит столь резкий перегиб? Не за счет изменения нормальной составляющей (ее изменения здесь незначительны), а за счет предполагаемого резкого изменения угла наклона сейсмофокальной зоны, отражающей угол погружения плиты, изменяющийся от  $30^\circ$  у Суматры до  $60^\circ$  у Явы. В доказательство приводится несколько профилей через сейсмофокальную зону Явы и Тимора (но не Суматры). Однако ни на одном из этих профилей угол сейсмофокальной поверхности в целом не достигает принятых Т. Фитчем  $60^\circ$ ; в большинстве случаев на кривых заметен четкий перегиб: в области промежуточных очагов сейсмофокальная зона имеет наклон около  $30^\circ$ , а глубокие очаги группируются вокруг более крутой зоны. Но если сравнивать эти области с Суматрой, то следует принимать угол, характерный именно для промежуточных землетрясений, так как более глубокие на Суматре просто отсутствуют. Если же внести эту простую и достаточно очевидную поправку, т. е. принять единый угол сейсмофокальной зоны для обоих участков, то исчезнет и перегиб полученной кривой и ее соответствие с реальной картиной сейсмичности.

**Вулканизм.** Предполагается, что известково-щелочной островодужный вулканизм развивается в результате субдукции, и его интенсивность также в значительной мере зависит от нормальной составляющей скоро-

сти относительного движения плит, определяющей масштаб этой субдукции. Этот вулканизм не должен происходить там, где нормальная составляющая близка нулю, или там, где она принимает отрицательное значение.

Оценить количественно активность новейшего вулканизма вдоль всей Зондско-Бирманской дуги практически невозможно, так как он протекает и протекает в значительной мере в подводных условиях (см. рис. 1). Существенно отличаются, по-видимому, только северные, Бирманские отрезки дуги, где отсутствуют современные активные вулканы и где новейшие континентальные вулканы образуют не сплошной пояс, а цепочку небольших изолированных массивов. Поэтому будет правильнее сравнивать между собой только сами бирманские отрезки, где кинематические условия предполагаемого относительного движения плит различаются довольно резко и где нормальная составляющая скорости этого движения колеблется от  $4,2 \text{ см/год}$  в хр. Аракан-Йома и  $2 \text{ см/год}$  в хр. Чин до  $2,1 \text{ см/год}$  в хр. Нага. Однако несмотря на столь резкие и качественные изменения нормальной составляющей интенсивность вулканизма в тылу Индо-Бирманских хребтов практически не меняется. Другим примером полного несоответствия кинематики предполагаемого движения и характера вулканизма является Андамано-Никобарская островная дуга, где в южной части нормальная составляющая достигает  $4,2 \text{ см/год}$ , а в северной сокращается почти до нуля, что практически не отражается на интенсивности вулканизма, который носит здесь подводный характер. Более того, единственный здесь надводный вулкан (о. Баррен) располагается именно в северной части дуги. К северу же от Андаманских островов значение нормальной составляющей также возрастает до  $4,2 \text{ см/год}$ , но интенсивность вулканизма значительно снижается. Таким образом зависимость вулканизма от кинематики относительного движения плит на материале Зондско-Бирманской дуги также не выявляется.

**Глубоководные желоба и отрицательные гравитационные аномалии.** Связь образования глубоководных желобов с процессом субдукции является одним из постулатов новой глобальной тектоники. Следовательно, сам продольный рельеф дна желоба можно сопоставить с кинематикой относительного движения граничащих по нему плит, причем, естественно, должна существовать положительная корреляция между величиной нормальной составляющей скорости этого движения и глубиной желоба. Однако относительно простая связь может быть затуманена процессами осадконакопления, приводящими к заполнению желоба, и усложнена дополнительными обстоятельствами, связанными, в частности, со строением коры и литосферы по обе стороны границы плиты, а также со вторичными гравитационно-тектоническими эффектами. Там, где структуры островной дуги по простиранию сопрягаются с материковыми, на продолжении глубоководных желобов, как правило, располагаются передовые прогибы, которые по представлениям ряда авторов являются аналогами желобов в континентальных условиях (Артемьев, 1966; Шейнманн, 1968). Поэтому прямое сопоставление нормальной составляющей скорости предполагаемого относительного движения плит с глубиной желоба на их границе вряд ли имеет тектонический смысл. Однако есть признак, позволяющий проследить структуру желоба и передового прогиба, там, где они не выражены или слабо выражены в рельефе. Таким признаком является гравитационный минимум, всегда протягивающийся вдоль желоба и сохраняющийся даже там, где этот желоб заполнен осадками. В Зондско-Бирманской дуге этот признак позволяет проследить структуру глубоководного желоба не только вдоль берегов Индонезии и Никобарских островов, но и севернее, вдоль Андаманских островов, где согласно кинематической схеме пододвигание должно отсутствовать. Обращает на себя внимание то, что максимальных значений отрицательные аномалии достигают не у берегов Суматры, где максимальна нормальная составляющая относительного движения плит, и не у берегов

Явы, где максимальны глубины желоба, а на восточном фланге дуги, на Тиморском и Танимбарском отрезках, где скорость встречного движения плит должна быть невелика (3,5—1,1 см/год). В северной части дуги краевой прогиб прослеживается как во фронте хребтов Аракан-Йома и Чин, так и перед хр. Нага, где должны были бы развиваться структуры растяжения. Иными словами, глубоководные желоба и их структурные аналоги прослеживаются вдоль всей Зондско-Бирманской дуги, в том числе и вдоль тех ее отрезков, где по кинематической схеме субдукция должна отсутствовать.

**Геологическая структура.** Как уже указывалось, предполагается, что современная кинематическая схема относительного движения Евразийской и Индо-Австралийской плит сохраняется по крайней мере последние 10 млн. лет. За это время, т. е. с позднего миоцена, на границе плит должны были сформироваться определенные геологические структуры, существенным образом отличающиеся в зависимости от того, какие движения происходили вдоль нее. К сожалению, характер тектонических деформаций в глубоководных желобах слишком проблематичен, чтобы сопоставлять их с кинематикой предполагаемого движения плит, поэтому здесь мы ограничимся рассмотрением только бирманской части дуги. Она разделена на три отрезка, которые, если справедлива рассматриваемая модель, должны резчайшим образом отличаться по характеру новейших (позднемиоцен-четвертичных) тектонических структур. В частности, в хр. Аракан-Йома должны были образоваться надвиги суммарной амплитудой порядка 350 км с такой же сдвиговой составляющей. В хр. Чин амплитуда надвигов должна достигать 200, а продольных сдвигов — 400 км. В то же время на отрезке Нага должен существовать раздвиг шириной около 200 км при сдвиговой составляющей порядка 400 км. Имеющиеся геологические данные показывают тем не менее, что эти три района являются частями тектонически единой структуры с преобладанием надвигов, направленных от хребтов в сторону прогиба (Брюншвайлер, 1977). При этом амплитуда надвигов в хребте Нага по крайней мере не уступает амплитуде этих структур в хребте Аракан-Йома.

Итак, главной особенностью строения всех отрезков Зондско-Бирманской дуги является господство условий сжатия на неотектоническом этапе. В то же время принятая кинематика относительного движения Евразийской и Индо-Австралийской плит требует существования на их границе сдвиговых структур и структур растяжения. Использование других глобальных кинематических схем не снимает этого противоречия. В частности, в более поздних работах У. Моргана (Morgan, 1971), Б. Минстера и др. (Minster et al., 1974), С. А. Ушакова и Ю. И. Галушкина (1978) полюс относительного вращения Евразийской и Индийской плит помещается приблизительно на той же широте, но существенно восточнее, чем у Кс. Ле-Пишона (1974). Поэтому несколько меняется ориентировка векторов относительного движения плит. В северной части дуги они слегка поворачивают против часовой стрелки, в связи с чем нормальная к дуге составляющая этих векторов существенно уменьшается. Так, если принять полюс Минстера или аналогичный полюс Ушакова, то по сравнению со схемой Ле-Пишона раздвиги в хр. Нага должны будут увеличиться почти вдвое (см. таблицу). Таким образом, изменения, вносимые уточнением глобальной кинематики плит, не слишком радикальны, а главное, отнюдь не облегчают задачу согласования этой кинематики с реальной структурой. Основная причина противоречий не детали кинематики, а прежде всего геометрия самой дуги, которая образует на поверхности Земли почти идеальную полукруглость с центром в Южно-Китайском море. Совершенно очевидно, что при такой геометрии границы двух жестких плит никакими горизонтальными движениями невозможно получить условия одновременного сжатия вдоль всей ее длины. При любой кинематике структурам сжатия на одном конце такой дуги должны отве-

чать структуры растяжения на другом. Именно поэтому отделение Юго-Восточной Азии (вместе с Китаем или без него) от остальной Евразии и выделение самостоятельной Китайской плиты (Морган, 1974; Mitchell, McKerrow, 1975), плиты Юго-Восточной Азии (Das, Filson, 1975), Бирманской плиты (Desicachar, 1974; Verma et al., 1974) и т. д. не решает и не может решить проблемы. Во всех этих случаях Зондско-Бирманская дуга остается границей двух плит, и противоречия между ее строением и кинематикой их движения (какова бы она ни была) полностью сохраняются. Поэтому следует еще раз подчеркнуть, что постоянные динамические условия сжатия вдоль Зондско-Бирманской дуги не могут считаться результатом относительного горизонтального движения двух жестких плит литосферы. В рамках мобилизма этому имеются две альтернативы: либо плит больше чем две, либо они не жесткие.

Наиболее часто подобные предположения высказываются при интерпретации строения фланговых участков Зондско-Бирманской дуги, где противоречия между реальной структурой и кинематикой двух плит наиболее разительны. Так, например, структура Андаманских островов с существующей здесь сейсмофокальной зоной глубиной до 200 км и поясом андезитовых вулканов связывается с новейшим раскрытием Андаманского моря, в результате чего сама Андаманско-Никобарская дуга должна рассматриваться либо как система микроплит, либо как пластичная зона. Это растяжение и создает «компоненту субдукции даже вдоль северных островов Андаманского архипелага» (Керри, Мур, 1978, стр. 337). Не останавливаясь на фактических доказательствах молодых растяжений в Андаманском море, которые пока ограничены (Rodolfo, 1969), подчеркнем, что рифтоподобные структуры этого бассейна близки к аналогичным структурам в тылу других островных дуг, прежде всего Марианской и Тонга. В рамках тектоники плит возникновение этих зон связывается обычно с образованием вторичных конвекционных ячеек над опускающейся плитой (Кариг, 1974). Иными, словами, субдукция рассматривается в качестве причины растяжения. Чтобы избежать этого, Л. Лоувер и Дж. Хоукинс (Lawver and Hawkins, 1978) предполагают, что раскрытие Андаманского моря обусловлено не субдукцией Индийской плиты, а сопряженными правосдвиговыми движениями по зоне Семанка в Индонезии и субмеридиональному разлому, ограничивающему с запада Шанское плато в Бирме. Этот последний разлом большинством исследователей считается сбросом (Брюншвайлер, 1977; Mitchell, McKerrow, 1975), но даже если по нему и происходили правые сдвиги, они не могли привести к встречному движению Андаманской дуги и Индийской плиты. Движения по зоне Семанка относятся главным образом к плейстоцену и оцениваются Дж. Катили (1977) в 20—25 км, что явно недостаточно ни для раскрытия Андаманского моря, ни для формирования сейсмофокальной зоны глубиной 200 км.

Еще более трудной для тектоники плит является ситуация на крайнем севере Зондско-Бирманской дуги, в Ассаме (см. рис. 3). Центральную часть этого района занимает плато Шиллонг, сложенное археем и являющееся частью Индийской платформы. По обе стороны от него с юго-запада на северо-восток протягиваются выполненные неоген-четвертичной молассой крайние восточные части краевых прогибов, отделяющих плато от Гималаев на северо-западе и хр. Нага на юго-востоке. Вдоль обоих хребтов развиты системы крупных альпийских надвигов с движением масс в сторону передовых прогибов. Суммарная амплитуда этих надвигов оценивается П. Ивенсом (Evans, 1964) в 150—300 км для каждого из хребтов, а А. Гансер (1977) только для Гималаев дает оценку в 500 км. Условия поперечного к хребтам горизонтального сжатия отражаются и механизмами очагов землетрясений (Rastogi et al., 1973; Verma et al., 1976). Во всех глобальных схемах плато Шиллонг как часть Индийской платформы принадлежит к одной из крупнейших литосферных плит (Индо-Австралийской), а Гималаи и Нага — к окраи-

нам другой (Евразийской). Если бы тектоника действительно определялась здесь горизонтальным движением этих двух жестких плит, то подобная геологическая ситуация не могла бы существовать, и сжатию в Гималаях должно было бы отвечать растяжение в Нага, и наоборот, сжатию в Нага — растяжение в Гималаях. Чтобы объяснить эту ситуацию, ряд исследователей допускает существование самостоятельной Бирманской плиты (Desikachar, 1971; Verma et al., 1976) или плиты Юго-Восточной Азии (Das, Filson, 1975). Граница этой плиты с Евразийской не рассматривается либо проводится весьма условно. Вместе с тем если надвиги в Ассаме объясняются сокращением литосферы при встречном движении плит, то суммарная амплитуда надвигов соответствует минимальному значению такого сокращения. Следовательно, гра-

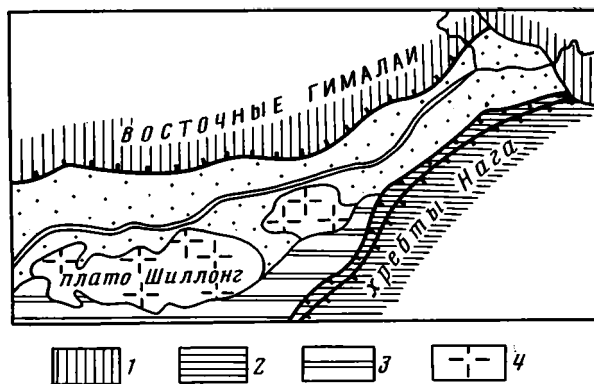


Рис. 3. Тектоническая схема Ассамы по П. Ивенсу (Evans, 1964)

1 — покровы Восточных Гималаев, сложенные метаморфитами и гондванскими осадочными породами; 2 — третичные геосинклинальные осадки; 3 — третичные платформенные осадки; 4 — фундамент платформы

ница Евразийской и Бирманской плит к востоку от тройного сочленения в Ассаме должна быть ярко выраженным активным разрывом (или складчато-разрывной зоной) с суммарной амплитудой позднекайнозойских перемещений порядка нескольких сотен километров. Такой разрыв должен проследиваться до границ с четвертой плитой, ближайшей из которых является Филиппинская. Ни геологические, ни сейсмические данные не позволяют выделить в Юго-Восточной Азии такую структуру, и поэтому выделение самостоятельной Бирманской плиты не объясняет структуру Ассамы.

Попытку решить проблему на другой механической основе предприняли П. Молнар и П. Таппонье (Molnar, Tapponnier, 1975, 1977; Tapponnier, Molnar, 1976). Согласно этим авторам, та часть жесткой Индо-Австралийской плиты, которая представлена Индийским субконтинентом, в силу своей плавучести не может погружаться в мантию и действует как штамп, вдавливающийся в Азию, реагирующую на это давление как твердопластичная среда. В этой среде возникает серия сдвигов, по которым происходит перераспределение масс внутри Азиатского континента. Исходя из этого Молнар и Таппонье объясняют происхождение ряда азиатских геологических структур, в том числе Индо-Бирманских хребтов и Ассамского синтаксиса. Вот что они пишут: «Для нас наиболее головоломной деталью была Бирманская дуга, во фронте которой существует серия складок и направленных к востоку надвигов, и под которой есть пояс землетрясений промежуточной глубины. Оба эти явления означают современное пододвигание на восток, под дугу. Таким образом, пододвигание Индии под Гималаи в северном направлении, и под Бирманскую дугу на восток и юго-восток происходит одновременно. При вдавливании, изображенном на рис. 2, е (прямоугольный штамп, глубоко проникший в среду. — М. Ш.) материал обтекает угол штампа и возвращается к нему (сбоку. — М. Ш.). По аналогии можно ожидать, что Индия выдавливает часть Азии со своего пути, и эта часть Азии обтекает угол Индии, а затем вторгается в ее восточную часть. Так как Индий-

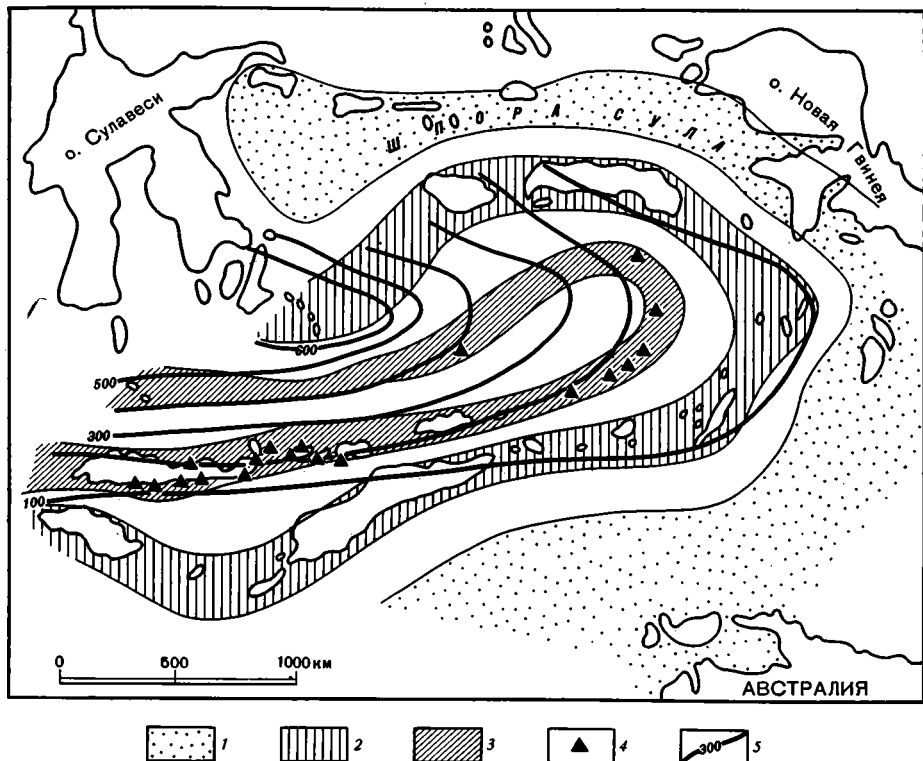


Рис. 4. Схема тектоники дуги Банда по М. Одли-Чарльзу (1977)

1 — Австралийский шельф и «шпора Сула»; 2 — внешняя дуга; 3 — внутренняя дуга; 4 — действующие вулканы; 5 — сейсмоизобаты, км

ский субконтинент очень узок в Восточной Индии между Бенгальским заливом и Гималаями, под Бирманскую дугу будет поддвигаться океаническая литосфера. Поэтому сопротивление вторжению экструдированной Азии будет меньше, чем если бы она встречалась с континентальной литосферой. Гималайско-Бирманский синтаксис и связанная с ним тектоника являются аналогами угла штампа и окружающей деформации, когда штамп глубоко проникает в твердопластичную среду (Garrognier, Molnar, 1976, стр. 322—323). Иными словами, материал Гималаев, выжимаясь Индией, нагнетается в Индо-Бирманские хребты. Однако эта образная картина ни в коей мере не является отражением реальности из-за коренной разницы в строении Индо-Бирманских хребтов, сложенных преимущественно кайнозойским флишем, и Восточных Гималаев, где основную роль играют метаморфические породы и палеозой в гондванских фациях.

На другом конце Зондско-Бирманской дуги ситуация несколько иная (рис. 4). Здесь все элементы дуги, включая и сейсмофокальную зону от островов Танимбар круто поворачивают на север, а затем на запад к островам Серам и Буру, образуя дугу Банда. Интересна проблема внешнего обрамления этой дуги. С юго-востока и востока она ограничена австралийским континентальным шельфом, а к северу от нее располагаются полуостров Чендравасих (Вогелкоп) и острова Оби и Сула, принадлежащие к выделенной Штилле «шпоре Сула» — узкому консолидированному массиву, являющемуся продолжением палеозойских структур Новой Гвинеи. В качестве форланда дуги Банда этот массив выделялся и Р. Ван-Беммеленом (1957). М. Одли-Чарльз (1977) считает «шпору Сула» частью верхнепалеозойского Австралийско-Новогвиней-



ского материка. Данные сейсмологии позволяют объединять «шпору Сула» с Индо-Австралийской плитой, а дугу Банда — с Евразийской (Fitch, 1972). Таким образом, здесь дуга Банда заключена внутри Индо-Австралийской плиты, подобно тому, как в Ассаме плато Шиллонг заключено внутри Евразийской плиты. Поэтому и здесь основные черты тектоники нельзя объяснить взаимодействием двух жестких плит без выделения микроплит и пластичных зон.

Подробного и развернутого решения этой проблемы не предложено, но намечено два основных пути. Дж. Катили (Katili, 1975, 1978) и Ц. Бен-Авраам (Ben-Avraham, 1978) полагают, что первоначально дуга Банда была более или менее прямолинейным продолжением Зондской дуги и подобно ей формировалась над зоной субдукции дрейфующей к северу Индо-Австралийской плиты. В конце миоцена или начале плиоцена восточный конец дуги начал изгибаться к северу, а затем к западу под влиянием субширотных левых сдвигов в Новогвинейской части Австралийской плиты, которые в свою очередь были обусловлены западным дрейфом Тихого океана. При этом Дж. Катили главную роль приписывает зоне Соронг, которую он вслед за Дж. Хермесом (Hermes, 1978) протягивает от северной части п-ова Чендравасих на юго-запад до южной части Сулавеси. Однако, хотя амплитуда сдвига по этой зоне и оценивается Дж. Хермесом более чем в 360 км, она все же недостаточна для формирования «шпоры Сула» в целом. Других же крупных левых сдвигов в Западном Ириане не описано и, судя по тесным мезозойско-кайнозойским связям между миогеосинклиналью Новой Гвинеи и Австралийской платформой, такие сдвиги отсутствуют (Hermes, 1968; Хермес, 1977). Кроме того, никакими сдвигами нельзя объяснить плавного изгибания всех элементов дуги, включая сейсмофокальную зону, линейные гравитационные аномалии и зону вулканов, происхождение которых связывается тектоникой плит не со сдвигами, а с поддвигами и субдукцией. Совершенно очевидно также, что изгибание дуги Банда на  $180^\circ$  допустимо только в условиях весьма пластичной литосферы, но и тогда оно должно было породить в центре дуги, т. е. на месте моря Банда, колоссальные структуры сжатия, что несовместимо с современным строением этой части региона.

Океаническое строение коры и молодые надвиги, повсеместно направленные от внутреннего края дуги к внешнему, позволяют ряду авторов видеть в море Банда область новейшего растяжения и связывать с этим основные черты окружающей его дуги. В частности, Д. Картер и др. (Carter et al., 1976) предполагают длинную цепь событий, приведшую к формированию дуги Банда. Они различают в ней автохтонные элементы, формировавшиеся на краю Австралийского континента и «шпоры Сула», и аллохтонные, которые формировались вначале как внешняя дуга перед Явой, а потом были перемещены по левому сдвигу на восток. Это движение и начавшееся вслед за ним раскрытие моря Банда привели к столкновению восточного края дуги с северной частью «шпоры Сула». После этого дуга как гусеница трактора стала быстро накатываться с севера на юг на Австралийский континент, принимая форму «залива», существовавшего между «шпорой Сула» и Австралией. Сдвиги по зоне Соронг лишь слегка модифицировали ее форму, в целом повторяющую первоначальный край континента. М. Одли-Чарльз (Audley-Charles, 1975) считает также, что граница Австралийской плиты проходит между внутренней и внешней дугами Банда, но на предполагаемую кинематику плит это не влияет, и к тому же не подтверждается последними геофизическими данными (Von der Borch, 1978).

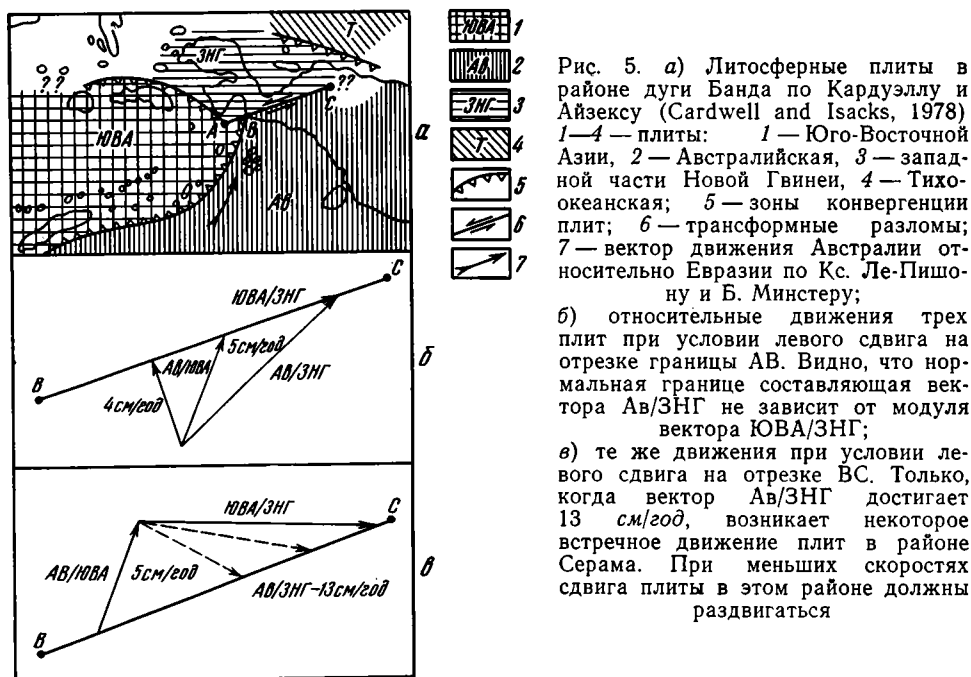
У. Гамильтон (Hamilton, 1977) связывает образование дуги Банда только с раскрытием внутреннего моря. Внешняя дуга Банда и в том числе Тимор и Серам сложены по его представлениям гигантским меланжем, включающим самые разнородные элементы, и образовавшимся

при накатывании молодой океанической литосферы на континентальный склон Австралии и «шпоры Сула». Таким образом, и в этом варианте современная форма дуги в значительной мере предопределена формой континентального массива. Предполагается лишь некоторое изгибание к востоку п-ова Чендравасих под давлением дуги Банда. Хотя мезозойская и раннекайнозойская история дуги Банда выглядит в двух последних гипотезах по-разному, позднекайнозойская обусловлена быстрым раскрытием моря Банда и заполнением новой литосферой «залива» в континентальной коре Австралии между ее северным побережьем и «шпорой Сула». Оценивая эти представления, следует прежде всего подчеркнуть, что нет каких-либо прямых свидетельств молодых раздвигов в море Банда (Norvick, 1979). Далее раскрытие моря Банда, ширина которого не превышает 500 км не может быть причиной формирования опоясывающей его зоны Беньофа, глубина которой только на юге достигает тех же 500 км. Наконец, в этой схеме само образование дуги является результатом случайного совпадения двух независимых событий: быстрого, направленного к востоку растяжения юго-восточного края Азиатского континента и приближения к этому краю «залива» между Австралией и «шпорой Сула». Столь же случайным является, по этим схемам, современное совпадение всех главных элементов Зондской дуги и южной части дуги Банда, хотя У. Гамильтон в отличие от Д. Картера и М. Одли-Чарльза подчеркивает структурное единство этих дуг. Собственно, во всех рассмотренных гипотезах образование дуги Банда выглядит как уникальное событие, имеющее несколько независимых причин. Нельзя в связи с этим не обратить внимание на близкую по морфологии структуру на противоположном, западном конце Альпийско-Гималайского пояса — столь же круто изогнутую цепь Бетской Кордильеры и Марокканского Рифа с их центрально направленными надвигами и морем Альборан в центре.

В отличие от других исследователей Р. Кардуэлл и Б. Айзекс, основываясь прежде всего на новой интерпретации морфологии сейсмофокальной зоны, считают, что единой дуги Банда не существует, а есть южная дуга (собственно дуга Банда) с глубокой (до 650 км) зоной Беньофа, продолжающей аналогичную зону Зондской дуги, и северная — острова Серам и Буру с сейсмофокальной зоной глубиной около 100 км, образование которой связано с юго-западным дрейфом западной части Новой Гвинеи (рис. 5). (Cardwell, Isacks, 1978). Эти две дуги разделены трансформным левым сдвигом, соответствующим в Новой Гвинее зоне Тарарера-Аидоена. Эта разрывная зона была выделена В. Виссером и Я. Хермесом в 1962 г., но в более поздних работах Я. Хермеса (Hermes, 1968; Хермес, 1978) она даже не упоминается. Однако даже если подобный сдвиг существует, то он не позволяет объяснить ситуацию на базе тектоники плит. Во-первых, геологическое единство всей внешней дуги Банда, включая Серам и Буру, и ее внешнего обрамления устанавливается уже с позднего палеозоя (Audley-Charles, 1979; Carter et al., 1976), и поэтому указанная зона разломов может только осложнять морфологию дуги, но не совмещать разнородные тектонические элементы. Во-вторых, она не объясняет резкий поворот дуги на 180°, а опять-таки лишь слегка осложняет его. И в-третьих, если на границе Евразийской плиты (плиты Юго-Восточной Азии, по Р. Кардуэллу и Б. Айзексу) и микроплиты западной части Новой Гвинеи (отрезок АВ на рис. 5) происходит сдвиг, то восточнее точки тройного сочленения плит, там, где зона Тарарера-Аидоена становится границей Австралийской плиты с плитой западной части Новой Гвинеи, должно происходить встречное движение плит с нормальной составляющей скорости около 4 см/год (см. рис. 5, б). Никаких структурных и сейсмологических подтверждений подобного процесса нет, хотя теоретически (исходя из модели Кардуэлла и Айзекса) здесь должна была

сформироваться зона поглощения, значительно более мощная, чем в Серамской дуге. Если же на этом отрезке происходят чисто сдвиговые движения, то при скорости сдвига до  $13 \text{ см/год}$  Евразийская плита и плита западной части Новой Гвинеи будут не сближаться, а расходиться (см. рис. 5, в). Одновременно при столь высоких скоростях сдвига на границе западной части Новой Гвинеи с Тихим океаном должна будет формироваться мощная зона раздвига.

Примечательно и то, что рассматривая особенности строения южной дуги Банда, Р. Кардуэлл и Б. Айзекс указывают, что их невозможно объяснить при северо-восточном направлении встречного движения Евразийской и Австралийской плит, предусматриваемом схемами Кс. Ле-Пишона и Б. Минстера. Поэтому они также предлагают выделять плиту Юго-Восточной Азии, но двигающуюся не на северо-запад, как это было



нужно для объяснения структуры Ассама, а в противоположном направлении — на юго-восток.

Познакомившись с имеющимися попытками выделения дополнительных плит и пластичных зон для объяснения строения флангов Зондско-Бирманской дуги, попробуем рассмотреть эту проблему в более общем виде. Выделение современных литосферных плит проводится прежде всего на основе пространственного распределения сейсмичности: границы плит маркируются сейсмическими поясами. Длительные и интенсивные движения вдоль границ приводят к возникновению комплекса характерных геологических структур, также позволяющих разграничивать плиты. Асейсмичные районы, лишенные признаков интенсивных линейных новейших тектонических деформаций не могут считаться границами современных плит. С этой точки зрения не вызывает сомнения единство всей северной части Индо-Австралийской плиты от плато Шиллонг на северо-западе до юга Новой Гвинеи на востоке. Существующие в ее пределах крупные разломы, в частности разломы  $90^\circ$  и  $93^\circ$  закончили свое развитие по крайней мере 32 млн. лет назад, и в настоящее время являются пассивными внутриплитными структурами (Johnson et al., 1976).

С внутренней стороны дуги ситуация более сложная. Здесь за пределами самой дуги также отсутствуют четкие сейсмические пояса, зоны новейшего крупномасштабного сжатия или растяжения и бесспорные крупные современные сдвиги. Поэтому следует сразу подчеркнуть, что нет достаточных фактических данных для выделения с азиатской стороны Зондско-Бирманской дуги современных микроплит с существенно отличными параметрами движения. Однако сложный рельеф региона, несомненно обусловленный его активностью на новейшем этапе, а также слабая рассеянная сейсмичность в его северной, пограничной с Китаем части, в Южно-Китайском море и по его периферии, позволяют ряду исследователей допускать принципиальную возможность существования таких микроплит. Все варианты кинематики этих пока еще никак не выделенных плит с точки зрения поставленной нами задачи должны иметь по крайней мере одну общую черту: движения микроплит должны компенсировать те невязки, которые существуют между кинематикой двух плит и реальной структурой. Если говорить о собственно Зондско-Бирманской дуге без фланговых структур, то наиболее существенными невязками являются несовпадение изменений сейсмичности между Явой и Суматрой с изменениями нормальной составляющей встречного движения двух плит, а также структуры сжатия в северной части Индо-Бирманских хребтов.

Попытка объяснить резкое изменение глубины сейсмофокальной зоны между Явой и Суматрой разделяющей эти острова границей плит явно обречены на неудачу. В этом случае должна прежде всего измениться конфигурация северной границы Индо-Австралийской плиты. Кроме того, провести границу современных плит внутри стабильного Зондского шельфа совершенно невозможно.

Сжатие в хребте Нага, не объясняющееся движением Индо-Австралийской плиты, может связываться с существованием структур растяжения с внутренней стороны Зондско-Бирманской дуги. Суммарный эффект этого растяжения для создания соответствующих структур сжатия должен достигать первых сотен километров. Однако в условиях жесткой литосферы «сильное растяжение (амплитудой десятки километров) обязательно означает формирование новой литосферы», т. е. зон с океанической корой (Ле-Пишон и др., 1977, стр. 98). Это обстоятельство исключает возможность объяснения структур сжатия в Индо-Бирманских хребтах растяжениями в пределах жесткой Юго-Восточной Азии.

Предположение о пластичности крупных блоков литосферы выходит за рамки тектоники плит и взятое в целом не является предметом обсуждения настоящей статьи. Частные решения, принятые на этой основе, нельзя считать удовлетворительными. Некоторые общие принципы, кладущиеся в основу таких предположений, рассмотрены в уже упомянутой работе П. Таппонье и П. Молнара (Tapponnier, Molnar, 1976). Проводя аналогию азиатской литосферы с твердопластичной средой, эти авторы подчеркивают, что она справедлива лишь для геологического масштаба времени, а реальная деформация в верхней части литосферы складывается главным образом из упругой и хрупкой составляющих. Однако накопление упругих напряжений и их релаксация во время землетрясений приводят к тому, что среднее напряжение за большой промежуток времени остается постоянным, а деформация равномерно растет и может поэтому приравниваться к пластичной. Отсюда одним из главных признаков такого квазипластичного поведения литосферы должна быть рассеянная сейсмичность. С этой точки зрения нельзя предполагать существенной пластичной деформации Юго-Восточной Азии к югу от Китая и к западу от Филиппин и Сулавеси, так как рассеянная сейсмичность в этой области либо отсутствует, либо проявлена очень слабо.

Подведем некоторые итоги. Представляется несомненным, что структуру как Зондско-Бирманской дуги в целом, так и отдельных ее частей нельзя вывести из кинематики двух жестких литосферных плит, пересекающихся по поверхности земного шара. Для отдельных, наиболее трудных для такой интерпретации участков дуги, и прежде всего для ее флангов предлагались частные решения с выделением микроплит и пластичных зон. Показано, что в своем большинстве эти решения также неудовлетворительны, особенно, если их рассматривать на более широком региональном фоне. Но даже если их принять,стораживает тот момент, что форма одной из самых совершенных на Земле дуговых структур, образующей на ее поверхности почти правильную полуокружность, окажется в разных ее частях зависящей от различных факторов, а сама дуга сформированной различными процессами. Для дуги Банда это конфигурация края палеозойского континента Австралии и пластичное расширение внутреннего моря, для Зондской дуги — форма Азиатского континента и длительная субдукция жесткой океанической плиты, для Андаманско-Никобарской дуги это вновь раскрытие краевого моря, но на этот раз по двум сопряженным мегасдвигам и, наконец, для Индо-Бирманских хребтов — пластическое выдавливание Азиатской литосферы при движении Индостана. Объединение этих разнородных элементов в единую и весьма совершенную по форме дугу является в этом случае не более чем случайностью.

В заключение хочу искренне поблагодарить В. В. Белоусова, П. Н. Кропоткина и Ю. М. Пушаровского за конструктивную критику при подготовке статьи к публикации.

#### Литература

- Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л.* Сейсмология и новая глобальная тектоника.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
- Артемьев М. Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966.
- Беммелен ван Р.* Геология Индонезии. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Брюншвайлер Р. О.* Индо-Бирманские хребты.— В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М., «Мир», 1977.
- Ганссер А.* Гималаи.— В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М., «Мир», 1977.
- Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М., АН СССР, ГУГК, 1975.
- Кариг Д.* Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
- Катили Дж. А.* Суматра.— В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М., «Мир», 1977.
- Керри Дж., Мур Д.* Осадочные и тектонические процессы в Бенгальском глубоководном конусе выноса и Бенгальской геосинклинали.— В кн.: Геология континентальных окраин. М., «Мир», 1978.
- Ле-Пишон Кс.* Спрединг океанического дна и дрейф континентов.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
- Ле-Пишон Кс., Францто Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М., «Мир», 1977.
- Морган В.* Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
- Одли-Чарльз М. Дж.* Дуги Банда. Сулавеси. В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М., «Мир», 1977.
- Ушаков С. А., Галушкин Ю. И.* Литосфера Земли. Ч. 1. Кинематика плит и океаническая литосфера. Серия «Итоги науки и техники — физика Земли», т. 3. М., Изд-во ВИНТИ, 1978.
- Хермес Я.* Западный Ириан.— В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М., «Мир», 1977.
- Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Audley-Charles M. G.* The Sumba fracture: a major discontinuity between eastern and western Indonesia.— *Tectonophysics*, 1975, v. 26, No. 3/4.
- Ben-Avraham Z.* The evolution of marginal basins and adjacent shelves in East and Southeast Asia.— *Tectonophysics*, 1978, v. 45, No. 4.
- Cardwell R., Isacks B. L.* Geometry of the subducted lithosphere beneath the Banda Sea in eastern Indonesia from seismicity and fault plane solutions.— *J. Geophys. Res.*, 1978, v. 83, No. B6.
- Carter D. J., Audley-Charles M. G., Barber A. J.* Stratigraphical analysis of island arc-

- continental margin collision in eastern Indonesia.— J. Geol. Soc. London, 1976, v. 132, pt 2.
- Das S., Filson J. K.* On the tectonics of Asia.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1975, v. 28, No. 2.
- Desikachar S. V.* A review of the tectonic and geological history of eastern India in the term of «plate tectonics» theory.— J. Geol. Soc. India, 1974, v. 15, No. 2.
- Evans P.* The tectonic framework of Assam.— J. Geol. Soc. India, 1964, v. 5, No. 1.
- Fitch Th. J.* Earthquake mechanisms and island arc tectonics in the Indonesian-Philippine region.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1970, v. 60, No. 2.
- Fitch Th. J.* Plate convergence, transcurrent fault and internal deformation adjacent to the southeast Asia and the western Pacific.— J. Geophys. Res., 1972, v. 77, No. 23, p. 4432—4460.
- Hamilton W.* Subduction in the Indonesian region.— In: M. Talwani and W. C. Pitman (Editors), Island Arcs, Deep-Sea Trenches and Back-Arc Basins. Amer. Geoph. Union, Maurice Ewing Series No. 1, Washington, D. C., 1977.
- Hermes J. J.* The Papuan geosyncline and the concept of the geosynclines.— Geologie Mijnb., 1968, v. 47, No. 2.
- Johnson B. D., Powell C. McA., Veevers J. J.* Spreading history of the eastern Indian Ocean and Greater India's northward flight from Antarctica and Australia.— Bull. Geol. Soc. America, 1976, v. 87, No. 11.
- Katili J. A.* Volcanism and plate tectonics in the Indonesian island arcs.— Tectonophysics, 1975, v. 26, No. 3/4.
- Katili J. A.* Past and present geotectonic position of Sulawesi, Indonesia.— Tectonophysics, 1978, v. 45, No. 4.
- Lawver L. A., Hawkins J. W.* Diffuse magnetic anomalies in marginal basins: their possible tectonic and petrologic significance.— Tectonophysics, 1978, v. 45, No. 4.
- Minster B., Jordan T., Molnar P., Hains E.* Numerical modelling of instantaneous plate tectonics.— Geoph. J., 1974, v. 36, No. 3.
- Mitchell A. H. G., McKerrow W. S.* Analogous evolution of the Burma orogen and the Scottish caledonides.— Bull. Geol. Soc. America, 1975, v. 86, No. 3.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia; Effects of a continental collision.— Science, 1975, v. 189, No. 4201.
- Molnar P., Tapponnier P.* Relation of the tectonic of eastern China to the India — Eurasia collision: application of slipline field theory to large scale continental tectonics.— Geology, 1977, v. 5, No. 4.
- Morgan W. J.* Plate motions and deep mantle convection.— In: Shagam R., editor, Hess Volum. Geol. Soc. Amer., Mem., 1971, v. 132.
- Norvick M. S.* The tectonic history of the Banda Arcs, eastern Indonesia: a review.— J. Geol. Soc. London, 1979, v. 136, pt 5.
- Rastogi B. K., Singh J., Verma R. K.* Earthquake mechanisms and tectonics in the Assam — Burma region.— Tectonophysics, 1973, v. 18, No. 3/4.
- Rodolfo K. S.* Bathymetry and marine geology of the Andaman basin and tectonic implications for Southeast Asia.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, No. 7.
- Tapponnier P., Molnar P.* Slipe-laine field theory and large scale continental tectonics.— Nature, 1976, v. 264, No. 5584.
- Verma R. K., Mukhopudhyay M., Ahluwalia M. S.* Earthquake mechanisms and tectonic features of northern Burma.— Tectonophysics, 1976, v. 32, No. 3/4.
- Von der Borch Chr. C.* Continent-island arc collision in the Banda Arc.— Tectonophysics, 1978, v. 54, No. 3/4.

Институт физики Земли  
им. О. Ю. Шмидта АН СССР

Статья поступила  
19 марта 1979 г.

УДК 551.24

КРОПОТКИН П. Н.

**КАРДИНАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ДИНАМИКИ  
ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ И ДРУГИХ ПЛАНЕТ  
В СВЕТЕ НОВЕЙШИХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ  
(К итогам 26-й сессии Международного геологического конгресса)**

Палеомагнитные, другие геофизические и геологические данные, приведенные на сессии МГК, показали хорошую обоснованность мобилистских реконструкций Гондваны (с рифея до юры) и схемы последовательного развития Тихого, Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов в течение мезозоя и кайнозоя. Однако для продолжительного периода (архей — средний протерозой) в докембри доказывається отсутствие значительных (более нескольких сот километров) перемещений древних кристаллических массивов друг относительно друга. Гипсографическая кривая Венеры характеризуется в отличие от Земли одним максимумом частоты уровней. Это может указывать на отсутствие на ней значительных горизонтальных перемещений блоков литосферы.

Рассматривая итоги Международного геологического конгресса, происходившего в Париже 7—17 июля 1980 г., в той части, которая касается геофизики и геодинамики, можно прежде всего отметить, что эта сессия конгресса в еще большей степени, чем предыдущие сессии МГК (в Канаде в 1972 г., в Австралии в 1976 г.) и Генеральные ассамблеи Международного союза геофизики и геодезии (Москва, 1971, Гренобль, 1975), прошла под знаком почти полного признания концепции мобилизма, в частности геодинамической теории тектоники литосферных плит. Теоретическое обоснование альтернативной концепции (фиксизма) не было представлено ни в одном докладе.

Однако на принципах фиксизма были основаны содержательные доклады В. В. Белоусова (Развитие геосинклиналей и глубинные источники тепла) и директора Геологического института АН КНР Чжан Вэнью. Он осветил геологическую историю территории Китая с выделением тектонических циклов, сформировавших ее современную структуру, на серии палеогеографических карт, не делая попытки перейти к каким-либо палинспастическим построениям.

Наиболее интересны были те сообщения, в которых проблемы тектоники и геодинамики рассматривались с привлечением геофизических, в частности палеомагнитных, данных. Эти доклады были заслушаны на секциях «Геофизика», «Тектоника», на межсекционных коллоквиумах «Геология материковых окраин», «Геология океанов», «Геология альпийских цепей Тетиса», «Геология Европы» и специальном симпозиуме «Геодинамика». Таковы были, например, сообщения, касающиеся рифтообразования и глубинного строения рифтовых зон. Р. Фэйрбридж (США) рассмотрел рифтообразование в пределах Гондваны, которое начиналось с образования сбросов, прогибов, авлакогенов (при поднятии примыкающих к ним блоков) и в ряде случаев приводило к образованию океанов. Он выделяет четыре эпохи рифтообразования — аделаидскую (в протерозое), вестралийскую (в раннем ордовике), мальгаш-

скую (в среднем карбоне) и красноморскую (в середине третичного периода). Значительные скорости рифтообразования и спрединга океанического дна новообразованных впадин имели место только с начала юрского периода, причем сначала образовались Срединно-Атлантический и восточная часть Индийского океана, затем Южная Атлантика и западная часть Индийского океана, еще позже — Тасманово море, Антарктические моря и, наконец, Аденский залив и Красное море.

Этот доклад Р. Фэйрбриджа можно было сопоставить с сообщением «Палеомагнетизм позднего докембрия и палеозоя континентов, обрамляющих Атлантику», сделанным магнитологами Р. Ван-дер-Вои (США), Дж. Брайденом и Б. Даффом (Австралия). В нем был продемонстрирован ряд хорошо обоснованных мобилистских реконструкций западной половины Гондваны (Африка, Южная Америка) вместе с примыкающими частями Северной Америки и Европы, по периодам позднего протерозоя (рифей) и нижнего, среднего и верхнего палеозоя, вплоть до образования палео-Тетиса и бассейнов в средней части Атлантического океана.

В сообщении Дж. Джирасака, М. Андера и Г. Т. Голкомба (США) были сопоставлены новейшие данные магнитотеллурического и глубинного геомагнитного зондирования по рифтам Байкала, Восточной Африки, Рейнскому грабену и грабену Рио-Гранде в штате Нью-Мексико. Во всех случаях на глубинах 10—30 км обнаружены зоны повышенной электропроводности (сопротивление менее 50 ом·м), предположительно соответствующие линзообразным телам еще не закристаллизовавшейся магмы.

М. Кассер и др. (Франция) сообщили результаты геодезических измерений на рифте Асал-Губбет (Джибути, Северо-Восточная Африка), где установлены перемещения по разломам со скоростью 2 см в год. В докладе К. Фруадево и Ж. Мерсье (Франция) были продемонстрированы результаты определения современного напряженного состояния горных пород во Франции и в Греции, полученные с помощью неглубокого бурения. В Греции оси наибольшего сжатия приблизительно перпендикулярны к общему простиранию складчатости эллинид.

Слабая сейсмичность в зонах, наклоненных в сторону, противоположную наклону зон Беньофа и связанная, по-видимому, с резким изгибом или изломом океанических литосферных плит в процессе субдукции, рассматривалась (по данным Р. З. Тараканова и японских сейсмологов) в сообщении П. Н. Кропоткина. Динамике процессов субдукции был посвящен специальный коллоквиум, проходивший под председательством японского сейсмолога С. Уеды (доклады Е. В. Артюшкова, Кс. Ле Пишона, Ж. Обуэна и др.).

Ряд сообщений был посвящен вопросам конвекции в мантии Земли и механизму движения литосферных плит (сообщения П. Скандоне по эволюции Средиземноморья, С. Ранкорна — о механизме тепловой конвекции и гравитационном скольжении плит, Р. Бострома — о роли приливных сил и сил, удаляющих континенты от полюса при горизонтальных перемещениях плит и др.). Эти вопросы затрагивались также на специальном симпозиуме по геодинамике (председатель А. Хэлс). На секциях «Геофизика» и «Тектоника» было сделано несколько докладов об эволюции, глубинном строении и сейсмичности островных дуг Тихоокеанского пояса и других областей.

Значительный интерес представляет новейшая информация по палеомагнитным данным, представленная на конгрессе. На симпозиуме «Палеогеодинамика докембрия и тектоника плит» были заслушаны доклады Ж. Роя (Канада) о результатах изучения палеомагнетизма горных пород докембрия Северной Америки, К. Нейвонена (Финляндия) — о палеомагнетизме докембрийских пород Балтийского щита, Дж. Моргана (Англия) — о палеомагнетизме пород Африканского кон-



тинента (с возрастом от 700 до 2200 млн. лет) и В. Гратероля (Вене-суэла) — о палеомагнетизме докембрийских пород Гвианского щита с возрастом до 2500 млн. лет. В реконструкции, объединяющей Южную Америку с Африкой, полюсы этих пород ложатся на африканскую полосу докембрийских полюсов, дополняя ее во времени в пределы архея.

Общий вывод у всех перечисленных авторов состоит в том, что древние (архейские, нижнепротерозойские) массивы, имеющиеся в пределах Балтийского щита, Африки (массивы Конго, Калахари и Гвинейский), которая рассматривалась в реконструкции вместе с Южной Америкой (Гвианский массив) и такие же древние массивы Северной Америки, разделенные между собой зонами протерозойской складчатости, не испытывали значительных горизонтальных перемещений относительно друг друга в пределах каждой из этих трех областей. Возможные относительные перемещения не превышали первых сотен километров. Общая реконструкция взаимного расположения этих кратонов соответствует, по Дж. Моргану, построениям Дж. Пайпера (Piper, 1980).

В докладе М. Мак-Виллиамса (США), М. Мак-Элхинни (Австралия) и А. Кронера (ФРГ) было показано, что в протерозое, приблизительно 1 млрд. лет назад, сформировалось два суперконтинента в южном полушарии. Один из них охватывал Африку и Южную Америку, другой — Австралию, Индию и Антарктиду. В процессе их формирования взаимные перемещения древних массивов (кратонов) внутри каждого из них были незначительны. В конце протерозоя произошло значительное, вероятно, измеряемое тысячами километров, перемещение этих двух суперконтинентов по отношению друг к другу. Оно привело к их сближению и формированию 550—570 млн. лет назад единого огромного суперконтинента Гондваны. Без существенных изменений Гондвана сохраняла свои очертания как сиалический массив до середины мезозоя.

М. Мак-Элхинни, судя по опубликованным тезисам, пошел еще дальше в подобных построениях, полагая, что вообще в докембрии не было значительного сближения литосферных плит и многие орогенические пояса возникли на сиалическом основании. Перемещения континентов относительно полюсов имели циклический характер, в результате чего кривые движения полюсов в течение докембрия образуют несколько петель на современной сетке географических координат. Однако указанные выше данные показывают достаточно определенно, что крупномасштабные (1000 км и более) горизонтальные перемещения материковых глыб начались в докембрии 800—1000 млн. лет назад в связи с байкальским циклом складчатости. Они проявились позже в сближении Сибирской и Восточно-Европейской платформ на 2—3 тыс. км в палеозое, в таком же сближении частей Гондваны (Индийская, Аравийская платформы) и северной Евразии на протяжении мезозоя и кайнозоя при замыкании геосинклинального океана Тетис и в раздвижении материков на расстояние до 2—5 тыс. км друг от друга, с образованием Атлантического и Индийского океанов между ними, в течение времени, прошедшего с середины мезозоя (Кропоткин, 1980).

На коллоквиуме «Геология океанов» обсуждались вопросы магнитной стратиграфии и эволюции океанических впадин. В. Лоури (Швейцария) были представлены данные по инверсиям полярности и полосовым магнитным аномалиям в океанах, позволяющие уточнить магнитную геохронологическую шкалу мезозоя и кайнозоя. Рассматривались основные на магнитных профилях и палеомагнитной стратиграфии схемы реконструкции Северного Ледовитого, Атлантического, Индийского и западной части Тихого океанов по различным эпохам мезозоя и кайнозоя.

Ж. Обуэн (Франция) на пленарном заседании конгресса представил модель, синтезирующую классические представления о последова-

тельных этапах развития геосинклиналей и современную теорию тектоники плит. В сообщении Л. Силвера о результатах изучения планет были продемонстрированы карты Марса и Венеры в изогипсах и подчеркнуто существенное различие в основных характеристиках рельефа Земли и Венеры. Гипсографическая кривая Венеры имеет один отчетливый максимум, тогда как на гипсографической кривой Земли наблюдаются два максимума частоты уровней, соответствующие двум типам строения земной коры — материковому и океаническому.

Это различие между Землей и Венерой, которая среди планет наиболее близка к Земле по своим основным параметрам (масса, объем, состав верхнего слоя коры по данным станций «Венера-9 и -10»), может иметь кардинальное значение для геодинамической теории. Его можно объяснить следующим образом. Имея меньшую массу и размеры, чем Земля, и относительно меньшую долю силикатного материала, содержащего радиоактивные элементы (U, Th, K), в то время как бедное этими элементами железное ядро составляет в ней более значительную долю общей массы планеты, Венера испытала меньший разогрев, чем Земля. Возможности для конвекции в мантии Венеры, которая должна иметь соответственно более высокую вязкость, чем мантия Земли, еще недостаточны для возникновения мобилизма литосферы в таких масштабах, как на Земле. На Венере наблюдаются крупные грабены, но, по-видимому, не возникли такие обширные области разрыва и раздвижения блоков ее коры, как впадины океанов на нашей планете.

На Земле, судя по результатам изучения палеомагнетизма докембрийских пород, крупномасштабные (более 1000 км) горизонтальные перемещения стали возможны с середины рифея. Вероятно, только 800—1000 млн. лет назад температура в мантии повысилась, а вязкость понизилась до уровня, обеспечивающего возможность значительной циркуляции вещества в недрах планеты. Протерозойские складчатые пояса и геосинклинальные трюги, в которых они формировались в промежутках между архейскими блоками, по-видимому, возникали при процессах сближения или удаления этих блоков друг от друга, имевших амплитуду не более первых сотен километров.

Судя по имеющимся морфологическим данным, при формировании структур сжатия и растяжения на Венере (Donahue, 1979; Campbell, Burns, 1979), Марсе (Geol. of the planet Mars, 1979) и Луне (Кропоткин, 1971) горизонтальные перемещения были еще меньше.

При обсуждении этих различий между Венерой и Землей и между «квазификснским» докембрийским периодом развития Земли, охватывающим 3,5—4 млрд. лет, и «мобилистским» периодом, который охватывает последний миллиард лет (верхний рифей и фанерозой), необходимо учитывать возможное расширение Земли при переходе к этому последнему этапу. Значительное увеличение ее объема с разрывом монолитной силикатной оболочки и образованием океанических впадин могло бы иметь место в том случае, если вследствие теплового расширения при разогреве за счет распада радиоактивных элементов и уменьшения давления на всех уровнях, по мере возрастания радиуса Земли, происходил переход плотной «металлизованной» силикатной (или состоящей главным образом из окислов железа) фазы вещества ядра Земли в обычное вещество нижней мантии.

Вопрос о том, соответствует ли резкая, сопровождающаяся возрастанием плотности почти в 2 раза, граница оболочки и ядра Земли на глубине 2900 км изменению химического состава от силикатной мантии к железному жидкому ядру (Жарков, 1978) или же она связана с фазовыми превращениями под давлением, достигающим критической величины на границе ядра (Николайчик, 1976), не решен до сих пор. Остается в силе наша прежняя формулировка: «Вполне возможно, что граница ядра и оболочки связана с физико-химическими превращения-

ми вещества, например, с полиморфными превращениями или, что более вероятно, с разрушением электронной оболочки атомов под давлением в 1,4 млн. атм., господствующим на этом уровне» (Кропоткин, 1948, стр. 96). Дополнительные аргументы в пользу подобных предположений были тогда же приведены В. Рэмзи (Ramsey, 1949) и обсуждаются в новейшей литературе, касающейся состава, температуры и фазового состояния вещества в ядре и нижних слоях мантии (Кропоткин, 1980; Ullman, Walzer, 1980; Jeanloz, Richter, 1979).

#### Литература

- Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М., «Наука», 1978.
- Кропоткин П. Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Кропоткин П. Н. Гравиметрия и рельеф Луны (в сопоставлении с Землей).— Геотектоника, 1971, № 1.
- Кропоткин П. Н. Проблемы геодинамики.— В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М., «Наука», 1980.
- Николайчик В. В. Эволюция Земли с нежелезным ядром.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 8.
- Campbell D. B., Burns B. A., Boriakoff V. Venus: Further evidence of impact cratering and tectonic activity from radar observations.— Science, 1979, v. 204, No. 4400.
- Donahue T. M. Pioneer Venus results: and overview.— Science, 1979, v. 205, No. 4401.
- Geology of the planet Mars. Ed. V. Gornitz. Dowden, Hutchison a. Ross, Inc., Stroudsburg, Penns. (USA), 1979, p. XVIII+414.
- Jeanloz R., Richter F. M. Convection, composition, and the thermal state of the lower mantle.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, ser. B, No. 10.
- Piper J. D. A. Analogous Upper Proterozoic apparent polar wander liips.— Nature, 1980, v. 283, No. 5750.
- Ramsey W. H. On the nature of the Earth's core.— Month. Not. Roy. Astron. Soc., Geophys. suppl., 1949, v. 5, No. 9.
- Ullman W., Walzer U. The core paradox reconsidered.— Phys. Earth and Plan. interiors, 1980, v. 22, No. 3—4.

Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
29.X.1980

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.248.5+551.242.31

С И Н И Ц Ы Н А В.

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ РАЗВИТИЯ АФЕБСКИХ ПЛАТФОРМ  
И ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

(по поводу статьи М. В. Муратова «Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования», Геотектоника, № 2, 1979)

Проведенный М. В. Муратовым детальный геолого-исторический анализ афебского периода, охватывающего обширный, длительностью около 1000 млн. лет интервал, является важным вкладом в понимание геологической эволюции Земли. Впервые этому периоду придано соответствующее его роли значение, показана универсальность специфических для него геологических процессов для главных докембрийских провинций и выделены основные закономерности этих процессов. Вывод М. В. Муратова о том, что «по особенностям осадочно-вулканического комплекса, магматизму и длительности раннепротерозойский этап развития древних платформ является совершенно обособленным и должен быть выделен наравне с этапом развития фундамента платформ и этапом формирования их осадочного платформенного чехла», чрезвычайно важен и прекрасно обоснован обширным материалом. Значение афебия усугубляется тем, что с образованиями этого возраста связаны уникальные месторождения золота, редких металлов, железа и меди.

Соглашаясь с большинством выдвинутых М. В. Муратовым положений и его пониманием афебия как особого этапа геологического развития Земли, необходимо заметить, что по ряду вопросов позиции автора статьи дискуссионны, а в некоторых случаях преувеличение местных отличий в его восприятии затеняет важные общие закономерности стратиграфии, тектоники и металлогении афебия. К числу таких дискуссионных вопросов я отношу: 1) проблему взаимоотношения подвижных поясов и платформ афебия, 2) вопрос о существовании двух стадий развития афебских платформ, 3) вопрос о специфике условий седиментации афебия, 4) вопрос о природе афебских тектонических движений. На некоторых из них я остановлюсь более подробно. Рассмотрение этих вопросов необходимо, однако, предварить некоторыми общими замечаниями.

Как известно, термин «афебий» предложил С. Стоквелл (Stockwell, 1964), который выделил под этим названием период, отвечающий интервалу между кеноранской орогенцией (2500 млн. лет) и гудзонской орогенцией (1600 млн. лет). Это название, в настоящее время широко используемое в мировой геологической литературе, явилось на смену термину «гурон», предложенного в свое время В. Логаном (Logan, 1863) и позднее неоднократно уточнявшегося (Dunbar, Rogers, 1957; Thomson, 1962;

Roscoe, 1969). Введение нового термина «афебий» было оправдано с единственной точки зрения — вместо местного стратиграфического значения он приобрел глобальное и привлек внимание к особой роли этого важного геологического периода. Заметим, что в стратотипе афебия на Канадском щите к нему в настоящее время относятся (Roscoe, 1969) супергруппа Гурон и серия Анимики. С последней параллелизуются группы Вайтвотер, Шибугаму, Папасквасати, Отиш маунтенз, Вейкхем, Каниапискау, Манитунук, Белчер, Саками и Гурвиц (Roscoe, 1969). Как показали С. Роское (Roscoe, 1969) и Л. И. Салоп (1972), образования афебия оконтуривают с юга, запада, севера и северо-запада устойчивую глыбу-кратон Сьюпириор-Унгава. Развитие бассейна седиментации началось с возникновения на юге пологого перикратонного опускания, в котором произошло образование платформенного осадочного комплекса супергруппы Гурон. В дальнейшем опускание на юге, в зоне, ограниченной с севера системой глубоких разломов Мерей — Гренвилл (Гренвилльский фронт), резко ускорилось, интенсифицировалось и привело к возникновению обширного провала, а затем подвижного пояса Пенокен, выполненного серией Анимики, представленной миогеосинклинальными (по терминологии Л. И. Салопа, 1972) фациями. Последний процесс охватил всю периферию архейского кратона, приведя к возникновению подвижных поясов Гренвилл, Лабрадор, Кейп-Смит, Белчер и обширного пояса в провинции Черчилл, выполненных формациями — аналогами серии Анимики. Наиболее долго и активно процессы провального погружения, магматизма, активных движений и метаморфизма, т. е. режим подвижного пояса поддерживался в зоне Гренвилл, закрытие которой оценивается датой 1900 млн. лет, а окончательная стабилизация произошла около 1000 млн. лет. Приведенные данные имеют своей целью показать, что афебское спокойное перикратонное опускание на юге Канадского щита на определенной стадии своего развития непосредственно перешло в возникновение афебского подвижного пояса, существовавшего, а местами полностью переработавшего древнейшие афебские платформенные образования. Поскольку последние представляют особый практический интерес для поисков металлоносных конгломератов, процесс с описанной направленностью отрицательно сказался на металлогении района, имея в виду золото и его спутники в древних россыпях. Данный тип развития щитов с пространственным сопряжением афебских платформ и подвижных поясов характерен для многих районов мира. Приведем для аргументации выдвигаемого положения только еще один дополнительный пример — Западную Австралию. На севере Западной Австралии архейское основание кратона Пилбара трансгрессивно перекрывается терригенной группой Наллагайна, имеющей характер перикратонного платформенного комплекса. В южном направлении мощности комплекса увеличиваются, вначале постепенно, а затем скачкообразно, по системе разломов субширотного направления достигают мощности 12—14 км. Эта зона, известная под названием прогиба Ашбертон-Наберру или Широкого подвижного пояса, испытала складчатость, метаморфизм и магматизм, типичные для подвижных поясов. С примыкающим с юга архейским кратоном Йилгарн Широкий пояс имеет нормальные соотношения подвижного пояса и кратона — резкий тектонический контакт, зоны расланцевания и т. д. Не останавливаясь на дальнейших примерах, назовем этот характер сопряжения платформенных бассейнов и подвижных поясов афебия канадским типом.

Другой пример развития афебия, несколько отличный от канадского типа, представляет Южно-Африканский щит. Здесь, так же как и во многих других районах мира, два архейских кратона — Капваальский и Родезийский разделены афебским подвижным поясом Лимпопо и ограничены системой синхронных ему подвижных поясов — поясом Хейс, поясом р. Оранжевой (Намаква), Мозамбикским поясом, поясом Замбе-

зи и поясом Шаши. На южном, Капваальском кратоне сохранилась и детально изучена обширная мульда Ранда, считающаяся классическим примером платформенного чехла афебия (Павловский, 1964; Муратов, 1979). Подробное описание этой структуры приведено как в статье М. В. Муратова, так и в ряде специальных работ, обзор которых содержится в сводке Дю Тойта (Du Toit, 1954) и недавней сводке Л. И. Сапола (1977). Отметим наиболее существенное — осадочный комплекс мульды, состоящий снизу вверх из вулканогенной серии Доминион-Риф, терригенной серии Витватерсранд, вулканогенной серии Вентерсдорп, терригенной, а позднее морской (?) и вулканогенной серии Трансвааль и терригенной серии Ватерберг-Матсап, достигающей суммарной мощности 15—18 км, представляет отложения изолированного внутрикратонного опускания, на протяжении около 1000 млн. лет (2800—1700 млн. лет) не сообщавшегося ни с одним из подвижных поясов афебия, ограничивающих Капваальский кратон. Если не считать дислокаций, вызванных обширным Бушвельдским лополитом, который внедрился в центральную часть Трансваальской серии, залегание всех пород мульды удивительно спокойное, а несогласия между выделяемыми сериями, как правило, имеют региональный характер. Это свидетельствует о крайне слабой подвижности и спокойных условиях седиментации на протяжении громадного (более 1000 млн. лет) периода времени, и именно, этим, вероятно, объясняется столь богатая металлогения мульды. Данный вывод не позволяет согласиться с заключением М. В. Муратова о том, что «земной коре древних платформенных блоков в это время была свойственна сильно повышенная (по сравнению с современной) подвижность», а скорее свидетельствует об обратном, по крайней мере в части, касающейся мульды Ранда и Алгомы. При этом под подвижностью я понимаю количество движения в единицу времени — средняя скорость прогибания мульды Ранда составляет 0,02 см в год.

Интересно, что устойчивая тенденция к спокойному погружению для района Ранда сохранилась и позднее — докембрийские образования с перерывом перекрываются платформенными образованиями капской системы (верхний силур — нижний карбон) и системы Карру (пермь — юра).

Важно отметить, что синхронно с развитием внутрикратонной мульды Ранда в сравнительной географической близости происходило развитие подвижных поясов афебия, седиментация и тектоника которых протекала, хотя и синхронно, но в резко отличных условиях. Так, Р. Мейсон (Mason, 1973) следующим образом описывает развитие подвижного пояса Лимпопо и синхронной ему мульды Ранда (таблица). Исходя из изложенного, автономное развитие внутрикратонных мульды и периферических подвижных поясов в афебии, характерное для Южной Африки, представляется целесообразным выделить как южноафриканский тип. Имеющийся материал по разным континентам показывает, что он является более редким, чем канадский тип. Очевидно, также, что непереработанные подвижными поясами внутрикратонные мульды афебия металлогенически более продуктивны.

Важным аспектом геологии афебия, влияющим на правильное понимание направленности процессов этого времени, является вопрос об объемном соотношении подвижных поясов и платформенных образований афебия. При рассмотрении геологической карты любого докембрийского щита очевидно, что не только платформенные осадки афебия, но даже архейские кратоны, разделенные подвижными поясами афебия (особенно, если учитывать их развитие под более молодыми структурами) имеют общую площадь меньшую (редко близкую и еще реже большую), чем площади подвижных поясов. Данный факт свидетельствует о том, что доминирующим процессом афебия являлась деструкция доафебской платформы и широкое развитие подвижных поясов. Это под-

**Соотношение процессов геологического развития подвижного пояса Лимпопо  
и мульды Ранда (Mason, 1973)**

Возраст, млн. лет	Подвижный пояс Лимпопо	Мульда Ранда
	Слабая сейсмичность, термальные источники сбросовой зоны Саутпенсберг	
	Меловая система-континентальные и морские отложения, интрузии кимберлитов	
	Вулкано-плутоническая фаза Нуанетси (кольцевые интрузии, кимберлиты) Обновление древних разломов с преобладающей вертикальной составляющей	
200	Вулканогенно-осадочная система Карру (пермь, триас, юра)	Перерыв, длительностью около 1000 млн. лет
1200	Вертикальные движения по системе регенерированных разломов, внедрение даек и силлов диабазов	
1700	Вулканогенно-осадочная серия Ватерберг-Матсап, приуроченная к системе наложенных впадин в основании	
1900	Завершение тектоно-термальной активности пояса	
	Внедрение мелких тел гипербазитов, дизъюнктивные дислокации в пределах всего пояса	
1950	Повторные движения в краевых частях центральной зоны пояса, возникновение вторичной сланцеватости, регрессивный метаморфизм зеленосланцевой фации	Внедрение Бушвельдского плутона
2000	Крупный тектоно-термальный эпизод и региональное омоложение возрастов	Трансваальская система
2300	Крупный тектоно-термальный эпизод, гранитизация (граниты Махалапай)	Вулканогенная система Вентерсдорп
2600	Внедрение Великой дайки Родезии и заложение системы перпендикулярных поясу разломов	
2690	Региональный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций, тектонические движения и ремобилизация фундамента с возникновением сложной складчатости в покрове	
2700	Отложение в центральной части пояса осадочно-вулканогенной формации Мессина, внедрение базитов, гипербазитов и анортозитов	Вулканогенно-осадочная система Витватерсранд
2800	Внедрение гипербазитов, тектоническая переработка фундамента, региональный метаморфизм высоких стадий гранулитовой фации пород архейского фундамента	Вулканогенно-осадочная система Доминион-Риф
2900	Заложение системы субширотных разломов в пределах всего пояса и возникновение связанных с ними зон расланцевания	Заложение мульды Ранда
3400	Завершение развития архейского гранит-зеленокаменного комплекса, являющегося фундаментом, на котором заложилась мульда и подвижный пояс.	

черквивается еще и тем, что наряду с подвижными поясами с широкими проявлениями седиментации для афебиа не менее характерны подвижные пояса с ограниченными объемами седиментации, а также и пояса без проявлений седиментации, представляющие зоны тектонической переработки архейского фундамента. Интересно, что тенденции развития возникших в афебии геоструктурных областей (кратонов и подвижных поясов) сохранились на протяжении значительного последующего геологического времени, а в ряде случаев и поныне.

Правильное понимание естественно-исторического и металлогенического значения афебиа в геологическом развитии Земли должно учитывать важнейшие предшествующие геологические события. К ним относятся: 1) формирование архейского гранит-зеленокаменного комплекса доафебской платформы (3600—3400 млн. лет) и сопровождающего архейские гранит-зеленокаменные трюги колчеданного и гидротермального золото-сульфидно-кварцевого оруденения, явившегося источником россыпного золота в афебских конгломератах; 2) региональная гранитизация, сопровождавшаяся термальным процессом, омоложением (3000—2800 млн. лет) и появлением крупных масс калиевых гранитов, явившихся источником уранинита в афебских конгломератах, 3) возникно-

вание мощной доафебской коры выветривания, формировавшейся в условиях бескислородной атмосферы. Как показали Р. Роское (Roscoe, 1969) и М. Шидловски (Schidlowski, 1970), а позднее Л. И. Салоп (1972), возникновение золото-ураноносных конгломератов афебия было возможно только в условиях восстановительной среды атмосферы раннего афебия. После кислородной инверсии атмосферы в среднем афебии эти уникальные условия седиментации больше не повторялись.

Уникальность геологических процессов афебия не ограничивается бескислородной атмосферой. Как отмечает М. В. Муратов, во многих подвижных поясах афебия наблюдается обратный по сравнению с нормальными геосинклиналями фанерозоя порядок в последовательности развития вулканизма — от кислого к среднему. В других случаях (Канада, Гренландия) так называемые сухие подвижные пояса возникли только в результате дробления широких зон архейского фундамента и его метаморфической переработки. Сравнение таких поясов с геосинклиналями, вообще, невозможно. Эти и ряд других обстоятельств позволяют считать, что подвижные пояса афебия существенно отличались от геосинклиналей фанерозоя, и, как это уже ранее указывалось (Anhaeusser et al., 1969), рассматривать их как особый тип тектонического развития. Поэтому использование термина «геосинклиналь», широко практикующееся в отечественной геологической литературе в применении к раннепротерозойским подвижным поясам (Кратц, 1963; Салоп, 1967; Борукаев и др., 1977; Муратов, 1979) представляется неудачным.

Последнее критическое замечание относится к предлагаемому М. В. Муратовым объему афебия на Балтийском щите. Выделение Ладожско-Свекофенской зоны в качестве подвижного пояса афебия вполне убедительно и хорошо обосновывается широким геологическим материалом. В то же время из рассмотрения М. В. Муратова полностью выпали беломориды, которые, как это показали Л. Я. Харитонов (1966), А. И. Тугаринов и Г. В. Войткевич (1970) и Н. В. Горлов (1975), являются синхронными свекофенидам подвижным поясом, сливающимся с ними в северо-западном направлении. Именно этим, вероятно, объясняется отсутствие у М. В. Муратова точно сформулированного отношения к границам и размерам Карельского кратона и как следствие отсутствие ясности в вопросе о том, что в пределах кратона следует относить к платформенным образованиям афебия. По М. В. Муратову, к афебию здесь относятся сариолий, весь ятулий, калевий, вепсий и иотний. Во-первых, в структурно-фациальном отношении эти образования совершенно различные. Во-вторых, ясно, что ятулий является сборным наименованием, и в его состав входят архейский терригенно-вулканогенный комплекс типа тимискаминг — шамва (он существенно преобладает) и действительно афебские — платформенные образования Онежской мульды. Подобная ошибка допускалась на начальных стадиях и на других щитах. Так, В. Логан (Logan, 1863) в свое время объединял в гуронской серии как собственно гурон, так и тимискаминг, а в Южной Африке вплоть до последнего времени архейский (более 3000 млн. лет) терригенный комплекс Пангола считали аналогом системы Витватерсранд. Правильное решение вопроса об объеме платформенных образований афебия на Балтийском щите имеет большое значение как для понимания истории развития щита в афебии, так и с практической точки зрения, для правильной оценки металлогении района.

Неудачно, по-видимому, и использование М. В. Муратовым термина «карельский» как синонима терминов «афебский» и «раннепротерозойский», так как карелиды на современном уровне понимания геологии Балтийского щита (Келлер и др., 1977) охватывают и архей (зеленокаменный комплекс нижних карелид), и древнейший терригенно-вулканогенный комплекс типа тимискаминг — шамва, и протерозой.



Рецензируемая статья правильно подчеркивает особую важность афебия как особого геологического периода, требующего детального изучения и анализа. М. В. Муратов очень своевременно поднял этот вопрос и правильно ставит главные задачи по дальнейшему исследованию данной проблемы. Представляется, однако, что дальнейшие работы, как научного, так и практического направления, в этой области должны учитывать приведенные выше соображения.

#### Литература

- Борухаев Ч. Б., Башарин Н. А., Берзин Н. А. Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Горлов Н. В. К проблеме древнейших геоструктурных областей материковой коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 2.
- Келлер Б. М., Кратц К. О., Митрофанов Ф. П., Семихатов М. А., Соколов Б. С., Соколов В. А., Шуркин К. А. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Муратов М. В. Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования.— Геотектоника, 1979, № 2.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964.
- Салоп Л. И. Геология Балтийской горной области, т. 2. Магматизм, тектоника, история развития. М., «Недра», 1967.
- Салоп Л. И. Некоторые геологические аспекты проблемы золото-ураноносных конгломератов докембрия. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1972, т. 178.
- Салоп Л. И. Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Докембрий Африки. Л., «Недра», 1977.
- Тугаринов А. И. и Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1970.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966.
- Dunbar C. O., Rogers J. Principles of stratigraphy. John Wiley & Sons., 1957.
- Du Toit A. L. The geology of South Africa. Oliver, Boyd, London, 1954.
- Anhaeuser C. R., Mason R., Viljoen M. J. & Viljoen R. P. Reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology.— Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, No. 11.
- Logan W. E. Geology of Canada. Montreal. Dawson, 1863.
- Mason R. The Limpopo mobile belt — Southern Africa. Phil. Trans. R. Soc. London, 1973, v. 273, No. 1235.
- Roscoe S. M. Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian Shield.— Geol. Surv. Can. Paper, 1969, No. 68—40.
- Schidlowski M. Probleme der atmosphärischen Evolution im Präkambrium.— Geol. Rundschau, 1970, v. 60, No. 10.
- Stockwell C. H. Fourth report on structural provinces, orogenies and time classification on the Canadian Precambrian Shield.— Geol. Surv. Can. Paper, 1964, No. 64—17.
- Thomson J. E. Extent of the Huronian System between Lake Timagami and Blind River.— Roy. Soc. Can. Spec. Publ., 1962, No. 4.

Ленинградский государственный  
университет имени А. А. Жданова

Статья поступила  
31 июля 1979 г.

## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

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

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

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

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

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

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

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

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

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

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русско-му, затем — латинскому, литература должна быть пронумерована.

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

8. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер.

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

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательно ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

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

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

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

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

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

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

---

### *Редакционная коллегия:*

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

### *Адрес редакции*

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

Зав. редакцией *Б. Д. Гриль*

Технический редактор *Е. А. Проценко*

---

Сдано в набор 07.01.81	Подписано к печати 20.02.81	Т-03042	Формат бумаги 70×108 <sup>1/16</sup>
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6+1 вкл.	Бум. л. 4,5	Тираж 1899 экз. Зак. 5280

---

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

В 232

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3-42

МАКАРИЧЕВУ Г И

70228

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228

7

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

**Белов А. А. ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ В ПАЛЕОЗОЕ. 20 л. 3 р.**

В книге рассмотрена история тектонического развития геосинклинально-океанической структуры Палеотетис, располагавшейся на месте современной Альпийской складчатой зоны в палеозое. В пределах Палеотетиса выделяются активные и пассивные континентальные окраины, островные дуги, краевые моря, микроконтиненты и бассейны с океанической корой.

Рекомендуется специалистам, занимающимся проблемами тектоники, палеотектонических реконструкций, региональной геологии, преподавателям вузов.

**Богачкин Б. М. ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ В КАЙНОЗОЕ. 13 л. 2 р.**

В книге на основе новых данных по стратиграфии кайнозойских отложений и развитию рельефа рассмотрены основные стадии процесса новейшей активизации в Горном Алтае. Работа имеет практическое значение для целей инженерной геологии и представляет теоретический интерес для развития общих знаний о природе новейшей активизации.

Издание рассчитано на геологов, геоморфологов и географов.

Заказы на эти книги Вы можете оформить во всех магазинах «Академкнига».

Геотектоника, 1981, № 2



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»