

ISSN 0016-853X

Российская академия наук

ТЕОТЕКТОНИКА

5

НАУКА · 1992

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ МОСКВА • «НАУКА»

№ 5, 1992

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. Пущаровский

Зам. главного редактора А. А. Моссаковский

Ответственный секретарь В. С. Буртман

М. Е. Артемьев, Ч. Б. Борукаев, А. Л. Книппер, В. И. Коваленко,
Н. В. Короновский, Е. Е. Милановский, В. Д. Наливкин, А. С. Перфильев,
А. В. Чекунов, В. И. Шолпо, А. Л. Яншин

Журнал «Геотектоника» публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магнетизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информации о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями «Союзпечати» (№ 70228 в каталоге). Цена годовой подписки — 12 руб. 60 коп.

Зав. редакцией *М. Н. Шуплецова*

Научные редакторы *Н. Б. Заборовская, С. Г. Самыгин, А. И. Кожурин*

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер. 7
Геологический институт РАН

Телефон 230-81-77

telex: 411848 GIN SU

телетайп: 114092 ТЕТИС

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|----|
| Соколов В. Б. Строение земной коры Урала | 3 |
| Песков Е. Г. Пояса взрывных структур («астроблем») | 20 |
| Пилипенко А. И., Корсаков О. Д. Тектонические деформации литосферы Индийского океана | 27 |
| Руженцев С. В., Поспелов И. И. Южно-Монгольская варисская складчатая система | 45 |
| Зоненшайн Л. П., Гольмшток А. Я., Хатчинсон Д. Структура Байкальского рифта | 63 |
| Коваленко Д. В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ова Ильпинский (Камчатка) | 78 |
| Брусилловский Ю. В., Городницкий А. М., Соколов Б. А. Вулкано тектоническая эволюция Магеллановых подводных гор в свете их геомагнитного изучения | 96 |

Краткие сообщения

| | |
|--|-----|
| Чи Цзиньбин, Шен Юаньчао. Магматизм и эволюция Джунгарского среднепалеозойского бассейна (КНР) | 107 |
|--|-----|

Рецензии

| | |
|---|-----|
| Перфильев А. С. Отзыв о статье Ю. М. Пушаровского и А. А. Пейве «Вещественные неоднородности океанской литосферы и геодинамические следствия» | 112 |
|---|-----|

CONTENTS

| | |
|---|----|
| Sokolov V. B. The structure of the earth crust in the Urals | 3 |
| Peskov Ye. G. Belts of explosive structures (astroblems) | 20 |
| Pilipenko A. I., Korsakov O. D. Lithosphere tectonic deformations in the Indian Ocean | 27 |
| Ruzhentsev S. V., Pospelov I. I. The South-Mongolian Variscan fold system | 45 |
| Zonenshain L. P., Golmshtok A. Ya., Hutchinson D. The structure of the Baikal rift | 63 |
| Kovalenko D. V. Paleomagnetism of the Paleogene complexes in the Ilpinsky peninsula (Kamchatka) | 78 |
| Brusilovsky Yu. V., Gorodnitsky A. M., Sokolov B. A. The volkano-tectonic evolution of the Magellane sea-mounts in the light of their geomagnetic studying | 96 |

In Brief

| | |
|--|-----|
| Chi Tsingin, Shen Juangchao. Magmatism and evolution of the Dzhungar middle Paleozoic basin (Chinese People's Republic) | 107 |
|--|-----|

Reviews

| | |
|--|-----|
| Perfilyev A. S. Comments on the article by Yu. M. Pushcharovsky and A. A. Peyve «The oceanic lithosphere substance heterogeneities and their geodynamic consequences» | 112 |
|--|-----|

Технический редактор Л. В. Кожина

| | | |
|---|-----------------------------|---|
| Сдано в набор 08.07.92 | Подписано к печати 31.08.92 | Формат бумаги 70 100 ¹ / ₁₆ |
| Офсетная печать | Усл. печ. л. 5,1 | Усл. кр.-отт. 9,6 тыс. |
| | | Уч.-изд. л. 11,7 |
| | | Бум. л. 3,5 |
| Тираж 1031 экз. Зак. 3059 Цена 2 р. 10 к. | | |

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука».
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

УДК 551.14(234.85)

© 1992 г. СОКОЛОВ В. Б.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛА

Проведенные на Урале комплексные геофизические исследования (сейсморазведка МОВ, гравиразведка, магниторазведка) по системе широтных профилей и анализ результатов ГСЗ позволили выделить в земной коре структурно-вещественные комплексы, прослеживающиеся на значительные расстояния и формирующие сложную складчато-надвиговую структуру разреза.

Морфологические особенности строения земной коры основных структурно-формационных зон Урала формируются наклонными и пологопадающими тектоническими нарушениями, часть из которых представлена глубинными надвигами. Ряд таких нарушений выполаживается с глубиной. Счленение вулканогенных толщ Тагильского и Магнитогорского погружений с восточным краем Восточно-Европейской плиты происходит по региональному надвигу, падающему под Урал. В разрезе отсутствует структурная унаследованность между приповерхностными структурами и более глубинными.

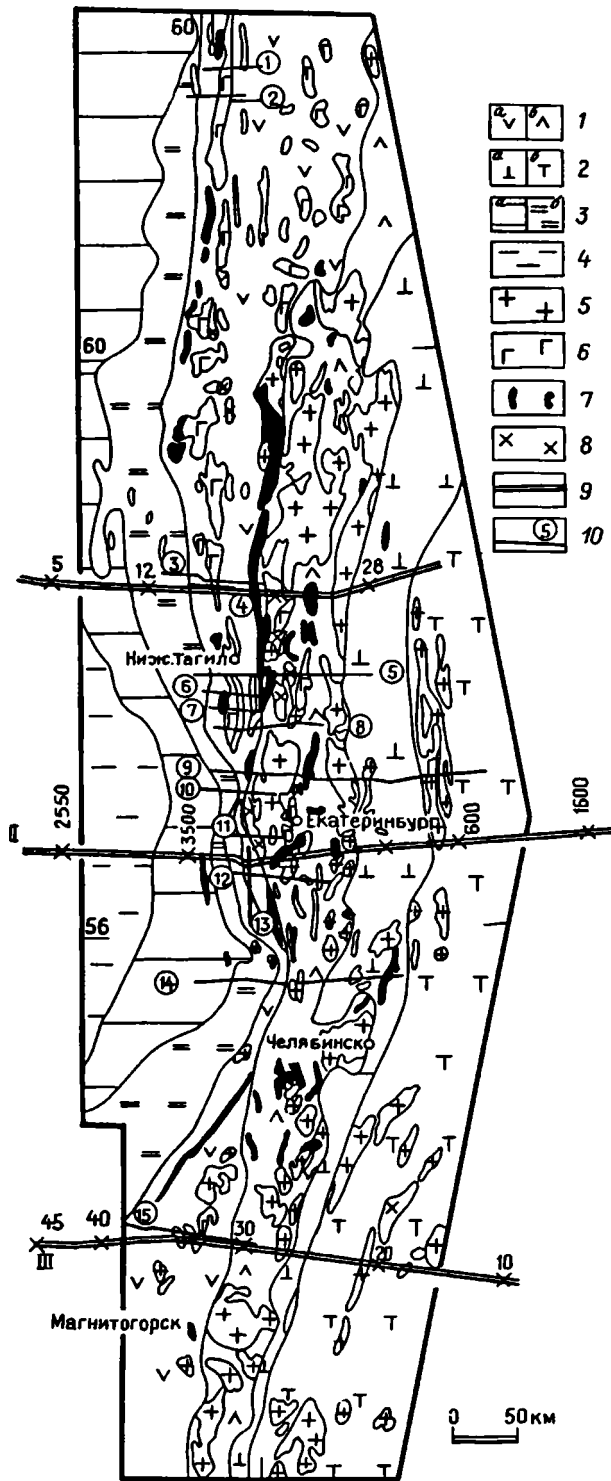
Анализ сейсмических разрезов ГСЗ показал, что выделение так называемых глубинных разломов не подтверждается фактическим материалом, а представляет собой отображение определенных представлений. Существенная часть крупных массивов серпентинитов, якобы фиксирующих на поверхности глубинные разломы, при изучении геологическими и геофизическими методами оказались либо бескорневыми массивами, либо приуроченными к зонам надвигов.

Sokolov V. B. The structure of the earth crust in the Urals. *Geotectonics*. 1992. № 5. The comprehensive geophysical investigations (seismic reflection, gravity and magnetic prospecting) undertaken in the Urals on the basis of latitudinal profiles and the analysis of the deep seismic sounding results have made possible to identify in the earth crust certain structural complexes traced for a considerable distance which build up the complicated overthrust-fold structure of the section.

Morphological peculiarities of the earth crust structure in the major structural zones of the Urals are made up of tilted gently dipping tectonic dislocations, some of them being represented by deep overthrusts. Some dislocations of such kind flatten as the depth increases. The convergence of the Tagil and Magnitogorsk subsiding volcanic sequences with the Eastern border of the East European plate goes along the regional overthrust subducting under the Urals. The inheritance between the surface and deeper structures is not observed in the section.

The analysis of the deep seismic sounding sections has showed that there is no evidence confirming identifying the so-called deep faults and the latter is but interpretation of certain existing theories and conceptions. The major part of large serpentinitic massives assumed to fix deep faults on the surface, appeared, after they had been studied with geological and geophysical methods, to be rootless massives or those assigned to overthrust zones.

Начиная с 1967 г. на Среднем Урале были начаты сейсмические исследования методом отраженных волн (МОВ), обладающим большей рентабельностью, чем ГСЗ, и позволяющим регистрировать наклонные границы. Исследования, проведенные уже на первом — Асбестовском — профиле, показали существенное различие между сложившимися представлениями о строении земной коры исследуемого района и теми результатами, которые были получены. Основное различие заключалось в том, что на сейсмическом разрезе было выделено значительное количество наклонных, под углами 25—55°, сейсмических границ, приближающихся в ряде случаев к дневной поверхности на участках развития гипербазитовых



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10

массивов, а также в западном борту Тагильского прогиба на границе с древними толщами Центрально-Уральского поднятия. Кроме того, было показано отсутствие под Средним Уралом единого гранитного слоя [8]. По результатам сейсмических работ высказано предположение, что установленные особенности строения верхней части земной коры Среднего Урала свидетельствуют о том, что в ее формировании главенствующая роль принадлежит горизонтальным напряжениям.

С 1971 г. на Урале начинается систематическое изучение строения верхней части коры по системе широтных профилей МОВ. При этом в комплексе с сейсмическими работами по профилям проводились гравиметрические и магнитометрические наблюдения, а с 1980 г. и отбор керн с забоя взрывных скважин для петрографических исследований и изучения физических свойств горных пород.

В процессе отработки профилей появилась возможность не только установить особенности внутреннего строения геотектонических структур, но и выявить общие закономерности их сложения. Именно эти особенности строения разрезов верхней части земной коры и позволили подойти к пониманию некоторых общих закономерностей развития Уральского складчатого пояса.

К настоящему времени проведены исследования по серии субширотных профилей, в результате чего сформировалась сеть из протяженных профилей, пересекающих основные геотектонические структуры Урала, и коротких профилей, обрабатывавшихся обычно в основных горнорудных районах. Дополнительное использование еще и данных площадных съемок позволило надежно проследить положение основных геотектонических структур урала (рис. 1).

Сейсмические исследования проводились по системе двойного непрерывного профилирования. Расстояние между пунктами взрыва равнялось 0,6 км, расстояние между сейсмоприемниками — 25 м. Обработка полевых материалов проводилась на ЭВМ по методике РНП. Сейсмические разрезы строились до глубины 12—15 км, и лишь с 1983 г. при внедрении цифровых станций «Прогресс-2» появилась возможность строить разрезы до глубин 18—22 км. Гравиметрические наблюдения по профилю проводились с шагом 100 м, а магнитометрические — с шагом 50 м.

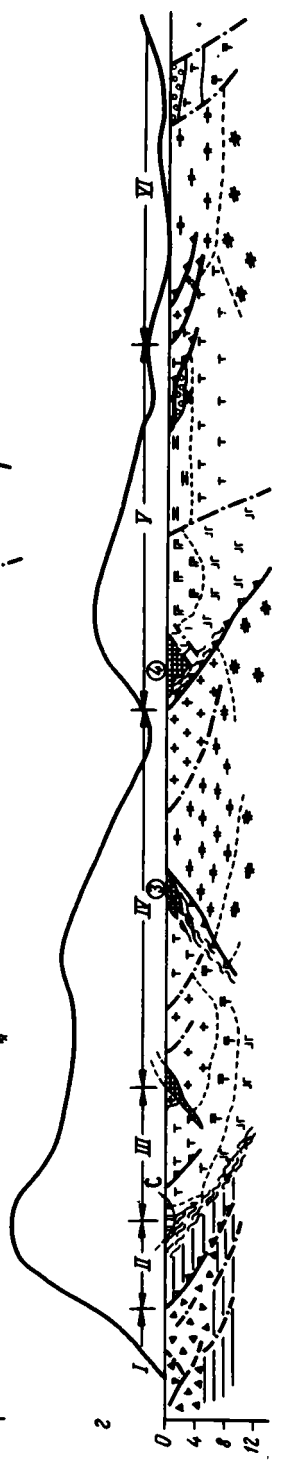
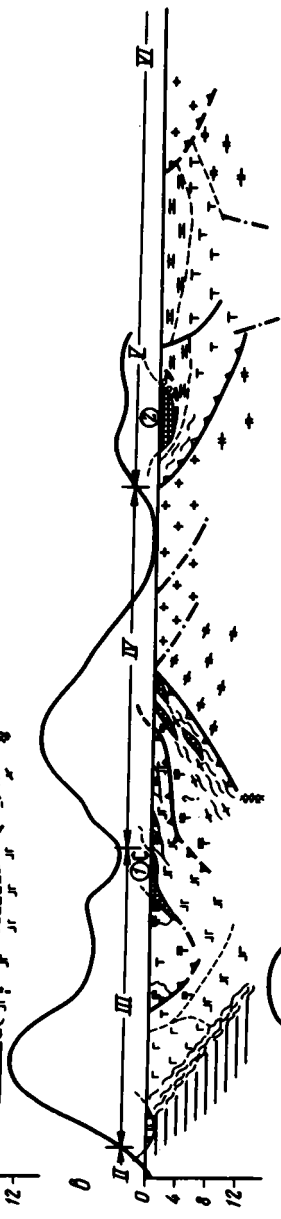
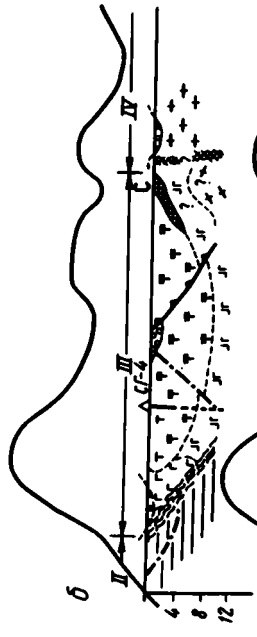
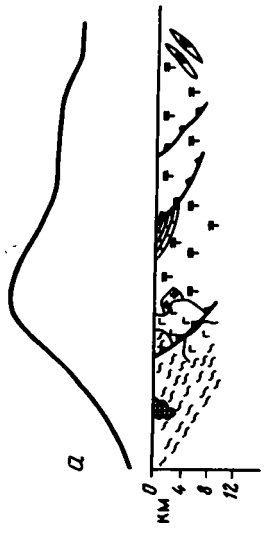
На основании совместного анализа особенностей строения сейсмического разреза и результатов интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных строился геофизический разрез, который позволяет выделить структурно-вещественные комплексы и более обоснованно подойти к геологической интерпретации результатов геофизических исследований.

Для выяснения общих закономерностей строения верхней части земной коры в пределах Северного, Среднего и Южного Урала было выбрано несколько широтных пересечений. На разрезах по этим пересечениям в обобщенном виде изображались те основные элементы строения разрезов, которые были получены по профилям, обработанным севернее и южнее каждого пересечения. Такой подход позволяет проследить строение коры по простиранию уральских структур.

Первое пересечение (рис. 2, а) выбрано на Северном Урале южнее пос. Усть-Манья и построено по результатам исследований на Усть-Маньинском, Сосьвинском, Бурмантовском и Масловском профилях МОВ. Это пересечение

Рис. 1. Обзорная схема Северного, Среднего и Южного Урала

1 — вулканогенно-осадочные комплексы Тагильского и Магнитогорского погружения (а), вулканогенные, осадочные и метаморфические породы Восточно-Уральского поднятия (б); 2 — осадочные и магматогенные породы Восточно-Уральского погружения (а) и Зауральского поднятия (б); 3 — осадочные толщи Западно-Уральской зоны линейной складчатости (а) и метаморфические комплексы Центрально-Уральского поднятия (б); 4 — Предуральский краевой прогиб; 5 — гранитоидные массивы и гнейсово-мигматитовые комплексы; 6 — габброиды; 7 — серпентинизированные массивы ультрамафитов; 8 — сиениты и плагиограниты; 9 — профили ГСЗ (1 — Красноуральский, II — Свердловский, III — Троицкий); 10 — профили МОВ (1 — Усть-Маньинский, 2 — Сосьвинский, 3 — Верхне-Туринский, 4 — Широтный, 5 — Черноисточинско-Алапаевский, 6 — Левихинский, 7 — Слоновский, 8 — Кировоградский, 9 — Асбестовский, 10 — Кормовищенский, 11 — Дегтярский, 12 — Светлореченско-Сысертский, 13 — Полевской, 14 — Тараташский, 15 — Верхнеуральский)



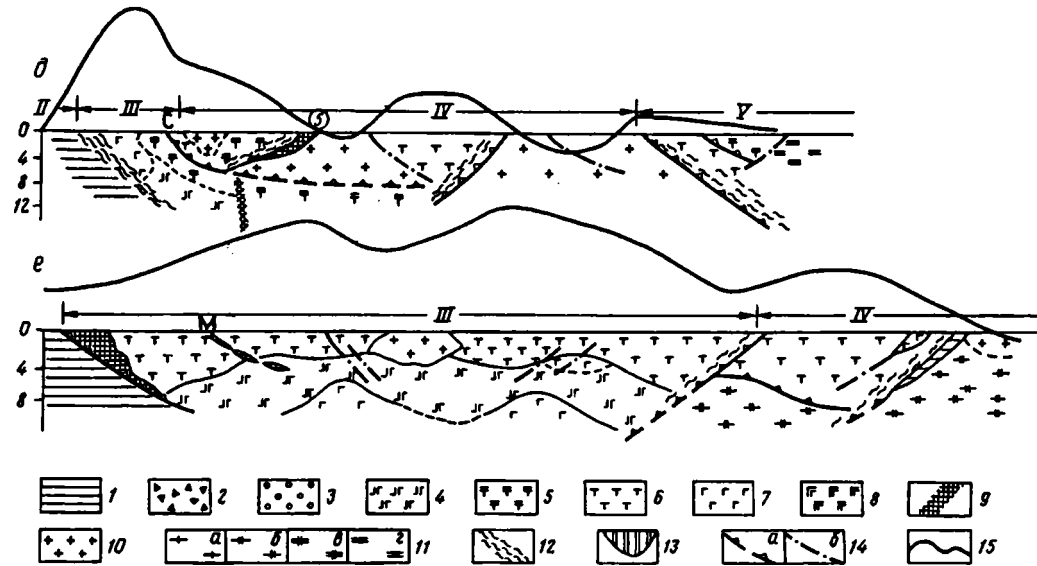


Рис. 2. Обобщенные широтные разрезы верхней части земной коры Урала

1 — комплексы оснований пассивной континентальной окраины (древние толщи Центрально-Уральского поднятия и кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы); 2 — осадочные комплексы; 3 — фрагменты мезозойских угленосных депрессий; 4 — комплексы меланократового основания (вулканоплутонические комплексы, фрагменты протоокеанической коры); 5, 6 — вулканогенно-осадочные толщи: 5 — нижняя часть разреза, 6 — верхняя часть разреза; 7 — габброидные массивы Платиноносного пояса; 8 — сложные по составу габбро-гранитоидные массивы; 9 — гипербазиты серпентинизированные, серпентинитовый меланж (1 — Восточно-Тагильский, 2 — Алапаевский, 3 — Первомайский, 4 — Баженовский, 5 — Кургановский массивы; С — Серовский, М — Маукский пояса); 10 — гранитоиды; 11 — гнейсово-мигматитовые комплексы: салдинский (а), мурзинско-адуйский (б), сысертский (в — черновская, г — шумихинская серия); 12 — рассланцованные породы, динамосланцы; 13 — останцы тектонических покровов; 14 — надвиги установленные и предполагаемые (а), другие тектонические нарушения (б); 15 — график силы тяжести I — Западно-Уральская зона линейных складок, II — Центрально-Уральское поднятие, III — Тагильско-Магнитогорский прогиб, IV — Восточно-Уральское поднятие, V — Восточно-Уральский прогиб

позволяет установить строение западного борта зеленокаменного прогиба и характер его сочленения с древними толщами Центрально-Уральского поднятия.

Следующее пересечение (см. рис. 2, б) проходит на широте Уральской сверхглубокой скважины и базируется на результатах работ, проведенных на Верхнетуринском профиле МОВ и Красноуральском профиле ГСЗ. Это пересечение показывает строение разреза зеленокаменного прогиба и его западного и восточного бортов, а также характер сочленения с толщами обрамления.

Третье пересечение (см. рис. 2, в) располагается на широте Левихинского меднорудного района и позволяет оценить его позицию в общей структуре прогиба. Оно построено по результатам исследований на Левихинском, Черноисточинско-Алапаевском и Слоновском профилях МОВ.

За основу более южного пересечения (см. рис. 2, г) взят Асбестовский профиль, а также результаты работ на Кормовищенском и Кировоградском профилях МОВ. Это пересечение дает представление о строении верхней части земной коры в той части Урала, где он имеет наименьшую ширину и позволит оценить здесь характер деформаций.

Пятое пересечение (см. рис. 2, д) располагается на широте Дегтярского меднорудного месторождения и базируется на результатах исследований на Дегтярском и Светлореченско-Сысертском профилях МОВ и Свердловском профиле ГСЗ.

Последнее пересечение (см. рис. 2, е) проходит на широте г. Верхнеуральск на Южном Урале. За основу построений на этом пересечении взяты результаты исследований на Верхнеуральском профиле МОВ и соседних профилях, отработанных под руководством Ю. П. Меньшикова. Это пересечение позволяет оценить строение зеленокаменного прогиба в широкой части и характер его сочленения с комплексами обрамления.

В результате выполненных исследований появилась возможность установить ряд особенностей строения крупных геотектонических структур Урала.

Западно-Уральская зона линейной складчатости. Разрез верхней части земной коры зоны имеет двухэтажное строение. Верхний структурно-вещественный комплекс разреза сложен моноклинально падающими на восток толщами осадочных пород, разбитых тектоническими нарушениями на ряд клиновидных блоков. Мощность этих образований достигает 5,5—7,0 км. Не исключено, что большая мощность пород верхнего структурно-вещественного комплекса является следствием сдвигания разрезов чешуйчато-надвиговыми дислокациями (см. рис. 2, г).

Толщи нижнего структурно-вещественного комплекса, судя по характеру сейсмического разреза, достаточно однородны. Граница, разделяющая оба структурных комплекса, постепенно поднимается в западном направлении. Породы нижнего структурно-вещественного комплекса представляют собой кристаллический допалеозойский фундамент. В пользу этого предположения говорят и результаты изучения земной коры по Свердловскому профилю ГСЗ, где примерно на этих же глубинах располагается граница, отождествляемая с поверхностью «кристаллического фундамента».

В восточной части зоны линейных дислокаций кристаллический фундамент, по данным МОВ, распадается на несколько блоков, смещенных по высоте относительно друг друга. В пределах изучавшейся части зоны отсутствует унаследованность между структурными рисунками верхнего и нижнего комплексов.

Результаты сейсмических исследований МОВ и геологических съемок дают основание утверждать, что граница между древними толщами Центрально-Уральского поднятия и палеозойскими породами зоны линейной складчатости тектоническая и падает на восток под углами 65—75°. По ней протерозойские толщи поднятия надвинуты на запад на средне- и верхнепалеозойские отложения.

Центрально-Уральское поднятие. По результатам комплексных геофизических исследований установлено отсутствие напряженной складчатости, захватывающей, как считалось ранее, весь разрез поднятия. В то же время выделено значительное количество надвигов, плоскости которых падают на восток, формируя чешуйчатое строение разреза.

Наличие отрицательных локальных изометричных гравиметрических аномалий позволяет предполагать существование здесь гранитоидных интрузивов. Широкое развитие среднепалеозойских дайковых комплексов основного и среднего состава указывает на активизацию тектономагматических процессов, в какой-то мере синхронных с процессами, происходившими в пределах подвижного пояса Урала. В связи с этим возможна рекомбинация рудного вещества и образование рудопроявлений редких и благородных металлов.

Еще в середине 70-х годов сейсмические работы МОВ на Тараташском профиле (см. рис. 1) позволили высказать предположение о том, что древние толщи надвинуты на запад на верхнедевонско-нижнекаменноугольные отложения зилаирской свиты зоны линейных складок. Позднее это предположение было подтверждено бурением [4]. Результаты исследований на Кормовищенском профиле МОВ и данные космоаэросъемок показали, что толщи Центрально-Уральского поднятия по крупному тектоническому нарушению, падающему на восток, также взброшены и надвинуты на средне- и верхнепалеозойские толщи Западно-Уральской зоны (см. рис. 2, 2). Аналогичное сочленение докембрийских комплексов с осадочными палеозойскими толщами этой зоны установлено бурением и на Южном Урале.

Тагильское погружение. По особенностям строения разреза в пределах погружения выделяются его центральная часть (земнокаменный прогиб) и зоны сочленения с обрамляющими комплексами.

Зона сочленения Тагильского погружения с древними толщами Центрально-Уральского поднятия — сланцевая зона, которая характеризуется на всех профилях довольно схожим строением. Она сложена интенсивно рассланцованными породами различного генезиса. К этой зоне приурочены метаморфические комплексы высоких давлений. В пределах рассматриваемого района все толщи характеризуются восточным падением отражающих сейсмических границ, обусловленных тектоническим рассланцеванием пород. В целом сланцевая зона имеет углы падения от 20 до 45° и прослеживается в разрезе до глубин 18—20 км. Однако в районе Уфимского выступа Восточно-Европейской платформы эта закономерность осложняется заметным увеличением (до 60—70°) углов падения. На этой же широте устанавливается наименьшая ширина зеленокаменного прогиба. Создается впечатление, что выступающие на восток древние толщи Уфимского «амфитеатра» служили своеобразным упором, на котором происходила значительная концентрация горизонтальных напряжений. Это обусловило интенсивное сжатие толщ и как следствие — крутое их падение.

Толщи сланцевой зоны повсеместно несогласно залегают на субгоризонтально-слоистых или полого падающих на восток образованиях, которые по данным ГСЗ отождествляются с поверхностью кристаллического основания Восточно-Европейской платформы. Верхняя граница сланцевой зоны с габброидными массивами Платиноносного пояса всюду тектоническая, а сами габбро на контакте со сланцами катаклазированы и рассланцованы.

Особенности строения западной сланцевой зоны позволяют утверждать, что ее формирование происходило при главенствующей роли тангенциальных напряжений, которые обусловили перемещение крупных блоков коры в западном направлении. При сочленении древних толщ Центрально-Уральского поднятия и офиолитов Тагильского зеленокаменного прогиба сформировалась зона интенсивного тектонического рассланцевания, в которую были вовлечены самые различные породы западного борта прогиба и древние толщи восточной части поднятия. Главенствующую роль в формировании структурного рисунка разреза играют пологопадающие на восток тектонические нарушения, по которым восточные блоки надвинуты на западные. Наиболее интенсивно эти процессы проявились на тех участках, где эти толщи в плане образуют выступы, обращенные выпуклостью в сторону Тагильского прогиба. В пределах таких зон тектонической активизации могли происходить ремобилизация рудогенных ком-

толщ южного замыкания Тагильского погружения на древние толщи, залегающие в основании разреза Магнитогорского погружения и выведенные на дневную поверхность в районе субширотного поднятия. Возможно, что образование самого широтного поднятия связано с формированием такого надвига.

Восточно-Уральское поднятие. Западная часть поднятия сложена вулканогенно-осадочными и приуроченными к ним интрузивными породами. В строении же восточной части поднятия существенная роль принадлежит гнейсово-мигматитовым комплексам и крупным массивам гранитоидов. Как уже было показано выше, вулканогенно-осадочные породы на западе образуют единую синформную структуру с аналогичными по генезису толщами Тагильского и Магнитогорского погружений.

Восточная часть поднятия достаточно изучена сейсморазведкой МОВ лишь на Среднем Урале, где она сложена практически полностью гнейсово-мигматитовым комплексом Мурзинско-Адуйского массива (см. рис. 2, з). Этот комплекс представляет собой выход на дневную поверхность крупного сиалического блока, западная и восточная границы которого падают соответственно на запад и на восток. При этом восточная граница блока тектоническая и прослеживается на всю мощность земной коры. Мощность блока увеличивается с запада на восток и достигает 16—19 км. В этом же направлении возрастает степень метаморфизма пород. Широко развиты тектонические нарушения, падающие на восток под углами 35—50°. Четкость сейсмических границ, по которым прослеживаются в разрезе эти нарушения, отсутствие их смещений свидетельствуют о том, что они не затушевывались последующими процессами метаморфизма и не осложнялись более поздними тектоническими деформациями. Поэтому можно предположить, что подобные тектонические нарушения наиболее поздние, а молодая активизация и приуроченность к ним определенных полезных ископаемых (редкие и благородные металлы), делают такое предположение вполне обоснованным.

Западная часть мурзинского гнейсово-мигматитового комплекса погружается на запад под зеленокаменный прогиб. Такой характер сочленения существенно различающихся по условиям образования и особенностям развития комплексов мог сформироваться при сокращении первоначальной ширины прогиба, когда часть офиолитов и связанных с ними пород оказалась выдавленной на толщи обрамления.

Уже первые сейсмические исследования показали присутствие в земной коре Урала большого числа наклонных отражающих сейсмических границ. Давно обратил на себя внимание тот факт, что к выходам этих границ на дневную поверхность в ряде случаев оказались приурочены массивы серпентинитов, серпентинизированных ультрамафитов, зоны интенсивного расщепления, известные по геологическим данным тектонические нарушения.

Наиболее крупными структурами подобного типа, изученными сейсмическими методами, являются: 1) зона сочленения уральских структур с восточной окраиной Восточно-Европейской платформы, названная разными исследователями Главным Уральским глубинным швом, Главным Уральским глубинным разломом или Главным Уральским глубинным надвигом; 2) Серовско-Маукский пояс серпентинитов; 3) зона сочленения Восточно-Уральского поднятия с одноименным прогибом.

Главный Уральский глубинный шов. Этот структурно-тектонический элемент земной коры отчетливо прослеживается на сейсмических разрезах в пределах Северного, Среднего и Южного Урала мощной (до 4—5 км) зоной, падающей на восток.

Анализ геофизических и геологических материалов позволяет утверждать, что этот глубинный шов сформировался в условиях горизонтального (западного) перемещения геологических образований и в результате существования своеобразного упора — восточного края Восточно-Европейской платформы. Значительные амплитуды перемещения и длительность развития зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы обусловили значительные преобразования

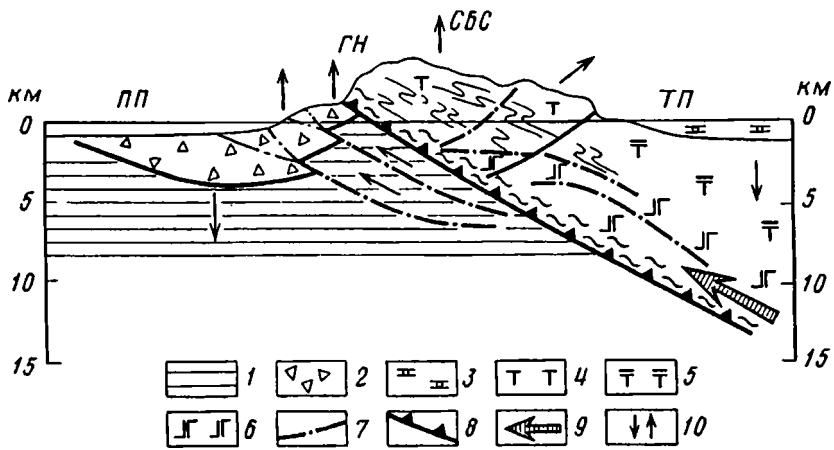


Рис. 3. Схема строения зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы
 1 — край Восточно-Европейской платформы; 2 — терригенные образования передового прогиба (ПП);
 3 — осадочные толщи тылового прогиба (ТП); 4—6 — вулканогенно-осадочные (4) и магматические
 (5, 6) комплексы складчато-блокового сооружения (СБС), тектонически слабо нарушенные (5) и
 подвергшиеся интенсивному динамометаморфизму и сжатию (6); 7 — тектонические нарушения,
 формирование которых происходило под действием глубинного надвига; 8 — зона глубинного надвига
 (ГН); 9 — направление перемещений по надвигу; 10 — направление вертикальных движений формирующихся
 структурно-вещественных комплексов

пород. Изменение их теплоемкости, теплопроводности и реологических свойств привело, видимо, к локализации P — T -изменений в пределах ограниченных по размерам зон.

Во фронтальной части зоны Главного глубинного шва сформировалась зона передовых надвигов, захватившая также и толщи западного обрамления Уральского подвижного пояса. Характерной особенностью строения зоны сочленения наряду с широким развитием надвигов во фронтальной части Главного глубинного шва являются, залегающие несогласно на подстилающих толщах пластообразные тела. Они сложены зелёнокамненными измененными образованиями Тагильского погружения и, видимо, представляют собой эрозионные останцы тектонических покровов. Система наклонных сейсмических границ, соответствующих тектоническим нарушениям и формирующих морфологический облик зоны сочленения Урала с Восточно-Европейской платформой, уверенно прослеживается до глубин 15—22 км, где из-за существенного изменения характера сейсмического разреза рассматриваемая зона теряет свою выразительность.

Основываясь на общих закономерностях строения, установленных на большинстве профилей, а также принимая во внимание модели, созданные ранее, автором предложена геодинамическая модель строения зоны сочленения Урала с Восточно-Европейской платформой. Эта схема отличается тем, что каждый из ее элементов хорошо опознается на сейсмических разрезах Урала (рис. 3). Такими основными элементами с запада на восток являются: передовой прогиб, глубинный надвиг, блоково-складчатое сооружение и тыловой прогиб. Развитие каждого из них взаимосвязано с развитием остальных элементов, образующих единую геодинамическую систему, в которой горизонтальные и вертикальные перемещения блоков земной коры являются следствием единого процесса ее развития.

Серовско-Маукский пояс серпентинитов. Длительное время считалось, что цепочка вытянутых в меридиональном направлении тел серпентинитов этого пояса фиксирует на дневной поверхности круто падающий на запад или даже вертикальный глубинный разлом. На Среднем Урале этот пояс пересечен всеми сейсмическими профилями МОВ (см. рис. 1).

По особенностям строения и по положению в структуре зеленокаменного прогиба Серовско-Маукский пояс распадается на две ветви: южную — Маукскую и северную — Серовскую. На всех геофизических пересечениях южнее широты г. Екатеринбурга серпентинитовые массивы Маукской ветви являются составной частью серпентинитового меланжа, приуроченного к падающей на восток зоне надвига, по которой в настоящее время сочленяются различные по возрасту и генезису комплексы. В разрезе эта зона практически повсеместно выполняется на глубинах 4—8 км. Западнее основной зоны южной ветви пояса встречаются субгоризонтально залегающие пластообразные тела серпентинитов ограниченных размеров и относительно небольшой (от 50—60 до 1000 м) мощности, образующие либо самостоятельные массивы, либо выполняющие роль подошвы аллохтонных пластин. Есть все основания считать эти тела эрозионными останцами тех тектонических покровов, которые образовывались при надвигании по Маукскому надвигу восточных блоков на западные.

К Маукской ветви серпентинитов приурочены зоны кварцево-серицитовых сланцев, с которыми связаны основные медноколчеданные месторождения и рудопроявления Дегтярского района. Возможно, что зоны кварцево-серицитовых сланцев образовались в одной и той же геодинамической обстановке, что и Серовско-Маукский пояс серпентинитов.

Северная — Серовская — ветвь пояса имеет западное падение и отличается от южной также особенностями внутреннего строения. В пределах южной ветви широко развит меланж с тектоническими блоками различных по составу и генезису пород, среди которых практически повсеместно присутствуют известняки, серицитовые сланцы и серпентиниты. Интенсивность магнитных аномалий над серпентинитами южной ветви существенно ниже, чем над северной. Северная же ветвь пояса представлена протяженными массивами серпентинитов, образующими практически непрерывную цепочку от широты г. Невьянск и далее на север, которая является по существу самостоятельным, обособленным поясом.

Гипербазитовые массивы зоны сочленения Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского прогиба. Пространственно цепочка этих массивов протягивается вдоль восточного края крупного сиалического блока земной коры, сложенного преимущественно гнейсово-мигматитовыми комплексами. Традиционно считалось, что гипербазитовые массивы — Алапаевский, Останинский, Режевский, Баженовский и Ключевской — приурочены к крутопадающему глубинному разлому.

В настоящее время в результате буровых работ [3, 5] и комплексных геофизических исследований, выполненных различными исследователями, установлено, что все эти массивы являются бескорневыми полого залегающими пластообразными телами, максимальная мощность которых колеблется от 200 до 2000 м (рис. 2, в). Породы, подстилающие аллохтонные массивы, интенсивно тектонически разрушены и рассланцованы. При этом зеркала скольжения и плоскости рассланцевания располагаются субгоризонтально, т. е. согласно с подошвой массивов. Среди подвергшихся динамометаморфизму пород встречаются также зоны кварцево-серицитовых метасоматитов, залегающих согласно с общим рассланцеванием массивов. Сами серпентинитовые массивы содержат блоки различных по генезису и составу пород.

Мезозойские угленосные депрессии. К зоне сочленения Восточно-Уральского прогиба с Зауральским поднятием приурочена вытянутая в меридиональном направлении цепочка депрессий, сложенных мезозойскими угленосными осадками. Наиболее изучена комплексом геофизических методов Буланашская угленосная депрессия на Среднем Урале, к которой приурочены месторождения угля. Проведенные исследования подтвердили данные об асимметричном строении этой структуры. Мощность мезозойских угленосных отложений в ее пределах увеличивается с запада на восток, достигая 1500 и даже 2000 м. Особенность депрессии — широкое развитие в ее пределах тектонических покровов, сложенных карбонатными и вулканогенно-осадочными породами средне-верхнепалеозойского возраста. Эти

покровы перекрывают значительную часть площади развития мезозойских угленосных отложений. Кроме того, установлено несогласие структурно-тектонического рисунка разреза угленосных толщ со структурой подстилающих толщ. Контуры развития закартированных с поверхности угленосных отложений не фиксируют реальные границы депрессии, а представляют лишь выходы этих отложений из-под тектонического покрова в пределах тектонического окна. Таким образом, площадь развития угленосных отложений лишь в пределах участка исследований в 2,5—3,5 раза больше, чем было известно ранее.

В пределах Тагильского погружения располагается несколько небольших по размерам депрессий, выполненных триас-юрскими угленосными отложениями. Эти депрессии — Мостовская на Среднем Урале, Богословская и Волчанская на Северном Урале — вытянуты согласно с общим уральским простиранием пород.

В пределах Мостовской депрессии еще в середине 40-х годов буровыми работами было установлено надвигание палеозойских зеленокаменных пород на мезозойские осадки, выполняющие депрессию. На Северном Урале в результате сейсмических, площадных гравиметрических и буровых работ было установлено, что угленосные депрессии также имеют асимметричное строение. В пределах Волчанской депрессии угленосные мезозойские породы перекрыты тектоническим покровом, сложенным эйфельскими известняками и глинистыми сланцами. Величина перекрытия достигает 1,5 км при мощности покрова до 250 м.

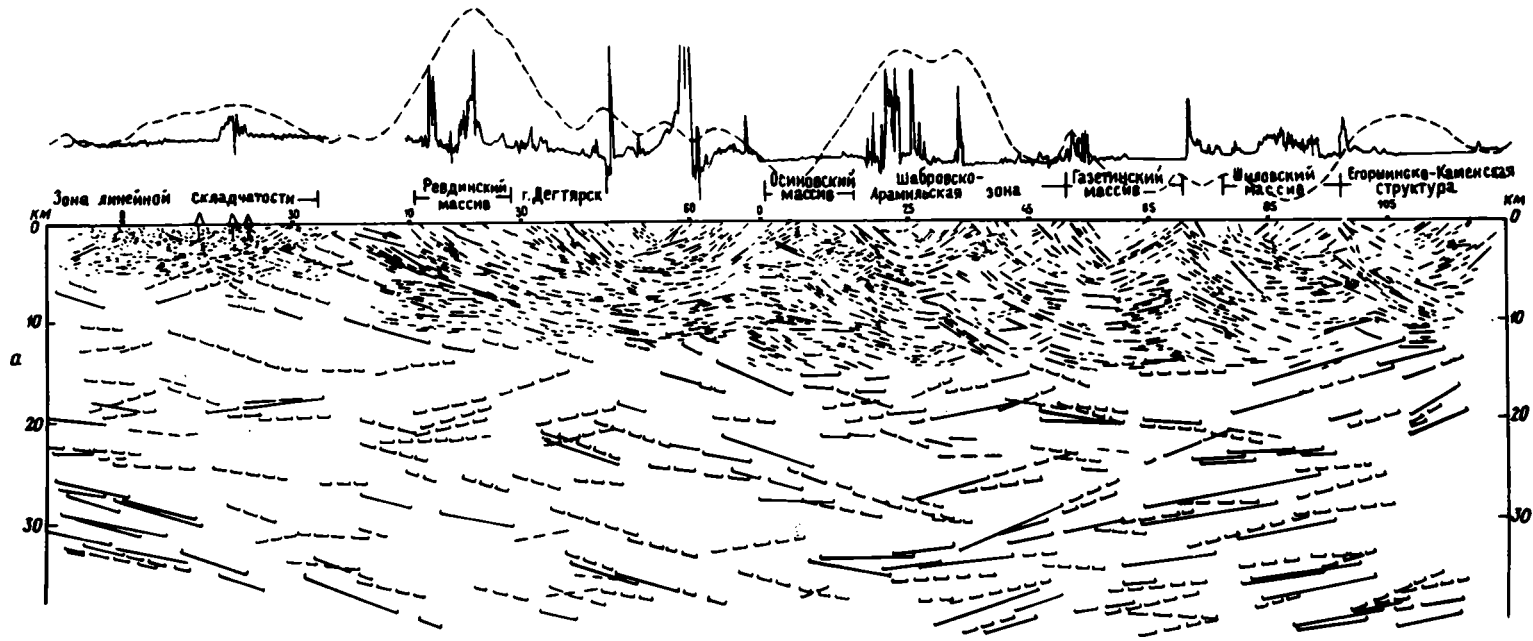
Некоторые закономерности глубинного строения Урала. Длительное время представления о глубинном строении земной коры Урала основывались на результатах ГСЗ, которые представлялись в виде геологических (геолого-геофизических) разрезов, выполненных в слоисто-клавишной манере, соответствующей фиксированному представлению о формировании Урала. Существенная роль при этом отводилась глубинным разломам, которые расчленяли разрез на различные по строению и самостоятельно развивавшиеся блоки [1]. Причем сами глубинные разломы непосредственно сейсмическими исследованиями не прослеживались, а проводились в виде вертикальных или крутопадающих элементов там, где они выделялись на тектонической схеме, которая и принималась за основу. Нанесение на разрезы «глубинных разломов» привело к существенным преобразованиям смысловой нагрузки разрезов и появлению клавишных моделей.

Результаты исследований методом отраженных волн (МОВ) по профилям, совпадающим пространственно с профилями ГСЗ, показали, что особенности строения разрезов, полученных как по данным ГСЗ, так и МОВ, вполне сопоставимы. Таким образом удалось построить сейсмический и геолого-геофизический разрез по профилю Верхние Серьги — Дзятярск — Каменск-Уральский (рис. 4). На этом профиле отчетливо видна тектоническая расслоенность земной коры на всю ее мощность. Основными тектоническими элементами, формирующими современный облик разреза, являются надвиги восточного падения, по которым восточные блоки надвигаются на западные. При этом никакой структурной унаследованности между верхними и нижними этажами установить не удастся.

Особенности строения верхней части земной коры Среднего Урала свидетельствуют о том, что современный структурно-тектонический рисунок сформировался при главенствующей роли тангенциальных напряжений. Эти напряжения обусловили горизонтальные перемещения тектонических блоков и их вертикальные движения, вызванные либо смещением блоков по наклонным плоскостям нарушений (надвигов и взбросов) и при «выдавливании» их вверх на коллизийном этапе развития, либо опусканием ряда блоков на этапе господствующих растягивающих напряжений.

В рамках такого подхода находит хорошее объяснение широкое развитие надвигов в Западной зоне линейной складчатости Среднего Урала и в пределах Центрально-Уральского поднятия, а также характер сочленения этих структур. При этом процесс надвигообразования в зоне линейной складчатости сопровождался, вероятно, образованием ловушек для углеводородов, а на Центрально-Уральском поднятии обусловил ремобилизацию руд. Это наиболее активно могло

a



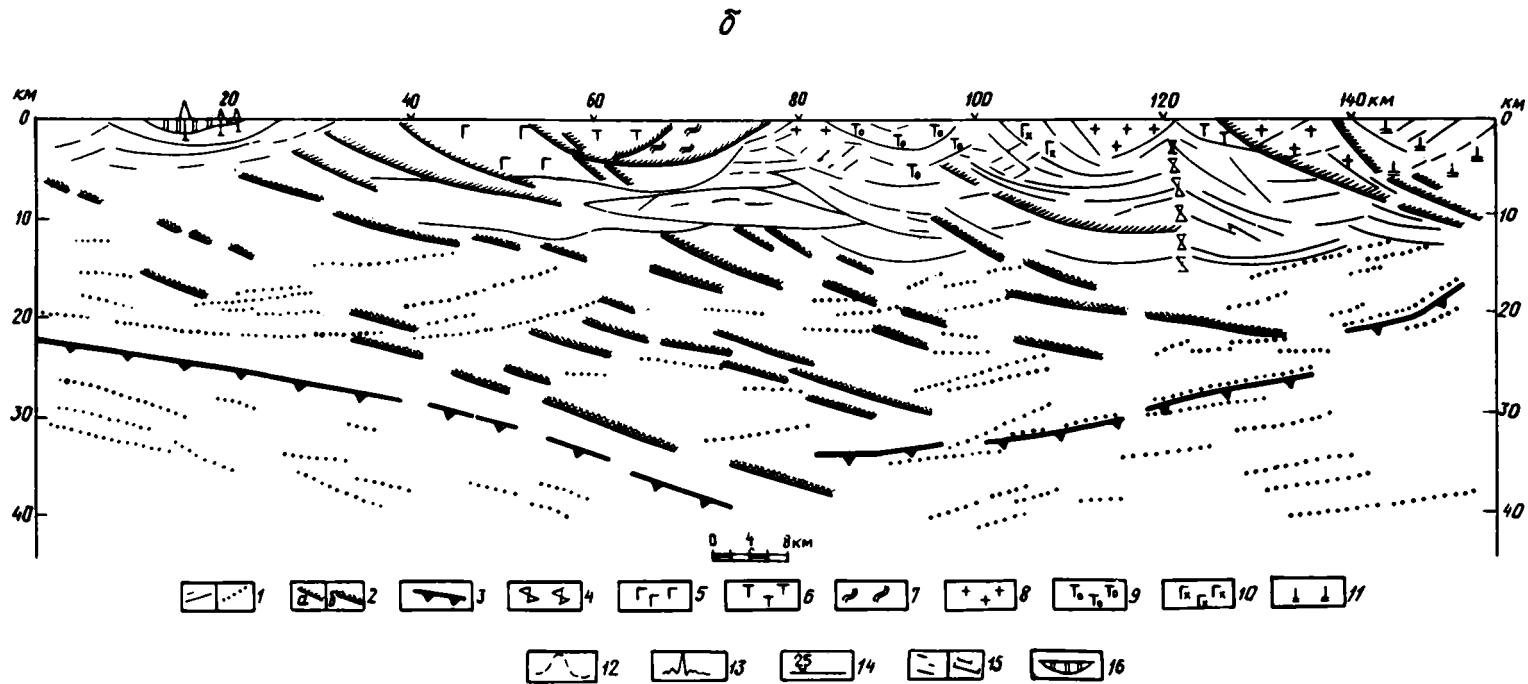


Рис. 4. Разрез земной коры Среднего Урала по геофизическим данным (а) и его интерпретация (б)
 1 — условные сейсмические границы, построенные по данным МОВ (а) и ГСЗ (б); 2 — границы, отождествляемые с надвигами в верхней части коры (а) и с глубинными надвигами (б); 3 — региональные границы, разделяющие структурно-вещественные комплексы верхней и нижней коры; 4 — предполагаемые разломы; 5 — габброиды; 6 — вулканогенно-осадочные комплексы; 7 — рассланцованные породы, динамосланцы; 8 — гранитоиды; 9 — различные по составу эффузивно-осадочные породы с большим количеством мелких пластообразных тел серпентинитов; 10 — габбро-плаггиогранитные массивы; 11 — пакет тектонических пластин с обратной стратиграфической последовательностью разреза; 12 — график силы тяжести (уровень условный); 13 — график ΔZ ; 14 — линия профиля с пунктами взрывов; 15 — отражающие площадки, полученные по данным МОВ (а) и ГСЗ (б); 16 — тектонические покровы

проявиться на широте Уфимского выступа Восточно-Европейской платформы за счет существенной концентрации тангенциальных напряжений.

В процессе становления складчато-надвиговой структуры возникла крупная синформа, сложенная зеленокаменно измененными вулканогенно-осадочными толщами Тагильского прогиба и Восточно-Уральского поднятия.

Выдавливание этих толщ на сиалические комплексы обрамления сопровождалось интенсивным динамометаморфизмом и мобилизацией рудогенных элементов. Надвигание установлено также в пределах угленосных комплексов восточного склона Урала.

Таким образом, комплексные геофизические исследования, проведенные на Среднем Урале по системе субширотных профилей, позволили установить, что современный структурно-тектонический облик разреза верхней части земной коры образовался в результате широкого развития наклонных и пологопадающих тектонических нарушений, формирующих чешуйчато-надвиговые комплексы, тектонические покровы и синформные зоны. Сокращение первоначальной ширины геотектонических структур на этапе сжатия (коллизийный этап развития) привело к выдавливанию отдельных блоков и появлению вертикальной составляющей тектонических движений. Горизонтальные и вертикальные движения блоков являются составными частями единого процесса тектонического развития региона, структурно-тектонические особенности которого возникли не в результате самостоятельного развития обособленных блоков, а сформировались в единой геодинамической обстановке.

Выводы

1. Древние докембрийские толщи Центрально-Уральского поднятия приподняты и надвинуты на верхнепалезозойские породы Западно-Уральской зоны линейных складок.

2. Вулканогенно-осадочные толщи Тагильского погружения и западной части Восточно-Уральского поднятия образует единую синформную структуру. Ее западный борт образован падающей на восток зоной интенсивно рассланцованных пород Главного Уральского надвига. По ней толщ прогиба надвинуты на древние породы его западного обрамления. Восточный борт этой синформы образован падающей под прогиб зоной интенсивного рассланцевания различных по составу и возрасту пород.

3. Габброидные массивы Платиноносного пояса пространственно, а возможно, и генетически связаны со сланцевой зоной. Их мощность не превышает 12—15 км. Под массивами нигде не удалось установить вертикальных или крутопадающих структурных элементов, отождествляемых с глубинными разломами.

4. Широко развитые на Урале массивы серпентинитов представлены двумя морфологическими группами: а) приуроченными к наклонным, часто выполаживающимся с глубиной тектоническим зонам, б) образующими горизонтально залегающие пластообразные тела, которые представляют собой эрозионные останцы тектонических покровов. Считавшийся ранее единым Серовск-Маукский пояс серпентинитов состоит из двух самостоятельных ветвей, различных по структурной позиции, морфологии, составу пород, металлогенической специализации и характеру физических полей.

5. В разрезе верхней части коры часто отсутствует структурная унаследованность между вышележащими и подстилающими структурно-вещественными комплексами.

6. Угленосные отложения мезозойских депрессий в ряде случаев перекрыты тектоническими покровами, сложными палеозойскими породами.

7. Достаточно широко развиты зоны наиболее молодой тектонической активизации, с которыми связаны месторождения ряда цветных и редких металлов.

8. Земная кора Урала имеет не слоисто-блоковую, а наклонно-чешуйчатое строение.

Список литературы

1. Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М.: Недра, 1976. 157 с.
2. Ефимов А. А. Природа стратификации в габбро-гипербазитовых комплексах//Петрология и рудообразование. Свердловск: УИИ АН СССР, 1986. С. 21—24.
3. Кузовков Г. А., Федоров Ю. А., Старцев Н. И. Основные особенности строения Останинского ультраосновного массива//Ежегодник, 1982. Свердловск: ИГиГ УИИ АН СССР, 1983. С. 72—75.
4. Малахова Н. П., Панков Ю. Д., Чебыкин И. Я. Новые данные о возрасте надвига вдоль западной границы Тараташского комплекса//Ежегодник, 1977. Свердловск: ИГиГ УИИ АН СССР, 1978. С. 25—26.
5. Семерун А. К., Попов Б. А., Золоев К. К. Опыт переоценки Баженовского месторождения хризотил-асбеста//Разведка и охрана недр. 1988. № 1. С. 12—16.
6. Соколов В. Б. О глубинном строении массивов Платиноносного пояса Среднего Урала//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 73—80.
7. Соколов В. Б., Аверкин Ю. П., Силин В. А. Результаты комплексных геофизических исследований в Кировоградском медисколчеданном районе на Среднем Урале//Разведочная геофизика. Вып. 4. Отечественный производственный опыт. Москва: ВИЭМС, 1988. С. 16—21.
8. Соколов В. Б., Козырев Е. И., Рыбалка В. М., Чудакова Л. Н. Особенности строения земной коры Среднего Урала (по сейсмическим данным)//Докл. АН СССР. 1974. Т. 215. № 5. С. 1202—1206.

Баженовская геофизическая экспедиция
ПГО «УРАЛГЕОЛОГИЯ»,
Екатеринбург, 624051

Поступила в редакцию
20.VII.1991

УДК 551.243

© 1992 г. ПЕСКОВ Е. Г.

ПОЯСА ВЗРЫВНЫХ СТРУКТУР («АСТРОБЛЕМ»)

Анализ «астроблейм» показал, что они образуют строго линейные планетарные субширотные пояса протяженностью в тысячи километров. Выделены Северный приполярный пояс и пояса, близкие к параллелям 61, 55 (54—56), 51, 48° с. ш. и 27° ю. ш. Плоскости северных поясов наклонены преимущественно с запада на восток. Угловые размеры наиболее крупных из них 219—261°. Некоторые пояса объединяют близкие по возрасту структуры, в других наметилось последовательное их омоложение в том или ином направлении. В Южном полушарии размещение «астроблейм» контролируют линейные зоны северо-восточного простираения. Выделена группа парных разновозрастных кайнозойских противостоящих структур, удаленных одна от другой почти на 180°.

«Астроблеймы» рассматриваются как земные структуры, вызванные взрывами ювенильных газов. К этой же категории явлений, вероятно, принадлежат Тунгусский и Сихотэ-Алиньский «метеориты».

Peskov Ye. G. Belts of explosive structures (astroblems). *Geotectonics*. 1992. № 5. The analysis of «astroblems» has shown that they make up linear planetary sublatitudinal belts extending for thousands of km. The northern polar belt and those found close to parallels 61, 55 (54—56), 51, 48° N and 27 S are distinguished. The planes of northern belts are inclined mostly from west to east. The angular dimensions of the largest ones are 219—261°. Some of the belts comprise structures similar in age, in other cases one can observe their successive rejuvenation in any direction. In the southern Hemisphere the location of «astroblems» is controlled by the linear zones trending north-eastwards. A group of Cenozoic co-eval twin-structures are found away from one another almost by 180°. «Astroblems» are regarded as Earth structures appeared as a result of juvenile gases explosions. The Tunguska and Sikhote Alin «meteorites» are likely to belong to the same phenomena.

Обнаружено закономерное размещение на поверхности Земли кольцевых взрывных структур, о происхождении которых существуют разные мнения. В большинстве публикаций они считаются космогенными («астроблеймами») и связываются с падением и взрывом крупных метеоритов; другие исследователи происхождение некоторых структур относят к специфическому вулканизму и связывают с природными газовыми взрывами [1].

Выполненный анализ их географических координат показал, что 80% взрывных структур из 94, указанных в каталоге [2], локализованы в пределах узких субширотных и поперечных к ним зон, обладающих строгой линейностью на протяжении сотен и тысяч километров; наметилось в ряде случаев и закономерное изменение возраста структур в определенных направлениях; пространственное положение остальных структур детально не анализировалось.

Система субпараллельных поясов определилась в северном полушарии, где они из Европейско-Азиатского материка трассируются на территорию Северной Америки (рис. 1, 2). Угловой размер наиболее крупных поясов достигает 233—261°, т. е. они представляют собой в плане три четверти кольца. Плоскости всех поясов имеют плавные и слабые изгибы с углами наклона обычно менее $\frac{1}{12}$, т. е. на протяжении 12° по простираению (по широте) точка плоскости смещается по наклону (по меридиану) менее чем на 1°. Большинство поясов имеют общий наклон с запада на восток, т. е. от Северной Америки в сторону

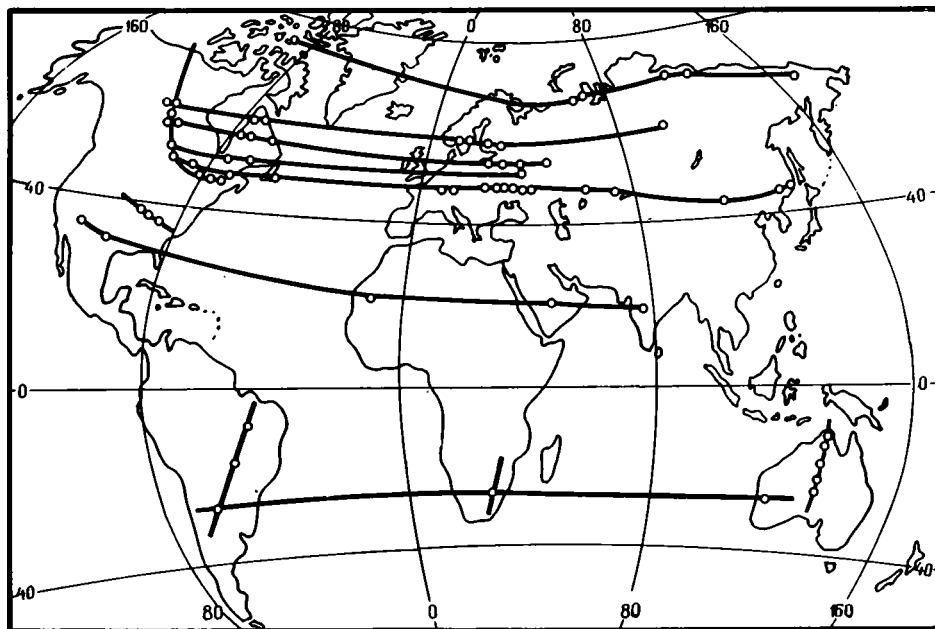


Рис. 1. Пояса взрывных структур Земли

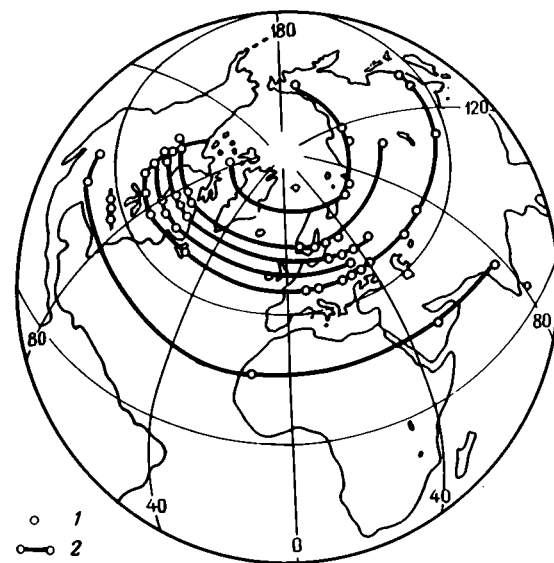


Рис. 2. Пояса взрывных структур северного полушария Земли
Условные обозначения см. на рис. 1

Центральной Азии, на отдельных отрезках они параллельны географическим широтам.

Ниже приведена краткая характеристика выделенных поясов, им даны названия широт, к которым они преимущественно тяготеют; сведения о координатах и возрасте структур заимствованы из работ [1, 2, 4].

Пояс 48-го градуса северной широты

| Структура, кратер | Широта | Долгота | Возраст |
|----------------------------|--------|----------|--------------------------|
| Азиатско-Европейская линия | | | |
| Соболевский | 46,3 | 137,9 в. | 150—200 лет |
| Сихотэ-Алинь | 46,1 | 134,7 в. | 12.02.1947 г. |
| Табун-Хара-Обо | 44,1 | 109,6 в. | Плиоцен |
| Шунак | 47,2 | 72,7 в. | Миоцен? |
| Жаманшин | 48,2 | 60,8 в. | Плиоцен-четвертичный |
| Гусевская | 48,3 | 40,2 в. | Палеоцен |
| Каменская | 48,3 | 40,2 в. | » |
| Зеленогайская | 48,7 | 32,9 в. | Поздний мел |
| Болтышская | 48,8 | 32,2 в. | Ранний мел |
| Ротмистровская | 49,0 | 32,0 в. | Поздняя юра — ранний мел |
| Ильинецкая | 49,1 | 29,2 в. | Ранний палеозой |
| Рис | 48,9 | 10,6 в. | Миоцен |
| Штейнхейм | 48,7 | 10,1 в. | » |
| Канадская линия | | | |
| Концепшен Бэй | 47,4 | 53,2 з. | Докембрий — кембрий |
| Шарлевуа | 47,5 | 70,3 з. | Девон — карбон |
| Слейт | 48,7 | 87,0 з. | Карбон |
| Уэст-Хок | 49,8 | 95,2 з. | Юра — палеоген |

Протяженность пояса около 20 000 км, угловой размер 233,1°. Восточный его фланг открыт в сторону Тихого океана, западный оканчивается на борту Канадского щита. Плоскость пояса наклонена в целом с запада на восток: наиболее северная ее точка находится в Канаде (Уэст-Хок), южная — в Монголии (Табун-Хара-Обо); слабый флексурный изгиб на запад плоскость имеет на отрезке Западная Европа — Атлантика (Ильинецкая — Концепшен Бэй). Между структурами: Соболевский (Приморье) — Табун-Хара-Обо — Шунак (Прибалхашье) — Жаманшин (Приаралье), Гусевская — Ильинецкая (Украина) угол наклона плоскости весьма выдержан и составляет около $1/12$, на остальных отрезках пояса наклон значительно положе, местами плоскость почти горизонтальна (Жаманшин — Гусевская). На восток от Ильинецкой и на запад от Концепшен Бэй структур, т. е. в направлении Тихого океана, наблюдается последовательное омоложение возраста структур.

Пояс 51-го градуса северной широты

| Структура | Широта | Долгота | Возраст, млн. лет |
|------------|--------|---------|-------------------|
| Курская | 51,7 | 36,0 в. | 250±80 |
| Маникуаган | 51,4 | 68,7 з. | 210±4 |
| Иль Руло | 50,7 | 73,9 з. | < 300 |
| Сен-Мартин | 51,8 | 98,6 з. | 225±40 |

Длина пояса 11 000 км, угловой размер 134,6°. Восточный его фланг открыт, западный оканчивается на борту Канадского щита. Все структуры пояса датированы близкими цифрами и могут быть одновозрастными — триасовыми.

Пояс 54—56-го градусов северной широты

| Структура | Широта | Долгота | Возраст |
|---------------------|--------|----------|---------------------|
| Европейская линия | | | |
| Карлинская | 54,9 | 48,0 в. | Миоцен-четвертичный |
| Калужская | 54,5 | 36,2 в. | Средний палеозой |
| Логойская | 54,2 | 27,8 в. | Мел — кайнозой |
| Мизарайская | 54,0 | 23,9 в. | Палеозой — триас |
| Канадская линия | | | |
| Мистагин | 55,9 | 63,3 з. | Палеоген |
| Клируотер Восточный | 56,1 | 74,1 з. | Карбон — пермь |
| Клируотер Западный | 56,1 | 74,5 з. | То же |
| Дип Бэй | 56,4 | 103,0 з. | Юра — палеоген |
| Гау | 56,4 | 104,5 з. | Юра — кайнозой |

Длина пояса 12 500 км, угловой размер 152,5°, восточный его фланг открыт, западный оканчивается на борту Канадского щита. Европейская линия пояса устойчиво наклонена на запад под углом $1/_{27}$, канадская — на восток под углом $1/_{82}$, что напоминает изгиб пояса 48-го градуса северной широты; общий наклон плоскости пояса с запада на восток.

Пояс 61-го градуса северной широты

| Структура | Широта | Долгота | Возраст |
|----------------------------|--------|----------|---------------------|
| Азиатско-Европейская линия | | | |
| Тунгусский «метеорит» | 62,5 | 102,0 в. | 30.06.1908 г. |
| Янисьярви | 62,0 | 30,9 в. | Докембрий |
| Сяксярви | 61,4 | 22,4 в. | Ордовик |
| Деллен | 61,9 | 16,5 в. | Триас |
| Сильян | 61,0 | 14,9 в. | Девон — карбон |
| Канадская линия | | | |
| Нью-Квэбек | 61,3 | 73,7 з. | Миоцен-четвертичный |
| Кутюр | 60,1 | 75,3 з. | Девон — юра |
| Пайлот | 60,3 | 111,0 з. | Палеозой — мезозой |
| Стин Ривер | 59,3 | 117,6 з. | Мел |

Длина пояса 15 700 км, угловой размер 219,6°, восточный его фланг открыт, западный оканчивается на борту Канадского щита. Общий наклон плоскости пояса с востока на запад. На отрезке Тунгусский «метеорит» — Янисьярви (Карелия) — Сяксярви (Финляндия) пояс представляет собой прямую линию с углом наклона $1/_{14}$, Сяксярви — Сильян (Швеция) — $1/_{19}$, средний угол наклона канадской его линии $1/_{33}$.

Северный приполярный пояс

| Структура | Широта | Долгота | Возраст |
|-----------------------|--------|----------|-----------------------|
| Эльтыгытгын | 67,5 | 172,0 в. | Поздний плиоцен |
| Беенчима-Салаатинская | 71,8 | 123,5 в. | Палеоцен-четвертичный |
| Попигайская | 71,5 | 111,0 в. | Олигоцен |
| Усть-Карская | 69,3 | 65,3 в. | Эоцен — олигоцен |
| Карская | 69,2 | 65,0 в. | То же |
| Отгон (Канада) | 75,4 | 89,7 з. | Миоцен |

Длина пояса 11 200 км, угловой размер 261,7°, фланги пояса скрываются в Ледовитом океане. Слабоволнистая плоскость пояса имеет общий наклон с запада на восток, средний угол наклона около $1/_{12}$. Возраст всех структур пояса — кайнозойский с тенденцией омоложения в сторону Тихого океана.

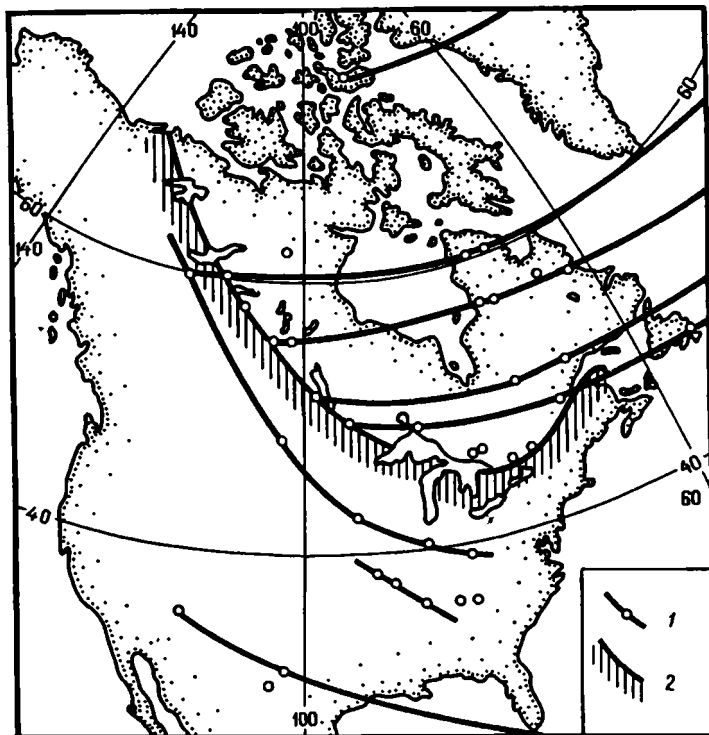


Рис. 3. Взрывные структуры и их пояса в Северной Америке
 1 — взрывные структуры и их пояса; 2 — борт Канадского щита. Показаны все взрывные структуры («астроблемы»), в том числе и те, которые не вошли в состав поясов

Юго-западный борт Канадского щита выступает как автономная зона северо-западного простираения, которая не только служит барьером широтных поясов, но и контролирует размещение других взрывных структур (рис. 3). Интересно, что если взрывные структуры широтных поясов, расположенные в этой барьерной зоне, датированы одним порядком цифр и могут быть практически одновременными (мезо-кайнозойскими): Уэст-Хок (100 ± 50), Гау (< 200), Дип Бэй (100 ± 50), Пайлот (< 300), Стин Ривер (95 ± 7 млн. лет), то взрывные структуры, не относящиеся к широтным поясам, имеют преимущественно более древний возраст: Карсуэлл (485 ± 60), Садбери (1840 ± 150), Уанапитей (300 ± 150 , по другим авторам — 37 ± 2), Холефорд (550 ± 100), Брент (450 ± 30 млн. лет).

Несколько южнее барьерной зоны и параллельно ей намечается еще одна зона по следующим структурам (с севера на юг): Стин Ривер — Ред Уинг — Мэнсон — Кентленд — Серпент Маунд. Еще южнее ранее была выделена сравнительно короткая субширотная зона разломов с дайками ультраосновных и основных пород, вдоль которой размещены взрывные структуры Уэллс Крик, Крукид Крик и Декейтервилл [1], широтные координаты которых (с востока на запад) $36,4$; $37,8$; $37,9^\circ$ с. ш., а возраст составляет 200 ± 100 , 320 ± 80 и < 300 млн. лет, так что можно допускать одновременность структур.

Слабо выражены два южных пояса, намеченных по 3—5 структурам. Северный тропический пояс: Лонар (Индия) — Вабар (Саудовская Аравия) — Тенумер (Мавритания) с координатами 20 ; $21,5$ и $22,9^\circ$ с. ш. Возможно, что продолжение этого пояса на запад следует в направлении кратеров Одесса ($31,8^\circ$ с. ш.) и Аризонский (35° с. ш.) на территории США. Возраст взрывных структур пояса, в том числе и двух последних, четвертичный.

Южный субтропический пояс образуют структуры Далгаранга (Австралия) —

Вредефорт (ЮАР) — Кампо-дель-Сьело (Аргентина), расположенные на широтах 27,7; 27 и 27,6° ю.ш. Возраст структуры Вредефорт протерозойский, двух других — четвертичный.

Наиболее рельефно на всех трех южных материках, в отличие от северного полушария, выражены прямолинейные зоны северо-восточного простираения, которые контролируют 9 из 13 известных здесь взрывных структур.

Австралийская зона

| Структура | Широта | Долгота | Возраст, млн. лет |
|--------------|---------|----------|--------------------|
| Ливерпул | 12,4 ю. | 134,0 в. | Мезозой (150 ± 70) |
| Стрейнджуэйз | 15,2 ю. | 133,6 в. | » (150 ± 70) |
| Келли Уэст | 19,5 ю. | 132,8 в. | Кембрий |
| Госсес Блафф | 23,8 ю. | 132,3 в. | Мел (130 ± 6) |
| Хенбери | 24,6 ю. | 132,2 в. | Четвертичный |

Длина Австралийской зоны 1400 км, азимут простираения СВ 10°. Возможно, что на северном продолжении этой зоны находятся Сихотэ-Алиньский или Соболевский кратеры с восточными долготами 134,7 и 137,9°.

В Южной Африке структура Вредефорт приурочена к линейному глубинному разлому с азимутом простираения СВ 17°, вдоль которого располагается Великая дайка и другие тела базитов и гипербазитов [1].

В Южной Америке три структуры: Кампо-дель-Сьело, Арагуайна и Серрада-Кангала образуют прямую линию, протяженностью 3000 км, параллельную восточному побережью материка, с азимутом простираения СВ 32°.

Наблюдается еще одна обособленность: существуют разновозрастные взрывные структуры, расположенные на разных сторонах земного шара и отделенные одна от другой почти на 180°, что наиболее характерно для структур кайнозойского возраста (табл. 1). Соединяющая их прямая линия проходит вблизи земной оси. Нельзя не обратить внимание и на то, что эти противостоящие структуры не только датированы одним возрастом (в пределах точности определений), но имеют даже соизмеримые диаметры кратеров, свидетельствующие о близких объемах «взрывных устройств».

Полученные результаты свидетельствуют о том, что кольцевые взрывные структуры занимают строго определенное положение на поверхности Земли, подчиняются глубинным разломам, что не может быть объяснено случайным падением космических тел. Хотя выявленные зоны и пояса требуют еще глубокого геологического анализа, основной вывод можно сделать и сейчас: астроблемы — это земные структуры, вызванные взрывами ювенильных газов [1, 3]. Возникновение газовых потоков связано, вероятно, с активизацией процессов в ядре, которые могут одновременно проявиться на противоположных сторонах земного шара. Во многих случаях эти газовые потоки имеют форму конусовидного пучка, который проецируется на поверхность Земли в виде планетарных поясов, при этом возможна миграция активного источника в ядре, что вызывает последовательное омоложение структур в том или ином направлении. Вероятный состав газов — водород, углеводороды, газы группы азота, которые были обнаружены в газовых включениях в породах Рис, Карской и Попигайской структур [2, 4].

Однако требует объяснения тот факт, что вместе с «астроблемами» в тех же поясах оказались, исходя из их координат, места падения Тунгусского и Сихотэ-Алиньского метеороидов, полет которых в воздухе наблюдало много очевидцев. Случайное совпадение?

Тунгусское событие 1908 г. до сих пор остается загадочным и объясняется несколькими гипотезами: от падения метеороида или кометы до взрыва инопланетного космического корабля. Однако почти не замеченной осталась иная гипотеза, высказанная несколько лет назад одним сибирским исследователем (приношу глубокие извинения автору, что вовремя не записал его фамилию). Суть гипотезы, в вольном пересказе, такова. В районе тунгусской катастрофы

Противостоящие одновозрастные взрывные структуры

| Структуры | Долгота, ° | Угол между структурами, ° | Диаметр, км | Возраст, млн. лет |
|--|--------------------------------|---------------------------|--------------------|-------------------|
| Кампо-дель-Сьело (Аргентина) — Далгаранга (Австралия) | 61,7 з. 117,1 в. | 178,8 | 0,09 0,02 | Четвертичный » |
| Аризонский (США) — Лонар (Индия) | 111,0 з. 67,5 в. | 178,5 | 1,2 1,8 | 0,05 0,05 |
| Нью-Квебек (Канада) — Табун-Хара-Обо (Монголия) — Монтураку (Чили) | 73,3 з. 109,6 в. 68,3 з. | 176,7 177,9 | 3,2 1,3 0,46 | 1—5 3 1 |
| Эльтгыгыттын (Чукотка) — Босумтви (Гана) | 172,0 в. 1,4 з. | 173,4 | 18 10,5 | 3,5 1,3 ± 0,2 |
| Попигайская (Сибирь) — Мистастин (Канада) | 111,0 в. 63,3 з. | 174,3 | 100 28 | 38,9 38,4 |

не было падения метеорита, а имел место мощный выброс газа из земных недр. Толстой шапкой он растекся по поверхности Земли, а крупная его струя, состоящая в основном из водорода, ушла вверх. Достигнув ионосферы, газ воспламенился, и огненный шар, создавая иллюзию падения гигантского болида, как по бикфордову шнуру, помчался вниз к Земле и с грохотом взорвал приземную существенно углеводородную шапку газа, вызвав огромный повал леса, но не оставил ни кратерной воронки, ни осколков метеорита.

О возможности образования приземной шапки газа, вырывающегося с большим давлением, может свидетельствовать недавняя трагическая катастрофа под Уфой, где, как известно, из магистрального газопровода с высоким давлением вырвался газ. Он не рассеялся в атмосфере, а тяжелым туманным облаком осел в ложине, где был взорван искрой от проходящих рядом электропоездов.

В связи со сказанным возникли большие сомнения и в реальном существовании Сихотэ-Алинского метеорита, который не только закономерно вписался в одну линию с кратерами Соболевским и Табун-Хара-Обо, но и венчает собой ряд последовательно омоложенных взрывных структур пояса 48-го градуса северной широты. Не повторилось ли и здесь тунгусское явление с той только разницей, что существенная часть газа сохранилась под землей и при взрыве образовала кратерные воронки? Найденные здесь осколки самородного железа, принимаемого за метеоритное, могут быть объяснены и земными процессами (восстановление земного железа до самородного в струях водорода и углеводородов).

Список литературы

1. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ/Ваганов В. И., Иванкин П. Ф., Кропоткин П. Н. и др. М.: Недра, 1985. 200 с.
2. Геология астроблем//Масайтис В. Л., Данилин А. Н., Мащак М. С. и др. Л.: Недра, 1980. 231 с.
3. Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. Л.; М.: ОНТИ НКТП, 1936. 591 с.
4. Хрянина Л. П. Метеоритные кратеры на Земле. М.: Недра, 1987. 112 с.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт,
Москва

Поступила в редакцию
4.II.1991

Рецензент: В. Н. Шолло

УДК 551.24(267)

© 1992 ПИЛИПЕНКО А. И., КОРСАКОВ О. Д.

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ
ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА**

На основании выполненных в последние годы научно-производственным объединением «Южморгеология» сейсмических исследований на Маскаренско-Австралийском геотраверзе получены новые данные о типах и времени проявления тектонических деформаций в различных регионах Индийского океана. В пределах Восточно-Индийского хребта выделены тектонические деформации двух возрастных генераций: раннеэоценовой и позднемiocен-четвертичной. В Сомалийской котловине на участке, прилегающем к хребту Чейн, установлено усиление тектонической расчлененности с элементами скучивания на уровне второго и третьего слоев океанической коры. Сделан вывод о том, что современное сложное строение океанического ложа было во многом predetermined спрединговым структурным планом. Отмечаются признаки реактивизации реликтовой сети разломов в позднекайнозойское время на ряде участков Западно-Австралийской котловины и Восточно-Индийского хребта с образованием как зон сжатия, так и зон растяжения.

Pilipenko A. I., Korsakov O. D. Lithosphere tectonic deformations in the Indian ocean. *Geotectonics*. 1992. № 5. The seismic investigations carried out recently at the Maskarensko-Australian geotraverse by the scientific-industrial corporation «Yuzhmorgeologia» have brought new data on types and time of the tectonic deformations occurring in different regions of the Indian Ocean. Tectonic deformations of the two age generations are recognized within the East-Indian Ridge: the early Eocene and the late Miocene-Quaternary. In the Somalian basin area adjacent to the Chain Ridge is marked by intensified tectonic layering with elements of merging at the level of the second and the third layers of the oceanic crust. It was concluded that the recent complicated structure of the ocean floor was predetermined by the spreading character of the structure. Reactivization of the relict fault net is recorded in late Cenozoic time in several parts of the West Australian basin and in the East Indian Ridge parallel with the appearance of compression and extension zones.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие в северной части Индийской плиты с помощью непрерывного сейсмического профилирования (НСП) выявлена и околонтурена обширная область уникальных внутриплитовых тектонических деформаций осадочной толщи и фундамента [1, 4, 15—17, 21, 33]. Внутриплитовые деформации проявляются в наличии на поверхности океанического фундамента ундуляций с амплитудой до 2 км и шириной первые сотни километров, раздробленности пород фундамента на мелкие блоки и тектонические чешуи, складчатости осадочных слоев, высокой сейсмичности региона [26, 27, 30]. Однако обычно считают, что деформациями охвачена земная кора в северной части Индийской плиты, а южнее 10° ю. ш. они отсутствуют или развиты незначительно.

Выполненное НПО «Южморгеология» в 1985—1989 гг. непрерывное сейсмическое профилирование в комплексе с магнитометрией на Маскаренско-Австралийском геотраверзе [5, 6, 8] позволяет внести существенные коррективы в существующие представления о масштабах и времени проявления тектонических деформаций в Индийском океане. В настоящей статье рассмотрены результаты анализа сейсмических данных НСП и МОГТ, полученных в разные годы в Западно-Австралийской, Центральной, Сомалийской котловинах, а также в районе

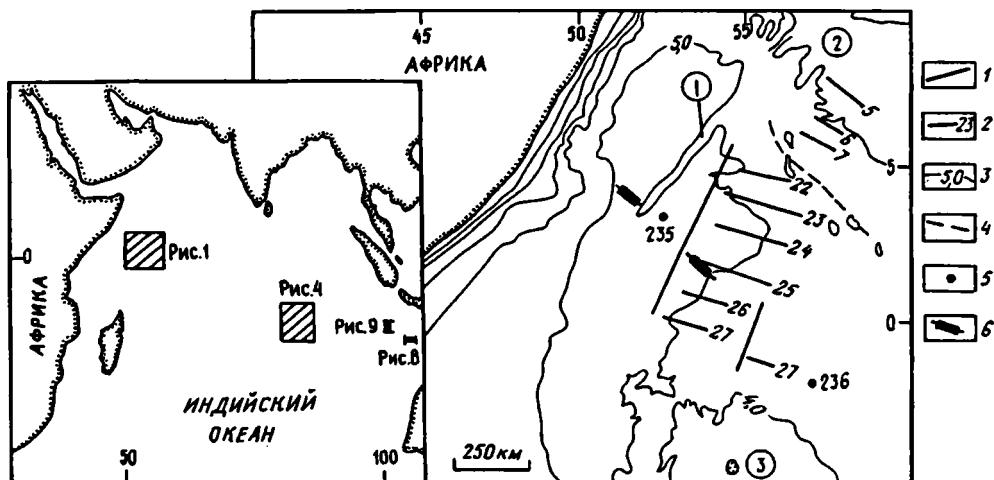


Рис. 1. Обзорная схема северной части Сомалийской котловины. 1 — разломные зоны, смещающие последовательность линейных магнитных аномалий; 2 — оси линейных магнитных аномалий и их номера; 3 — изобаты; 4 — ось депрессионной структуры в рельефе дна; 5 — скважины; 6 — фрагменты временных разрезов (А, Б), иллюстрируемых рис. 2, А и 3, Б. Цифры в кружках: 1 — хребт Чейн, 2 — хребт Карлсберг, 3 — Сейшельские острова

Восточно-Индийского хребта. Ниже приведено описание стиля деформаций с иллюстрацией ряда примеров сейсмической записи для каждого из указанных регионов.

СОМАЛИЙСКАЯ КОТЛОВИНА (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ)

Сведения о геологическом строении северной части Сомалийской котловины базируются в основном на данных изучения рельефа дна и информации о распределении линейных магнитных аномалий [2, 24]. В пределах котловины развита упорядоченная система субширотно ориентированных линейных магнитных аномалий № 22—27, соответствующая возрасту 53—54 млн. лет (рис. 1).

С северо-востока Сомалийская котловина ограничена склоном Аравийско-Индийского срединного поднятия (хребта Карлсберг), который отличается более расчлененным рельефом поверхности второго океанического слоя и наличием системы линейных магнитных аномалий № 1—7, ориентированных несколько несогласно к простиранию аномалий в Сомалийской котловине.

Анализ многоканального сейсмического профилирования МОГТ, выполненного НПО «Южморгеология» на НИС «Исследователь» в 1980 г. в северной части Сомалийской котловины [7], привел к выводу о наличии в ее консолидированной коре тектонических деформаций, интенсивность и характер проявления которых на площади неодинаковы.

На сейсмических профилях повсеместно выделяется поверхность акустического фундамента, которая в восточной части Сомалийской котловины по привязке к скв. DSDP 236 стратифицируется как поверхность толеитовых океанических базальтов. Палеоценовый возраст базальтов здесь находится в соответствии с возрастом коры, определенным по магнитным линейным аномалиям.

По направлению к хребту Чейн, расположенному в северной части Сомалийской котловины (см. рис. 1), как с востока, так и с запада отмечается усиление тектонической деформированности акустического фундамента и максимального его расчленивания. На рис. 2, 3 приведены фрагменты временных разрезов многоканального профилирования МОГТ, иллюстрирующие характер сейсмической записи в западной и восточной частях Сомалийской котловины (собственно к западу и к востоку от хребта Чейн).

Турбидитные осадки, задержанные хребтом Чейн, образуют аккумулятивное тело западной части Сомалийской котловины. Судя по данным о распределении в разрезе горизонтально-слоистых осадков (см. рис. 2), заполнение турбидитами

началось еще на ранней стадии ее эволюции. Анализ сейсмических данных показывает, что турбидитные осадки, которые весьма чувствительны к постседиментационным изменениям, тектоническими деформациями в Сомалийской котловине практически не затронуты.

Вместе с тем сейсмические данные показывают, что даже на участках относительно выровненного рельефа фундамента консолидированная часть коры несет в себе отчетливо выраженные следы тектонической деформированности. Верхняя часть океанического фундамента во многих местах состоит из системы последовательно наложенных одна на другую тектонических чешуй, наиболее ярко выраженных на сеймопрофилях в восточной части Сомалийской котловины (см. рис. 3). Максимальное расчешуивание пород фундамента наблюдается в субмеридиональном направлении. Судя по наклонам плоскостей сместителей, надвигание моноклинальных блоков происходило к северу и северо-востоку. Размеры тектонических чешуй в этом направлении обычно составляют 2—3 км, ширина блоков достигает 5—10 км.

На ряде профилей видно, что сколы океанической коры прослеживаются до уровня подошвы коры, где происходит резкое ослабление отраженных сигналов. Срыв и движение субстрата по латерали, очевидно, происходили на уровне второго и третьего слоев.

Тектонические деформации, обусловленные растяжением коры, на участках котловины, древнее аномалии 23 развития не получили. В то же время они обнаруживаются вдоль северной границы Сомалийской котловины в зоне перехода к структурам современного срединно-океанического хребта. Структуры растяжения на субмеридиональных профилях МОГТ фиксируются в виде запрокинутых блоков, разделенных криволинейными (листрическими) сбросами, падающими в сторону осевой зоны срединно-океанического хребта. На ряде участков временных разрезов можно видеть, что структуры растяжения наложены на структуры сжатия и, следовательно, являются более молодыми по возрасту.

Тектоническое сжатие в Сомалийской котловине, очевидно, явилось реакцией на первое «мягкое» столкновение Большой Индии с Азией в позднем палеоцене (аномалия 22), после чего последовало резкое замедление скорости разрастания океанического дна и, возможно, остановка спрединга [24]. Данные более поздних площадных исследований [3] показали, что океаническая кора в пределах современного Аравийско-Индийского хребта начала формироваться не одновременно: процесс формирования нового центра разрастания происходил от 28,5 до 25 млн. лет назад и постепенно продвигался в северо-западном направлении.

Поскольку данный отрезок современного срединного хребта закладывался на уже сформированной и испытавшей утолщение океанической коре, началу стационарного спрединга здесь, видимо, предшествовал этап рифтогенеза. Об этом свидетельствует наличие отмеченных выше структур растяжения у северного борта Сомалийской котловины. Для участков океанической коры, испытавших рифтогенез, обычно характерно наличие в рельефе океанического дна узких депрессий, протягивающихся параллельно новой оси разрастания [23]. В связи с этим весьма симптоматично наличие вдоль северной границы Сомалийской котловины зоны понижений в рельефе дна глубиной более 5 км [2], которая протягивается в виде системы кулисообразно расположенных прогибов параллельно Аравийско-Индийскому срединному хребту и разделяет различные по морфологии рельефа и типам акустического фундамента участки океанического дна.

ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКИЙ ХРЕБЕТ

Восточно-Индийский хребет является крупнейшим линейно вытянутым (приблизительно по меридиану 90°) более чем на 4500 км структурно-геоморфологическим элементом, простирающимся от 9 до 32° ю. ш. Данные глубоководного бурения показали, что возраст океанического фундамента хребта становится древнее в том же направлении, как и в смежной Центральной котловине, изменяясь от среднего эоцена на юге до позднего мела на севере [20, 22].

Выполненные работы на геотраверзе позволили определить геодинамические

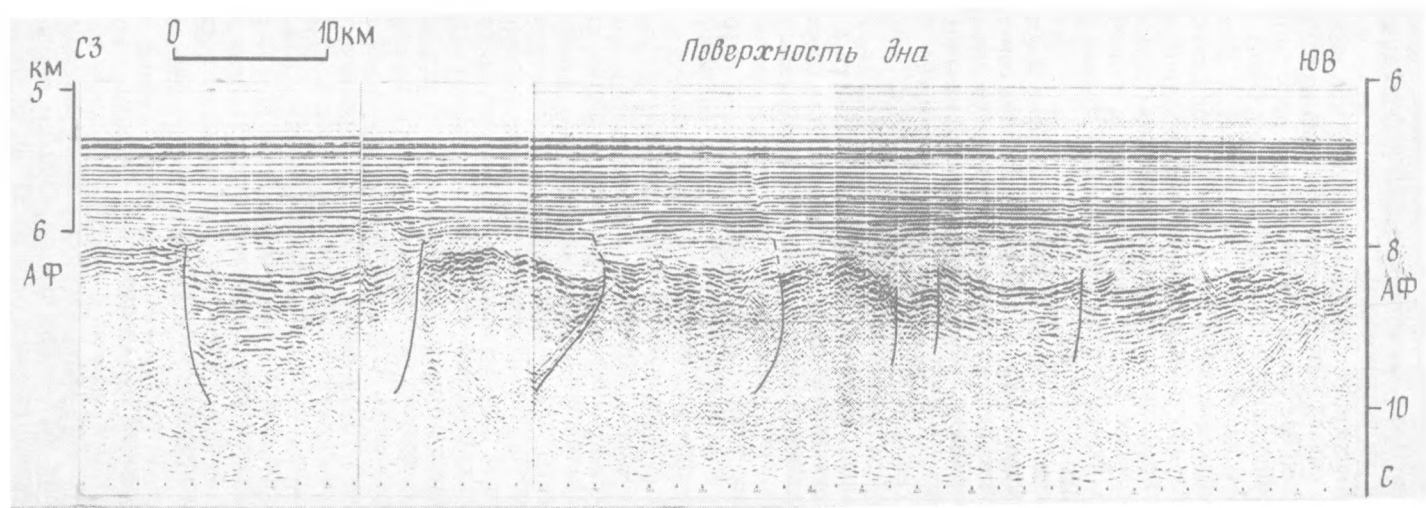


Рис. 2. Мигрированный временной разрез по профилю МОГТ, показывающий строение океанического фундамента и осадочного чехла к западу от хребта Чейн
 Расположение фрагмента — линия А на рис. 1. Вертикальная шкала — двойное время пробега в секундах (то же на рисунках 3, 5—9). АФ — акустический фундамент

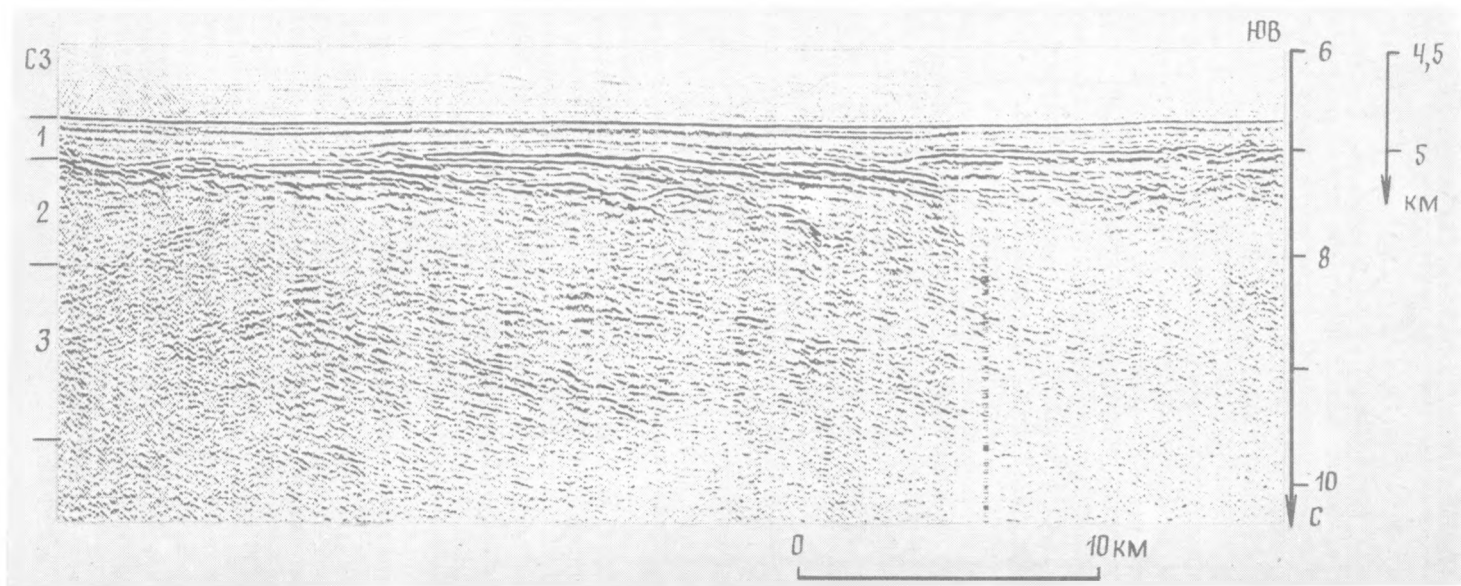


Рис. 3. Мигрированный временной разрез по профилю МОГТ, показывающий тектоническую расслоенность океанической коры к востоку от хребта Чейн
 Расположение фрагмента — линия Б на рис. 1.1—3 — океанические слои: 1 — первый, 2 — второй, 3 — третий

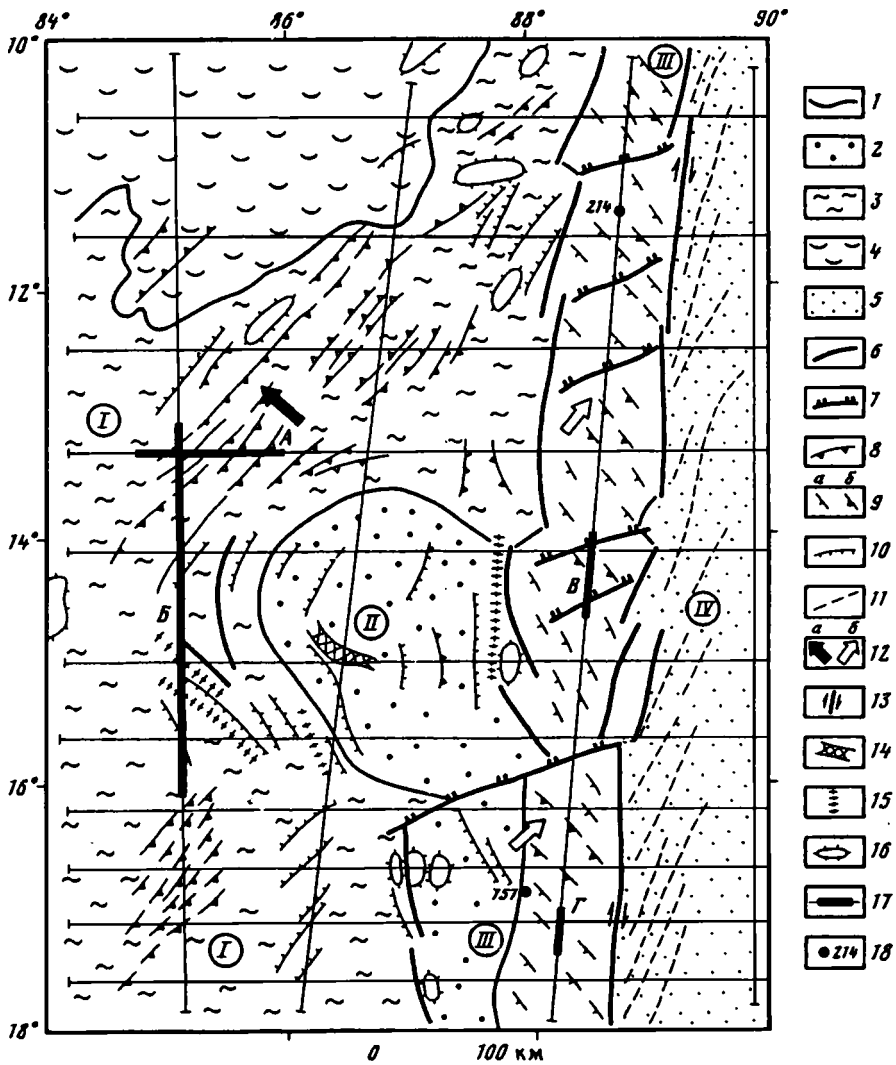


Рис. 4. Тектоническая схема Восточно-Индийского хребта и смежных участков глубоководных котловин на широте 10—18° ю. ш. (см. рис. 1).

1 — линия, разделяющая различные типы акустического фундамента; 2—5 — акустический фундамент: 2 — относительно слабдеформированный, предположительно субазрального генезиса, 3 — с развитием мелкоблоковых форм и чешуйчатых надвигов, 4, 5 — сильно раздробленный с мелкочешуйчатым характером строения в Центральной котловине (4), в Восточно-Индийском желобе (5); 6 — основные разломы, ограничивающие Восточно-Индийский хребет и плато Осборн; 7 — сбросы древнего заложения, реактивизированные в позднемиоцен-четвертичное время; 8, 9 — взбросы и взбросо-надвиги: 8 — позднемиоцен-четвертичного возраста, 9 — предпозднеэоценового возраста (а) и реактивизированные в миоцен (б); 10 — сбросовые уступы; 11 — вторичные сбросо(взбросо)-сдвиги в Восточно-Индийском желобе; 12 — направление максимального сжатия в позднемиоцен-четвертичное (а) и в эоценовое время (б); 13 — сдвиг (strike-slip fault) активно развивавшийся в раннем кайнозое; 14 — горстобразный выступ фундамента; 15 — V-образные формы в рельефе (зоны растяжения); 16 — вулканы; 17 — профили НСП с фрагментами А, Б, В, Г, иллюстрируемыми на рис. 5, 6, 7; 18 — скважины. Римскими цифрами обозначены структурные элементы: I — Центральная котловина, II — плато Осборн, III — Восточно-Индийский хребет, IV — Восточно-Индийский желоб

типы многих разрывных нарушений, установить широкое развитие в коре Восточно-Индийского хребта взбросовых (взбросово-надвиговых) структур, вызывающих значительную ее тектоническую раздробленность. Данный тип тектонических нарушений, картированию которых способствовало использование сейс-

мической записи с высокой (25 м) плотностью наблюдения, на Восточно-Индийском хребте выделяется нами впервые.

По данным бурения скв. DSDP 214 и ODP 757, возраст океанического фундамента (базальтов) в районе работ оценивается как позднепалеоценовый [22, 25]. Перекрывающий его осадочный чехол состоит из двух толщ: нижней — палеоцен-раннеэоценовой и верхней — позднеэоцен-четвертичной, разделенных внутриэоценовой региональной поверхностью несогласия [5].

Анализ временных разрезов НСП позволяет выделить разрывные нарушения главным образом двух возрастных генераций. Нарушения ранней возрастной генерации смещают поверхность фундамента и нижнюю осадочную толщу, не затрагивая верхнюю. Они получили наиболее широкое развитие на вершинной поверхности Восточно-Индийского хребта и по времени проявления связаны с ранней (допозднеэоценовой) стадией его эволюции. Нарушения более поздней возрастной генерации, как правило, смещают весь осадочный разрез с образованием ступенчато-взбросовых (сбросовых) морфоструктур в рельефе поверхности морского дна. Время начала их образования приходится, по всей видимости, на поздний миоцен.

В пределах описываемого полигона (рис. 4) северная часть хребта дифференцирована на ряд блоков, разделенных нормальными сбросами с амплитудой по поверхности фундамента 0,5—1 км и с расстоянием между ними 50—80 км. Разломы имеют ЗЮЗ—ВСВ простирание и контролируют крупные седловины в поверхности фундамента на вершинной плоскости хребта. Заложение разломов относится к эпохе формирования фундамента хребта, однако они испытали реактивизацию (омоложение) в позднемиоцен-четвертичное время и выражены преимущественно зонами растяжения.

В северной половине площади на профилях НСП наблюдается раздробленность пород фундамента на мелкие блоки и тектонические чешуи размером 3—5 км и менее (рис. 5). Они разделены тектоническими нарушениями, смещающими практически повсеместно нижнюю осадочную толщу, которая в отдельных местах деформирована в серию асимметричных складок. Последние, как правило, не выражены в верхних горизонтах чехла.

На юге описываемой площади размеры блоков хребта увеличиваются до 10—15 км, а амплитуда взбросо-надвиговых разрывных нарушений достигает 500 м. Они в основном не затрагивают осадочную толщу верхнего комплекса и, следовательно, не находят отображения в рельефе дна (рис. 6). Судя по наклону плоскостей разрывов на юг и юго-запад, с тенденцией выполаживания с глубиной на уровне второго слоя, можно сделать заключение о том, что сжатие было вызвано сжимающими напряжениями, направленными на север.

Для области восточного подножия Восточно-Индийского хребта, включающей сопряженный борт одноименного желоба, присуща весьма интенсивная тектоническая раздробленность. Здесь в фундаменте получила развитие эшелонированная система ступенчато-сбросовых (взбросовых) структур, ориентированных под углом около 30° к простиранию Восточно-Индийского хребта. Структурный рисунок разрывных нарушений в этих пограничных структурах позволяет, по аналогии с хорошо изученными районами и согласно моделям [32], предполагать сдвиговый характер движений земной коры на границе хребта с Восточно-Индийским желобом.

В Восточно-Индийском желобе выделены постседиментационные наклоны турбидитных слоев, очевидно, первоначально залегавших горизонтально, что говорит о реактивизации разлома и оживлении тектонических движений на восточной границе Восточно-Индийского хребта.

Таким образом, основные деформации сжатия в зоне Восточно-Индийского хребта произошли еще на ранней стадии тектонической эволюции (в позднем палеоцене — раннем эоцене). Формирование главной поверхности на границе двух крупных осадочных комплексов в эоцене обусловлено главным образом тектоническим фактором. Анализ сейсмических материалов показывает, что в формировании Восточно-Индийского хребта как крупной геоморфологической граничной структуры значительную роль играли процессы длительного внутри-

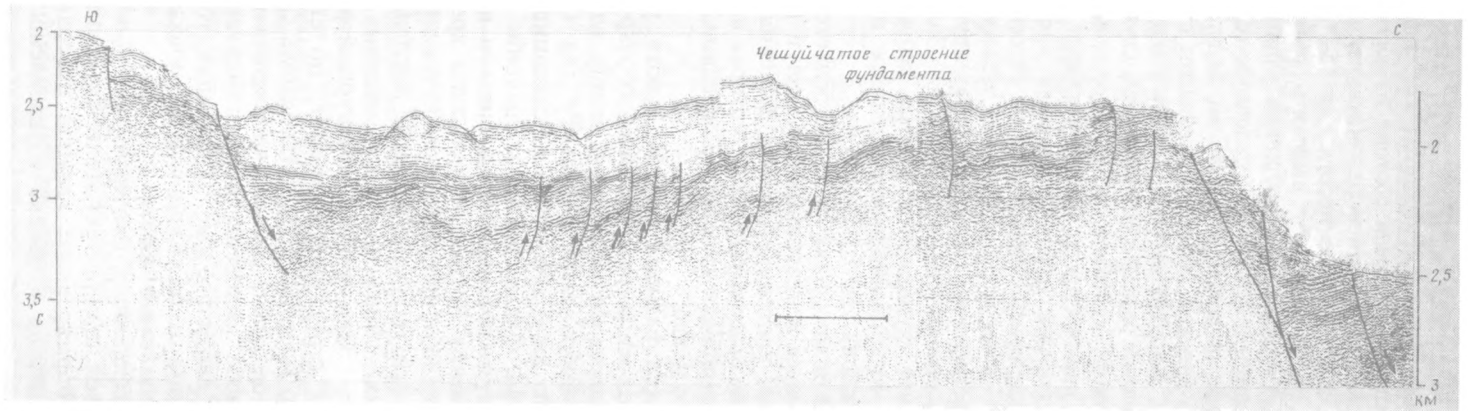


Рис. 5. Фрагмент мигрированного временного разреза НСП, иллюстрирующий характер тектонических деформаций по простиранию Восточно-Индийского хребта в северной части полигона
Стрелками показано направление смещения блоков вдоль разрывных нарушений. Расположение фрагмента — линия В на рис. 4

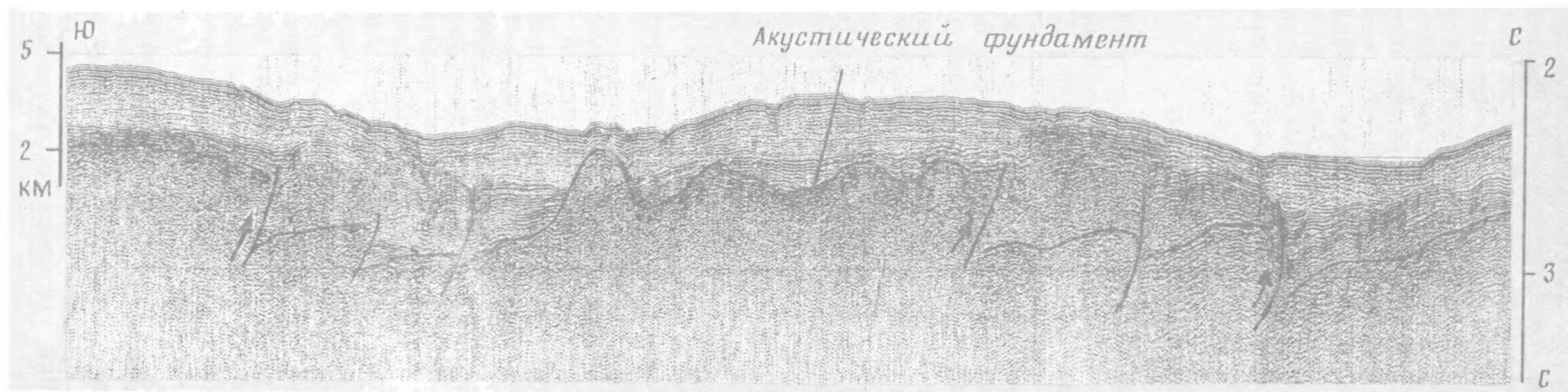


Рис. 6. Фрагмент временного разреза НСП, иллюстрирующий характер тектонических деформаций в южной части полигона. Стрелками показано направление смещения блоков вдоль разрывных нарушений. Расположение фрагмента — линия Г на рис. 4

океанического сжатия. Природа ранних палеоцен-раннеэоценовых тектонических деформаций связана с правосторонними горизонтальными движениями вдоль трансформной границы на восточной стороне хребта. Судя по данным о сейсмичности, в северной части хребта в настоящее время фиксируются левосторонние сдвиговые перемещения [26]. При этом количество выделяемой сейсмической энергии эквивалентно сдвигу со скоростью, по одним оценкам, 2 см/год [30], по другим — 3 мм/год [26].

Таким образом, Восточно-Индийский хребет представляет собой длительно развивавшуюся пограничную приразломную структуру, испытавшую несколько фаз тектонической активности, возможно, с переориентацией движения литосферных блоков на границе с одноименным желобом. По данным анализа гравитационного поля [14], поднятие хребта 90° полностью скомпенсировано увеличением мощности земной коры, обусловленным, очевидно, частичным перекрытием контактирующих литосферных блоков.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОТЛОВИНА

Деформации сжатия океанической литосферы в северной части Центральной котловины являются уже длительное время известным и широко освещенным в литературе геологическим феноменом [4, 15, 33 и др.]. Главные отличия их заключаются в следующем. 1. Океанический фундамент и перекрывающий его осадочный чехол деформированы в широкие ундуляции широтного простираения с длиной волны 100—200 км и амплитудой до 2 км. Эти большие по размерам и крупноамплитудные деформации, как правило, выражены в гравитационном поле, где они проявляются аномалиями в свободном воздухе до 30—80 мГал [28, 33]. 2. Осадочный чехол частично либо полностью нарушен крутопадающими разрывами с расстоянием между блоками 5—20 км, которые характеризуются тенденцией выполаживания с глубиной [1, 16, 33]. 3. Отмечаются необычно высокая сейсмичность и значительное число землетрясений в этом регионе, свидетельствующие о взрывном и сдвиговом характере перемещений в северной части Индийской плиты и Восточно-Индийского хребта [26, 27, 30]. 4. Измеренные аномально высокие значения теплового потока [29] косвенно указывают на высокую дифференциальную подвижность и современные тектонические движения по разломам. 5. Бурение скважин ODP 717—719 подтвердило ранее высказанные предположения о том, что деформации в Центральной котловине имеют позднемiocеновый возраст [31].

В результате сейсмических съемок, выполненных НПО «Южморгеология» в последние годы, получена дополнительная информация об особенностях геологического строения Центральной котловины на широте 10—18° ю. ш. между меридианами 85 и 90°. Здесь на широте 14—16° ю. ш. со стороны Центральной котловины к Восточно-Индийскому хребту примыкает плато Осборн (см. рис. 4), имеющее близкие к изометричным очертания в плане с размером в поперечном сечении до 200 км (по изобате 4000 м). От собственно хребта 90° плато отделено седловиной, раскрывающейся в сторону Центральной котловины. Акустический фундамент плато Осборн обладает всеми признаками, характерными для океанической спрединговой коры. В гравитационном поле плато Осборн характеризуется положительным максимумом силы тяжести [28]. В магнитном поле в районе плато и сопредельных частях глубоководной котловины выделяются линейные аномалии предположительно раннекайнозойского возраста [6].

Анализ всех полученных материалов привел к выводу о том, что плато Осборн представляет собой крупную деформацию океанической коры, расположенную в сегменте между меридианами 85 и 88° в. д. На рис. 7 представлены фрагменты временных разрезов, показывающие особенности тектонических деформаций по двум пересекающимся профилям (широтному и субмеридиональному). Наличие сближенных последовательно надвинутых друг на друга положительных структурных форм (невулканических валов и гряд) с устойчивыми наклонами разрывных нарушений указывает на обстановку сжатия в данной части котловины. На субмеридиональном профиле видны деформации первого

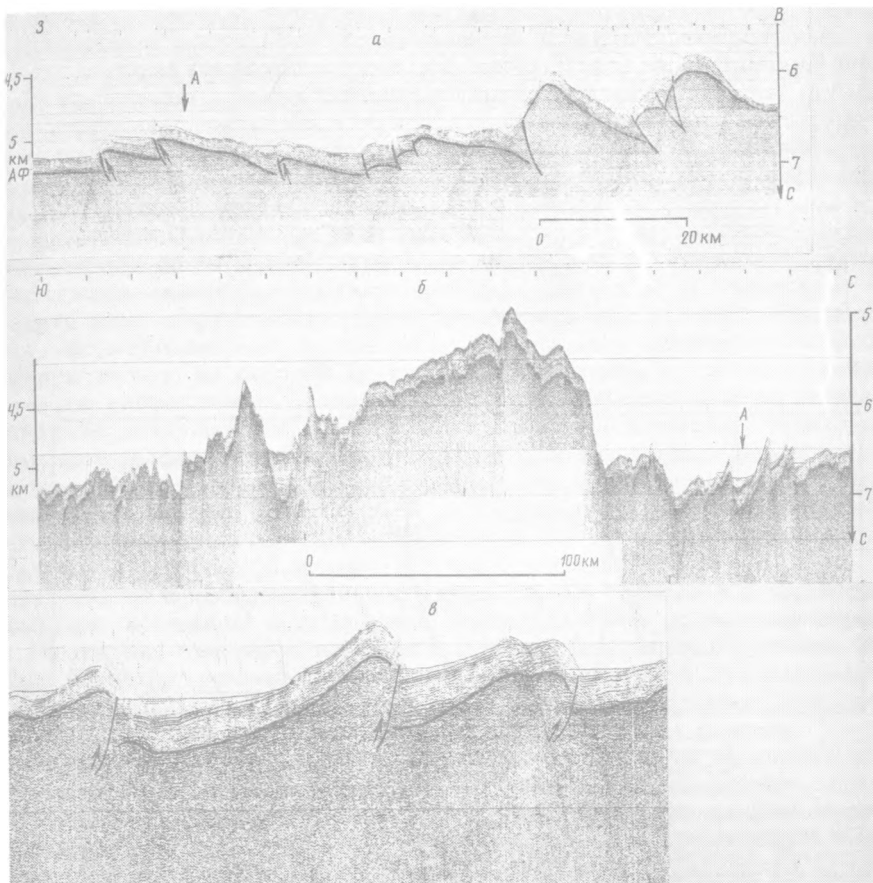


Рис. 7. Фрагменты временных разрезов, иллюстрирующие характер тектонических деформаций по широтному (а) и субмеридиональному (б) профилям в районе северо-западного обрамления плато Осборн. Точка А — пересечение профилей. Фрагмент в — участок субмеридионального профиля (линия Б на фрагменте б). Стрелками показано направление смещения взбросовых блоков. АФ — акустический фундамент

(собственно плато Осборн) и второго порядков. Поверхность блоков акустического фундамента образует систему последовательно обращенных к юго-востоку ступеней, разделенных тектоническими нарушениями с углами наклона от 80 до 45° . При этом намечается тенденция выполаживания их с глубиной. Это позволяет предполагать, что срывы и проскальзывание тектонических пластин одной относительно другой могли происходить на уровне второго слоя.

Тектоническое сжатие привело к формированию вдоль северо-западного обрамления плато Осборн разрывных нарушений типа взбросо-надвигов, которые по времени проявления относятся к разрывам позднемиоцен-четвертичной возрастной генерации. Они характеризуются падением плоскостей разрывных нарушений на юго-восток. Подобные деформации наблюдаются и к юго-западу от плато Осборн, что указывает на устойчивый и закономерный стиль деформаций океанической коры в этой части Центральной котловины.

ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКАЯ КОТЛОВИНА

Детальный анализ геофизических, в первую очередь сейсмических, материалов, полученных в Западно-Австралийской котловине и преимущественно сосредоточенных в полосе Трансиндоокеанского геотраверса между 13 — 18° ю. ш., указал на широкое развитие здесь внутриплитных деформаций литосферы [8].

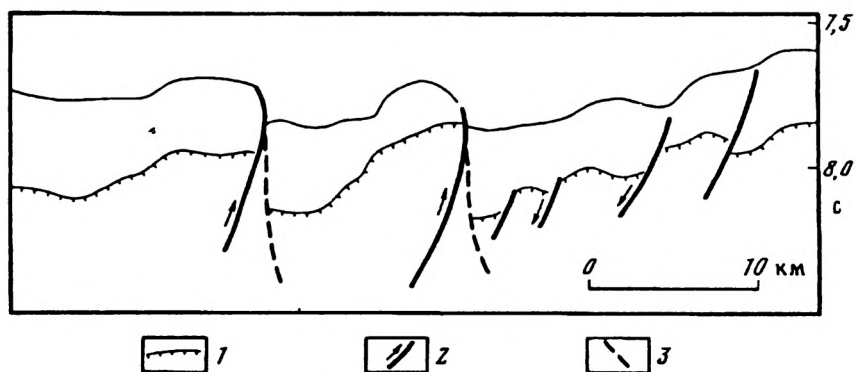


Рис. 8. Фрагмент временного разреза НСП с интерпретацией (внизу) восточной части Западно-Австралийской котловины (см. рис. 1)
 1 — акустический фундамент, 2 — взбросы (reverse faults); 3 — положение разрывных нарушений при неправильной интерпретации

Как и в Центральной котловине, они проявлены в блоковой раздробленности пород фундамента и осадочной толщи, многочисленных тектонических нарушениях, складчатом характере осадков. Благодаря использованию высокочастотных излучателей сейсмической энергии, обеспечивающих высокое разрешение, удалось определить геодинамический тип многих тектонических нарушений. Судя по широкому развитию взбросов и надвигов, а также складчатости осадков, деформации литосферы в Западно-Австралийской котловине обусловлены сжимающими напряжениями, что типично для всей полосы внутриплитной сейсмичности, протягивающейся вдоль Зондского желоба. Однако характер проявления деформаций в пределах рассматриваемого района весьма неравномерен. Большинство тектонических нарушений идентифицируется как взбросы. Кроме того, в ряде его участков устанавливаются тектонические смещения типа сбросов, что свидетельствует о существовании обстановок растяжения.

Намечается определенная зональность в распределении типов тектонических нарушений и деформаций литосферы. В самой восточной части Западно-Австралийской котловины (абиссальная равнина Гаскойн), где в разрезе осадочной толщи широко представлены турбидитовые осадки, наблюдаются отчетливые признаки их мелко складчатых деформаций. Наряду с этим установлены также крупные блоки фундамента, ограниченные крутопадающими наклонными разломами. В центральной части котловины в рельефе дна и акустического фундамента начинают преобладать мелкоблоковые грядовые формы, протягивающиеся в направлении север — северо-восток и юг — юго-запад. Блоки фундамента, имеющие горизонтальные размеры от 2—4 км и более, разделены субвертикальными нарушениями амплитудой от нескольких десятков до первых сотен метров.

При более детальном анализе нами установлено наличие специфического класса разрывных нарушений, возникновение которых связано со сдвиговым смещением, а также с реактивизацией древней сети разломов. На рис. 8 приведен фрагмент временного разреза с интерпретацией, иллюстрирующей ступенчато-блоковое строение фундамента с крутопадающими взбросами (левая часть рисунка) в восточной части Западно-Австралийской котловины (равнина Гаскойн). Непосредственно на иллюстрируемом фрагменте возраст коры оценивается в 118 млн. лет (ранний мел) по данным идентификации и трассирования в плане линейной магнитной аномалии МО. Как видно из рисунка, амплитуда взбросов достигает первых сотен метров. Возникновение подобного рода разрывов, по-видимому, связано с оживлением тектонических движений и смещением блоков фундамента вдоль нарушений, которые сформировались на этапе спрединга. Как известно, формирование ступенчато-сбросовых блоков происходит в рифтовой долине, при выходе из которой блоки запрокидываются в противоположном от осевой части направлении. В данном случае продвижение центра разрастания, судя по субмеридиональным простираниям линейных аномалий, происходило в западном направлении. Реактивизация ранее существовавших разрывных нарушений, по-видимому, первоначально развивавшихся как сбросы, ограничивавших запрокинутые к востоку блоки, привела в условиях тектонического сжатия к формированию обратных сбросов, аналогично развитым в Центральной котловине и описанным в зарубежной литературе как *reverse faults* [15, 16].

Существование преобладающей обстановки сжатия в восточной части Западно-Австралийской котловины подтверждено многоканальным сейсмопрофилеированием МОГТ. На рисунке пунктиром показано положение разрывных нарушений, которые могут быть интерпретированы ошибочно как сбросы. В последнем случае возникновение тектонических деформаций будет рассматриваться как обусловленное существованием обстановки растяжения, что может привести к неправильным выводам.

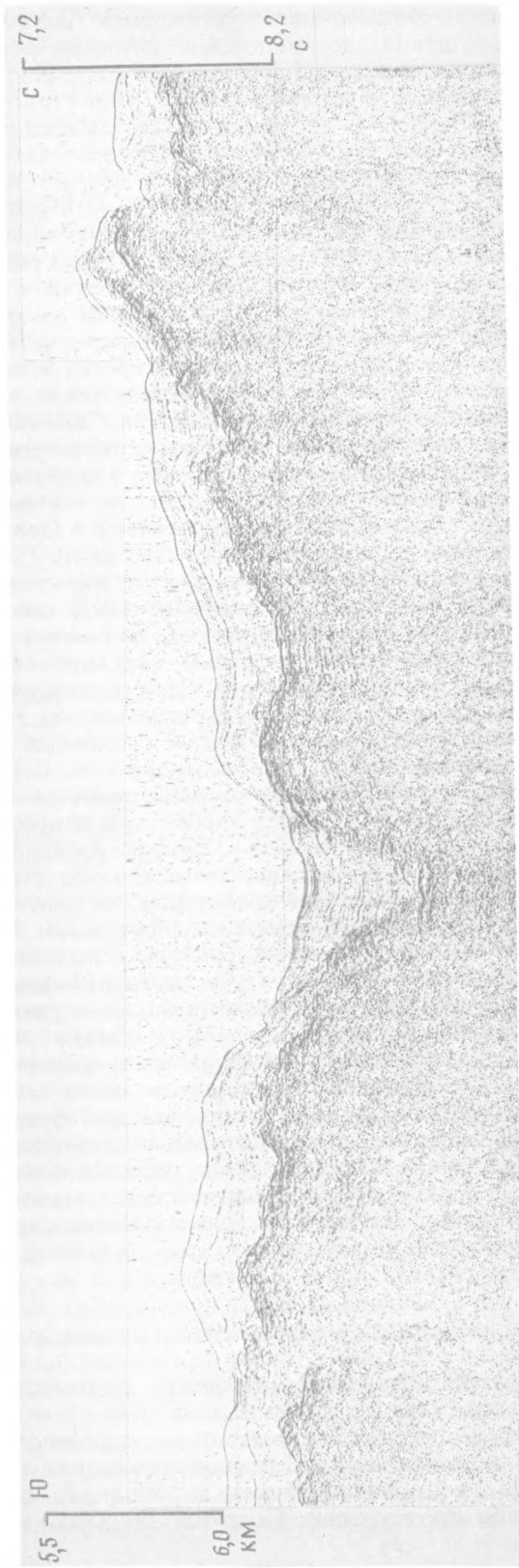
В центральной части Западно-Австралийской котловины выделены тектонические деформации, обусловленные, по всей видимости, сдвиговым характером смещения вдоль глубинных разломов. В качестве примера на рис. 9 приведен фрагмент временного разреза НСП через V-образную депрессионную структуру на участке коры позднемелового возраста Западно-Австралийской котловины. Обращает на себя внимание относительно симметричное строение структуры с ярко выраженным взбросо-надвиговым характером тектонических движений на ее внешних флангах. Ширина структуры составляет около 70 км, а расстояние между блоками 5—10 км. Осевая часть структуры отличается наличием обстановки растяжения. Подобного рода структуры часто наблюдаются в зонах сдвиговых деформаций [18, 19, 32]. Они характеризуются расходящимися кверху разрывными нарушениями (*wrench faults* [18]), обычно ответвляющимися от основного разлома. Геодинамическая интерпретация представленного на рис. 9 фрагмента профиля НСП показала, что в данном месте он пересекает разлом, по-видимому, трансформной природы, заложение которого относится еще к спрединговому этапу развития региона (в зоне спокойного магнитного поля). Реактивизация тектонических подвижек вдоль разлома, очевидно, имела место в позднекайнозойское время, о чем свидетельствует наличие в рельефе дна уступов как в осевой части, так и на внешних флангах структуры.

Данную структуру, по-видимому, можно отнести к типу «цветка» с отрицательной формой рельефа [19].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Приведенные в настоящей работе материалы подтверждают представления [9—13] о том, что многие участки океанического ложа отличаются значительной мобильностью и дифференциальной подвижностью и подвержены различным по возрасту тектоническим деформациям. В результате анализа сейсмических данных выявлены и описаны типы тектонических деформаций, которые отличаются своеобразием в каждом из регионов. С другой стороны, в глобальном плане

a



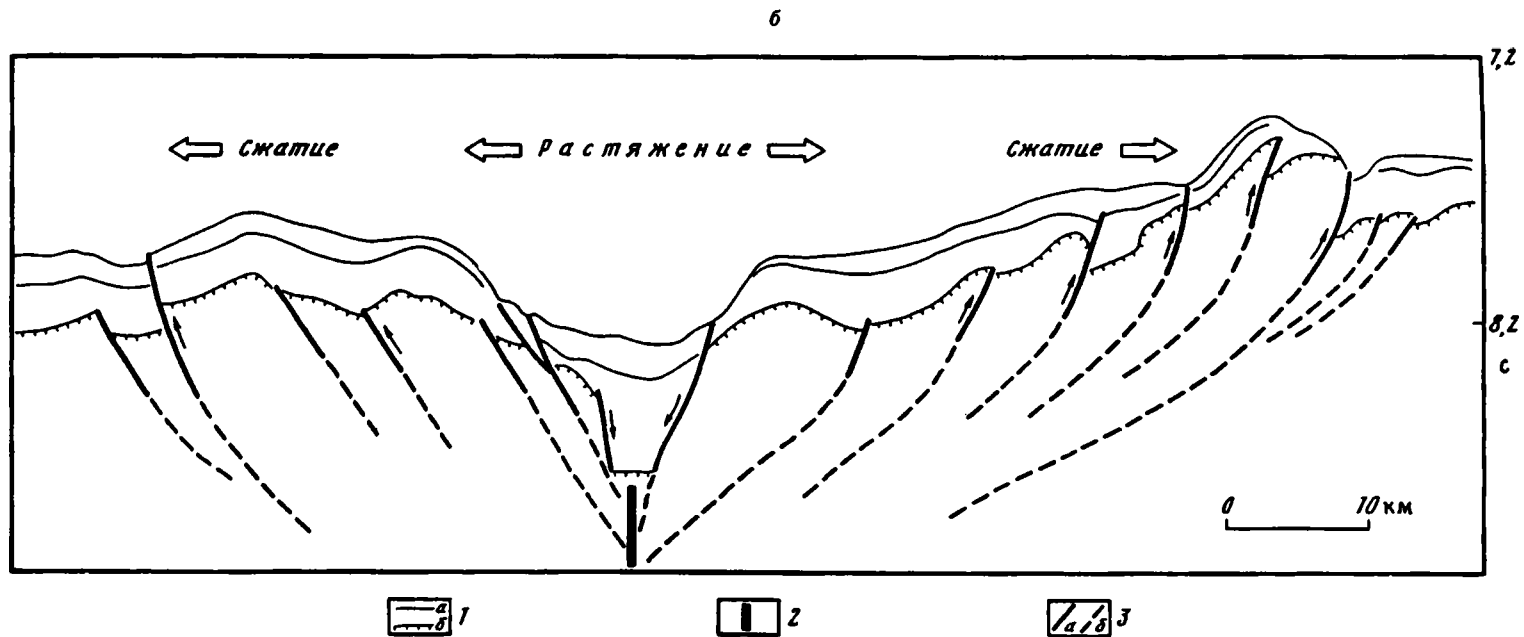


Рис. 9. Фрагмент временного разреза НСП (а) с интерпретацией (б), центральная часть Западно-Австралийской котловины (см. рис. 1)
 1 — отражающие горизонты: а — в осадочном чехле, б — поверхность акустического фундамента; 2 — сбросо-сдвиг; 3 — разрывные нарушения (а) и предполагаемое их продолжение в фундаменте (б)

отмечается общность и взаимосочетание тектонических процессов в литосфере Индийского океана. Отметим основные выводы, вытекающие из изложенного выше материала, в совокупности с другими опубликованными данными относительно времени проявления тектонических деформаций и их структурного стиля.

1. В Сомалийской котловине в пределах изученного сегмента океаническая кора испытала интенсивное коробление и тектоническое сжатие на ранней стадии ее эволюции. В связи с этим осадочный чехол, представленный преимущественно стратифицированными горизонтально-слоистыми осадками, дизъюнктивной тектоникой или складчатыми деформациями, практически не затронут. На участке океанического ложа, прилегающем к хребту Чейн, отмечается усиление тектонической расслоенности корового разреза с элементами скупивания на уровне второго и третьего слоев. Сам хребет Чейн, по-видимому, представляет собой ансамбли наибольшего пережима и скупивания коры. Подобного рода тектоническое торошение и скупивание океанического субстрата детально описано для района Центральной Атлантики [10, 11]. Зона растяжения СЗ—ЮВ простирания, приуроченная к узкой депрессии с глубинами более 5 км и совпадающая в плане с переходом к структурам хребта Карлсберг, по-видимому, обусловлена перестройкой геометрии спрединга на раннем этапе тектонической эволюции котловины.

2. В пределах изученной части Восточно-Индийского хребта установлено наличие тектонических деформаций главным образом двух возрастных генераций — раннеэоценовой и позднемиоцен-четвертичной. В то же время анализ сейсмических материалов показывает, что отдельные поперечные разломы развивались длительно конседиментационно на протяжении всего кайнозоя. На раннем этапе развития Восточно-Индийского хребта деформации коры причинно обусловлены правосторонними сдвиговыми перемещениями вдоль разлома на границе с одноименным желобом. По простиранию Восточно-Индийского хребта отмечается чередование зон сжатия и растяжения, что говорит о дифференцированных по скорости движениях блоков коры.

Сейсмические данные о структуре фундамента позволяют оспаривать применимость гипотезы «горячей точки» [22] для объяснения происхождения Восточно-Индийского хребта. Площадные сейсмические исследования позволяют высказать предположение о чешуйчато-надвиговой структуре зоны разлома на восточной стороне Восточно-Индийского хребта.

3. В Центральной котловине деформации обычно рассматриваются как своего рода «отклик» на сжимающие напряжения, возникающие в результате столкновения Индостана с Евразией. Позднемиоценовое время считается началом внутриплитных деформаций в северной части Центральной котловины [17, 31].

Наши исследования показали, что деформации в Центральной котловине широко развиты также и к югу от экватора вплоть до 20° ю. ш., где наметилась ЮЗ—СВ зональность пространственного положения разрывных нарушений. Заметим, что для северной части Центральной котловины в основном характерны субширотные простирания разломов, ограничивающих блоки деформированной коры.

4. В Западно-Австралийской котловине океаническая кора прошла сложный путь развития, в значительной степени изменивший ее первоначальный облик. Перестройка геометрии спрединга, происшедшая примерно 90 млн. лет назад в центральной части котловины, привела к значительной трансформации уровня глубин в коре позднемелового возраста Западно-Австралийской котловины [8].

Удаленность восточных частей Западно-Австралийской котловины от упомянутой выше зоны столкновения заставляет искать иные причины реактивизации разломов в этом регионе. Важно подчеркнуть, что в Западно-Австралийской котловине относительно молодым деформациям подверглась гораздо более древняя и, следовательно, более мощная океаническая литосфера по сравнению с литосферой в Центральной котловине океана.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что хотя значительная роль в современном строении океанического ложа принадлежит спредингу, постспрединговый структурный план в значительной степени несет в себе отпечаток блокового строения.

Тектонические деформации в Индийском океане заметно различаются по времени проявления. При этом практически во всех регионах имеют место как напряжения сжатия, так и напряжения растяжения, что говорит о пространственной взаимосвязи и сочетании тектонических процессов, приводящих к формированию ансамблей скучивания коры в одних местах и деструктивным явлениям в других.

Одним из факторов, указывающим на значительные масштабы деформации в океанической коре, является существование наклонных нарушений типа надвигов и тектонических чешуй в консолидированной коре. Расслоение коры с образованием отдельных тектонических пластин, предсказанное Ю. М. Пушаровским с соавторами [9, 12, 13], является исключительно важной особенностью геологического строения многих участков океанического ложа.

Вполне очевидно, что многие выводы о тектонических деформациях в настоящее время базируются на данных сейсмических съемок НСП, глубинность которых ограничивается, как правило, верхней частью второго океанического слоя. Для более полного решения вопросов океанического тектогенеза необходимо проведение глубинных исследований земной коры, и в первую очередь многоканального профилирования МОГТ, чтобы обеспечить изучение всего спектра деформаций, включая и нижние слои консолидированной коры.

Список литературы

1. Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. 255 с.
2. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: АН СССР. ГУГК, 1975. 151 с.
3. Геофизические поля Тихого и Индийского океанов. М.: Наука, 1988. 155 с.
4. Левченко О. В., Мерклин Л. Р., Непрочнов Ю. П. Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана//Геотектоника. 1985. № 1. С. 15—23.
5. Пилипенко А. И. Структура и раннекайнозойская эволюция Восточно-Индийского хребта (на широте 10—18° ю. ш.): Тез. докл. 9-й Всесоюзной школы морской геологии. Т. 2. М.: ИО АН СССР, 1990. С. 75—76.
6. Пилипенко А. И., Богомяжков А. П., Попов В. Д. Раннекайнозойская палеоошь разрастания на Восточно-Индийском хребте и плато Осборн//Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 4. С. 949—953.
7. Пилипенко А. И., Свистунов Ю. И. Тектонические деформации океанического фундамента Сомалийской котловины//Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 1. С. 172—175.
8. Пилипенко А. И., Сивуха Н. М. Геологическое строение и геодинамика Западно-Австралийской котловины//Геотектоника. 1991. № 1. С. 109—123.
9. Пушаровский Ю. М. Глубоководное бурение и проблемы тектоники//Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 138—143.
10. Пушаровский Ю. М., Ельников Н. И., Перфильев А. С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта (20° ю. ш.)//Геотектоника. 1985. № 5. С. 5—13.
11. Пушаровский Ю. М., Пейве А. А., Разницын Ю. Н. и др. Разлом Зеленого мыса: вещественный состав пород и структуры//Геотектоника. 1988. № 6. С. 18—30.
12. Разницын Ю. Н. Тектоническая расслоенность океанической коры//Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 6. С. 1441—1444.
13. Тектоническая расслоенность литосферы//Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1980. Вып. 343. 184 с.
14. Bowin C. O. The origin of the Ninetyeast Ridge from studies near the equator//J. Geophys. Res. 1983. V. 78. P. 6029—6043.
15. Bull J. Structural style of intra-plate deformation, Central Indian Ocean Basin: evidence for the role of fracture zones//Tectonophysis. 1990. V. 184. P. 213—228.
16. Bull J. M., Scrutton R. A. Fault reactivation in the central Indian Ocean and the rheology of oceanic lithosphere//Nature. 1990. V. 344. P. 855—858.
17. Curray J. R., Munasinghe T. Timing of intraplate deformation, northeastern Indian Ocean//Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. № 94. P. 71—77.
18. Harding T. P. Identification of Wrench Faults//AAPG Bul. 1990. V. 74. No 10. P. 1590—1609.
19. Harding T. P. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion//AAPG Bul. 1985. V. 69. No 4. P. 582—600.
20. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington. U. S.: Government Printing Office, P. S., 1974. V. 22. 890 p.
21. Korner G. D., Weissel J. K. Factors controlling the Location of Compressional Deformation of Oceanic Lithosphere in the Central Indian Ocean// J. Geophys. Res. 1990. V. 95. No B12. P. 19795—19810.
22. Leg 121 traces rifting and hot spots//Geotimes. 1988. V. 33. No 11. P. 9—11.
23. Mammerickx J., Sandwell D. Rifting of old oceanic lithosphere//J. Geophys. Res. 1986. V. 91. No B2. P. 1975—1988.
24. Norton I. P., Sclatov J. G. A model for the evolution of the Indian Ocean — the breakup of Gondwanaland//J. Geophys. Res. 1979. V. 84. No B12. P. 6803—6830.
25. ODP Science Operator Report. Leg 121: Broken Ridge and Ninetyeast Ridge Program//JOIDES J., 1988. V. 14. No 3. P. 5—8.

26. *Petrov D. E., Wiens D. A.* Historical Seismicity and Implications for Diffuse Plate Convergence in the north-east Indian Ocean//*J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. No B9. P. 12301—12319.
27. *Singh D. D.* Strain deformation in the northern Indian Ocean//*Marine Geol.* 1988. V. 79. P. 105—118.
28. *Stein C. A., Cloetingh S., Wortel R.* Seasat-derived gravity constraints on stress and deformation in the northeastern Indian Ocean//*J. Geophys. Res.* 1989. V. 16. No. 8. P. 823—826.
29. *Stein C. A., Hobart M. A., Abbott P. H.* Has the Wharton Basin heat flow been perturbed by the formation of a diffuse plate boundary in the Indian Ocean//*Geophys. Res Lett.* 1988. V. 15. № B5. P. 455—458.
30. *Stein S., Okal E. A.* Seismicity and tectonics of the Ninetyeast Ridge area: evidence for internal deformation of the Indian Plate//*J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. No B5. P. 2233—2246.
31. *Srow D. A. V., Cochran J. R.* The Bengal Fan: Some Preliminary Results from ODP Drilling//*Geo-Marine Letters.* 1989. No 9. P. 1—10.
32. *Sylvester A. C.* Strike-slip faults//*Geol. Soc. Amer. Bull.* 1988. V. 100. P. 1666—1703.
33. *Weissel J. K., Anderson R. N., Geller C. A.* Deformation of the Indo-Australian Plate//*Nature.* 1980. V. 287. P. 284—291.

НПО «Южморгеология»,
Геленджик, 353470

Поступила в редакцию
29.VII.1991

Рецензент: Ю. М. Пуцаровский

УДК 551.24(517)

© 1992 г. РУЖЕНЦЕВ С. В., ПОСПЕЛОВ И. И.

ЮЖНО-МОНГОЛЬСКАЯ ВАРИССКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Южно-Монгольская складчатая система включает ряд офиолитовых сутур, возникших в результате континентальной коллизии на месте каледонского, варисского и индосинийского палеоокеанов. Южно-Монгольский варисский палеоокеан существовал с силура до раннего карбона и имел сложную структуру, меняющуюся в процессе своего развития. Он включал в себя активные и пассивные континентальные окраины, энсиалические и энсиматические островные дуги, краевые и междуговые прогибы. Важная роль принадлежала процессу структурного расслоения океанической литосферы с удалением ее верхней части, что привело к формированию особых типов океанических и островодужных разрезов. Коллизия Северо-Азиатского каледонского континента в Южно-Гобийского микроконтинента вызвала окончательное отмирание Южно-Монгольского палеоокеана и их сращивание в единый варисский континент по Заалтайской офиолитовой сuture. Одновременно южнее произошло и раскрытие индосинийского Внутренне-Монгольского палеоокеана.

Ruzhentsev S. V., Pospelov I. I. The South-Mongolian Variscan fold system. *Geotectonics*, 1992. № 5. The South-Mongolian fold system includes a number of ophiolitic sutures originated in the process of continental collision at the place of the Caledonian, Variscan and Indosinian paleoceans. The South-Mongolian Variscan paleocean existed from the Silurian to the Early Carboniferous and had a complicated structure, which changed during its development. This paleocean comprised active and passive continental margins, ensialic and ensimatic island arcs, marginal and interarc basins. An important role belonged to the process of the oceanic lithosphere delamination with removal of its upper part; this has led to the formation of specific types of oceanic and island-arc rock sequences. The North-Asian Caledonian continent and the South Gobi microcontinent collided causing the final closing of the South-Mongolian paleocean and joining together along the Zaaltay ophiolitic suture. Simultaneously the Inner-Mongolian Indosinian paleocean was opening to the south.

Палеозойский складчатый пояс, расположенный между Сибирской платформой и Катазией (Северо-Китайская и Таримская платформы), охватывает территорию Алтае-Саянской области, Центрального и Восточного Казахстана, Тянь-Шаня и Бейшаня, Синьцзяня, Монголии и Маньчжурии. Он включает разновозрастные сооружения (салаирские, каледонские, варисские, поздневарисские — индосинийские), непременным элементом которых являются офиолитовые сутуры. Последние сейчас энергично изучаются в связи с разработкой проблемы становления и развития Центрально-Азиатского палеоокеана.

Варисские структуры Южной Монголии занимают ключевое положение в системе палеозойской Центральной Азии. Протягиваясь на расстояние около 2000 км при средней ширине 230 км, они представляют собой сформировавшееся в карбоне коллизионное покровно-складчатое сооружение, которое выделяется нами как восточный сегмент Джунгаро-Южно-Монгольской складчатой области. На севере варисциды Южной Монголии граничат с каледонидами Центральной и Северной Монголии, на юге срезаются индосинидами Внутренней Монголии. На западе они смыкаются с варисскими сооружениями Синьцзяня и Восточного Казахстана. Границей раздела между ними здесь служит Алтае-Гобийская зона разрывов, интерпретируемая как палеозойский разлом, вдоль которого происходило тройное

сочленение палеоокеанических структур Южной Монголии, с одной стороны, Обь-Зайсанской и Джунгарской — с другой [21]. Китайские геологи [34, 36] включают варисские сооружения Южной Монголии в состав Монголо-Хинганского пояса, прослеживая их до массива (микроконтинента) Цзямусу, или Буреинского, восточнее которого они, по-видимому, смыкаются со структурами Палеопацифики.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В пределах Южной Монголии выделяются следующие тектонические зоны (с севера на юг): Гоби-Алтайская — Сухэбаторская, Эдрэнгинская, Заалтайская и Южно-Гобийская (рис. 1).

Гоби-Алтайская—Сухэбаторская зона охватывает территорию южного склона Гобийского Алтая, восточное окончание Монгольского Алтая, протягиваясь на восток в районы сомонов Мандал-Обо и Барун-Урта. Наши исследования проводились в основном в Гобийском Алтае (сомоны Баян-Лег, Баян-Гоби, Баян-Цаган и Шинеджинст). Характеристика геологического строения этого района дана в работах [5, 10, 13, 19, 26, 30, 31]. В них отмечается, что в структурном отношении Гобийский Алтай представляет собой серию узких блоков, образованных отложениями ордовика — карбона, которые прорваны каменноугольными и пермскими гранитоидами. Характерно присутствие узких поясов офиолитов. Внутренняя структура отмеченных блоков сравнительно однообразна: слои смяты в крутые сжатые складки, переходящие по простиранию в пояса рассланцевания. Характер разреза в пределах отдельных блоков существенно меняется, что позволяет выделить здесь несколько подзон. С севера на юг это Баян-Гобийская, Баян-Легская, Баян-Цаганская и Джинсетская подзоны, типовые разрезы которых приведены на рис. 2.

В наиболее южной Джинсетской подзоне древнейшими, палеонтологически доказанными являються отложения ордовика. Их основание не вскрыто. Структурно, однако, они сопряжены с метаморфическими породами цэлского комплекса, образованного глиноземистыми гнейсами с реликтовыми двупироксеновыми и клинопироксеновыми ассоциациями, тоналитовыми гнейсами, мигматитами и гнейсо-гранитами. Возраст комплекса оценивается как дорифейский [14]. Контакты метаморфических пород и палеозойских отложений тектонические. Однако, учитывая структурное положение тех и других в пределах единой зоны, условно мы рассматриваем цэлский комплекс в качестве сиалического основания Джинсетской подзоны.

Разрез палеозойского чехла представлен здесь в основном известняками, среди которых преобладают органогенные разности; коралловые, мшанковые и водорослевые биостромы ассоциируют с органогенно-обломочными и шламовыми пачками, иногда имеющими ритмичное строение. Встречаются линзы известняковых конглобрекций, латеритов и окарстованных пород, прослой кварц-плагио-оклазовых песчаников и алевролитов. Возраст отложений карадок (определенно ашгилл) — лохков, мощность их около 1000 м. Выше с горизонтом конгломератов в основании несогласно залегают органогенные известняки D_{1-2} мощностью 300 м, постепенно переходящие вверх по разрезу в толщу вулканогенных пород (до 2000 м). Разрез начинается с горизонта переслаивающихся известняков, кремней, туффитов и риолитовых туфов эмса-живета. Выше следуют туффиты, риолитовые туфы и тефroidы франа и, наконец, вулканомиктовые песчаники и конгломераты, содержащие прослой туфов и потоки эффузивов, по составу варьирующие от дацитов до базальтов (фаменский ярус). Эффузивы определенного состава имеют разные петрохимические характеристики. В базальтах отмечается преобладание окисного железа над закисным, характерны высокая глиноземистость и высокая степень фракционирования. Различаются нормально-щелочные и субщелочные разности; в последних резко возрастает роль K_2O . Все породы низкотитанистые и низкожелезистые, но обогащены легкими литофильными и крупноионными некогерентными элементами (V, Sc, Sr, Zr, Y, Nb

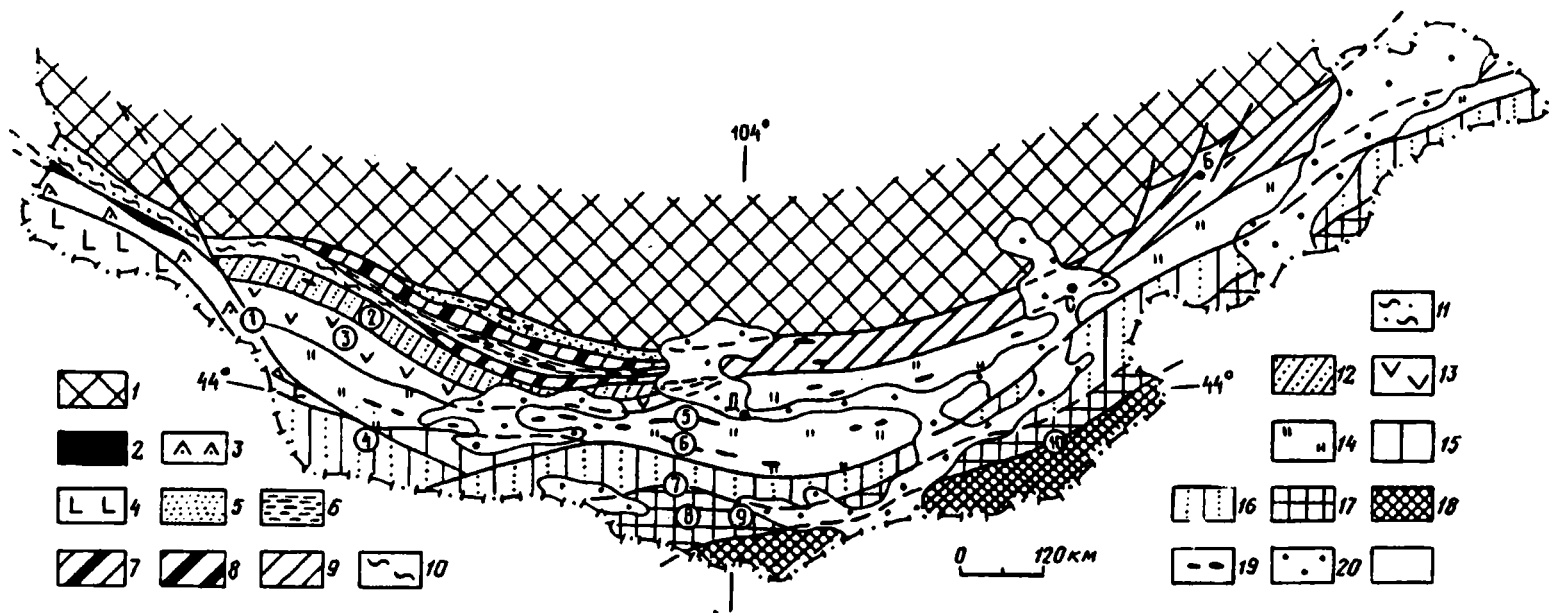


Рис. 1. Схема тектонической зональности Южной Монголии: 1 — каледониды Центральной и Северной Монголии; 2 — Обь-Зайсанская варисская складчатая система (Биджийская зона); 3 — Чингиз-Тарбагатайская каледонская складчатая система (Северо-Барунхурайская зона); 4 — Джунгарская варисская складчатая система (Южно-Барунхурайская зона); 5—17 — Южно-Монгольская варисская складчатая система; 5—9 — Гоби-Алтайск. я.- Сухэ-Баторская зона (5 — Баян-Гобийская, 6 — Баян-Цаганская, 7 — Баян-Легская, 8 — Джинсетская подзоны, 9 — зона нерасчлененная, 10, 11 — метаморфические комплексы (10 — цэлский, 11 — бадончинский), 12, 13 — Эдрэнгинская зона (12 — Хувинхаринская, 13 — Эдрэнгин-Нурунская подзоны), 14 — Заалтайская зона, 15—17 — Южно-Гобийская зона (15 — Эхингольская, 16 — Тумуртинская, 17 — Цаганулинская подзоны); 18 — индосиниды Внутренней Монголии (Лугингольская и Солонкерская зоны); 19 — выходы офиолитов; 20 — мезозойско-кайнозойские наложенные впадины.

Цифрами и буквами на схеме обозначены: 1 — Гоби-Алтайская система разломов; хребты 2 — Сомон-Хаирхан, 3 — Эдрэнгин-Нуру, 4 — Тумуртинский, 5 — Гурвансайхан, 6 — Дзолен, 7 — Элгений-Хар, 8 — Цаган-Дэл, 9 — Барун-Цохио, Джерэм-Ула; Б — Барун-Урт, Д — Далан-Дзадгд, С — Сайншанд

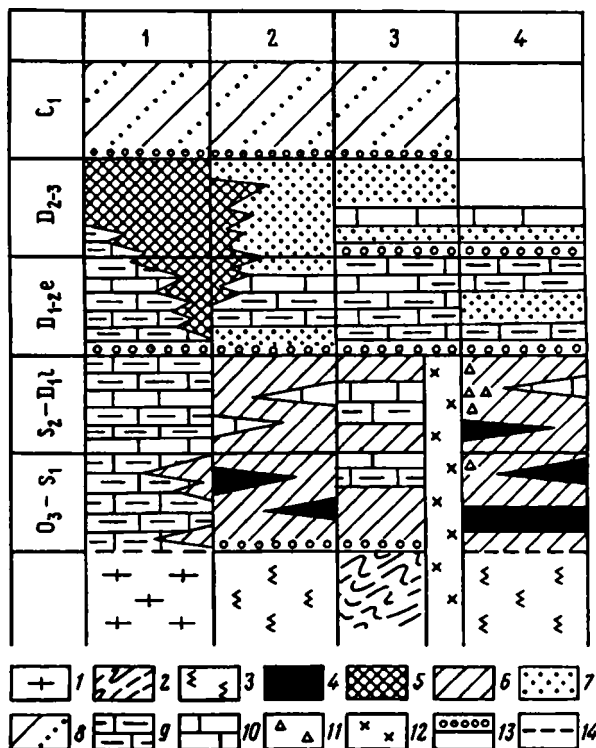


Рис. 2. Схема сопоставления основных типов пород Гоби-Алтайской зоны
 1 — цэлский метаморфический комплекс (РЭ); 2 — раннекаледонское складчатое основание;
 3 — ультрабазиты, габбро; 4 — базальты, кремни; 5 — риолиты, дациты, андезиты, андезито-
 базальты, туфы, вулканомикты; 6 — олигомиктовые терригенные отложения; 7 — граувакки и
 туфово-терригенные осадки; 8 — полимиктовые песчаники и конгломераты; 9 — органогенные
 известняки; 10 — шламовые и микритовые известняки; 11 — микститы; 12 — гранитоиды; 13 —
 базальные конгломераты; 14 — тектонический контакт. Цифрами на схеме обозначены подзоны:
 1 — Джинсетская, 2 — Баян-Цаганская, 3 — Баян-Легская, 4 — Баян-Гобийская

и др.). Это свидетельствует не только о коровых процессах контаминации верхнемантийных или нижнекоровых магм, но и о смешении с коровыми магмами, возникшими в результате палингенеза. Андезиты и дациты субщелочные (натровые и калинатровые трахиандезиты и трахидациты), низкомагнезиальные и низкожелезистые.

Такой набор вулканических пород мог сформироваться либо в континентальных рифтогенных структурах, либо в пределах краевого вулканического пояса. Отсутствие «толеитовых» черт вулканизма, а также общегеологическая ситуация позволяют сделать вывод, что девонские вулканы Джинсетской подзоны возникли в составе краевого пояса.

Принципиально иной разрез установлен для Баян-Гобийской и Баян-Цаганской подзон (см. рис. 1, 2). В первой вскрыт меланократовый фундамент, образованный серпентинизированными гарцбургитами, породами полосчатого комплекса и габбро. Тектонически на них залегает мощная (до 1500—1800 м) серия олигомиктовых (кварц-плагиоклазовых) и кварцевых песчаников и алевролитов; в нижней части разреза присутствуют потоки толеитовых базальтов. Восточнее колодца Улан-Шанд в песчаниках собраны остатки кораллов, мшанок и брахиопод верхнего ордовика и нижнего силура. Вдоль южной окраины подзоны прослеживается полоса микститов, образованных глыбами силурийских органогенных известняков. Здесь же в песчаниках присутствуют многочисленные линзы полимиктовых, существенно известняковых конгломератов. Указанные образования маркируют борт Баян-Гобийского вулканогенно-терригенного про-

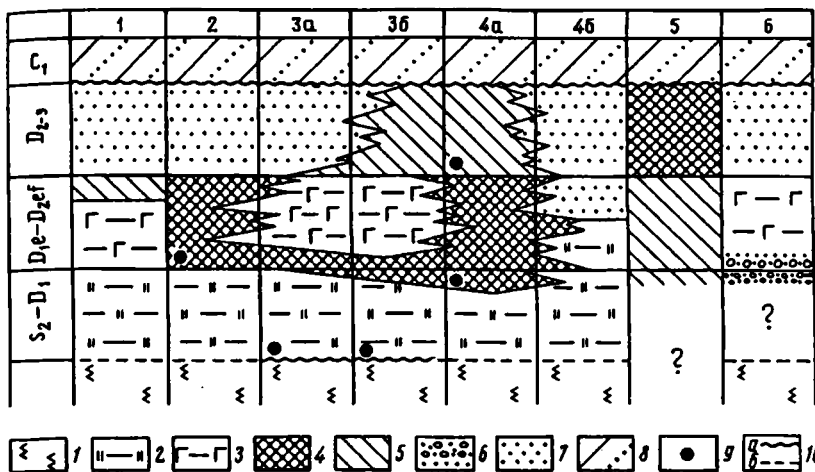


Рис. 3. Схема сопоставления основных типов пород Эдрэнгинской и Заалтайской зон (палинпастическая реконструкция) 1 — серпентинитовый меланж; 2 — яшмы, глинисто-кремнистые сланцы, песчаники; 3 — базальты, кремни; 4 — андезитобазальты, андезиты, туфы, вулканомикты; 5 — риолиты, дациты, андезиты, туфы, туффиты, вулканомикты; 6 — аркозовые песчаники, конгломераты; 7 — туфово-терригенные отложения, граувакки; 8 — терригенная моласса; 9 — уровни перегиба офиолитов; 10 — границы несогласные стратиграфические (а) и тектонические (б). Цифрами на схеме обозначены комплексы: 1 — хадатулинский, 2 — хаирханский, 3 — берхеулинский (а — южная, б — северная часть), 4 — гурвансайханский (а — южная, б — северная часть); подзоны: 5 — Эдрэнгин-Нуринаская, 6 — Хупвинхаринская

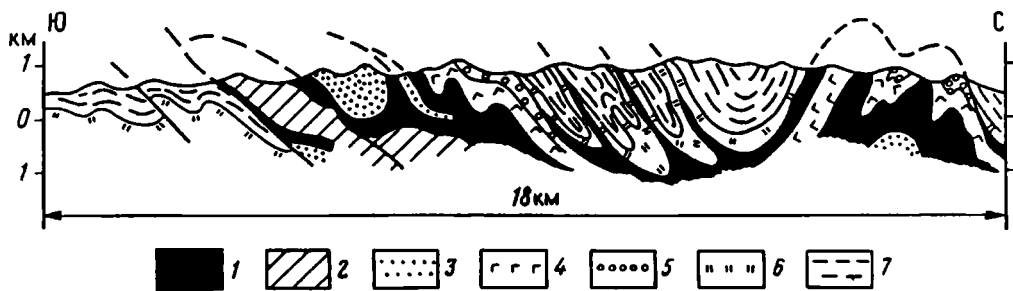


Рис. 4. Геологический профиль через хребет Гурвансайхан (Заалтайская зона): 1 — серпентинитовый меланж; 2—7 — комплексы: 2 — хадатулинский (S_2-D_3), 3 — хаирханский (S_2-D_3); 4, 5 — берхеулинский (4 — яшмы, базальты S_2-D_1 , 5 — вулканомикты, туфы D_2-3), 6, 7 — гурвансайханский (6 — яшмы S_2-D_1 , 7 — туффиты, граувакки D_2-3)

гиба. Сходный разрез имеет и расположенная южнее Баян-Цаганская подзона, где относительно широко вскрыты дунит-гарцбургитовые тектониты, на которых трансгрессивно залегает мощная толща олигомиктовых песчаников.

В обеих подзонах выше рассмотренных отложений с резким несогласием и мощным базальным конгломератом (в гальке песчаники, глинистые сланцы, габбро и габбро-диабазы, серпентиниты, кварцевые порфиры, граниты, известняки ордовика и силура) залегают органогенно-обломочные известняки D_1 мощностью 120—150 м и полимиктовые песчаники D_{1-2} мощностью 500—600 м.

В разрезе Баян-Легской подзоны наряду с песчаниками широко развиты карбонатные отложения, особенно в нижнем и среднем девоне. Нижне- и среднепалеозойские (O_3-S) отложения, залегающие на каледонском складчатом основании, прорваны силурийскими гранитоидами. В эйфеле и позднем девоне здесь формируется мощная, свыше 1500 м, толща грауваккового флиша.

Таким образом, в пределах Гобийского Алтая выделяются два типа структур, отличающихся формационными рядами. В первом (Джинсетская, отчасти Баян-

Средний химический состав основных типов эффузивов варисцид Южной Монголии

| Компо- ненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 63,40 | 67,80 | 47,20 | 48,80 | 50,60 | 56,01 | 49,60 | 47,80 | 49,55 |
| TiO ₂ | 0,58 | 0,56 | 1,50 | 1,11 | 0,90 | 0,99 | 1,23 | 2,62 | 3,10 |
| Al ₂ O ₃ | 17,20 | 15,70 | 13,90 | 14,95 | 17,25 | 15,60 | 16,15 | 14,30 | 12,84 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,73 | 2,17 | 5,79 | 4,45 | 4,34 | 6,78 | 4,07 | 9,24 | 4,00 |
| FeO | 0,69 | 0,84 | 7,30 | 7,42 | 6,13 | 2,90 | 7,32 | 4,82 | 7,54 |
| MnO | 0,06 | 0,05 | 0,30 | 0,19 | 0,16 | 0,12 | 0,21 | 0,46 | 0,08 |
| MgO | 0,74 | 0,60 | 6,84 | 5,60 | 5,35 | 4,15 | 5,15 | 5,46 | 5,10 |
| CaO | 3,65 | 2,30 | 9,65 | 9,17 | 6,83 | 2,30 | 7,44 | 9,40 | 6,18 |
| Na ₂ O | 7,12 | 6,44 | 2,90 | 3,88 | 5,16 | 4,70 | 4,10 | 3,22 | 5,24 |
| K ₂ O | 1,80 | 1,46 | 0,56 | 0,65 | 0,83 | 2,33 | 1,11 | 0,66 | 0,59 |
| P ₂ O ₅ | 0,11 | 0,16 | 0,14 | 0,32 | 0,15 | 0,19 | 0,14 | 0,37 | 0,32 |
| H ₂ O [*] | 1,52 | 1,12 | 2,92 | 3,76 | 2,72 | 2,88 | 3,38 | 1,38 | 2,98 |
| H ₂ O [†] | | | | | | | | | |
| CO ₂ | 1,60 | 0,80 | — | 0,23 | 0,12 | 1,08 | 0,11 | 0,29 | 2,00 |
| Cr | 38 | 30 | 130 | 39 | 27 | 35 | 41 | 125 | 112 |
| Ni | 10 | 8 | 91 | 21 | 19 | 11 | 12 | 37 | 32 |
| Co | 7 | 6 | 40 | 21 | 20 | 12 | 19 | 33 | 92 |
| V | 22 | 18 | 160 | 65 | 88 | 55 | 92 | 105 | 85 |
| Sc | 10 | 8 | 32 | 18 | 23 | 14 | 19 | 30 | 21 |
| Cu | 16 | 12 | 34 | 36 | 80 | 65 | 82 | 33 | 32 |
| Zr | 95 | 75 | 80 | 43 | 93 | 62 | 70 | 230 | 110 |
| Y | 14 | 14 | 30 | 20 | 24 | 15 | 18 | 40 | 36 |
| Ba | 50 | 45 | 22 | — | — | 110 | 46 | 40 | 36 |
| Ga | — | — | 4 | 1 | — | — | 2 | 1 | 1 |
| Nb | < 5 | < 5 | 9 | 5 | < 5 | 8 | 10 | 14 | 16 |
| Zn | — | — | 65 | 80 | 232 | 115 | 104 | 260 | 215 |
| n | 6 | 8 | 6 | 12 | 8 | 18 | 11 | 17 | 16 |

Примечание: 1—2 — Эдрэнгин-Нуруинская подзона: 1 — трахиандезиты, 2 — трахидациты; 3—9 — комплексы Заалтайской зоны: 3 — дзоленский (базальты), 4 — хадатулинский (базальты), 5 — хаирханский (плагнобазальты), 6—7 — берхеулинский (6 — андезиты, 7 — базальты), 8—9 — гурвансайханский (8 — базальты, 9 — субщелочные базальты).

Анализы выполнены в аналитическом отделе ЦНИГРИ (г. Тула), спектральной лаборатории ЦНИГРИ, химико-аналитической лаборатории ГИН РАН. Аналитики В. А. Давыдова, Я. С. Дудорева, В. Н. Гвела, Т. М. Фомина, А. П. Сорокина, В. Е. Козлова, Т. А. Волкова, В. В. Шишко, И. А. Ершова (ЦНИГРИ), Н. Л. Калашникова, Е. Н. Черкасова (ГИН).

Легкая подзоны), соответствующем относительно приподнятым участкам, преобладают мелководные карбонатные отложения. Они формировались на сиалическом раннекаледонском фундаменте. Второй тип (Баян-Гобийская и Баян-Цаганская подзоны) характеризуется накоплением мощных олигомиктовых терригенных серий и базальтов, залегающих на меланократовом основании. Он соответствует рифтогенным прогибам, возникшим в позднем ордовике в результате дробления раннекаледонского континента. Указанные структуры просуществовали по крайней мере до лландовери, когда началось обмеление бассейнов, связанное с общей перестройкой структурного плана Южной Монголии [22]. В силуэте Баян-Гобийский и Баян-Цаганский прогибы постепенно отмирают, а на их месте образуются две офиолитовые сутуры. Начиная с раннего девона на большей части Гоби-Алтайской зоны формируется чехол мелководных известняков, маркирующий южный шельф Северо-Азиатского каледонского континента.

Средне- и верхнедевонские вулканиты Джинсетской зоны в палеотектоническом смысле интерпретируются нами как образования краевого вулканического пояса, а разновозрастный им граувакковый флиш — как отложения его тылового прогиба. Чехол раннекаменноугольных преимущественно терригенных пород имеет уже молассоидный облик, залегая несогласно на более древних отложениях.

Эдрэнгинская зона (хребты Сомон-Хаирхан и Эдрэнгин-Нуру), (см. рис. 1) в структурном отношении является системой клиньев, в которых слои смяты в

напряженные, часто изоклинальные складки. Характерно широкое развитие ортогенных отложений карбона — карбонатно-вулканогенно-терригенной молассы. Доортогенные толщи обнажены сравнительно плохо. Выделяются два типа разреза (рис. 3). Северный (хр. Сомон-Хаирхан) соответствует Хувинхаринской [19], или Баянбулакской [27], подзоне. В основании его вскрыты полимиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты (в гальке — граниты, кварцевые порфиры, слоистые кварциты, олигомиктовые песчаники, мраморы), переходящие вверх в толщу глинисто-кремнистых сланцев, фтанитов, яшм, содержащих многочисленые потоки базальтов (D_{1-2} , 1000—1200 м). Венчается разрез мощной, свыше 2000 м, серией однообразного грауваккового флиша (D_{2-3}).

Южный тип разреза (Эдрэнгин-Нуруинская подзона) характерен для хр. Эдрэнгин-Нуру. Основание разреза не вскрыто. В пределах видимой его части выделяются две толщи. Нижняя мощностью до 1500 м образована туф-фитами, туфосилицитами, кристаллокластическими и литическими туфами рилолитов и дацитов, туфопесчаниками, содержащими линзы известняков, в которых собраны остатки брахиопод эмса. Верхняя толща (~ 1000 м) сложена массивными потоками и пиллоу-лавами дацитов и андезитов, реже их туфами. Андезиты субщелочные, натровые, высокоглиноземистые, с низким содержанием FeO^* , MgO , сидерофильных элементов. Выше вулканитов несогласно залегают терригенная моласса верхнего турне.

Вулканогенная серия имеет антидромный характер; в формационном и возрастном отношении она близка с таковой Джинсетской подзоны. По особенностям состава и химизму основных типов эффузивов (см. таблицу) она интерпретируется нами как островодужная (возможно, энсиалическая). Соответственно Хувинхаринская подзона рассматривается как задуговой прогиб, сформировавшийся в раннем девоне в пределах южного края Северо-Азиатского каледонского континента. Нижняя терригенная толща Хувинхаринского разреза представлена в основном грубым аркозовым материалом и является мелководной. Средняя — вулканогенно-кремнистая — соответствует максимальному раскрытию бассейна, верхняя — граувакковая — периоду постепенного его заполнения и последующего отмирания на рубеже девона и карбона.

Заалтайская зона — офиолитовая сутура Южной Монголии — образована разнообразными вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями. Характеристика ее геологического строения дана в работах [6, 7, 9, 14, 18, 19, 26, 29, 32].

Наиболее детально строение зоны изучено в хребтах Гурвансайхан и Дзолен (см. рис. 1), где выделяется серия структурно-формационных комплексов, каждый из которых формировался на меланжированном меланократовом основании и имеет специфический разрез в стратиграфическом диапазоне от верхнего силура до нижнего карбона. В указанном районе Заалтайская зона имеет покровное строение. Выделенные комплексы образуют пластины, положение которых в разрезе подчеркивается пластами серпентинитового меланжа. Общая вергентность структуры южная. Пластины смяты в анти- и синформы, рассеченные продольными и диагональными разломами (рис. 4). Наиболее определенно соотношение пластин обосновано в хр. Дзолен, где снизу вверх устанавливается следующая последовательность тектонических комплексов: дзоленский (относительный автохтон), кадатулинский, берхеулинский, гурвансайханский.

Дзоленский комплекс сложен тремя типами пород: зелеными сланцами по основным эффузивам, кремнями и рассланцованными туфотерригенными породами. Полоса развития дзоленских сланцев насыщена многочисленными телами серпентинитов. Здесь же встречаются согласно ориентированные с общим простираем структуры тела рассланцованных габбро, диоритов и кварцевых диоритов.

Основные эффузивы представляют собой измененные, часто рассланцованные плагиоклаз-пироксеновые порфириты. По химизму это недифференцированные толеиты (рис. 5, а, в, г), аналогичные океаническим базальтам MORB, нормаль-

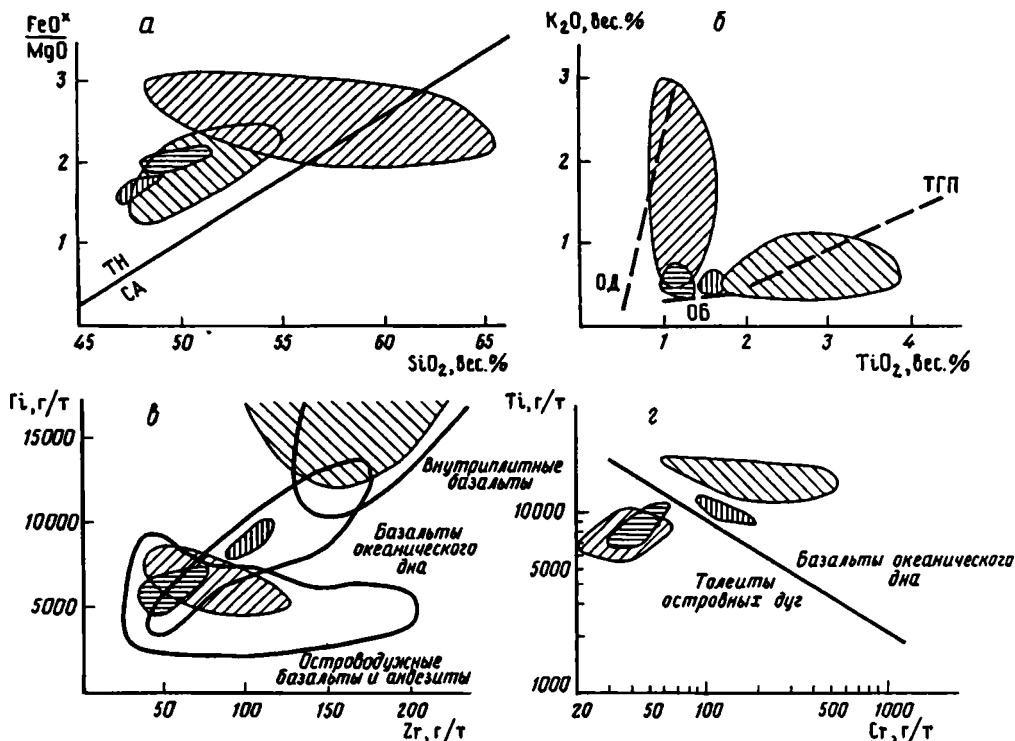


Рис. 5. Вариационные диаграммы для эффузивов основного и среднего состава Заалтайской зоны 1—4 — комплексы: 1 — дзоленский, 2 — хадатулинский, 3 — берхеулинский, 4 — гурвансайханский. ТН, СА — поля толеитовых и известково-щелочных пород соответственно. Пунктиром показаны тренды дифференциации: ОБ — океанических базальтов, ОД — островодужных серий, ТГП — толеитов глыбовых поднятий океанов.

но-щелочные (натровые), высокожелезистые и высокомагнезиальные, с низким отношением FeO^*/MgO (наличие вкрапленников оливина и авгита). Все это обуславливает их меланократовость и низкую глиноземистость. По отношению к стандартным океаническим базальтам MORB немного повышено содержание TiO_2 и K_2O , заметна обедненность сидерофильными элементами (Cr, Ni, V) при нормальном содержании Co, Sc, Zr, Y и других, рассеянных и редких элементов (см. таблицу). Формирование дзоленских базальтов связывается нами с процессом становления океанической коры; их источником являлись недеплетированные мантийные перидотиты.

Хадатулинский комплекс значительно отличается от предыдущего. Повсеместно в основании его разреза вскрыт «пласт» серпентинитовых сланцев, выше которого последовательно залегают (см. рис. 3): 1) слоистые радиоляриевые и спонгиевые яшмы (20—100 м); 2) пиллоу-лавы афировых базальтов и оливин-пироксеновых порфиритов, содержащие в верхней части разреза редкие прослойки туфов и тела риолитов и риодацитов (500—800 м); 3) толща туффиитов, риолитовых тефроилов, граувакк (до 1500 м). Характерно присутствие многочисленных тел плагипорфиром.

Хадатулинские базальтоиды представляют собой слабодифференцированную серию островодужных толеитов (см. рис. 5, а, в, г), отличающихся от океанических базальтов MORB пониженным содержанием титана и сидерофильных редких и рассеянных элементов, повышенной щелочностью и высоким отношением FeO^*/MgO . В них возрастает содержание калия и фосфора (см. таблицу). Базальты нормально-щелочные, реже субщелочные, что связано с наложенным натровым

метасоматозом, мезократовые, нормально-глиноземистые. Они, по-видимому, формировались либо на начальных стадиях островодужного процесса, либо во фронтальной части энсиматической дуги. Риолиты и риодациты верхней части комплекса играют резко подчиненную роль и, возможно, являются дериватами толеитовой магмы, изливавшимися из промежуточных очагов.

В основании хайранского комплекса расположен серпентинитовый меланж, состоящий из неравномерно рассеянных по площади глыб гарцбургитов, дунитов, пород дунит-пироксеновой серии, хромитов, амфиболизированного габбро; много глыб габбро-диабазов и диабазов, часто образующих четковидные тела. Местами между ними и серпентинитами сохраняются закальные контакты. Выше меланжа залегают (см. рис. 3): 1) горизонт яшм и глинисто-кремнистых сланцев (S_2-D_1 , 5—15 м); 2) переслаивающиеся литические и кристаллолитические туфы и тефроиды среднего состава, вулканомиктовые породы вплоть до валунных конгломератов, в которых содержатся валуны серпентинитов и габбро, туффиты, туфопесчаники, присутствуют потоки черных афировых базальтов (D_{1-2} , 400—600 м); 3) толща ритмично чередующихся полимиктовых песчаников, алевролитов, глинисто-кремнистых сланцев, туффитов D_{2-3} (1000—1200 м).

Наиболее полный разрез берхеулинского комплекса установлен в хр. Гурвансайхан (район горы Берхе-Ула, ущелье Хабц-Гайтын-Гол), где наблюдается следующий разрез (см. рис. 3):

1. Серпентинизированные гарцбургиты, в кровле которых расположен горизонт офикальцитовых брекчий и линз железистых яшмокварцитов, выполняющих карманы в кровле ультрабазитов (1—25 м).

2. Гравелиты и грубозернистые песчаники, состоящие из обломков серпентинита и офикальцита (0,5—2 м).

3. Переслаивание радиолариевых яшм и полимиктовых песчаников, содержащих обильные фрагменты серпентинитов и офикальцитов (S_2-D_1 , 20—50 м).

4. Пиллоу-лавы фиолетовых, миндалекаменных вплоть до пузырчатых андезитовых порфиритов, переслаивающихся с аквагенными брекчиями, грубыми литическими туфами, вулканомиктовыми песчаниками и конгломератами (D_1 , 0—700 м). Андезиты высокотитанистые ($TiO_2 = 1-1,5\%$), с низким отношением FeO^*/MgO , субщелочные (натровые и калинатровые). Все они характеризуются повышенной газонасыщенностью; содержание Fe_2O_3 и FeO либо примерно равное, либо преобладает окисное железо. Характерны высокая деплетированность сидерофильными элементами и постоянные значения подвижных литофильных элементов — V, Zn, Ti, Zr (см. таблицу).

5. Пиллоу-лавы черных плотных афировых базальтов и андезитобазальтов, а также гиперстен-авгитовых базальтовых порфиритов, содержащих многочисленные силлы и силло-потоки долеритов и единичные прослои кремней (D_{1-2} , 400—1000 м). Породы нормально-щелочные, натровые, реже калинатровые (см. таблицу), железистые ($FeO^* = 11,5-13,5$) с высоким отношением FeO^*/MgO , постоянным для всех дифференциатов (известково-щелочной тренд дифференциации). Характерно повышенное содержание титана ($TiO_2 = 1-1,7\%$) и широкие вариации щелочности, особенно калия (см. рис. 5, а, б).

6. Толща линзующихся туфов среднего состава, туфов и тефроидов дацитов, вулканомиктовых песчаников и конгломератов (перемыв основных и средних, реже кислых эффузивов), полимиктовых песчаников и конгломератов (дополнительно перемывались гранитоиды и девонские органогенные известняки), туффитов и пепловых туфов (D_{2-3} , 1000—1500 м).

Вулканогенно-осадочные отложения берхеулинского комплекса накапливались на меланократовом основании, представлявшем собой тектонизированную океаническую или протоостроводужную кору. Нижняя часть комплекса (толща 4) формировалась на относительно мощной коре и как следствие разрез начинается здесь с известково-щелочных андезитов и трахиандезитов. В дальнейшем возник интрадуговой прогиб, заполнявшийся однообразными базальтоидами (толща 5).

Вышележащая туфово-терригенная толща формировалась в пределах вулканического поднятия, на террасированных склонах которого накапливались грубообломочные вулканомиктовые осадки вплоть до валунных конгломератов и микститов. Здесь существовали два источника кластики — тефровый и размыв вулканических построек.

Отложения гурвансайханского комплекса распространены наиболее широко. Здесь выделяются две толщи. Нижняя, яшмово-вулканогенная (S_2-D_2 , 500—1500 м), на юге в хр. Дзолен представляет собой сложное чередование базальтов, андезитобазальтов, их туфов, аквагенных брекчий, вулканомиктов (в том числе грубых), туффитов и туфоаргиллитов. Непременный элемент нижней части разреза здесь — слоистые радиоляриевые яшмы, спонголиты, глинисто-кремнистые сланцы, кварц-гематитовые породы. На севере, в хр. Гурвансайхан, толща сложена почти исключительно яшмами и туфосилицитами (200—300 м), залегающими непосредственно на ультрабазитах.

Гурвансайханские эффузивы представлены (см. таблицу) базальтами и андезитобазальтами высокотитанистыми ($TiO_2 = 2,1-3,75\%$), натровыми ($Na_2O/K_2O = 4-12$). На вариационной диаграмме (см. рис. 5, а) для них характерен рост содержания FeO^* по сравнению с MgO , что соответствует толеитовому тренду дифференциации. Отчетливо различаются две группы пород: нормально-глиноземистые (меланократовые) и высокоглиноземистые (мезократовые). Как правило, именно ко второй группе относятся пузыристые лавы (железисто-титанистые базальты с $TiO_2 > 2\%$ и $FeO^* > 12\%$). Базальтоиды формировались при плавлении истощенных мантийных перидотитов, с чем связана повышенная титанистость и железистость базальтоидов, а также их обедненность сидерофильными (Cr, Ni и др.) и обогащенность некогерентными легкими и тяжелыми литофильными элементами (Zn, Zr, Ba, Nb, Y и др.). По-видимому, структура Гурвансайханского бассейна во время накопления нижней толщи была сложной. Здесь существовали вулканические поднятия со специфической Ti—Fe-петрохимией вулканитов, сопоставимых с таковыми в Филиппинском море, как, например, раннемиоценовые высокожелезистые афировые базальты поднятия Бородино и котловины Дайто [35].

Верхняя толща гурвансайханского комплекса (D_{2-3} , до 2000—2500 м) — однообразные полимиктовые песчаники и алевролиты, часто ритмично наложенные, иногда образующие массивные пласты. Встречаются горизонты яшм, обычные прослои туффитов и пепловых туфов. На юге, в хр. Дзолен, присутствуют горизонты грубых вулканомиктов и микститов, состоящих из глыб известняков эмс-эйфельского возраста и маркирующих приостроводужную зону краевого бассейна.

Все перечисленные комплексы формировались на меланжированном меланократовом основании. В основании их разрезов залегают горизонт яшм и глинисто-кремнистых сланцев. В берхеулинском комплексе они трансгрессивно перекрывают ультрабазиты. Продукты перемява последних установлены также в хаирханском и гурвансайханском комплексах (см. рис. 3). Базальтоиды расположены выше яшм, т. е. по времени они оторваны от офиолитов. Накоплению яшм предшествовал период структурной переработки (меланжирования) офиолитового основания, связанной с процессом его тектонического расслоения.

С учетом сказанного и на основании проведенных палинспастических реконструкций [19] предлагается следующая интерпретация палеоструктуры Заалтайской зоны (см. рис. 3). Терригенно-яшмовый горизонт (S_2-D_2) рассматривается как океанический чехол, сформировавшийся на меланжированном, преимущественно ультрабазитовом фундаменте зоны. Перестройка структурного плана произошла в раннем девоне, когда возникла сложно построенная аккреционная система, включавшая с юга на север (в современных координатах) преддуговой прогиб (дзоленский комплекс), внешнюю часть островной дуги (хадатулинский комплекс), островную дугу (хаирханский комплекс) с внутридуговым рифтом (берхеулинский комплекс) и задуговой прогиб (гурвансайханский комплекс). Дзоленские базальтоиды, по-видимому, могут рассматриваться как образования ложа Южно-Монгольского палеоокеана.

Южно-Гобийская (Гоби-Тяньшаньская) зона приурочена к южной, наиболее слабо изученной части территории МНР, откуда прослеживается в Бейшань и далее на запад в пределы Китайского Тянь-Шаня [4, 23, 34, 37]. В широком смысле это — часть обширного континентального массива или системы массивов, которые ограничивали с юга и юго-запада варисциды Джунгарии и Южной Монголии. Геологическое строение зоны рассмотрено в работах [10, 15, 19, 24, 25]. В ее пределах выделяются три подзоны (см. рис. 1): Эхингольская, Тумуртинская и Цаганулинская [17].

Эхингольская подзона занимает горы Эхингойту-Хара-Нуру и Ихэ-Хабцагайн-Нуру. В основании разреза вскрыты мелкозернистые олигомиктовые песчаники и алевролиты (600 м), содержащие многочисленные прослои глинистых известняков. Выше залегает толща (700—800 м) туффитов, туфосилицитов, пепловых туфов, риолитовых кристаллотуфов. Обе толщи характеризуются тонкой ритмикой; широко здесь представлены контуриты. Палеонтологически разрез не охарактеризован.

Тумуртинская подзона объединяет горы Норан-Себестин-Нуру, Тумуртинский хребет, горы Цаган-Богдо, Элгений-Хер и Барун-Цохио. В основании разреза находятся доломитовые мраморы и кварциты верхнего рифея — венда, на которых с базальным конгломератом несогласно залегает мощная (3000—3500 м) толща олигомиктовых песчаников. Внизу преобладает тонкое ритмичное переслаивание песчаных известняков, кварцевых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Вверх по разрезу они замещаются относительно грубозернистыми слюдястыми олигомиктовыми песчаниками, содержащими редкие прослои известняков. В Тумуртинском хребте в них собраны остатки табулят, мшанок и брахиопод нижнего девона [15]. Мы считаем, что карбонатно-терригенные отложения имеют силурийский (скорее позднесилурийский) возраст, а собственно терригенная серия — раннедевонский. Весь разрез выделяется как тумуртинская свита. По-видимому, она соответствует нижней карбонатно-терригенной толще Эхингольского разреза.

Выше тумуртинских песчаников с постепенным переходом залегает вулканогенная серия (эхингольская свита). Здесь выделяются следующие пачки: туффиты, туфосилициты, пепловые туфы с прослоями органогенных известняков с остатками табулят, мшанок, брахиопод эмса (100—150 м); вулканомиктовые песчаники, конгломераты, туфы кислого и среднего состава, игнибриды (400—500 м); пиллоу-лавы андезитобазальтов, их туфы и тефроиды, аквагенные брекчии (800—1000 м). Эти пачки прорваны крупными телами гранитов, которые в свою очередь трансгрессивно перекрыты вулканогенно-терригенной молассой верхнего эйфеля — нижнего карбона.

Палеотектоническая интерпретация рассмотренных литологических комплексов сводится к следующему. Отложения тумуртинской свиты (S_2 — D_1) являются склоновыми образованиями. Они слагают «терригенный клин» вдоль северного борта Южно-Гобийского микроконтинента. Относительно грубые отложения Тумуртинской подзоны соответствуют проксимальным, Эхингольской — дистальным частям долинно-веерных систем. Породы эхингольской свиты — образования краевого вулканического пояса. Верхняя туффитовая толща (Эхингольской подзоны) формировалась вдоль внешней приокеанической его части (континентальное подножие).

Цаганулинская подзона характеризуется широким развитием фациально изменчивых карбонатных и карбонатно-терригенных отложений палеозоя, часто сорванных с докембрийского основания и шарьированных к северу в пределы Тумуртинской подзоны с видимой амплитудой перемещения минимум 50 км [16]. Толщи аллохтона смяты в напряженные, обычно опрокинутые к северу складки. Местами, однако (хр. Элгений-Хер), они образуют относительно простые анти- и синформы, в которых отчетливо наблюдается налегание цаганулинских отложений на тумуртинские (рис. 6).

На территории подзоны наиболее широко представлены докембрийские породы. На крайнем юге, по границе с индосинидами (например, хребты Джерем-Ула

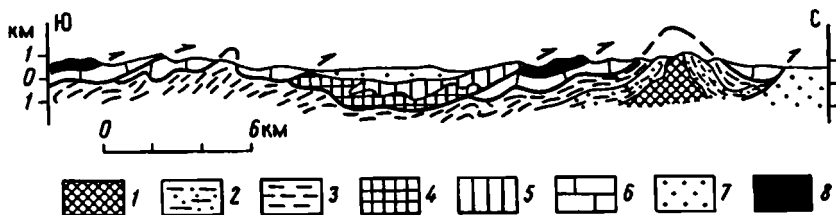


Рис. 6. Геологический профиль через хр. Элгений-Хер и Цаган-Дэл (Южно-Гобийская зона) 1—3 — толщи Тумуртинской подзоны: 1 — мраморы (R₃—V), 2 — олигомиктовые турбидиты (S—D₁), 3 — граувакковый флиш (D₃—C₁); 4—6 — толщи Цаганулинской подзоны: 4 — мраморы, кварциты (R₃—V), 5 — известняки, песчаники (O₂—S), 6 — известняки (D₁); 7 — вулканогенно-терригенная моласса (PZ₃); 8 — индосинийские тектонические покровы — фузулинидовые известняки (C₇—P₁ag)

и Агуй-Ула), покрыты диафторированные гнейсы, кварц-биотитовые сланцы, на которых несогласно с базальными конгломератами, залегает толща мраморов и кварцитов, в том числе железистых, верхнего рифея — венда (900—1100 м). Палеозойский разрез включает палеонтологически обоснованные слои ордовика, силура и девона. Преобладают карбонатные относительно маломощные отложения, органогенные и органогенно-детритовые, часто встречаются биостромовые образования (кораллово-мшанковые и водорослевые). Наряду с карбонатными местами присутствуют карбонатно-терригенные толщи. Последние в основном развиты вдоль северной периферии подзоны (горы Цахирин-Хер и Барун-Цохио) и, по-видимому, являются переходными к терригенным разрезам Тумуртинской подзоны.

Карбонатные отложения Цаганулинской подзоны рассматриваются нами как шельфовые образования Южно-Гобийского микроконтинента. Орогенный комплекс имеет здесь каменноугольно-пермский возраст. Он представлен вулканогенно-терригенными частично континентальными отложениями и обычно включается в состав обширного вулканического пояса [12, 33], формирование которого связывается со становлением и развитием индосинийского палеоокеана (Палеотетис-II).

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

В предыдущем разделе было показано, что варисциды Южной Монголии — система субширотных блоков, отличающихся формационной характеристикой слагающих отложений. Покровно-надвиговые дислокации предполагают значительное сближение перечисленных структурно-формационных комплексов, хотя суммарные размеры сокращения первоначальной ширины структуры могут быть оценены сугубо приблизительно. Наличие переходных формационных комплексов позволяет считать, что здесь не происходило «перетасовки» зон; иными словами, первоначально с севера на юг (в современных координатах) располагались Гоби-Алтайская, Эдрэнгинская, Заалтайская и Южно-Гобийская зоны.

Заалтайская зона — осевой элемент Южно-Монгольской варисской складчатой системы — представляла собой прогиб с корой океанического типа, претерпевшей в девоне и раннем карбоне сложную структурно-вещественную эволюцию. Расположенные соответственно севернее и южнее Гоби-Алтайская и Южно-Гобийская зоны — континентальные блоки, переработанные варисскими движениями. Гоби-Алтайская и, возможно, Эдрэнгинская зоны являлись частью раздробленного в позднем силуре в девоне южного края Северо-Азиатского каледонского континента; Южно-Гобийская зона — микроконтинент, обособившийся от Катазии в кембрю-ордовике [36].

Для варисцид Южной Монголии нами выделены семь групп формаций:

1. *Терригенно-карбонатные формации* — это преимущественно умеренной мощности органогенные и органогенно-детритовые известняки, в том или ином количестве содержащие прослой олигомиктовых и кварцевых песчаников. К этой группе относятся ордовикско-силурийские отложения Джинсетской подзоны,

нижне- и среднедевонские — Гобийского Алтая, ордовикско-нижнедевонские — Южной Гоби. Они являлись шельфовыми образованиями.

2. *Олигомиктовые терригенные формации* — мощные серии слюдистых кварц-плагиоклазовых песчаников (турбидитов) с линзами и прослоями гранитсодержащих конгломератов и известняков (чаще афанитовых и шламовых, реже органогенных). Местами с турбидитами связаны значительные объемы базальтоидов. К этой группе относятся ордовикско-силурийские отложения Баян-Гобийской и Баян-Цаганской подзон Гобийского Алтая и силурийско-нижнедевонские отложения тумуртинской свиты Эхингольской и Тумуртинской подзон Южной Гоби. Первые рассматриваются нами как «грабенные фации», возникшие при рифтинге раннекаледонского континента, вторые — как склоновые отложения Южно-Гобийского микроконтинента.

3. *Яшмовая формация* (S_2-D_1) Заалтайской зоны представлена конденсированными разрезами радиоляритов и спонголитов с более или менее значительной примесью туфово-терригенного материала, которые накапливались на меланжированном меланократовом (ультрабазит-габбровом) фундаменте и рассматриваются нами как океанический чехол.

4. *Эффузивно-туфовые формации* обычно надстраивают карбонатные и олигомиктовые терригенные толщи. Они повсеместно характеризуются антидромной последовательностью вулканизма. Снизу вверх в разрезах залегают: 1) туфосилциты, пепловые туфы и тефроиды риолитов и дацитов, кислые вулканомикты; 2) туфы и лавы андезитов и андезитобазальтов. По химизму это известково-щелочные и субщелочные породы, маркирующие либо краевые эпиконтинентальные вулканические пояса (нижне- и верхнедевонские отложения Джинсетского подзона-нижне- и среднедевонские — Тумуртинской подзоны), либо энсиалические островные дуги (нижне- и верхнедевонская серия Эдренгиннуриной подзоны).

5. *Эффузивно-туфово-терригенная формация* (D_{1-2}) Заалтайской зоны залегают либо непосредственно на меланже, либо на яшмах. Здесь преобладают дифференцированные от базальтов до андезитов, реже дацитов вулканы известково-щелочной серии. Широко представлены эффузивы, туфы и вулканомикты. Особенности химизма, состав и строение толщ, структурная их позиция позволяют рассматривать их как образования энсиматической островной дуги.

6. *Эффузивные формации* (D_{1-2}) Заалтайской зоны и Хувинхаринской подзоны сложены слабодифференцированными базальтоидами. В верхней части разреза намечается тенденция к контрастной их дифференциации. Базальтоиды этой группы мы связываем со структурами растяжения: берхеулинские — с внутридуговым рифтингом, дзоленские — со спредингом Южно-Монгольского палеоокеана, гурвансайханские и хувинхаринские — с задуговым спредингом.

7. *Туфово-терригенные формации* характеризуются сложной пространственной комбинацией средних и кислых туфов, вулканомиктовых и граувакковых осадков. В основном это относительно глубоководные турбидиты, выполнявшие обширные седиментационные ванны. Последние разделялись вулканическими поднятиями, сложенными формациями групп 4 и 5. В палеотектоническом отношении это комплексы выполнения преддуговых или задуговых бассейнов (средний — верхний девон хадатулинского, хаирханского и гурвансайханского комплексов, а также Хувинхаринской подзоны). Несколько особняком стоит средне- и верхнедевонский прогиб Гобийского Алтая (Баян-Цаганская и Баян-Легская подзоны), заложившийся на каледонском складчатом основании. По-видимому, это была крупная компенсационная структура, сформировавшаяся в тылу Джинсетского вулканического пояса.

Палеотектоническая реконструкция выделяемых в Южной Монголии зон предлагается в следующем виде.

O_3-S_1 — вдоль южной окраины раннекаледонского (салаирского) континента образуется система рифтогенных прогибов (например, Баян-Гобийский и Баян-Цаганский), которые отмирают к концу силура, а на их месте начинает формироваться эпиконтинентальный шельфовый комплекс.

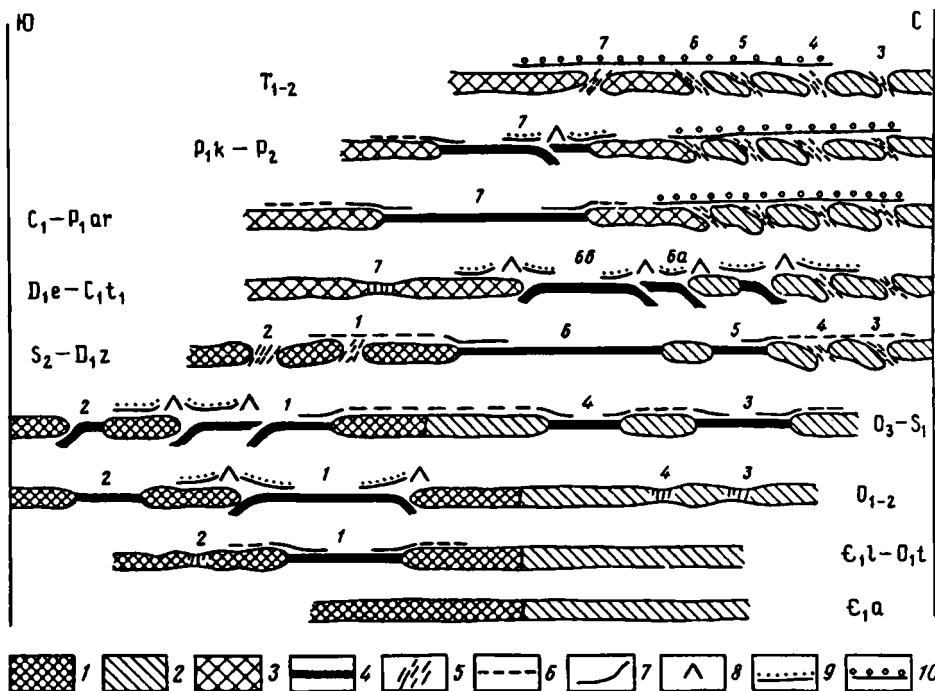


Рис. 7. Схема тектонического развития Южной Монголии и Бейшаня

1 — докембрийская Катазия; 2 — блоки раннекаледонского Северо-Азиатского палеоконтинента; 3 — каледонская Катазия; 4 — бассейны с корой океанического типа; 5 — офиолитовые сутуры; 6 — шельфовые отложения; 7 — олигомиктовые турбидиты континентальных склонов и подножий; 8 — островные дуги и краевые вулканические пояса; 9 — вулканотерригенные и граувакковые серии междуговых и краевых бассейнов; 10 — моласса.

Цифрами на схеме обозначены бассейны и возникшие на их месте сутуры:

1 — Шибаньчжень-Сяоханьшань, 2 — Ханьлюхе, 3 — Баян-Гобийский, 4 — Баян-Цаганский, 5 — Хувинхаринский, 6 — Южно-Монгольский (6а — Гурвансайханский, 6б — Хадатулинский), 7 — Внутренне-Монгольский

S_2-D_1 — в связи с общей перестройкой структурного плана Южной Монголии, выразившийся в становлении Южно-Монгольского палеоокеана, оформляется следующий латеральный ряд структур (с севера на юг): южный край каледонского Северо-Азиатского континента, Южно-Монгольский палеоокеан, Южно-Гобийский микроконтинент, включая его склон и подножие (Тумуртинская и Эхингольская подзоны), а также шельфовую часть (Цаганулинская подзона).

D_1e-D_3 (период максимального проявления аккреционной тектоники) — на севере формируется Джинсетский вулканический пояс (континентальная окраина андийского типа), к югу от которого последовательно располагались Хувинхаринский задуговой прогиб, Эдрэнгин-Нуринанская энсиалическая (?) островная дуга, Гурвансайханский прогиб, Хаирханская энсиматическая островная дуга с Берхеулинским внутридуговым прогибом, Хадатулинский внешний склон дуги и Дзоленский преддуговой прогиб, Тумуртинский вулканический пояс, сформировавшийся вдоль северного края Южно-Гобийского микроконтинента.

История тектонического развития Южной Монголии представлена на рис. 7. В позднем рифее — раннем кембрии в пределах Алтае-Саянской области и Монголии располагалась сложно построенная структура [28], включавшая участки с океанической корой, а также участки с более или менее сформированным гранитно-метаморфическим слоем и, наконец, фрагменты древней континентальной коры. К концу кембрия здесь повсеместно возник гранитно-метаморфический слой, спаявший докембрийские континентальные блоки.

В ордовике на территории раннекаледонского континента образовалась система

деструктивных (рифтогенных) прогибов [2]: Кобдинский в Монгольском Алтае, Баян-Гобийский, Баян-Цаганский и др. в Гобийском Алтае. В пределах некоторых происходило вскрытие меланократового основания, сопровождавшееся излиянием толеитовых базальтов (Баян-Гобийский прогиб). В Гобийском Алтае такие прогибы просуществовали по крайней мере до раннего силура. Вряд ли они достигали значительных размеров, и в дальнейшем произошло их постепенное отмирание. Они полностью исчезают на рубеже силура и девона и, начиная с раннего девона, на их месте накапливаются карбонатные шельфовые осадки, залегающие резко несогласно на ордовикско-силурийских отложениях.

Южно-Монгольский палеоокеан (Заалтайская зона) начали формироваться в силуре — с позднего лландовери или венлока, когда закладывается осевая зона прогибания. По-видимому, в позднем силуре произошел разрыв континентальной коры. В это время образуется офиолитовая ассоциация, которая в дальнейшем меланжируется. Этот процесс сопровождался структурным расслоением океанической литосферы и удалением верхней ее части [19], в результате чего были вскрыты гарцбургиты, дуниты, породы полоччатого комплекса, непосредственно на которых залегают маломощный чехол яшм. После краткого периода покоя в пределах Южно-Монгольского палеоокеана вновь проявились процессы растяжения. В раннем девоне здесь образуются пояса диабазовых даек, формирование которых сопровождалось излиянием значительных объемов базальтоидов. В это время осевая часть рассматриваемой структуры располагалась в экваториальном поясе, а ширина палеоокеана достигала примерно 1500 км [3].

В дальнейшем по мере смещения Южно-Гобийского микроконтинента к северу происходило сужение палеоокеана. Траектория смещения совпадает с траекторией Гаримского массива, что предполагает существование в девоне Тарима и Южно-Гобийского микроконтинента как единой континентальной массы [37], включавшей наряду с докембрийскими блоками зоны каледонской консолидации (см. рис. 7). Начиная с эмса вдоль южной и северной периферии Южно-Монгольского палеоокеана обособились островодужные зоны в эпиконтинентальные краевые вулканические пояса. Южный (Тумуртинский) пояс просуществовал до эйфеля, Хайрханская, Эдрэнгинская островные дуги и Джинсетский вулканический пояс — до позднего девона включительно. Разделявшие их прогибы заполнялись преимущественно вулканомиктовыми и граувакковыми турбидитами. По мере сужения структуры происходило замещение относительно тонких осадков все более грубыми и пестрыми по составу, которые к раннему карбону приобрели моласоидный облик.

В раннем карбоне в результате континентальной коллизии фиксируется общее смятие; формируется Заалтайская офиолитовая сутура, спаявшая Северо-Азиатский и Южно-Гобийский континентальные массы в единый варисский континент. Начиная со второй половины раннего карбона процессы рифтинга и океанического спрединга смещаются к югу, в пределы Внутренней Монголии, где возникает индосинийский палеоокеан [1, 20]. Вдоль северной его периферии как следствие субдукции океанической литосферы образовался обширный Центрально-Азиатский вулканический пояс, маркировавший континентальную окраину андийского типа индосинийского палеоокеана [8, 12].

Таким образом, варисский Южно-Монгольский палеоокеан сформировался в позднем силуре и просуществовал до раннего карбона, когда на его месте в результате континентальной коллизии возникло покровно-складчатое сооружение. Структура имеет симметричное строение. Северная и южная континентальные окраины развивались в целом однотипно и синхронно. В связи с раскрытием Южно-Монгольского палеоокеана здесь появляются пассивные континентальные окраины, которые обозначены соответствующими шельфовыми и склоновыми отложениями (силур-зиген). Начиная с эмса и вплоть до позднего девона включительно на их месте происходит формирование краевых эпиконтинентальных вулканических поясов (активные континентальные окраины андийского типа). В пределах собственно палеоокеана в это время образуется система островодужных поднятий, краевых и междуговых прогибов.

Важнейшими элементами складчатого сооружения Южной Монголии являются офиолитовые сутуры, сформировавшиеся в результате континентальной коллизии на месте трех разновозрастных рифтогенных и палеоокеанических структур. Одна из них, самая северная, заложилась в ордовике и просуществовала до раннего силура включительно, вторая имеет временной интервал поздний силур — поздний девон, третья существовала с карбона по ранний триас. Развитие двух южных собственно палеоокеанических структур укладывается в нормальный цикл Уилсона. Конкретно для Южно-Монгольского варисского палеоокеана уилсоновская схема сводится к следующему. Закрытие ордовикско-силурийских рифтогенных прогибов в Гобийском Алтае сопровождалось образованием на юге осевой депрессионной зоны на рубеже среднего и позднего лландовери. По-видимому, в лудлове вдоль нее произошел разрыв континентальной литосферы. С этого времени вплоть до зигена здесь формировался варисский палеоокеан с хорошо выраженными пассивными континентальными окраинами, перекрытыми олигомиктовыми «терригенными клиньями». Раскрытие охватывало сравнительно небольшой отрезок времени — примерно 30 млн. лет — и происходило на разных структурных уровнях, мантийном и коровом. С последним мы связываем регионально выраженное меланжирование офиолитов и удаление практически повсеместно верхних частей разреза офиолитовой ассоциации выше полосчатого комплекса. Установленные здесь соотношения ультрабазитов и яшм имеют региональное выражение и могут быть лучше объяснены на основе концепции тектонической расслоенности литосферы и срыва вдоль Палеомохо.

С эмса начался новый этап развития Южно-Монгольского палеоокеана — становление в его пределах аккреционной системы. Он продлился до позднего девона включительно. Для этого периода характерно максимальное разнообразие структур, развивавшихся в сложной геодинамической обстановке, что нашло отражение в пространственном размещении структурно-формационных комплексов, соответствующих островным дугам, междуговым прогибам и эпиконтинентальным вулканическим поясам. Обращает на себя внимание многочисленность субдукционных зон, синхронность их появления и развития (эмс—поздний девон). На наш взгляд, с эмса Южно-Монгольский палеоокеан состоял из серии относительно небольших прогибов — Дзоленского, Гурвансайханского, Хувинхаринского, — растяжение в которых компенсировалось в разновозрастных зонах поглощения — Южно-Гобийской, Хаирханской, Эдрэнгин-Нуринской, Джинсетской. Последние группировались в основном вдоль северной части палеоокеана и имели северное (в современных координатах) падение.

В позднем девоне на фоне нараставшего сжатия и сближения Северо-Азиатского каледонского континента и блоков Катазии началось общее сужение отмеченных прогибов. Они заполнялись туфотерригенными и граувакковыми сериями, которые в верхах разреза приобрели молассоидный облик. Процессы тектонического скучивания продолжались в карбоне, когда формировалась коллизионная система, в пределах которой совмещались структурно-формационные комплексы Гоби-Алтайской (Северо-Азиатский палеоконтинент) и Южно-Гобийской (Катазия) зон. Палеоокеанические комплексы слагают Заалтайскую сутуру, спаявшую указанные континентальные блоки в единый варисский континент.

Заканчивая характеристику коллизионных структур Южной Монголии, отметим их омоложение в южном направлении. Такое омоложение связано с последовательным смещением к югу оси раскрытия каждого более молодого бассейна относительно соседнего древнего. Новообразованные палеоокеаны формировались как рифтогенные структуры внутри крупных континентальных массивов. Они отделяли систему блоков (микроконтинентов) вдоль северной периферии Катазии, которые в процессе раскрытия палеоокеанических бассейнов смещались к северу, наращивая Северо-Азиатский континент. Иными словами, становление Северо-Азиатского континента и разрушение северного края Катазии в палеозое могут рассматриваться как синхронные и взаимосвязанные процессы.

Действительно, отмирание Баян-Гобийского и Баян-Цаганского прогибов, формирование на их месте офиолитовых сутур и становление Южно-Монгольского палеоокеана привели к наращиванию Северо-Азиатского континента за счет присоединения к нему Баян-Легского и Джинсетского блоков. Аналогично образование варисской Заалтайской сутуры и появление в карбоне Внутренне-Монгольского индосинийского палеоокеана обусловило присоединение к Северо-Азиатскому континенту Южно-Гобийского микроконтинента. Синхронность процессов отмирания каждой северной палеоокеанической структуры сопряженной с ней новообразованной южной в целом подтверждает такую геодинамическую схему.

Список литературы

1. Белов А. А., Гатинский Ю. Г., Моссаковский А. А. Индосиниды Евразии//Геотектоника. 1985. № 6. С. 21—42.
2. Дергунов А. Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
3. Диденко А. В., Тихонов Л. В., Бадарч Г., Куренков С. А., Поспелов И. И., Руженцев С. В. Магнитотектонические реконструкции варисских структур Южной Монголии//Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 4. С. 944—949.
4. Зоненштайн Л. П. Модель развития геосинклинального процесса (На примере Центрально-Азиатского складчатого пояса)//Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 11—35.
5. Зоненштайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г., Филиппова И. Б., Чехович М. В. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая//Стратиграфия и тектоника МНР. М.: Наука, 1970. С. 114—131.
6. Зоненштайн Л. П., Суетенко О. Д., Жамьяндамба Л., Ээнжин Г. Строение осевой части Южно-Монгольской звесосинклинали в хребте Дэолен//Геотектоника. 1975. № 4. С. 28—44.
7. Зоненштайн Л. П., Томуртоого О. Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии//Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 135—144.
8. Коваленко В. И., Моссаковский А. А., Ярмолюк В. В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии)//Геотектоника. 1983. № 6. С. 13—29.
9. Лувсанданзан Б., Томуртоого О. Некоторые аспекты тектоники Монголии//Проблемы геологии Монголии. Улан-Батор. 1982. С. 3—12.
10. Маркова Н. Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 119 с.
11. Митрофанов Ф. П., Козаков Н. К., Палей И. П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
12. Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в формировании континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 317 с.
13. Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Кузнецов П. П., Леснов Ф. П. Петрология гипербазитов Баян-Легского пояса (Южная Монголия)//Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука. 1981. С. 180—194.
14. Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Леснов Ф. П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.
15. Руженцев С. В. Геология Гобийского Тянь-Шаня и проблемы Южно-Монгольского океана//Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 6. С. 12—19.
16. Руженцев С. В., Бадарч Г. Элгенулинская антиформа (Южная Гоби, МНР)//Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 4. С. 929—933.
17. Руженцев С. В., Бадарч Г. Доорогенная тектоника Южной Монголии//Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 3. С. 682—685.
18. Руженцев С. В., Бадарч Г., Вознесенская Т. А. Тектоника Заалтайской зоны Монголии//Геотектоника. 1985. № 4. С. 28—40.
19. Руженцев С. В., Бадарч Г., Вознесенская Т. А., Шаркова Т. Т. Формации и структуры варисцид Южной Монголии//Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 101—137.
20. Руженцев С. В., Поспелов И. И., Бадарч Г. Тектоника индосинид Монголии//Геотектоника. 1989. № 6. С. 13—27.
21. Руженцев С. В., Поспелов И. И., Бадарч Г. Тектоника Баренхурайской котловины (МНР)//Геотектоника. 1992. № 1. С.
22. Руженцев С. В., Розман Х. С., Минжин Ч. О времени формирования Южно-Монгольского палеоокеана//Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 2. С. 451—455.
23. Руженцев С. В., Самыгин С. Г., Поспелов И. И. Тектоническая зональность Казахстано-Южно-монгольской складчатой области//Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 2. С. 456—461.
24. Синицин В. М., Заалтайская Гоби. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 176 с.
25. Суетенко О. Д. Нижнесилурийские отложения Юго-Восточной Монголии//Сов. геология. 1967. № 4. С. 80—87.
26. Суетенко О. Д. Строение герцинского звесосинклинального прогиба в Юго-Восточной Монголии//Геотектоника. 1973. № 3. С. 102—115.
27. Суетенко О. Д., Головаченко Е. В., Добров Г. М., Цукерник А. Б. Палеозойские структуры Заалтайской Гоби//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 4. С. 64—76.

28. Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000). М.: Наука, 1980. 222 с.
29. *Томуртогоо О.* Офиолиты и формирование складчатых областей Монголии: Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. М.: АН СССР, 1989. 59 с.
30. *Филиппова И. Б.* Строение и тектоническое развитие варисцид Центральной Монголии: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1970. 23 с.
31. *Шаркова Т. Т.* Силурийские и девонские табуляты Монголии. М.: Наука, 1981. 104 с.
32. *Энжин Г.* Южно-Монгольская герцинская эвгеосинклинальная зона (хребет Дзолен-Мандал-Обо) в раннем девоне//Геотектоника. 1983. № 4. С. 87—99.
33. *Ярмолюк В. В.* Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации и структурно-петрологические особенности их развития. М.: Наука, 1978. 134 с.
34. *Jang Zunyi, Cheng Yuqi, Wang Hongzhen.* The geology of China. Oxford: Oxford monographs on geology and geophysics. 1986. № 3. 303 p.
35. *Perchuk L. L.* Studies of volcanic series related to the origin of some marginal sea floors//Geochem. Soc. Spec. Publ. 1987. № 1. P. 1—22.
36. *Ren Jishin, Chen Tingyn.* Tectonic evolution of the continental lithosphere in eastern China and adjacent areas//J. SE Asian Earth Sci. 1989. V. 3. № 1—4. P. 17—27.
37. *Zuo Guochao, Zhang Shulin, He Guoqi, Zhang Yang.* Plate tectonic characteristics during the early Paleozoic in Beishan near the Sino-Mongolian border region, China//Tectonophysics. 1991. V. 188. № 3/4. P. 385—392.

Геологический институт РАН,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
16.XII.1991

УДК 551.243.12(571.5)

© 1992 г. ЗОНЕНШАЙН Л. П., ГОЛЬМШТОК А. Я., ХАТЧИНСОН Д.

СТРУКТУРА БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Данные многоканального сейсмопрофилирования методом отраженных волн в совокупности с решениями фокальных механизмов землетрясений и геологическими материалами позволили представить модель Байкальского рифта в виде образованной серией планарных сбросов структуры, по которым произошло ступенчатое опускание наклонных блоков с асимметричным погружением от северо-западного борта рифта к восточному борту. Общая величина растяжения оценивается в 10—15 км, фактор растяжения β очень мал — не более 1,2. Этим объясняется отсутствие вулканизма во впадинах Байкала. Основные блоковые перемещения произошли во вторую, быструю фазу растяжения в плиоцен-четвертичное время, когда возникли глубоководные впадины Байкала. Близкоповерхностная структура (типа «домино») и ее асимметрия могут быть объяснены наличием полого падающей поверхности скола на глубине около 20 км. Структура Байкала говорит скорее в пользу пассивного рифтинга за счет раскола Евразийской плиты под воздействием столкновения с Индийским субконтинентом.

Zonenshain L. P., Golmshtok A. Ya., Hutchison D. The structure of the Baikal rift. *Geotectonics*. 1992. № 5. The data of the multichannel seismic reflection profiling combined with the datings of earthquake focal mechanisms and geological materials enable us to present a model of the Baikal rift represented by a series of planar faults along which there occurred stepped dipping of inclined blocks and their asymmetrical submergence from the northwest border of the rift towards its east border. The total extension is estimated to be 10—15 km, the extension factor β is very small, no more than 1.2. This accounts for the absence of volcanism in the Baikal depression. Block displacements mostly occurred in the second, fast-going extension phase in Pliocene — Quaternary time marked by the appearance of the Baikal deep-water depressions. The near-surface structure («domino» type) and its asymmetry may be explained by the presence of a gently dipping shear surface at the depth about 20 km. The very structure of Baikal suggests the passive rifting occurred as a result of the Eurasian plate splitting under the influence of the collision with the Indian subcontinent.

ВВЕДЕНИЕ

Рифтовые впадины оз. Байкал, как и вся Байкальская рифтовая зона [40], едва ли не единственные в мире, которые не входят в мировую рифтовую систему, располагаясь внутри Азиатского континента вдали от океанов. Как известно, существуют по меньшей мере две точки зрения на происхождение Байкальского рифта, которые часто обозначаются как гипотезы активного и пассивного рифтинга [42]: либо впадины возникли как реакция на подъем разогретой мантии вне зависимости (или в очень малой зависимости) от глобального взаимодействия литосферных плит, либо Байкальская рифтовая зона образовалась в результате раскола Азиатского материка как следствие столкновения Индии с Евразией. Первая точка зрения [40, 55, 56] основывается на том, что Байкальская рифтовая зона совпадает с выступом аномальной мантии с низкими (7,6—7,8 км/с) скоростями продольных сейсмических волн, который трактуется как подъем разогретой астеносферы [17], аномальная мантия отражается в повышенном тепловом потоке [9], а Байкальский рифт находится в гравитационном равновесии [3, 4], свидетельствуя о компенсации прогибания подъемом глубинных масс. Это позволило Ю. А. Зорину и др. [55—57] представить

модель дайки, согласно которой образование рифта было обусловлено внедрением снизу пластинообразного тела, что привело к растяжению и утонению коры и к формированию грабенов. Данная модель предусматривает так называемое чистое скальвание (pure shear) [50], под которым подразумевается равномерное распределение пластических деформаций во всей толще податливой нижней коры, тогда как лежащий на ней слой прочной верхней коры испытывает хрупкие деформации с образованием нормальных сбросов.

Вторая точка зрения [44, 54] видит место Байкала и всей Байкальской рифтовой зоны в ряду структур пояса возрожденных гор Центральной Азии, возникших в ходе дифференциальных движений блоков коры в результате продвижения клина Индийского субконтинента в глубь Евразии. Согласно одной из интерпретаций [54], Байкальская рифтовая зона маркирует границу Евразийской и малой Амурской плит.

Факты, положенные в основу двух точек зрения, вполне могут быть связаны между собой. Например, существование выступа аномальной мантии вполне увязывается с вынужденным расколом литосферы, если предположить, что раскол произошел там, где для этого были наиболее подходящие условия в виде подъема аномальной мантии. Такой вывод был сделан Е. Е. Милановским [11].

Предпочтительность выбора той или иной модели в значительной мере определяется тем, какова глубинная структура Байкала. По модели «активного рифтинга» корни разломов, ограничивающих Байкальские грабены, должны так или иначе уходить вниз, связывая близповерхностную структуру с ее мантийной первоосновой. По модели «пассивного рифтинга» такая связь хотя и может быть, но вовсе не обязательна. Глубинная структура вполне может быть подчинена полого падающей поверхности срыва, подобно тем, которые установлены сейчас во многих рифтах [6, 24, 31, 45, 47, 49—51]. В этом случае превалирующим является не чистое скальвание, а простое скальвание (simple shear), когда деформации растяжения концентрируются в одной плоскости, уходящей полого вниз и пересекающей всю кору вплоть до мантии.

Решающее значение для выяснения структуры Байкала имеют сейсмические данные. В предшествующие десятилетия на Байкале выполнен большой объем геофизических работ. Установлено, что земная кора под Байкалом утонена до 35 км по сравнению с 45 км под флангами и 40 км под Сибирской платформой [16, 46]. Одноканальное сейсмопрофилирование отраженными волнами [10, 15] выявило по меньшей мере четыре сейсмических горизонта, разделенных несогласиями, но фундамент из-за большой суммарной мощности осадков зарегистрирован плохо. Мощность осадков методом потенциального гравитационного поля была оценена равной 5—6 км [4].

В 1989 г. на Байкале Институтом океанологии АН СССР было осуществлено многоканальное сейсмическое профилирование по 14 поперечным и одному продольному профилям. Первые результаты после обработки, проведенной в СССР и США, были изложены в [34]. Они наряду со структурными и сейсмологическими данными положены в основу данной статьи.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ

Основные структурные элементы Байкальского рифта показаны на рис. 1. Байкал косыми перемычками разделен на три впадины: Южную, Центральную и Северную [7]. Границей между Южной и Центральной впадинами является Посольская банка и подводное продолжение дельты Селенги. Центральная и Северная впадины разделены островом Ольхон и находящимся на его продолжении подводным, но высоко поднятым Академическим хребтом, северо-восточное окончание которого увенчано Ушканьими островами. Северная впадина мельче двух других, ее глубина немного превышает 800 м, тогда как дно Центральной и Южной впадин находится на глубинах 1500—1600 м; максимальные отметки, равные 1700 м, находятся у подошвы Академического хребта. Впадины обычно рассматриваются как самостоятельные рифты. В этом случае косые перемычки

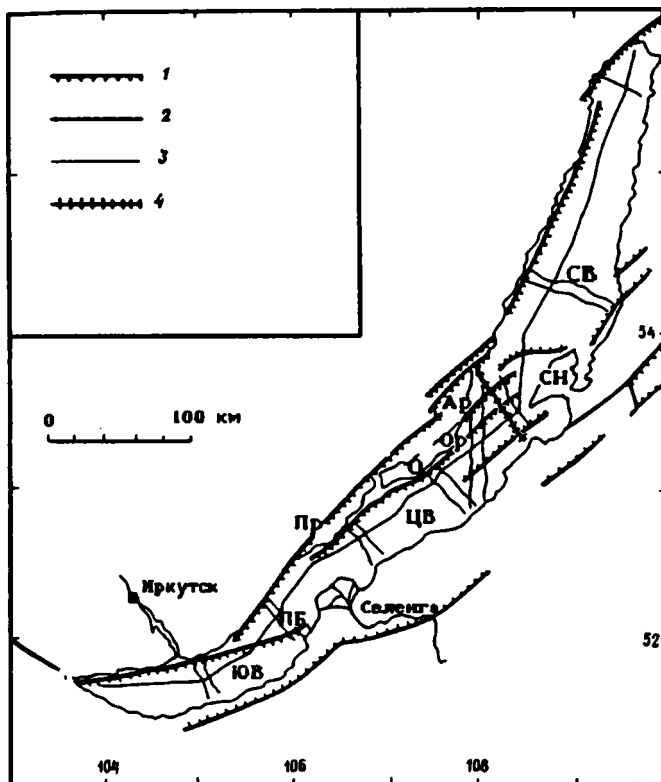


Рис. 1. Структурная схема Байкальского рифта

1 — сбросы, 2 — сдвиги и другие разломы, 3 — линии профилей МОВ ОГТ (по [34]), 4 — профиль 9, показанный на рис. 2.

Буквами на схеме обозначены: разломы — АР — Академический, Ор — Ольхонский, Пр — Приморский; впадины СВ — Северная, ЦВ — Центральная, ЮВ — Южная, ПБ — Посольская банка, Гх — Голондинский хребет, О — о-в Ольхон, СН — п-ов Святой Нос

должны трактоваться как так называемые зоны аккомодации [23] или зоны приспособления и переноса растяжения с одного отрезка рифтовой зоны на другой.

На рис. 1 нанесены только главные разломы, ограничивающие впадины Байкала. Они дают общее представление о структурном рисунке. Наиболее выдающимся является Приморский разлом, протягивающийся вдоль северо-западного борта Байкала более чем на 200 км. Он связывает между собой три впадины Байкала. Его с полным правом можно считать «главным граничным разломом» (main boundary fault [23, 47]), с которым соподчинена или должна быть соподчинена вся структура рифта. Размах перемещения по нему, если судить только по рельефу, составляет не менее 2,5 км, если же прибавить 5 км мощности осадков в южных впадинах, то величина смещения составит 7,5 км.

Трактовка разломов неоднозначна. С. И. Шерман [19] отмечает, что разломы северо-восточного простирания являются нормальными сбросами, субширотные разломы имеют значительную левостороннюю сдвиговую составляющую, а меридиональные и северо-северо-восточные — правостороннюю составляющую. Некоторые кинематические построения [1] исходят из того, что подавляющее большинство разломов, ограничивающих впадины Байкала, являются сдвигами. Решения фокальных механизмов землетрясений, полученные разными методами [13, 14, 28, 33], устойчиво указывают, однако, на ориентировку растяжения поперек простирания впадин Байкала (СЗ 320—330°, ЮВ 140—150°), позволяя тем самым считать основные разломы, в том числе и главный граничный разлом, нормальными сбросами. Вместе с тем в очагах ряда землетрясений, а также

крупных, отмечается сдвиговая компонента, т. е. эти разломы ориентированы косо по отношению к направлению растяжения [53].

По сгущениям очагов землетрясений выявлено несколько поперечных разломных зон северо-западной ориентировки [13, 14]. Особенно выразительна такая поперечная зона к востоку от Байкала, где она связует северо-восточный конец Баргузинской впадины с западным окончанием Верхнеангарской впадины. Решения фокальных механизмов указывают на правосторонний сдвиг.

Четкий пояс землетрясений, идущий вдоль впадин Байкала, был интерпретирован в качестве границы литосферных плит — Евразийской и Амурской [2]. Вычисленный на основе решений фокальных механизмов полюс вращения этих плит лежит на восточном окончании Байкальской рифтовой зоны, примерно в точке с координатами 56° с. ш. и 118° в. д., что обеспечивает раздвижение плит к западу от полюса вращения и сближение плит к востоку от него.

Несмотря на многочисленные попытки, никакие молодые вулканические проявления, связанные с образованием впадин Байкала, до сих пор не обнаружены. Следовательно, Байкальские впадины — сугубо тектонические структуры, обязанные раздвигу, но не связанные с магматической деятельностью. Это плохо увязывается с моделью активного рифтинга, хотя вулканизм широко развит вокруг Байкала и не зависит от величины растяжения.

Рифтовые впадины Байкала, несмотря на их изолированность от мировой рифтовой системы, очень похожи на некоторые Восточно-Африканские рифты, особенно на грабены оз. Танганьика. Это озеро [45], как и Байкал, имеет длину 600, ширину 50 км, состоит по крайней мере из двух впадин, разделенных косо ориентированным хребтом; общий размах смещения не менее 7 км, грабен полностью лишен вулканизма.

ДАННЫЕ МНОГОКАНАЛЬНОГО СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ ОТРАЖЕННЫМИ ВОЛНАМИ

На профилях многоканального сейсмопрофилеирования, даже без специальной обработки, во многих местах можно распознать дорифтовый фундамент Байкала и структуру осадочного чехла, но в самых глубоких частях Байкала фундамент регистрируется плохо. В Северной впадине мощность осадочного чехла равна 2,5—3 км. В Центральной и Южной впадинах мощность осадков достигает 5—6 км, что совпадает с оценкой по гравитационным данным.

Профиль 9 (рис. 2) — один из профилей, подвергшихся обработке как в СССР, так и в США. Он является одним из самых показательных разрезов, так как пересекает поперек основные структуры Байкальского рифта: юго-западное окончание Северной впадины, Академический хребет и глубоководную Центральную впадину.

Согласно интерпретации А. Я. Гольмштока и др. [34], на профиле 9 в осадках распознаются две толщи: верхняя $R1$ и нижняя $R2$. Толща $R1$ имеет повсеместное распространение. Ее мощность меняется от 300 до 500 м. Толща $R1$ скорее всего, включает осадки от верхнего миоцена до плиоцена; вероятно, хотя бы часть ее формировалась во вторую, «быструю» фазу эволюции Байкальского рифта [41]. Толща $R2$ также широко распространена, но она отсутствует или сильно сокращена по мощности в Северной впадине на траверсе профиля 9, где толща $R1$ залегает, судя по сейсмической записи, прямо на дорифтовом основании. Грунтовыми трубками, однако, на вершине Академического хребта (Ю. А. Богданов, устное сообщение) были вскрыты раннее- и среднемиоценовые осадки, что говорит о развитии здесь осадков более древних, чем толща $R1$. В районах Северной впадины к северу от профиля 9 осадки толщи $R2$ развиты широко, их мощность не менее 1 км. Следовательно, при приближении к гребню Академического хребта толща $R2$ резко сокращается в мощности. Это указывает на то, что данная часть Байкала была вовлечена в погружение лишь в новейшее время.

Большая часть Центральной и Южной впадин выслана толщей $R2$. Возрастной обьем толщи $R2$ охватывает нижний миоцен и, возможно, олигоцен, отвечая

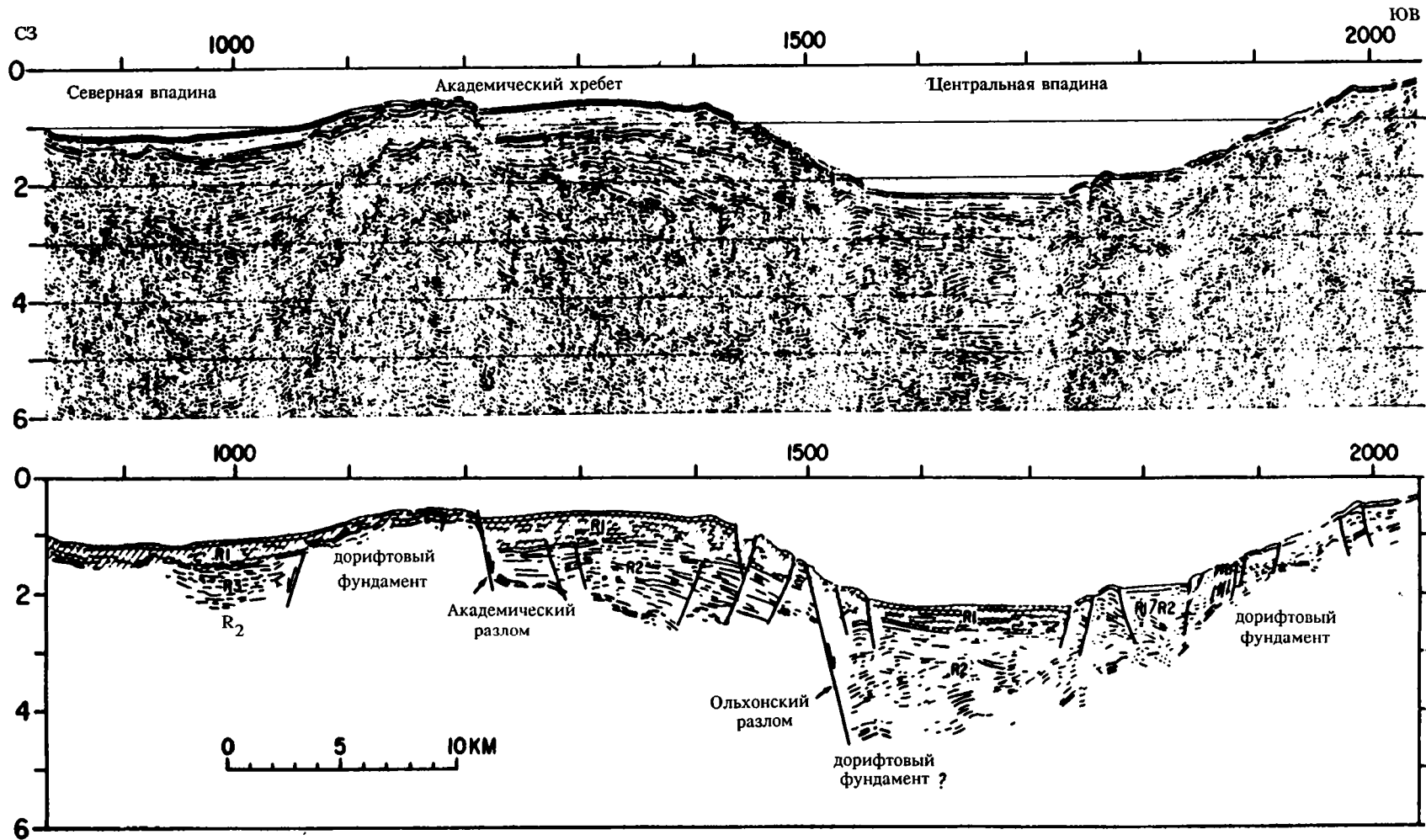


Рис. 2. Профиль 9 МОВ ОГТ, по [34]

Верхний разрез — обработанная мигрированная сейсмическая запись. Нижний разрез — интерпретированный профиль. Положение профиля см. на рис. 1

первой, «медленной» стадии развития Байкальского рифта. На северном отрезке профиля 9 под сильным рефлектором *R1* зарегистрирован еще один рефлектор — *R3*, который, возможно, относится к дорифтовым осадкам.

На профиле 9 прекрасно видно, что Академический хребет, хотя и является геоморфологически единым поднятием, в действительности состоит из двух блоков. Северо-западный блок представляет собой структурное поднятие, он находится на продолжении о-ва Ольхон. Этот блок ограничен с юго-востока резким уступом высотой 300—400 м, отвечающим Академическому разлому. В уступе и на вершине обнажается дорифтовое основание, — видимо, те же метаморфические толщи, которые слагают о-в Ольхон. Северо-западный склон перекрыт толщей *R1*, имеющей мощность 100—150 м. Юго-восточный блок структурно опущен не менее чем на 1 км относительно северо-западного блока. Он сложен с поверхности крупным осадочным телом шириной не менее 10 км и мощностью до 2 км. В нем распознаются обе осадочные толщи — *R1* и *R2*, причем большая часть разреза относится к толще *R2*. Это тело было интерпретировано [34] в качестве остатка прежнего подводного конуса (возможно, палео-Баргузина), который накапливался в первую, «медленную» фазу рифтинга и был отделен от источника поступления материала в ходе второй, «быстрой» фазы в плиоцен-четвертичное время.

Фундамент опущенной ступени Академического хребта и залегающие на нем осадки разбиты сбросами с амплитудой перемещения 100—200 м. Большая часть сбросов затрагивает лишь нижнюю толщу *R2*, свидетельствуя об образовании в раннюю фазу рифтинга, но некоторая часть разломов проникает и в верхние слои вплоть до дна, т. е. являются современными активными разломами. К числу последних принадлежит и Академический разлом.

Центральная впадина с обеих сторон ограничена нормальными сбросами и имеет форму грабена. Ее ширина по плоскому дну немногим более 10 км. Оба краевых разлома, судя по сейсмической записи, продолжают быть активными в современности, они развивались главным образом во вторую фазу рифтинга. Более выдающимся является сброс по северо-западному склону, он находится на продолжении Ольхонского разлома, ограничивающего поднятый блок о-ва Ольхон с юго-востока. Смещение по Ольхонскому сбросу на профиле 9 составляет не менее 2 км. Фундамент в осевой части Центральной впадины регистрируется лишь на коротких отрезках. Мощность осадков явно превышает 2 км. Если северо-западный борт Центральной впадины достаточно резкий и крутой, то юго-восточный — пологий и, хотя он изрезан небольшими сбросами и мелко расчленен, в целом полого поднимается к юго-восточному берегу Байкала. Толщи *R1* и *R2* не поддаются здесь расчленению; возможно, большая роль принадлежит подводно-оползневым отложениям.

Разрез через Академический хребет не является исключением. Близкое глыбовое строение имеет Посольская банка. Она служит структурным разграничением между Центральной и Южной впадинами (см. рис. 1). На крутой южной обрыве банки выходит сильный рефлектор на глубине 700—800 м от дна. Он смещен вниз под осадки Южной впадины с видимой амплитудой перемещения около 1 км. Этот рефлектор был опробован с подводных аппаратов «Лайсис». Он сложен плотными песчаниками с примесью туфогенного материала кислого (кварцевого) состава, его возраст определен как нижний миоцен. Рефлектор перекрыт слабоуплотненными средне- и верхнемиоценовыми глинами и рыхлыми плиоцен-четвертичными илами. По-видимому, этот рефлектор отвечает границе между толщами *R1* и *R2*.

СБРОСЫ

Практически все разломы, видные на сейсмической записи (см. рис. 2), являются нормальными сбросами. Большая их часть наклонена на юго-восток, лишь на опущенном блоке Академического хребта и на юго-восточном борту Центральной впадины наблюдаются разломы, наклоненные в обратную сторону, к северо-западу. Веерообразное строение некоторых пакетов разломов на юго-восточном борту Центральной впадины свидетельствует, возможно, о существо-

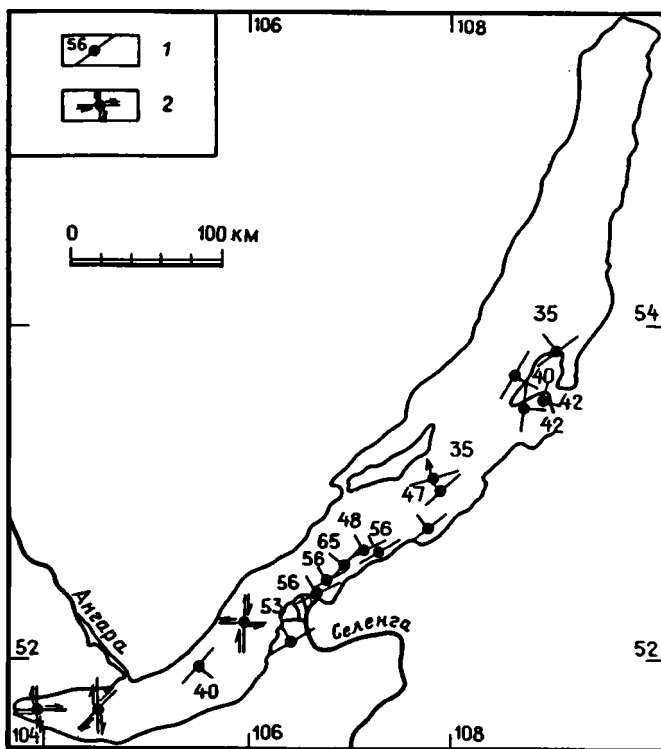


Рис. 3. Ориентировка нодальных плоскостей в решениях фокальных механизмов крупных землетрясений оз. Байкал. Данные взяты из табл. 1
 1 — сбросовые решения (цифры — угол падения), 2 — сдвиговые решения

вании сдвиговой компоненты по некоторым разрывам (об этом говорят и отдельные решения фокальных механизмов землетрясений).

Профиль 9 пересекает Академический и Ольхонский разломы и серию малых сбросов, заключенных в осадочном теле Академического хребта. Оба главных разлома, судя по сейсмической записи, наклонены под углами 53—54° на юго-восток, являясь типичными нормальными сбросами. Они очень слабо выполаживаются с глубиной, угол наклона не становится меньше 50°. Под теми же углами наклонены и сбросы в осадочной толще, хотя они заметно выполаживаются с глубиной.

Сейсмологические данные говорят о том, что наклон разломов сохраняется и на большей глубине, отвечающей глубине очагов землетрясений в кристаллическом основании. Очаги землетрясений концентрируются на Байкале на глубинах от 6 до 20 км [33, 53]. Они, как говорилось, имеют характеристики нормальных сбросов, следовательно, смещения происходили по одной из нодальных плоскостей, залегание которых известно из решений фокальных механизмов. Из анализа опубликованных табличных данных [13, 14, 54] следует, что наклоны нодальных плоскостей заключены в пределах от 30 до 65°, причем выделяется четкий пик в интервале 51—55° и другой слабый пик в интервале 35—40°. Эти два пика могут быть взаимоувязаны, отвечая комплементарным модальным плоскостям. Следовательно, существует большая вероятность, что разрывы шли по плоскостям с падением под углами 51—55°, тем самым на глубинах от 6 до 20 км разломы наклонены примерно под теми же углами, что и на поверхности, хотя нельзя исключить, что движения были и по пологим плоскостям.

На рис. 3 вынесены эпицентры 17 землетрясений внутри Байкала, для которых известны решения фокальных механизмов (табл. 1). Показаны также простирации и наклоны нодальных плоскостей. В семи решениях, приуроченных к юго-вос-

Простирации и падения нодалных плоскостей в очагах землетрясений оз. Байкал, по [13, 14]

| Дата | Координаты, ° | | Первая плоскость | | Вторая плоскость | |
|----------|---------------|--------|--------------------|--------------|--------------------|--------------|
| | с. ш. | в. д. | азимут простирации | угол падения | азимут простирации | угол падения |
| 29.8.59 | 52.65 | 107.11 | 33 | ЮВ 48 | 88 | СЗ 48 |
| 7.8.61 | 52.39 | 106.62 | 14 | ЮВ 50 | 70 | СЗ 56 |
| 28.10.61 | 53.59 | 108.83 | 14 | ЮВ 42 | 46 | СЗ 56 |
| 13.8.62 | 53.68 | 108.53 | 33 | ЮВ 40 | 64 | СЗ 54 |
| 28.10.62 | 53.55 | 108.65 | 8 | ЮВ 42 | 45 | СЗ 52 |
| 31.1.63 | 53.09 | 107.73 | 22 | ЮВ 67 | 75 | СЗ 35 |
| 10.12.63 | 52.56 | 106.88 | 33 | ЮВ 50 | 45 | СЗ 65 |
| 30.8.66 | 51.69 | 104.49 | 45 | СЗ 62 | 178 | СВ 68 |
| 19.1.67 | 52.10 | 106.39 | 42 | ЮВ 37 | 53 | СЗ 53 |
| 18.1.69 | 52.63 | 107.22 | 40 | ЮВ 35 | 56 | СЗ 56 |
| 24.3.70 | 52.46 | 106.67 | 16 | ЮВ 43 | 59 | СЗ 56 |
| 28.3.70 | 52.20 | 105.92 | 83 | ЮВ 55 | 170 | СВ 86 |
| 13.8.70 | 51.95 | 105.53 | 37 | ЮВ 40 | 64 | СЗ 53 |
| 4.2.72 | 53.01 | 107.84 | 55 | ЮВ 46 | 40 | СЗ 47 |
| 9.8.72 | 52.80 | 107.73 | 68 | 90 | 45 | СЗ 60 |
| 25.1.73 | 51.68 | 103.93 | 12 | ЮВ 60 | 102 | 90 |
| 22.8.74 | 53.83 | 109.00 | 8 | ЮВ 63 | 51 | СЗ 35 |

точному борту Центральной впадины, нодалные плоскости наклонены к северо-западу устойчиво под углами от 48 до 60°, т. е. так же, как поверхностные сбросы. Два решения в середине Центральной впадины содержат нодалные плоскости, падающие на северо-запад более полого, под углами 35—47°. Решение, приуроченное к сбросу, ограничивающему с юга Посольскую банку, показывает наклон к югу под углом 53°. Четыре решения относятся к перемычке между Центральной и Северной впадинами: Академическому хребту и п-ову Святой Нос. В трех решениях нодалные плоскости падают под углами 40—42°, в одном — под углом 35°, т. е. здесь разломы с глубиной становятся несколько положе.

Отсюда вытекает важное следствие: сбросы являются в основном плоскостными, они если и изгибаются при погружении вниз до глубин 6—20 км, то незначительно, максимум, что можно допустить, это на 20°.

Подобное малое выполаживание разломов с глубиной было подмечено ранее для других районов растяжения [35, 36]. Это, по-видимому, достаточно общее свойство. Из него следует важный вывод, что на Байкале ведущей является планарная система перемещений по сбросам [51], или модель «домино», противопоставляемая обычно модели листрических сбросов, т. е. один блок смещается относительно другого как костяшки домино.

Другой существенный вопрос: происходило ли при этом вращение как блоков, так и разграничивающих их сбросовых плоскостей. Имеющиеся данные позволяют ответить на этот вопрос утвердительно. Прямые указания на вращение дает форма сбросовых ступеней, как она видна на поверхности. Вершины сбросовых блоков увенчаны остатками древней, дорифтовой поверхности выравнивания. Такие реликты прежнего пенеплена прекрасно видны на о-ве Ольхон, на Ушканьих островах, на п-ове Святой Нос. Также хорошо видно, что поверхности наклонены на северо-запад. Угол наклона составляет по топографической карте и по замерам с озера около 10°. На профиле 9 (см. рис. 2) и на других профилях также виден наклон поверхности фундамента, залегающего под осадками, также на северо-запад и также под углом 10°. Видимо, этот наклон в 10° определяет величину вращения.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

Структура. Интерпретированный разрез через Байкал согласно многоканальному профилю 9 показан на рис. 4. Сейсмический профиль не выходит на берег. На рис. 4 он нарощен в сторону суши с использованием топографических карт.

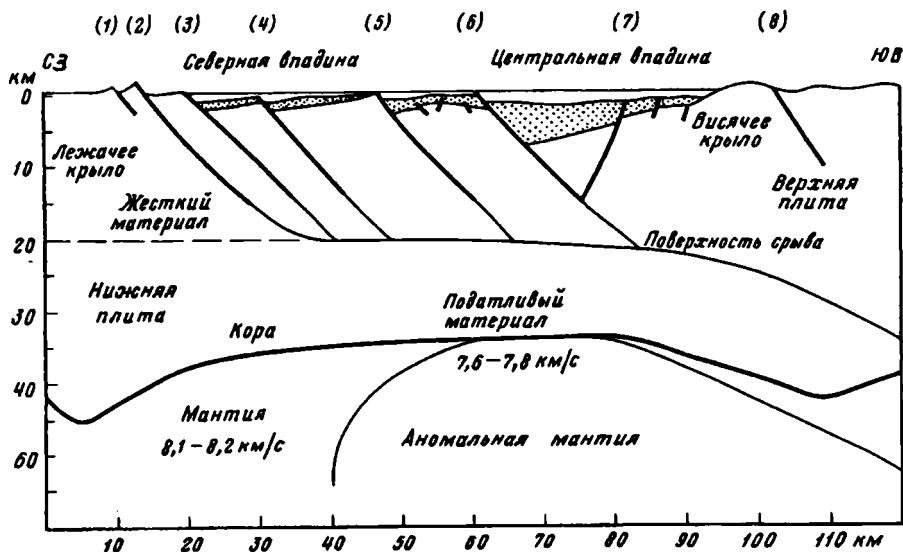


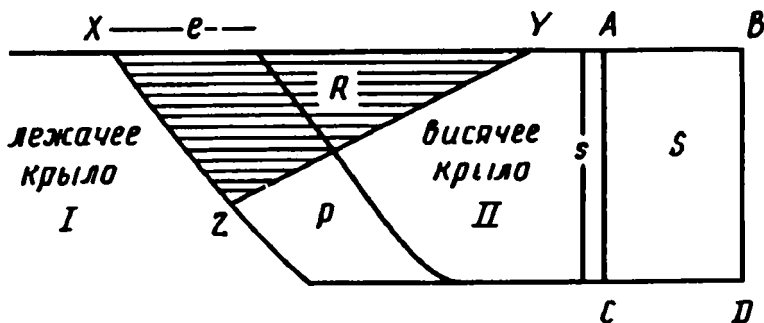
Рис. 4. Предполагаемый разрез земной коры Байкальского рифта вдоль профиля 9 (положение профиля см. на рис. 1).

Точками обозначена осадочная толща. Цифры — скорость продольных сейсмических волн. Цифры в скобках отвечают номерам разломов в табл. 2. Остальные пояснения см. в тексте

На северо-западе суммарный разрез пересекает несколько выразительных тектонических уступов Байкальского хребта, находящихся на продолжении Приморского разлома. Этот разлом принимается нами как главный граничный сброс, с которым соподчинена структура рифта. На юго-восточном побережье рельеф сравнительно спокойно подымается в сторону Голондинского хребта с небольшими сбросовыми обрывами, обращенными к юго-востоку.

При составлении интерпретационного разреза (см. рис. 4) учтены данные о наклоне разломов и о возможном их продолжении на глубину. В этом плане верхняя часть разреза до глубины 15—20 км может считаться достоверной. Нижняя половина разреза, относящаяся к нижней коре и мантии, конечно, условна. Верхняя часть разреза показывает строение Байкальского рифта в жесткой верхней коре, подвергающейся хрупким деформациям. Нижняя кора по своим реологическим свойствам податлива, в ней идут пластические деформации [29, 37, 39, 43]. Подошва хрупкого слоя верхней коры определяется глубиной, до которой фиксируются очаги землетрясений. Оценка этой глубины варьирует от 15 до 20 км [18, 33, 57]. На рис. 4 взято положение около 20 км.

В целом верхняя, «хрупкая» часть разреза рисует общую асимметричную ступенчатую структуру Байкальского рифта. Она показывает последовательное погружение основания от северо-западной границы рифта к Центральной впадине и восточному борту озера. Блоки имеют ширину от 5 до 15 км, и их верхние поверхности наклонены к северо-западу. На профиле видно, что южная часть Северной впадины, пересеченная профилем, является по существу одним из сбросовых блоков, находящимся в верхней части сбросовой лестницы и ограниченных встречными сбросовыми уступами. Это позволяет рассматривать Северную впадину как часть общей сбросовой структуры Байкальского рифта, а не как самостоятельный рифт. Подобно другим рифтам, например Восточно-Африканскому [5, 23, 24, 45], здесь наблюдается эшелонированное расположение впадин, разделенных косыми зонами аккомодации. Судя по всему, Центральная и Северная впадины структурно образовались одновременно, и отсутствие толщи R2 по профилю 9 связано с тем, что до второй фазы рифтинга эта часть Северной впадины находилась над уровнем озера и была вовлечена в погружение только в новейшую фазу.



$$R = P = S$$

$$XYZ = ABCD$$

$$s = XYZ/e$$

Рис. 5. Принцип построения сбалансированного разреза, по [52]

Блок II отодвигается от блока I на величину горизонтального смещения e . При этом край блока II смещается вниз по наклонному сбросу. Для достижения баланса (сохранения объема неизменным) площади P , R и S должны быть равны

Осевая часть Центральной впадины структурно выражена симметричным грабеном, который наложен на более древнюю сбросовую лестницу. Наклон основного сброса, ограничивающего Центральную впадину с юго-востока, показан в соответствии с решениями фокальных механизмов более крутым, падающим под углом 60° , чем сбросы северо-западного борта. Наличие осевого рифта и его наложенность на прежнюю сбросовую лестницу совпадают с существованием двух фаз развития Байкальского рифта: осевой грабен Центральной впадины возник, очевидно, лишь во вторую фазу.

Величину истинных вертикальных перемещений оценить трудно, так как нет надежного отсчетного уровня. Если за такой уровень принять современную поверхность воды в озере, то западный берег озера поднялся на высоту 1500—2000 м, а основание Центральной впадины опущено на глубину до 6000 м; если снять влияние нагрузки осадками, то величина погружения будет меньше — 4000 м. Согласно повторным нивелировкам [38], скорость поднятия бортов рифта составляет 15—26 мм/год, т. е. все поднятие могло произойти за последние 100 000 лет. Впадины оз. Байкал находятся внутри хорошо известного свода в рельефе. Н. А. Логачев и Н. А. Флоренсов [8] показали, что свод не был первичным, что он возник сравнительно недавно, практически во вторую фазу рифтинга. Можно видеть разные причины поднятия свода, в частности в наличии астеносферного выступа [17, 57], но нельзя не учитывать очевидного эффекта поднятия лежачего крыла в результате снятия нагрузки [22] или за счет подпора мантии в результате малых вторичных конвективных ячеек при пассивном рифтинге [25].

Величина растяжения и глубина до поверхности срыва. Можно оценить величину горизонтального растяжения и глубину до границы срыва между хрупкой верхней корой и податливой нижней, используя принцип построения сбалансированного разреза [26, 27, 30, 52]. Суть его в том (рис. 5), что общая площадь растяжения, измеряемая отодвижением блока по горизонтали и глубиной до поверхности срыва, равна площади зияния, возникшего при сбросообразовании. Площадь треугольника XYZ должна быть равна площади прямоугольника ABCD. Если известны величина e , которая определяется по величине горизонтального смещения по сбросу, и площадь треугольника XYZ, то глубина до поверхности срыва s определяется делением площади XYZ на величину горизонтального смещения (e): $s = XYZ/e$.

Величины горизонтального смещения по сбросам вдоль профиля 9 (см. рис. 4)

| | 1 | 2 | 3 |
|---|---|---------|---------|
| 1 | | 0,8 | 0,8 |
| 2 | (Приморский разлом) | 1 | 1 |
| 3 | | 2,5 | 2,5 |
| 4 | | 1 | 0,8 |
| 5 | | 2 | 1,5 |
| 6 | (Академический разлом) (Ольхонский разлом) | 5 | 3 |
| 7 | | 1,5 | 1 |
| 8 | | 1 | 1 |
| | Σ | 14,8 км | 10,6 км |

1 — номер разлома на рис. 4; 2 — горизонтальное смещение, км;
3 — горизонтальное смещение за вычетом нагрузки осадками

Мы произвели (табл. 2) измерения величин горизонтального смещения по каждому из восьми сбросов на интерпретированном разрезе (см. рис. 4), причем оценивались две величины: максимальная — такая, какая она есть сейчас на разрезе, и минимальная — если снять влияние нагрузки осадками. Максимальная суммарная величина равна почти 15 км, минимальная — 10,6 км. Общая длина профиля 90 км. Ранее величина растяжения была оценена в 10 км [57].

Эти цифры дают очень небольшой фактор растяжения β , равный 1,15—1,20. Скорость раздвижения плит по Байкальскому рифту не превышала 0,1 см/год. Малое растяжение наряду с большой мощностью коры является, вероятно, причиной отсутствия вулканизма во впадинах Байкала.

Глубину до зоны срыва можно определить для Центральной впадины в двух вариантах: с осадками и со снятием влияния осадков. В первом случае ширина впадины 32 км, глубина до основания 7 км, площадь 112 км², величина горизонтального смещения 5 км, следовательно, глубина до поверхности срыва 21 км. Во втором варианте, если снять нагрузку осадками и поднять основание на 3,5 км вверх (5 км × 0,7), то горизонтальное смещение будет равно 3 км. Это дает (32 × 3,5/2/3) глубину 19 км. В среднем глубину можно принять равной 20 км. Это совпадает с оценками по глубине распространения землетрясений.

Как две эти оценки увязываются с общим растяжением коры? Если принять, что первичная мощность коры была, как и под Сибирской платформой, 40 км, а суммарная величина горизонтального растяжения 15 км, то площадь сечения коры должна уменьшиться на 40 × 15 = 600 км². Длина профиля 9 равна 90 км, мощность твердой коры 28 км (за вычетом слоев воды и осадков), т. е. кора стала на 12 км тоньше. Если предположить, что утоненный блок имел в соответствии с асимметричной структурой Байкала треугольную форму, то площадь составит 540 км² (при прямоугольной форме — 1080 км²). Это соответствует наблюдаемой величине растяжения, но противоречит значительному дополнительному растяжению либо за счет внедрения «дайки» [55, 57], либо в результате эклогитизации [21].

Интерпретация глубинной структуры и эволюция Байкальского рифта. На рис. 4 нанесено положение подошвы земной коры и возможная конфигурация аномальной мантии [по 17, 55, 57]. При трассировании близповерхностной структуры вниз возникают, конечно, большие неясности. Необходимо объяснить и связать с глубинной структурой три наиболее характерные черты Байкальского рифта, хорошо видные на профиле 9: 1) четко выраженную асимметрию; 2) связанную с этим сбросовую лестницу с погружением ступеней с северо-запада на юго-восток; 3) существование двух фаз сбросообразования.

Асимметрия поперечного разреза континентальных рифтов замечена очень давно. Одно из популярных ранее объяснений принадлежало Ф. Венинг-Мейнецу [48], которое было применено Е. Г. Мирлиным [12] к Байкалу. Суть этой

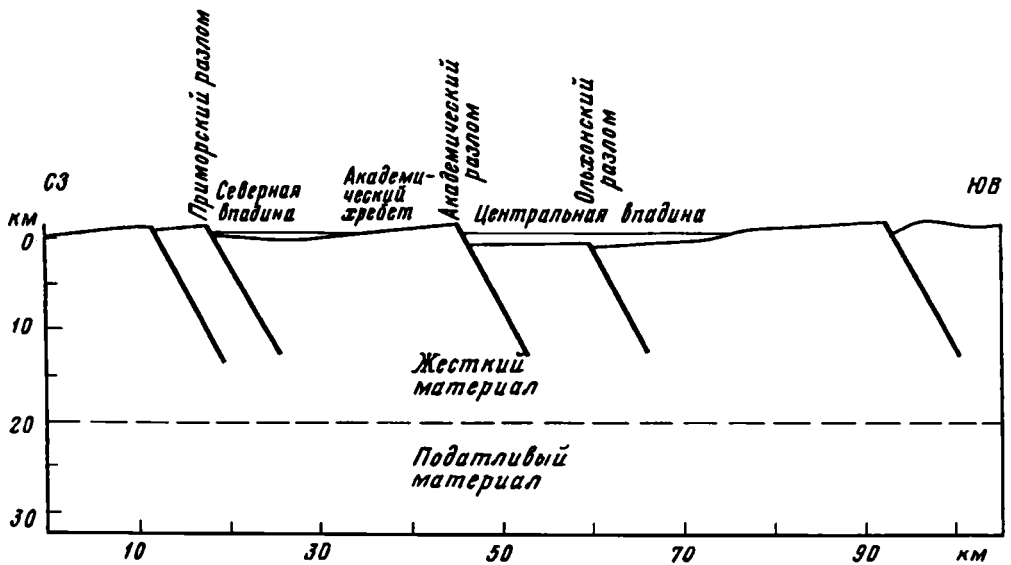


Рис. 6. Реконструированный разрез земной коры Байкальского рифта в первую, «медленную» стадию рифтинга (миоцен). Пояснения см. в тексте

концепции в том, что при растяжении в коре первично возникает наклонный сброс, лежащее крыло которого воздымается, в частности, из-за снятия нагрузки, а висячее крыло флексуобразно изгибается вниз, образуя тем самым полуграбен. Развиваемые в последующем представления о верхней хрупкой и нижней податливой коре [39, 43] предполагали в основном развитие симметричных грабенообразных структур, ограниченных листрическими сбросами и развивающихся в результате значительного вращения блоков. Другая концепция начала оформляться с появлением результатов многоканального профилирования континентальной коры отраженными волнами в частности в Провинции бассейнов и хребтов на западе США [20], где были открыты глубинные полого падающие поверхности срыва. Модель Б. Вернике [49—51] объясняет асимметричную структуру континентальных рифтов появлением полого падающей поверхности срыва, пересекающей практически всю кору и уходящей в мантию. Висячее крыло коры развивается на блоки, разделенные круто падающими сбросами, которые внизу сливаются с пологой поверхностью срыва на глубинах 10—20 км (и больше). Эта модель исходит из асимметрии структуры. Она предполагает также развитие антитетических сбросов, направленных в сторону, противоположную падению поверхности срыва [31, 32, 36, 47].

На рис. 4 модель Вернике применена к Байкальскому рифту. Тонкими линиями показано продолжение структуры на глубину. Приморский разлом (2), как главный граничный сброс, показан переходящим в полого падающий срыв на глубине около 20 км. Все сбросы продолжены вниз до слияния с главной поверхностью срыва.

Разломы, ограничивающие Центральную впадину с юго-востока, являются, согласно принятой интерпретации, антитетическими сбросами. Они по модели пологого срыва появляются при разрастании рифта, когда край висячего крыла должен обламываться, чтобы заполнить расширяющуюся брешь между расходящимися блоками, и они могут считаться указанием на продвинутую стадию эволюции рифта. Одна из схем развития континентальных рифтов [47] предусматривает семь стадий их эволюции — от начального раскола литосферы до раскрытия океана. В этом плане Байкальский рифт вышел, конечно, из начальной стадии первичного раскола, но вряд ли перешел дальше, чем первая зрелая

стадия, которая отмечена появлением антитетических сбросов. Причина слабого развития Байкальского рифта лежит в очень малой степени раздвижения (фактор β равен всего 1,15—1,20).

Строение Байкальского рифта на начальной стадии восстановлено на рис. 6. В эту стадию практически не было Центральной впадины, небольшим был бассейн на месте Северной впадины. Общая степень растяжения была очень малой: судя по профилю (см. рис. 6), фактор β был равен всего 1,1. Вполне возможно, что в эту стадию еще не развилась пологая поверхность срыва.

Можно сопоставить две фазы рифтинга, устанавливаемые геологически [41], с двумя стадиями структурной эволюции рифта. В первую длительную (на протяжении олигоцена и миоцена) стадию «медленного» рифтинга общее растяжение составило не более 5 км, тогда как в молодую, более короткую (плиоцен-четвертичную) стадию «быстрого» рифтинга растяжение было в 2 раза большим, составив 10 км. В эту стадию образовались антитетические сбросы и произошло погружение на месте Центральной впадины. Мы предполагаем, что ко второй стадии относится вращение блоков и разграничивающих их сбросов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многоканальное сейсмическое профилирование рифтовых впадин озера Байкал выявило: 1) четкую структурную асимметрию — Байкальский рифт состоит из серии полуграбенов с крутыми северо-западными и пологими юго-восточными крыльями; 2) существование сбросовой лестницы, погружающейся с северо-запада на юго-восток с вращением и наклоном блоков в противоположном направлении; 3) две фазы сбросообразования, в первую из которых возникла серия полуграбенов, а во вторую развились антитетические сбросы с падением на северо-запад и возник глубокий бассейн на месте Центральной впадины. В срединном сечении Байкальского рифта (по сейсмическому профилю 9) основные структурные элементы рифта — Северная и Центральная впадины и разделяющая их перемычка Академического хребта — предстают как ступени одной сбросовой лестницы. На нее наложен более молодой грабен осевой части Центральной впадины. Общее растяжение Байкальского рифта очень небольшое, фактор растяжения β равен всего 1,16—1,20, а суммарная величина раздвижения не превышает 15 км. В результате структура Байкальского рифта, несмотря на длительность развития (~30 млн. лет), находится на невысокой стадии тектонической эволюции континентальных рифтов и лишена вулканизма. Структуру Байкала можно связать с предполагаемой полого падающей поверхностью срыва по границе верхней хрупкой и нижней податливой коры, как это следует из модели Б. Вернике. Глубина поверхности срыва по гипоцентрам землетрясений и по геометрическим построениям определяется на глубине около 20 км. Имеющиеся данные, суммированные на профиле (см. рис. 4), говорят пока скорее в пользу пассивного рифтинга.

Авторы благодарны Е. Б. Микаловскому за полезные замечания при обсуждении работы.

Список литературы

1. Балла З., Кузьмин М. И., Леви К. Г. Кинематика раскрытия Байкала//Геотектоника. 1990. № 2. С. 80—91.
2. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 303 с.
3. Зорин Ю. А. Новейшие структуры и изостазия Байкальской рифтовой зоны и смежных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
4. Зорин Ю. А. Изостазия и гравитационная модель земной коры и верхней мантии//Вопросы глубинного строения Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977. С. 83—98.
5. Казьмин В. Г. Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 206 с.
6. Казьмин В. Г. К проблеме образования Тирренского моря//Геотектоника. 1990. № 3. С. 88—97.
7. Ламакин В. В. Неотектоника Байкальских впадин. М.: Наука, 1968. 246 с.
8. Логачев Н. А., Флоренсов Н. А. Байкальская система рифтовых впадин//Роль рифтогенеза в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19—29.

9. Лысак С. В., Голубев В. А. Геотермика//Вопросы глубинного строения Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977. С. 120—134.
10. Мерклин Л. Р., Милановский В. Е., Галкин В. И., Захаров М. В. Строение осадочной толщи и рельеф фундамента//Геолого-геофизические и подводные исследования оз. Байкал. М.: Ин-т океанологии, 1979. С. 104—110.
11. Милановский В. Е. Рифтогенез в истории Земли: Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 295 с.
12. Мирлин Е. Г., Марова Н. А., Мерклин Л. Р. Новые данные о тектонике южной котловины Байкала//Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. № 4. С. 1006—1009.
13. Мишарина Л. А., Солоненко Н. В. Решения фокальных механизмов землетрясений и напряженное состояние земной коры в Байкальской рифтовой зоне//Роль рифтогенеза в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 120—125.
14. Мишарина Л. А., Солоненко Н. В., Вертлюб М. Б. Некоторые особенности эпицентрального поля из сравнения с фокальными механизмами землетрясений//Сейсмичность и сейсмология Восточной Сибири. М.: Наука, 1977. С. 9—21.
15. Николаев В. Г., Ванякин Л. А., Калинин В. В., Милановский В. Е. Строение осадочного чехла озера Байкал//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. № 2. С. 48—58.
16. Пузырев Н. Н., Крылов С. В. Основные результаты региональных сейсмических исследований в Сибири//Тр. СНИИГТИМС. Вып. 249. Новосибирск, 1977. С. 17—29.
17. Рогожина В. А. Низкоскоростная область распространения сейсмических волн в верхней мантии//Вопросы глубинного строения Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977. С. 29—48.
18. Сейсмическое подразделение Восточной Сибири и его геологическое и геофизическое обоснование. Новосибирск: Наука, 1977. 302 с.
19. Шерман С. И. Разломная тектоника Байкальской рифтовой зоны и ее структурный анализ//Роль рифтогенеза в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 89—99.
20. Allmendinger R. W., Sharp J. V., Von Tish D., Serpa L., Brown L., Kaufman S., Oliver J., Smith R. B. Cenozoic and Mesozoic structure of the eastern Basin and Range Province, Utah, from COCORP seismic reflection data//Geology. 1983. V. 11. P. 532—536.
21. Artyushkov E. V., Letnikov F. A., Ruzhich L. V. The mechanism of formation of the Baikal rift//J. Geodyn. 1990. V. 11. P. 277—291.
22. Barr D. Lithosphere stretching, detachment normal faulting and footwall uplift//Continental extensional tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. 1987. No. 28. P. 75—94.
23. Bosworth W. Geometry of propagating continental rifts//Nature. 1985. V. 315. P. 625—627.
24. Bosworth W., Lambiase J., Keisler R. A new look at Gregory's Rift: The structural style of continental rifting//EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 1986. V. 67. No. 29. P. 577—581.
25. Buck W. R. Small-scale convection induced by passive rifting: the cause for uplift of rift shoulders//Earth Planet. Sci. Letters. 1986. V. 77. P. 362—372.
26. Crespi J. M. Using balanced cross-sections to understand Early Mesozoic extensional faulting//Studies of the Early Mesozoic basins of the eastern United States. US Geol. Surv. Publ. 1988. No. 1776. P. 220—229.
27. Dahlstrom C. D. A. Balanced cross-section//Canad J. Earth Sci. 1969. V. 6. P. 743—757.
28. Doser D. I. Faulting in the western Baikal rift from earthquake studies//EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 1990. V. 71. P. 1561.
29. Dunbar J. A., Sawyer D. E. How preexisting weaknesses control the style of continental breakup//J. Geophys. Res. 1989. V. 94. No. B6. P. 7278—7292.
30. Gibbs A. D. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics//J. Struct. Geol. 1983. V. 5. P. 153—160.
31. Gibbs A. D. Structural evolution of extensional basin margins//J. Geol. Soc. London. 1984. V. 144 (4). P. 609—620.
32. Gibbs A. D. Development of extension and mixed mode sedimentary basins//Continental extensional tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. 1987. No. 28. P. 19—33.
33. Golenetsky S. I. Problems of the seismicity of the Baikal rift zone//J. Geodyn. 1990. V. 11. P. 293—307.
34. Golmshtok A. Ya., Hutchinson D., Zonenshain L. P. et al. Multichannel reflection studies of Lake Baikal. 1991. In press.
35. Jackson J. A. Active normal faulting and crustal extension//Continental extensional tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. 1987. No. 28. P. 3—17.
36. Jackson J. A., McKenzie D. The geometric evolution of normal fault system//J. Struct. Geol. 1983. V. 5. P. 471—482.
37. Keen C. E. The dynamics of rifting: deformation of the lithosphere by active and passive driving forces//Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1985. V. 80. P. 95—120.
38. Kolmogorov V. G., Kolmogorova P. P. Some results from studying recent crustal movements in the Baikal rift zone//Tectonophysics. 1978. V. 45. P. 101—105.
39. Le Pichon X., Sibuet J. C. Passive margins: A model of formation//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 3708—3720.
40. Logachev N. A., Florensov N. A. The Baikal system of rift valleys//Tectonophysics. 1978. V. 45. P. 1—13.
41. Logachev N. A., Zorin Yu. A. Evidence and causes of two-stage evolution of the Baikal rift//Tectonophysics. 1987. V. 143. P. 225—234.
42. Logachev N. A., Zorin Yu. A., Rogozhina V. A. Baikal rift: active or passive? — comparison of the Baikal and Kenya rift zones//Tectonophysics. 1983. V. 94. P. 223—240.

43. *McKenzie D.* Some remarks on the development of sedimentary basins//*Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 40. P. 25—32.
44. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effect of a continental collision//*Science.* 1975. V. 189. P. 419—426.
45. *Morley C. K.* Variable extension in Lake Tanganyika//*Tectonics.* 1988. V. 7. P. 785—801.
46. *Puzyrev N. N., Mandelbaum M. M., Krylov S. V., Mishenkin B. P., Petrik G. V., Krupskaya G. V.* Deep structure of the Baikal and other continental rift zones from seismic data//*Tectonophysics.* 1978. V. 45. P. 15—22.
47. *Rosendahl B. R.* Architecture of continental rifts with special reference to East Africa//*Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1987. V. 15. P. 445—503.
48. *Vening-Meinesz F. A.* Les «graben» africains resultat de compression ou de tension dans la croûte terrestre?//*Inst. Roy. Colonial Belge.* 1950. V. 21. P. 539—552.
49. *Wernicke B.* Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: Nappe tectonics in an extending orogen//*Nature.* 1981. V. 291. P. 645—648.
50. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere//*Canad. J. Earth Sci.* 1985. V. 22. P. 108—125.
51. *Wernicke B., Burchfiel B. C.* Modes of extensional tectonics//*J. Struct. Geol.* 1982. V. 4. P. 105—115.
52. *Williams G., Vann I.* The geometry of listric normal faults and deformation in their hangingwalls//*J. Struct. Geol.* 1987. V. 9. P. 789—795.
53. *Yarwood P. R., Doser D. I., Murphy B. P.* The character of faulting within the eastern Baikal rift as deduced from earthquake source parameter studies//*EOS. Trans. Amer. Geophys. Union.* 1989. V. 70. P. 1136.
54. *Zonenshain L. P., Savostin L. A.* Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia//*Tectonophysics.* 1981. V. 73. P. 1—45.
55. *Zorin Yu. A.* The Baikal rift: an example of the intrusion of asthenospheric material into the lithosphere as the cause of disruption of lithospheric plates//*Tectonophysics.* 1981. V. 73. P. 91—104.
56. *Zorin Yu. A., Rogozhina V. A.* Mechanism of rifting and the deer-seated structure of the Baikal rift zone//*Tectonophysics.* 1978. V. 45. P. 23—30.
57. *Zorin Yu. A., Kozhevnikov V. M., Novoselova M. R., Turutanov E. K.* Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions//*Tectonophysics.* 1989. V. 168. P. 327—337.

Институт океанологии РАН,
Москва, 117218;

Южное отделение Института
океанологии РАН, Геленджик;
Атлантическое отделение Геологической
службы США Вудс Хол, Массачусеттс, США

Поступила в редакцию
19.VI.1991

УДК 551.24:550.838.5(571.66)

© 1992 г. КОВАЛЕНКО Д. В.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОГЕНОВЫХ КОМПЛЕКСОВ П-ОВА ИЛЬПИНСКИЙ (КАМЧАТКА)

В статье проведен анализ всех имеющихся палеомагнитных и геологических данных по району Олюторской зоны и о-ву Карагинский юга Корякского нагорья. На его основе сделаны следующие выводы. 1. Во время перестройки на границе мела и палеогена Олюторско-Карагинская островная дуга находилась на сороковых градусах с. ш.; в это время не могло быть ее коллизии ни с Северо-Американской, ни с Евразийской плитами. 2. В эоцене островная дуга находилась на шестидесятих градусах с. ш.; эоценовая тектоническая перестройка в дуге могла быть связана с ее коллизией с Северо-Американской плитой. 3. Миоценовая тектоническая перестройка в эволюции рассматриваемой дуги могла быть связана с ее коллизией с Евразийской плитой. На основе корреляции геологических и палеомагнитных данных предложено несколько схем тектонического развития района, одна из которых предполагает существование обеих — и эоценовой, и миоценовой коллизий.

Kovalenko D. V. Paleomagnetism of the Paleogene complexes in the Ippinsky peninsula (Kamchatka). *Geotectonics*. 1992. № 5. The article presents the analysis of all the available paleomagnetic and geological data on the Olyutor zone and on the Karaginsky island situated on the south of the Koryak upland. The following conclusions have been made: 1. During the reconstruction at the Cretaceous—Paleogene boundary the Olyutor-Karaginsky island arc was found at forties degrees N; no collision with the North American or the Eurasian plates could occur at that time. 2. In the Eocene the island arc was found at the sixties degrees N; the Eocene tectonic reconstruction in the island arc might have been related to its collision with the North American plate. 3. The Miocene tectonic reconstruction of the arc under consideration might have been connected with its collision with the Eurasian plate. The correlation of the geological and paleomagnetic data has made possible to offer several schemes of the tectonic evolution of the region, one of them suggests the existence of both — the Eocene and Miocene collisions.

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОЛЮТОРСКОЙ ЗОНЫ И О-ВА КАРАГИНСКИЙ

К настоящему времени накоплено большое количество данных о геологическом строении и тектонической эволюции Олюторской зоны и о-ва Карагинский [4, 14, 25, 26]. Среди них для корреляции с палеомагнитными данными [13, 19] и последующих тектонических построений наиболее важны следующие.

1. В геологическом строении района (исключая Олюторский хребет) участвуют офиолитовый, кремнисто-вулканогенный, вулканогенно-терригенный, вулканогенно-осадочный, флишоидный, осадочного меланжа, молассовый и вулканогенный структурно-формационные комплексы [14, 25—27] (рис. 1).

Офиолитовый комплекс распространен в основном на о-ве Карагинский. По ряду геохимических характеристик он рассматривается как основание бассейна окраинно-морского типа.

В соответствии с радиологическими датировками габбро-диабазов и диабазов (84—81 млн. лет, K—Ar-метод) возраст комплекса считается кампанским [26]. Необходимо также отметить присутствие в серпентинитовом меланже фрагментов

гранатовых амфиболитов, возраст метаморфизма которых определен в 60 ± 5 млн. лет (К—Аг-метод) [26].

Кремнисто-вулканогенный комплекс развит как в Олюторской зоне, так и на о-ве Карагинский. На о-ве Карагинский он представлен островодужными [14, 25, 26] лавами и вулканическими брекчиями базальтового состава, туфобрекчиями и отдельными пачками кремнистых пород. Определения радиолярий, выделенных из кремнистых пород комплекса, указывают на его возраст — альб-туронский или кампан-маастрихтский.

В Олюторской зоне комплекс сложен яшмоидами, островодужными базальтами и, реже, андезит-базальтами. Возраст пород комплекса в Олюторской зоне определен по макрофауне как кампанский [26].

Вулканогенно-терригенный комплекс представлен в Олюторской зоне палеоген-миоценовыми [5, 6, 8, 26] вулканогенно-терригенными толщами Ильпинско-Пахачинского прогиба, а на о-ве Карагинский — вулканогенной хынхлонской свитой и, возможно, алевролит-аргиллитовой толщей [29]. Возраст хынхлонской свиты по комплексу бентосных фораминифер и радиологическому возрасту базальтов (69—65 млн. лет, К—Аг-метод [26]) определен как маастрихт-датский. Вероятно, в комплексе присутствуют и более молодые породы. В нижней части (вероятно, в маастрихт-датском интервале) комплекс и в Олюторской зоне, и на о-ве Карагинский представлен туфо- и лавобрекчиями, туфами базальтового состава, в верхней — терригенными разностями пород. По составу и геохимическим характеристикам вулканических пород комплекс рассматривается как островодужный.

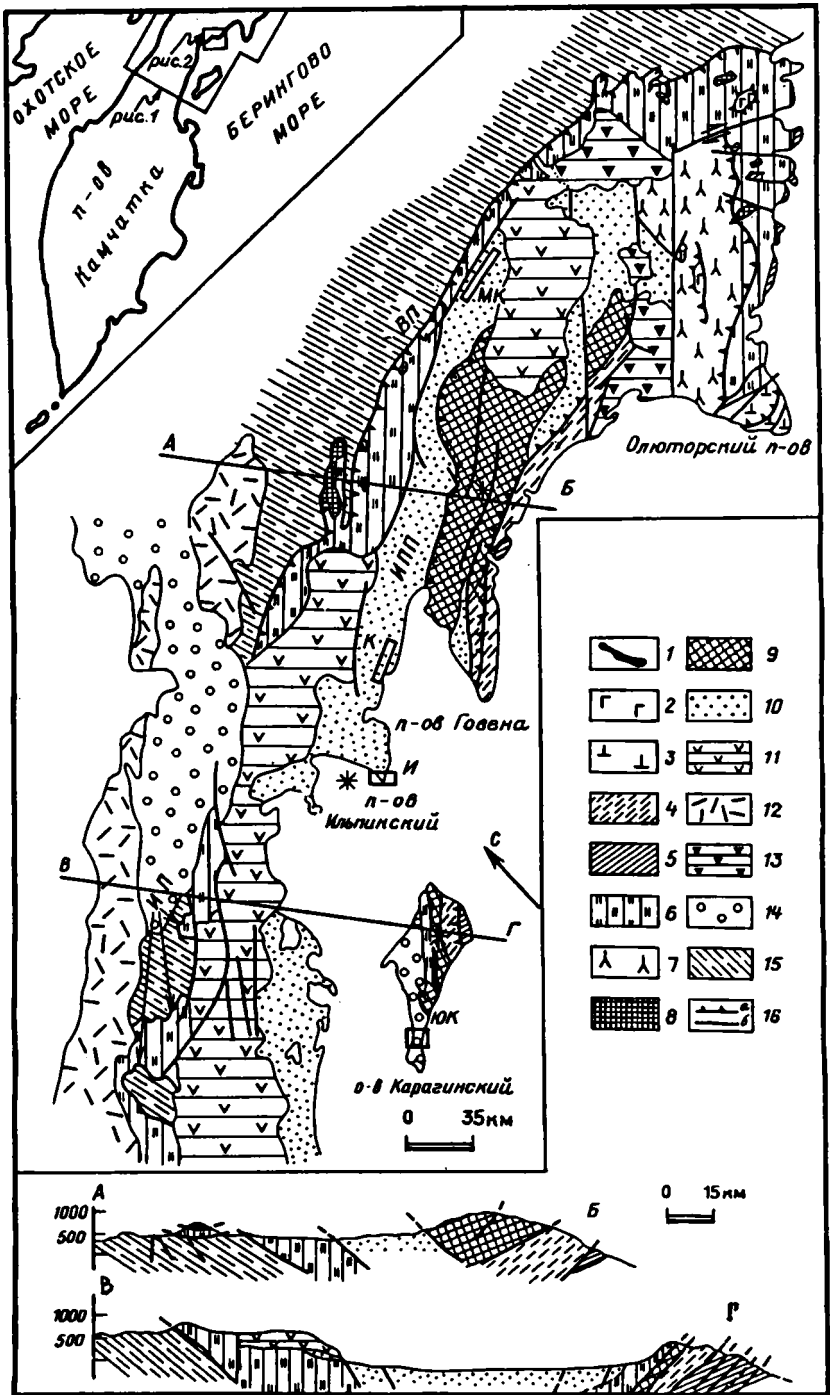
Вулканогенно-осадочный комплекс распространен в Олюторской зоне (хр. Малиновского). В нем преобладают туфогенные, туфогенно-кремнистые и лавовые образования базальтового, андезит-базальтового и андезитового состава. Существуют следующие определения возраста комплекса из различных его точек. По радиоляриям получен среднеэоценовый возраст комплекса [26]. По планктонным фораминиферам [20] одна датировка дает поздний палеоцен, вторая — менее надежная, эоцен. По нанопланктону возраст комплекса (определения Е. А. Пижонковой) — оценен как средний эоцен и поздний эоцен — ранний олигоцен. Радиологический (по К—Аг) возраст покровных базальтов и базальтов и диабазов пластовых тел — 27—22, 35—17, 29—25 млн. лет соответственно [26]. Комплекс рассматривается как островодужный [14]. На о-ве Карагинский ему могут соответствовать вулканогенно-осадочные [26] толщи, датируемые в интервале от верхов среднего эоцена (Е. А. Пижонкова, устное сообщение) до миоцена [7], с мощными туфогенными пачками в их нижней части (нижняя часть свиты мыса Тонс и низы ильхатунской свиты).

Флишоидный комплекс распространен на юге Олюторской зоны (вдоль южных склонов хр. Малиновского) и в восточной части о-ва Карагинский. В Олюторской зоне он представлен отложениями ильпинской свиты, возраст которой определен по макрофауне как эоцен-олигоценый [26], а по нанопланктону — как среднеэоценовый и переходный между эоценом и олигоценом (Е. А. Пижонкова, устное сообщение). На о-ве Карагинский возраст флишоидных толщ по макрофауне и флоре — эоцен — олигоцен [26], а по нанопланктону (Е. А. Пижонкова, устное сообщение) — поздний эоцен. Здесь в разрезах комплекса присутствуют олистолиты различных пород. Вблизи границы с офиолитовым комплексом они представлены породами офиолитового, кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-терригенного комплексов. С удалением на юго-восток среди олистолитов остаются практически только базальты и яшмоиды.

Комплекс осадочного меланжа выделен на о-ве Карагинский и датирован эоценом — олигоценом [26].

Молассовый комплекс распространен и в Олюторской зоне, и на о-ве Карагинский, где он включает позднемиоценовые [7, 8, 26] и более молодые толщи.

Апукско-Вывенский и Апукский вулканогенные комплексы плиоцен-четвертичного возраста [12] представлены в Олюторской зоне островодужными и рифтогенными вулканическими породами.



2. Для всех комплексов (исключая молассовый и плиоцен-четвертичные вулканогенные) характерна сложная чешуйчато-надвиговая структура [4, 25, 26, 27]. В Олюторской зоне она отличается веерообразным в плане распределением плоскостей надвигов и осевых плоскостей складок. В структурах северо-западной вергентности, согласных с Ватынским покровом, участвуют кремнисто-вулканогенный, вулканогенно-терригенный комплексы и часть вулканогенно-осадочного комплекса, а в структурах юго-восточной вергентности — часть вулканогенно-осадочного и флишеидный комплексы. На о-ве Карагинский в большинстве комплексов (офиолитовом, кремнисто-вулканогенном, вулканогенно-терригенном, флишеидном, осадочного меланжа) четко проявлена юго-восточная вергентность.

3. Все чешуйчато-надвиговые структуры в Олюторской зоне перекрываются плиоцен-четвертичными вулканическими толщами. На о-ве Карагинский комплексы, участвующие в структурах юго-восточной вергентности, перекрыты с резким угловым несогласием неогеновыми отложениями [26].

4. Опорные стратиграфические разрезы в описываемом районе характеризуются следующими основными особенностями.

Разрез хр. Майны-Какыйнэ [22] не имеет структурных несогласий во всем возрастном интервале с маастрихта (хакинская свита) по эоцен — олигоцен (ильпинская свита). В основании инетываемской свиты ($K_2m - d$), залегающей на хакинской, присутствуют конгломераты и гравелиты.

Разрез п-ова Ильпинский [5, 6] захватывает практически весь палеоген; на границе мела и палеоцена отмечается несогласие. Выше структурные несогласия отсутствуют, а на границе кыланской и килакирнунской свит (средний эоцен) предполагается разрыв.

Разрез залива Корфа [8], включающий отложения от эоценовых до среднемиоценовых, структурных несогласий не содержит. На границе нижнего и среднего миоцена отмечается пачка конгломератов и гравелитов (толщи 5 и 6, по [8]), которые могут маркировать разрыв.

Разрез юга о-ва Карагинский [7] в интервале верхний эоцен (верх свиты м. Тонс) — нижний миоцен (пестроцветная свита включительно) структурных несогласий не имеет. В свите песчаников с *Laternula* (верхний олигоцен — нижний миоцен) появляются конгломераты и гравелиты с галькой различных пород (эффузивов, карбонатов, черных алеволитов). Граница ниже- и среднемиоценовых отложений фиксируется разрывом и незначительным угловым несогласием (между свитой м. Плоский и пестроцветной свитой). Вверх по разрезу возрастает роль конгломератов и гравелитов¹.

Анализ всех изложенных выше данных позволяет сделать следующие выводы.

1. В соответствии с возрастом вулканогенных толщ Олюторской зоны и о-ва Карагинский [14] выделяются три этапа активного островодужного магматизма — допозднепалеоценовый, среднеэоцен-олигоценый и плиоцен-четвертичный.

Допозднепалеоценовый этап завершился формированием маастрихт-нижнепалеоценовых вулканогенных серий нижней части вулканогенно-

Рис. 1. Схема строения Олюторской зоны [25]

1—3 — океанические комплексы ($K_2 - P$): 1 — офиолитовый, 2, 3 — комплексы щелочных базальтов океанического типа; 4—5 — комплексы глубоководных желобов и смежных с ними аккреционных призм ($P_2 - P_3$): 4 — флишеидный, 5 — осадочного меланжа; 6—10 — островодужные комплексы ($K_2 - P$), 6 — кремнисто-вулканогенный, 7 — вулканогенно-обломочный, 8 — реликтов магматических камер островной дуги (дунит-клинопироксенит-габбровый), 9 — вулканогенно-осадочный, 10 — вулканогенно-терригенный; 11, 12 — комплексы активных континентальных окраин: 11 — островодужный апукско-вывенский ($N_2 - Q$), 12 — островодужный Западно-Камчатско-Корякский (P); 13 — рифтогенный апукский комплекс ($N_2 - Q$); 14 — рычлые неоген-четвертичные отложения; 15 — Укзляятский флишевый комплекс ($K_2 - P_1$); 16 — разломы: а — надвиги, б — прочие. МК, К, И, ЮК — опорные разрезы: соответственно хр. Майны-Какыйнэ, зал. Корфа, Ильпинского полуострова, юга о-ва Карагинский. ВП, ИП — Ватынский и Ирунейский покровы. ИПП — Ильпинско-Пахачинский прогиб. Звездочки показывают районы, для которых имеются палеомагнитные определения

¹ Первые три из указанных разрезов характеризуют вулканогенно-терригенный комплекс Олюторской зоны.

терригенного комплекса (хакинская и южно-ильпинская свиты в Олюторской зоне и хынхлонайская свита о-ва Карагинский).

Среднеэоцен-олигоценый этап наступил после периода ослабления вулканической деятельности, который фиксируется уменьшением роли вулканогенного материала в опорных разрезах п-ова Ильпинский и хр. Майны-Какыйнс. Приведенная датировка этапа основана на данных о возрасте вулканогенных пород вулканогенно-осадочного комплекса (см. выше) [26], а также на отмеченном увеличении количества туфогенного материала в среднеэоценовой части разреза п-ова Ильпинский [11] в Олюторской зоне. В этот этап накопились также мощные пачки туфогенного материала свит м. Тонс и ильхатунская (средний эоцен, олигоцен) на о-ве Карагинский [7].

Плиоцен-четвертичный этап охватывает время формирования позднекайнозойских вулканических толщ в Олюторской зоне и единичных лавовых потоков (юньювьямская свита) в молассовом комплексе о-ва Карагинский.

2. Островодужные комплексы Олюторской зоны (возможно, как будет показано ниже, за исключением кремнисто-вулканогенного комплекса или его части) и о-ва Карагинский являются фрагментами образований единой островной дуги (назовем ее Олюторско-Карагинской). Этот вывод базируется на синхронности этапов островодужного вулканизма в обоих районах (см. вывод 1).

3. Главные тектонические подвижки, приведшие к формированию структур северо-западной вергентности (по крайней мере для вулканогенно-терригенного и вулканогенно-осадочного комплексов Олюторской зоны), вероятно, происходили в миоцене¹. Об этом свидетельствуют имеющиеся данные о возрасте толщ, участвующих в покровных структурах и перекрывающих их, а также анализ положения несогласий в опорных разрезах Олюторской зоны и времени появления в них грубообломочных пород. Как уже отмечалось, в опорных разрезах вулканогенно-терригенного комплекса нет следов структурных несогласий вплоть до миоцена. В опорном разрезе залива Корфа конгломераты появляются впервые только в слоях, пограничных с ниже- и среднемиоценовыми отложениями (пахачинская свита).

Возраст наиболее молодых пород вулканогенно-осадочного комплекса, деформированных с образованием структур северо-западной вергентности, — поздний олигоцен (по данным К—Аг-возраста) или поздний эоцен — ранний олигоцен (по нанопланктону). Отсюда вытекает предположение о том, что структурообразующие движения начались в раннем миоцене, возможно, — на границе олигоцена и миоцена, если судить по появлению конгломератов в опорном разрезе юга о-ва Карагинский. Верхняя граница определяется временем формирования плиоцен-четвертичных вулканических толщ, перекрывающих покровные структуры.

С определением времени формирования структур юго-восточной вергентности ситуация более сложная. Верхний временной рубеж в соответствии с возрастом перекрывающего молассового комплекса приходится на средний — поздний миоцен. Присутствие обломков офиолитового, кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-терригенного комплексов в эоценовых флишоидах о-ва Карагинский указывает на начало формирования покровных структур. В этом случае появление

¹ В настоящее время получены новые данные о времени формирования Ирунейского покрова на Камчатском перешейке. Возрастные датировки лесновской серии, являющейся автохтоном (по определениям радиоларий — эоцен), и Шаманкинской интрузии (К—Аг — 44 млн. лет), секущей как автохтон, так и аллохтон (ирунейская свита) (А. В. Федорчук, устное сообщение), а также уже опубликованные данные [28] позволяют определить время покровообразования как средне- и позднеэоценовое. Время формирования покровных структур в более восточных районах Камчатского перешейка, где, по мнению Федорчука А. В., присутствуют комплексы, схожие с комплексами Олюторско-Карагинской дуги, оценено как миоценовое (А. В. Федорчук, устное сообщение). Таким образом, различное время формирования Ирунейского покрова и структуры восточной части Камчатского перешейка позволяет предположить, что в Ирунейском покрове представлена не Олюторско-Карагинская островная дуга, а какая-то другая (назовем ее Ирунейской). Геологическая ситуация в Олюторской зоне близка к таковой на Камчатском перешейке. Отсюда следует, что в Ватынском покрове, сложенном отложениями кремнисто-вулканогенного комплекса, могут содержаться фрагменты дуги, причленившейся к матерiku в более раннее время.

конгломератов на границе олигоцена и миоцена в опорном разрезе о-ва Карагинский, вероятно, было связано уже со становлением структур северо-западной вергентности.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО РАЙОНУ ОЛЮТОРСКОЙ ЗОНЫ И О-ВА КАРАГИНСКИЙ

К настоящему времени получено несколько палеомагнитных определений для различных комплексов Олюторской зоны и о-ва Карагинский (рис. 1).

Для о-ва Карагинский имеется палеомагнитное определение по нижнепалеоценовым туфогенным толщам вулканогенно-терригенного комплекса [13]. Положительные результаты теста складки [1, 24], присутствие направлений намагниченности прямой и обратной полярности для ряда исследованных разрезов комплекса, результаты анализа магнитных зерен на микрозонде позволяют заключить, что выделенная намагниченность близка к первичной и что определение пригодно для использования при тектонических построениях. В табл. 1 приведено направление намагниченности и его характеристики, которое выбрано для использования в тектоническом анализе и которое показывает, что породы данного возраста сформировались на сороковых градусах с. ш.

Для Олюторской зоны палеомагнитные определения имеются по туфам и закалочным зонам лавовых потоков из разрезов средне-, позднеэоцен-олигоценового возраста вулканогенно-осадочного комплекса [13]. Предположения о первичности намагниченности основываются на положительных результатах теста складки, теста обращения и анализе магнитных зерен на микрозонде. Направления, выбранные для использования в тектоническом анализе, приведены в табл. 1. Палеоширота формирования данных пород, рассчитанная по ним, не отличается в пределах погрешности метода от широты их современного местоположения — 60-ых градусов с. ш.

Новые палеомагнитные данные получены для опорного разреза п-ова Ильпинский. Так как они публикуются впервые, приведем их более подробное описание.

Разрез п-ова Ильпинский — один из опорных разрезов палеогена Коряжско-Камчатского региона, изучавшийся многими исследователями [3, 5, 6, 17]. В настоящее время приняты стратиграфическое деление и возрастная принадлежность выделенных в разрезе единиц, изложенные в [5, 6]. Здесь выделяются (рис. 2, 3) южно-ильпинская, кыланская, килакирнунская, ковачинская и алугинская свиты. Нижняя часть южно-ильпинской свиты, существенно вулканогенная, представлена кристаллолитокластическими туфами базальтов, туфобрекчиями, тефроидными алевролитами и песчаниками. Все более верхние толщи, преимущественно терригенные, сложены тефроидными аргиллитами, алевролитами, песчаниками; во многих частях разреза присутствуют многочисленные карбонатные конкреции. Положение участков отбора проб в структуре района

Таблица 1
Результаты применения теста «складки» для комплексов хр. Малиновского и о-ва Карагинский [13]

| Группы разрезов | Номер разреза | K_d | α_{95d} | D_d | I_d | K_c | $F_{ст}$ | F_d | F_c | K_d/K_c |
|------------------------------------|---------------|-------|----------------|-------|-------|-------|-------------------|-------------------|-------|-----------|
| Олюторская зона (хр. Малиновского) | | | | | | | | | | |
| Г1 | 2, 4а, 4б | 8,5 | 7,2 | 49,7 | 75,8 | 4,1 | 1,92 | 0,648 | 19,7 | 2,13 |
| Г3 | 1,3 | 12,4 | 5,5 | 327 | 73,4 | 1,5 | $6 \cdot 10^{-2}$ | $2 \cdot 10^{-2}$ | 4,4 | 8,18 |
| о-в Карагинский | | | | | | | | | | |
| К | 1, 2, 6 | 13,3 | 6,9 | 332 | 64,6 | 5 | 2,02 | 1,64 | 23,8 | 2,5 |

Примечание. F_d , F_c , $F_{ст}$ — значения F -критерия, используемые при сравнении средних направлений, рассчитанных в древней (д.с.к.), современной (с.с.к.) системе координат и табличное значение. K_d , α_{95d} , D_d , I_d , K_c — соответственно кучность, угол доверия, склонение, наклонение в д.с.к. и кучность в с.с.к.

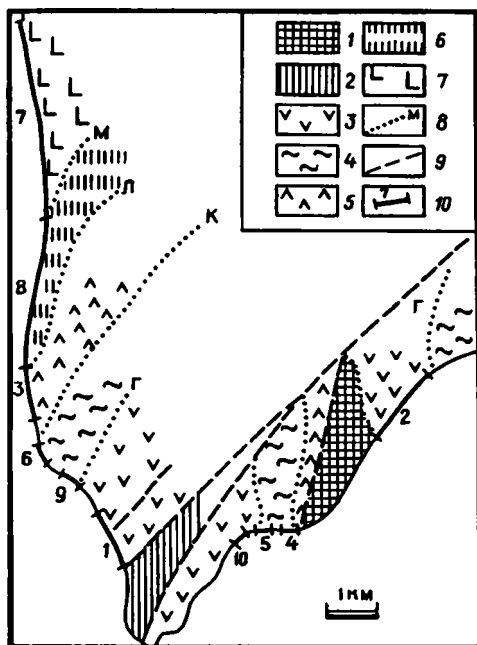


Рис. 2

Рис. 2. Геологическая схема п-ова Ильпинский [5] 1 — верхнемеловые образования; 2 — нерасчлененные верхнемеловые и палеоценовые отложения; 3—7 — свиты (P₁—P₃): южно-ильпинская (3), кыланская (4), килакирнунская (5), ковачинская (6), алугинская (7); 8 — пограничные между свитами горизонты: сиреневых туфов (Г), килакирнунский (К), лапареламский (Л), мулатханский (М); 9 — разрывные нарушения; 10 — участки отбора проб, цифра — номер участка

Рис. 3. Положение опробованных участков в стратиграфической колонке п-ова Ильпинский [6] 1 — интервал по колонке и номер опробованного участка (соотношения заштрихованных и пустых интервалов примерно соответствуют соотношению количества образцов с намагниченностью соответственно прямой и обратной полярности), 2 — пограничные горизонты (см. обозначения к рис. 2).

| Отдел | | Ярус | Свита | Опробованные участки | | Мощность, м |
|-----------|---------|----------|----------------|----------------------|---|-------------|
| Палеоцено | Верхний | Танест | Кыланская | 1, 10 | 2 | >350 |
| | Средний | Мпр-люст | Килакирнунская | 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 | 1 | 480 - 500 |
| Неоген | Верхний | Приабон | Ловачинская | 8 | 2 | 250 |
| | Средний | Бартон | Ловачинская | 3 | 1 | >900 |

Рис. 3

и в стратиграфической колонке показано на рис. 2, 3. Пробы отбирались равномерно с шагом от 3—5 до 10 м, редко (алугинская свита) с большим шагом, из осадочных толщ и заключенных в них сингенетичных карбонатных конкреций. Для всех образцов проведена детальная термоочистка от 0 до 600° С. По данным чистки проведен компонентный анализ [36] и анализ компонент по различным тестам в древней (д.с.к) и современной (с.с.к.) системах координат. Все информативные данные по опробованным участкам вынесены в табл. 2. Здесь необходимо отметить следующее.

Два разреза южно-ильпинской свиты оказались сильно перемагничены. В них в процессе чистки не выделено четкого направления намагниченности. Поэтому по разрезу 1 направление получено методом пересечения кругов перемагничивания [24, 33]; по разрезу 10 круги практически параллельны, поэтому для

Количественные данные по опробованным участкам п-ова Ильпинский

| Номер разреза, возраст | Тип направления | Кол-во образцов | с.с.к. | | | д.с.к. | | | | Полярность |
|--------------------------------|------------------|-----------------|--------|----|--------------------|--------|----|--------------------|---------------|------------|
| | | | D | I | K | D | I | K | α_{95} | |
| 1, граница $P_1 - P_1^1$ | Круги перемаг. | 12 | 358 | 54 | a_1/a_2 27/16 | 340 | 55 | a_1/a_2 15/10 | | |
| 2, $P_1^1 - \text{низ } P_1^2$ | Осадки | 29/37 | 278 | 53 | 18 | 299 | 61 | 18 | 6 | NR |
| | Круги перемаг. | 10 | | | | 315 | 55 | a_1/a_2 17/10 | | |
| 10+5, P_1^1 | То же | 18 | 266 | 51 | a_1/a_2 21/11 | 263 | 55 | a_1/a_2 16/10 | | |
| 5, P_1^2 | Конкрец. | 17/18 | 259 | 59 | 18 | 283 | 69 | 16 | 8 | NR |
| 9, P_1^2 | » | 10/22 | 148 | 67 | 10 | 302 | 84 | 9 | 14 | R |
| 6, низ P_1^2 | » | 27/36 | 112 | 70 | 18 | 310 | 73 | 14 | 7 | NR зоны |
| 4, P_1^2 | Конкрец.+ осадки | 17/17 | 257 | 44 | 17 | 348 | 78 | 16 | 8,5 | NR зоны |
| | Конкрец. | 7 | 263 | 43 | 15 | 342 | 73 | 12 | 15 | |
| | Осадки | 10 | 254 | 45 | 17 | 356 | 81 | 19 | 10 | |
| 3, P_1^2 | Конкрец.+ осадки | 44/50 | 93 | 72 | 18 | 303 | 69 | 17 | 5 | NR |
| | Конкрец. | 25 | 87 | 75 | 42 | 305 | 66 | 39 | 4 | R |
| | Осадки | 19 | 100 | 68 | 10 | 299 | 73 | 10 | 10 | NR |
| | Круги перемаг. | 16 | | | | 318 | 68 | a_1/a_2 9/5 | | |
| 8, P_1^3 | Конкрец. | 15/21 | 91 | 67 | 9 | 330 | 79 | 10 | 11 | R |
| 7, P_1^3 | » | 6/24 | 91 | 54 | 11 | 8 | 82 | 11 | 17 | R |

Примечание. D — склонение, I — наклонение, K — кучность, α_{95} — угол доверия для вероятности 0,95, a_1/a_2 — параметры эллипсоида доверия для направлений, выделенных по методу Холлса; тип направлений: круги перемаг. — выделено методом пересечения кругов перемагничивания, конкрец., осадки — получено в результате чистки соответственно по конкрециям или осадкам, 6/24 — числитель — число проб после отбраковки, знаменатель — общее число отобранных проб, N — прямая полярность, R — обратная полярность.

него принято направление, полученное методом пересечения кругов перемагничивания для объединенных разрезов 10 и 5 (они находятся в одном тектоническом блоке и имеют различные элементы залегания). По остальным разрезам в результате чистки выделена компонента намагниченности, близкая к первичной. Предположение о первичности выделенных компонент основывается на следующих фактах:

Таблица 3
Величины соотношения $K_{д.с.к.}/K_{с.с.к.}$ для различных комбинаций опробованных участков

| Тип породы | Комбинация разрезов | $K_{д.с.к.}/K_{с.с.к.}$ |
|--------------------|---------------------|-------------------------|
| конкреции | 5,3,4,6 | 2,25 |
| | 5,3 | 2,6 |
| осадки | 2,3,4 | 2,3 |
| | 2,3 | 2,5 |
| | 3,4 | 2,5 |
| конкреции + осадки | 5,2,3,4,6 | 2,5 |
| | 2,3 | 2,7 |

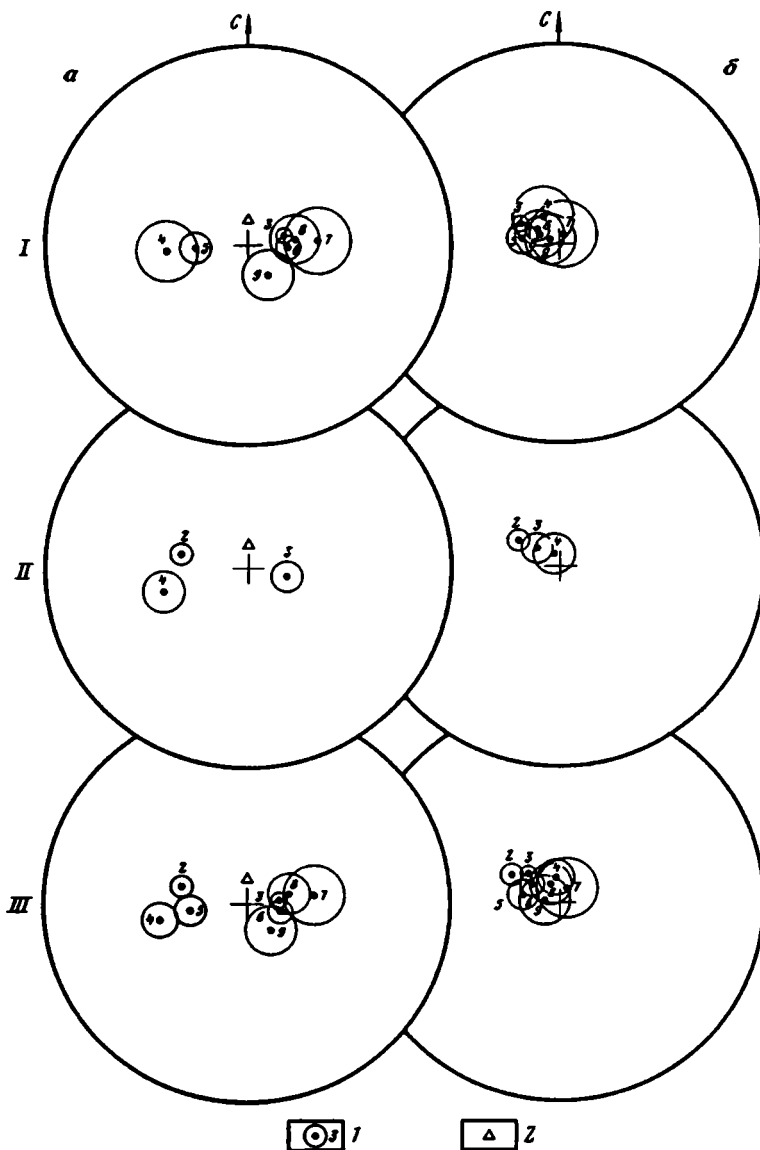


Рис. 4. Средние направления намагниченности по опробованным участкам на стереограммах (нижняя полусфера), рассчитанные в современной (а) и древней (б) системах координат по конкрециям (I), осадкам (II) и по конкрециям и осадкам (III)

I — среднее направление намагниченности с соответствующим кругом доверия и номером опробованного участка, 2 — направление современного поля в данном районе

1. В пределах α_{95} направления намагниченности по осадкам, конкрециям и полученные по пересечениям кругов перематгничивания (разрезы 2, 3, 4) совпадают. (Это свидетельствует также о неощутимом влиянии ошибки наклоения для осадочных пород.)

2. Практически во всех разрезах присутствуют направления, а в разрезах 4 и 6 — зоны, прямой и обратной полярности. Тест обращения, проведенный по направлениям намагниченности разрезов 4, 6 (проверка гипотезы о равенстве средних направлений прямой и обратной полярности [1]), — положителен.

3. Распределение направлений намагниченности в д.с.к. характеризуется кучностями (K), значительно более высокими, чем в с.с.к. Соотношение $K_{д.с.к.}/K_{с.с.к.}$ для различных групп направлений опробованных участков — от 2,3 до 2,7 (табл. 3, рис. 4).

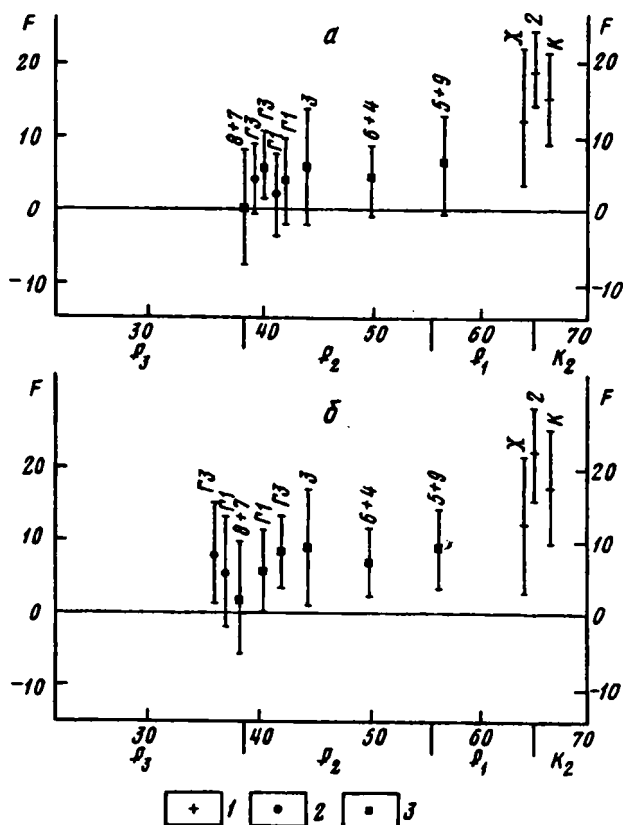


Рис. 5. Диаграммы, характеризующие широтное смещение исследуемых комплексов в зависимости от их возраста относительно Северо-Американской (а) и Евразийской (б) плит 1—3 — используемые для расчета F -критерия позднемеловой (1), эоценовый (2) и олигоценый (3) полюса. Цифры над доверительными интервалами значений F -критерия соответствуют номерам участков или их комбинаций; К, Г, Х — величины F -критерия, рассчитанного по палеомагнитным данным соответственно о-ва Карагинский, хр. Малиновского [13], Олюторского хребта [19]

4. Полученные результаты увязываются, как будет показано ниже, с предыдущими по вулканогенно-терригенному и вулканогенно-осадочному комплексам Олюторской зоны и о-ва Карагинский [13].

Анализ направлений по разрезу п-ова Ильпинский показал, что палеоширота формирования пород нижней и средней части нижнепалеоценовой южно-ильпинской свиты (разрезы: 2 — по данным чистки, 1, 10 + 5 — по пересечениям кругов перемагничивания) значительно более низкая (сороковые градусы с. ш.) по сравнению с широтой места их современного положения, а значения палеоширот формирования всех более молодых отложений колеблются с точностью до α_{95} около широты места их современного положения — 60-х градусов с. ш. Это подтверждает полученные ранее результаты по вулканогенно-терригенному и вулканогенно-осадочному комплексам [13] и показывает, что Олюторско-Карагинская островная дуга в раннем палеоцене находилась на сороковых градусах с. ш., и что в эоцене она была уже на шестидесятих широтах.

Для расчета широтного смещения комплексов Олюторско-Карагинской дуги относительно Северо-Американской и Евразийской плит был применен метод Бекка [30] с поправкой Демареста [31]. Исходным материалом послужили данные о полюсах для Евразийской и Северо-Американской плит [40] и те из средних направлений намагниченности, рассчитанных для ряда одновозрастных

разрезов Олюторской зоны, о-ва Карагинский и Ильпинского полуострова, для которых были получены положительные результаты теста «равенства средних» [1]. Широтное относительное смещение комплексов характеризуется критерием F и отражено на рис. 5. Из анализа диаграмм видно, что все комплексы, сформированные на границе мела и палеогена, значительно смещены относительно обеих плит. На рис. 5, а (Северо-Американская плита) линию нулевых отметок пересекают доверительные интервалы параметра F большинства эоцен-олигоценых комплексов, на рис. 5, б (Евразийская плита) — лишь комплексов, сформированных на границе олигоцена и эоцена (при наименее надежно определенном олигоцене). Отсюда, по мнению автора, можно заключить, что в эоцене, возможно, произошла коллизия исследуемой дуги с Северо-Американской плитой; коллизия дуги с Евразийской плитой, видимо, произошла значительно позже (вероятно, за пределами рассматриваемого временного интервала).

К сожалению, к настоящему времени в описываемом районе не получено палеомагнитных данных для пород моложе эоцена, и непосредственный палеомагнитный анализ тектонических событий в период с олигоцена и позже невозможен. Чтобы все-таки использовать имеющиеся данные для оценки времени совмещения комплексов с Евразийской плитой, необходимо сделать предположение, что с эоцена и в более позднее время комплексы не претерпели значительного смещения. В этом случае сближение комплексов с Евразийской и Северо-Американской плитами могло происходить за счет движения последних. Насколько обосновано такое предположение? Подтверждением ему служит то, что практически для всех разрезов из указанного временного интервала наклонения намагниченности в д.с.к. близки. Это противоречит предположению и геологические данные. Известно, что заложение Алеутской дуги произошло на границе палеоцена и эоцена [38, 39]. Палеомагнитные данные по островам Амля и Умнак [35] показали, что соответствующая часть дуги после заложения не претерпела существенного смещения относительно Северной Америки. Из анализа, проведенного выше, следует, что восточный край Евразийской плиты относительно Северо-Американской находился не южнее, чем сейчас. Перестройка системы спрединга в Тихом океане, 58,6—55 млн. лет назад привела к изменению направления спрединга в срединно-океаническом хребте Кула с субмеридионального на северо-западное [37]. Тихоокеанская плита продолжала двигаться с юга на север. Таким образом, результирующий вектор смещения плиты Кула приобрел север — северо-западное направление. 43—44 млн. лет назад произошла очередная перестройка системы спрединга, которая вызвала изменение направления движения Тихоокеанской плиты с субмеридионального на запад — северо-западное. В то же время произошло отмирание спрединга в хребте Кула и плита Кула начала двигаться к запад — северо-западу вместе с Тихоокеанской плитой [32].

Палеомагнитные данные по о-ву Медный указывают, что Командорский сегмент современной Алеутской дуги находился в эоцене и олигоцене значительно южнее своего нынешнего положения [2]. Однако приведенные выше палеомагнитные и кинематические материалы показывают, что при отсутствии Командорского сегмента Алеутской дуги положение Евразийской и Северо-Американской плит, а также кинематика движения плит в Тихом океане с эоцена были таковы, что прямое взаимодействие Тихоокеанских плит с восточной окраиной Евразийской плиты в эоцене и более позднее время, вероятно, могло происходить не севернее широты современного п-ова Камчатский Мыс (рис. 7). Исследуемые комплексы находились севернее и влияние движения Тихоокеанских плит на них могло быть только косвенным и не могло привести к значительному смещению комплексов на север.

Исходя из предположения об отсутствии значительного дрейфа исследуемых комплексов, дальнейшему анализу были подвергнуты (при положительных результатах применения теста «равенства средних» [1]) средние направления по

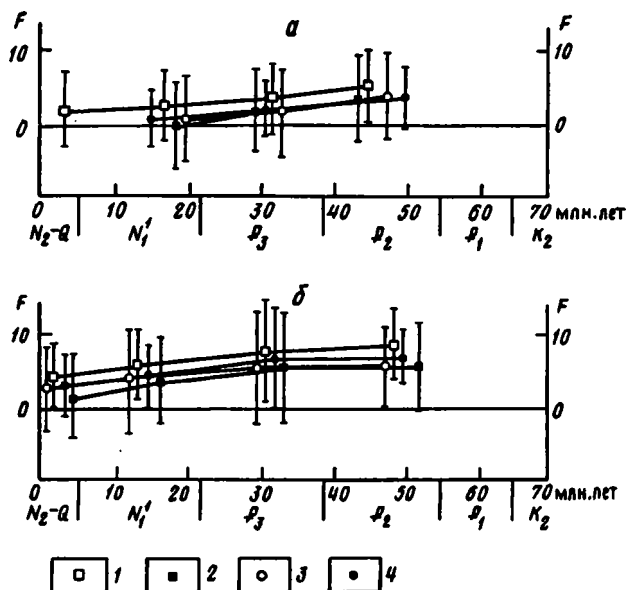


Рис. 6. Широтное смещение комплексов относительно Северо-Американской (а) и Евроазиатской (б) плит по палеомагнитным данным, усредненным по эоцен-олигоценному интервалу
1—4 — величины F -критерия, рассчитанные по средним направлениям групп блоков ГЗ (1) и Г1 (2) хр. Малиновского, группы блоков 3 и 4 (только по осадкам) Ильпинского п-ова (3) и группы блоков 4—9 Ильпинского п-ова (4)

группам разрезов: 4—9 Ильпинского п-ова, 3 и 4 Ильпинского п-ова (только по осадкам), по двум группам блоков хр. Малиновского [13] (соответственно Г1 и Г3). Для каждого направления применялся метод Бекка [30, 31] с использованием эоценовых, олигоценых, миоценовых и плиоценовых полюсов [40] для Северо-Американской и Евроазиатской плит. Как следует из рис. 6, а, смещение Олюторско-Карагинской дуги относительно Северо-Американской плиты не значимо с эоцена, а относительно Евроазиатской — с олигоцена (рис. 6, б). Так как олигоценый полюс для Евроазиатской плиты определен с большой погрешностью ($A_{95}=14$), более вероятным представляется миоценовое время совмещения комплексов с Евразией. Небольшие величины F -параметров свидетельствуют о достаточной надежности сделанных выводов.

СОВМЕСТНЫЙ АНАЛИЗ И КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Анализ геологических материалов по Олюторской зоне и о-ву Карагинский показывает, что в истории Олюторско-Карагинской островной дуги, вероятно, было три структурных перестройки.

Первая перестройка произошла на границе мела и палеогена. Она отражена в несогласии между меловыми и палеоценовыми образованиями в разрезе п-ова Ильпинский, в присутствии конгломератов в маастрихт-датской части разреза хр. Майны-Какыйне и, возможно, в формировании гранатовых амфиболитов (офиолитовый комплекс) с возрастом метаморфизма 60 ± 5 млн. лет. Эта тектоническая перестройка совпала с концом первого этапа магматической активности дуги. Палеомагнитные данные показывают, что последняя находилась в это время на сороковых градусах с. ш.

Следующая перестройка, среднеэоценовая, привела к выведению на поверхность комплексов основания дуги (кремнисто-вулканогенного, офиолитового, вул-

каногенно-терригенного о-ва Карагинский), обломки пород которых ныне находятся в эоценовых отложениях флишoidного комплекса. Имеются геологические данные, свидетельствующие о тектонических движениях этого времени, и на п-ове Озерной (резкое угловое несогласие в среднеэоценовых толщах [15], присутствие в эоценовых толщах обломков пород более древних комплексов [10]). Время перестройки совпадает с концом амагматического периода в Олюторско-Карагинской островной дуге и ее предполагаемой по палеомагнитным данным коллизией с Северо-Американской плитой.

Третья структурная перестройка произошла в миоцене. В это время сформировались структуры северо-западной и завершили свое развитие структуры юго-восточной вергентности. Палеомагнитные данные указывают на миоценовое время коллизии Олюторско-Карагинской дуги с Евразийской плитой.

НЕКОТОРЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ

В основу тектонической интерпретации изложенного материала могут быть положены следующие достаточно надежные, по нашему мнению, выводы.

1. На рубеже мела и палеогена в Тихом океане на сороковых широтах существовало островодужное поднятие — Олюторско-Карагинская дуга. К эоцену дуга переместилась, вероятно, вместе с краем плиты Кула, на широты, близкие к широтам современного распространения представляющих ее комплексов (шестидесятые градусы с. ш.).

2. На границе мела и палеогена, а также в эоцене и миоцене в Олюторско-Карагинской островной дуге произошли структурные перестройки.

3. Главные этапы островодужного магматизма — допозднепалеоэоценовый и среднеэоцен-олигоэоценовый. Импульсность проявлений магматизма, возможно, была связана с изменением угла наклона зоны Беньюфа. После маастрихт-палеоэоценовой структурной перестройки угол падения зоны Беньюфа стал очень пологим, что повлекло за собой резкое ослабление магматической активности дуги [16]. После эоценовой структурной перестройки зона Беньюфа приобрела достаточно крутой наклон, что привело к возрастанию активности дуги.

Имеющийся фактический материал не позволяет создать в достаточной мере обоснованный единый сценарий тектонического развития рассматриваемого района. В связи с этим обсуждаются три возможных модели тектонической эволюции Олюторско-Карагинской дуги.

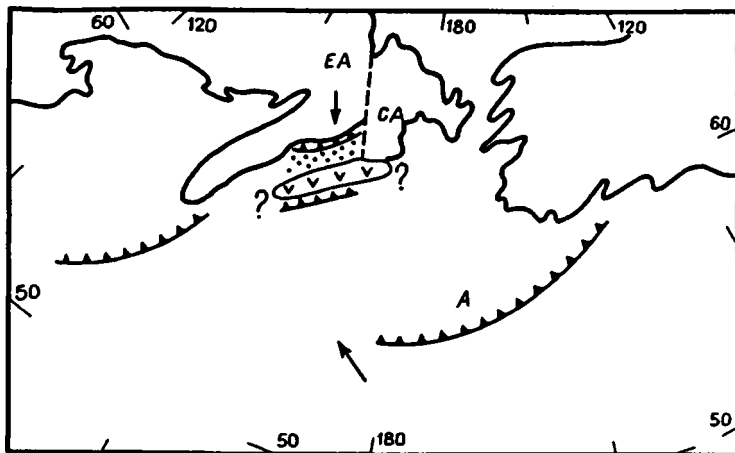
Вариант 1 — предусматривает только эоценовую коллизию островной дуги с Северо-Американской плитой. При таком варианте находят объяснение причины эоценовой перестройки, а эоценовые вулканогенные толщи рассматриваются соответственно как компоненты окраинно-континентального пояса. Мел-палеоэоценовая перестройка структуры дуги могла быть вызвана какими-то независимыми коллизионными процессами в более северных районах, отраженными в настоящий момент в присутствии в Корякском нагорье маастрихтских моласс и надвигов, сформированных на границе мела и палеогена [9, 18].

Вариант 1 — представляется наименее вероятным, так как остаются непонятными отсутствие каких-либо следов эоценовой коллизии в Олюторской зоне и причины возникновения сильных миоценовых деформаций в Олюторской зоне и на о-ве Карагинский.

Вариант 2 — миоценовая коллизия Олюторско-Карагинской островной дуги либо с Евразийской, либо с Северо-Американской плитой [25]. В этом варианте маастрихтская перестройка может объясняться теми же причинами, что и в предыдущем, а эоценовая — эоценовой коллизией Ирунейской дуги (см. выше) с Евразией.

Вариант 3 — тектоническая эволюция Олюторско-Карагинской островной дуги включала и эоценовую коллизию с Северо-Американской плитой, и миоценовую с Евразийской. Этот вариант может рассматриваться лишь при допущении, что граница между Евразийской и Северо-Американской плитами проходила в эоцен-раннемиоценовое время в пределах Корякского нагорья. Если

Эоцен (45 - 55 млн. лет)



Миоцен (15-25 млн. лет)

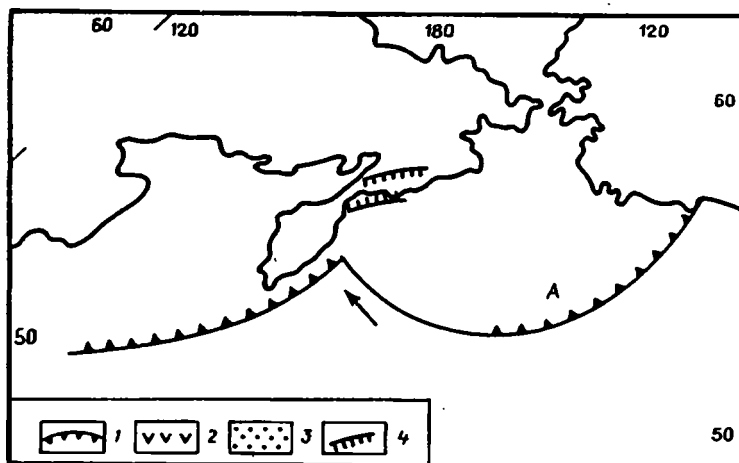


Рис. 7. Вариант реконструкций, основанный на предположении о прохождении границы между Евразийской (ЕА) и Северо-Американской (СА) плитами (показана пунктиром) в субмеридиональном направлении в пределах Корьякского нагорья

1 — зоны субдукции, 2 — сегмент островной дуги, представленный в настоящее время различными формационными комплексами Олюторской зоны и о-ва Карагинский; 3 — Ильпинско-Пахачинский бассейн; 4 — покровно-складчатые зоны (штрихи на стороне, противоположной направлению вергентности структур; а — соответствует северо-западу Олюторской зоны, б — юго-востоку Олюторской зоны и о-ву Карагинский); А — Алеутская дуга, стрелки указывают направление движения плиты

это было так, то в столкновении с Северо-Американской плитой (наезжающей с севера) участвовала только восточная часть Олюторско-Карагинской дуги, а с Евразийской — западная (рис. 7). Соответственно эоценовая и миоценовая коллизии с разной степенью проявились в разных частях дуги (последняя выразилась в формировании структур северо-западной вергентности в Олюторской зоне и новом этапе деформаций в районах о-ва Карагинский и, возможно, Камчатского перешейка).

Расчеты смещения Евразийской плиты относительно Северо-Американской
для района м. Наваринский

| Модель | A1 | A2 | V, мм/год | Азимут, град | V _n | V _e |
|--------|----------|----|-----------|--------------|----------------|----------------|
| | млн. лет | | | | мм/год | |
| I | 9 | 0 | 10,5 | 41,5 | 7,9 | 7,0 |
| | 37 | 9 | 7,9 | 30,0 | 6,8 | 3,9 |
| | 48 | 37 | 16,7 | 307,9 | 10,3 | -13,2 |
| | 56 | 48 | 15,5 | 137,6 | -11,5 | 10,5 |
| | 67 | 56 | 50,4 | 106,6 | -14,4 | 48,3 |
| | 83 | 67 | 34,7 | 106,6 | -9,9 | 33,2 |
| II | 37 | 0 | 9,0 | 41,6 | 6,9 | 6,0 |
| | 48 | 37 | 29,6 | 305,0 | 17,0 | -24,2 |
| | 53 | 48 | 54,0 | 305,9 | 31,7 | -43,7 |
| | 56 | 53 | 64,9 | 113,6 | -26,0 | 59,4 |
| | 67 | 56 | 42,6 | 110,7 | -15,1 | 39,9 |
| | 70 | 67 | 35,1 | 110,7 | -12,4 | 32,8 |
| | 76 | 70 | 15,2 | 110,8 | -5,4 | 14,2 |
| | 90 | 76 | 13,1 | 110,7 | -4,7 | 12,3 |
| III | 53 | 0 | 7,9 | 6,7 | 7,8 | 0,9 |
| | 76 | 53 | 14,2 | 93,1 | -0,8 | 14,2 |
| | 85 | 76 | 7,6 | 92,0 | -0,3 | 7,6 |
| | 90 | 85 | 23,6 | 94,1 | -1,7 | 23,6 |
| IV | 9 | 0 | 10,6 | 43,1 | 7,9 | 7,0 |
| | 20 | 9 | 11,4 | 50,6 | 7,2 | 8,8 |
| | 37 | 20 | 6,8 | 32,5 | 5,7 | 3,7 |
| | 45 | 37 | 7,0 | 61,8 | 3,3 | 6,1 |
| | 48 | 45 | 12,4 | 342,5 | 11,9 | -3,7 |
| | 52 | 48 | 23,9 | 309,4 | 15,2 | -18,5 |

Примечания: A1, A2 — границы временного интервала, для которого проведены расчеты; V — линейная скорость движения Евразийской плиты относительно Северо-Американской; азимут — направление движения; V_n, V_e — соответственно северная и восточная компоненты движения (со знаком «—» — соответственно южная и западная); I—IV — различные варианты расчетов.

В варианте 3, как и в первых двух, маастрихтская перестройка связывается с коллизийными процессами вне островной дуги.

Наиболее сложным вопросом, возникающим в связи с последним из предложенных вариантов, является проведение границы между Евразийской и Северо-Американской плитами для рассматриваемого периода. Существуют различные предположения по этому поводу. По Харберту с соавторами [36], она проходила вдоль Аляскинского шельфа Берингова моря и затем на северо-запад в Южно-Анхойскую зону. Границей плит мог быть и трансформный разлом, протягивавшийся по хр. Ширшова и далее на север в Корьякское нагорье [22]. Какие существуют основания для проведения границы в пределах Корьякского нагорья? В табл. 4 приведены различные параметры движения Евразийской плиты относительно Северо-Американской для района бассейна Наваринского в позднем мелу и третичном периоде. Очевидно, что субмеридиональная граница плит в позднем мелу, палеоцене и раннем эоцене по всем моделям [36] будет границей сжатия, а в более позднее время — либо растяжения, либо двустороннего сдвига, либо какого-нибудь промежуточного движения между этими двумя типами движений. Причем относительная скорость движения плит должна быть значительно выше (40—50 мм/год) для периода сжатия, чем для последующего периода (10—15, редко больше, мм/год). В Корьякском нагорье в период сильного сжатия в палеоцене и начале эоцена происходила последняя, наиболее значительная фаза надвигообразования, причем с образованием структур восточной вергентности [9, 18]. Более поздний период сдвигового смещения в целом отмечен в

Относительное смещение Евразийской и Северо-Американской плит для района Олюторской зоны

| Возраст | R° | F° |
|--------------------------------|--------|---------|
| J ₃ | 6±33 | -4±3 |
| K ₁ | 10±36 | 9±3 |
| K ₂ | -27±50 | 1±6 |
| P ₁ -P ₂ | -10±15 | 2,5±2,5 |
| P ₃ | 17±44 | 4±6 |
| N ₁ | 1±19 | 3,3±3,4 |
| N ₂ | -5±9 | 2,8±2 |

Корякском нагорье незначительными деформациями. Относительное смещение Евразийской и Северо-Американской плит в позднем мелу и третичное время, рассчитанное по имеющимся палеомагнитным полюсам [40] для района Олюторской зоны (табл. 5), не превосходит погрешности метода, т. е. смещение плит друг относительно друга не превышало первых сотен километров. Таким образом, все приведенные данные увязываются друг с другом.

Какие конкретно структуры в Корякском нагорье можно рассматривать как границу плит? Н. И. Филатова [25] выделила по космоснимкам в пределах описываемого района три системы долгоживущих разломов — субмеридиональную, субширотную и северо-западную, которые продолжаются в Берингово море. Возможно, что в различные тектонические периоды по различным системам разломов и происходил контакт двух плит.

ВЫВОДЫ

1. Во время перестройки на границе мела и палеогена Олюторско-Карагинская островная дуга находилась на сороковых градусах с. ш. В это время не могло быть ее коллизии с какой-либо плитой.

2. К эоцену островная дуга переместилась на шестидесятые градусы с. ш. Эоценовая тектоническая перестройка в дуге могла быть связана с коллизией дуги с Северо-Американской плитой.

3. Миоценовая тектоническая перестройка в эволюции рассматриваемой дуги могла быть связана с ее коллизией либо с Евразийской, либо с Северо-Американской плитой.

4. Анализ различных материалов по Олюторской зоне и о-ву Карагинский дает возможность предположить существование и эоценовой, и миоценовой коллизий в истории данного района.

Автор выражает искреннюю признательность сотрудникам отдела геомагнетизма ИФЗ РАН Д. М. Печерскому, В. Э. Павлову, А. Н. Диденко за предоставление аппаратуры для палеомагнитного анализа и полезное обсуждение результатов, Ю. Б. Гладенкову — за любезное предоставление материалов по Ильпинскому полуострову и обсуждение результатов и Н. А. Богданову, В. Д. Чеховичу и И. Р. Кравченко-Бережному за ценные советы и замечания.

Список литературы

1. Баженов М. Л., Шипунов С. В. Метод складки в палеомагнетизме//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 89—101.
2. Баженов М. Л., Буртман В. С., Крежовских О. А., Шапиро М. Н. Палеотектонические реконструкции района сочленения Алеутской дуги и Камчатки//Геотектоника. 1991 № 3. С. 82—97.
3. Берсон Г. Л., Пронина И. Г., Будано А. И. и др. Стратиграфия палеогеновых отложений западного побережья Ильпинского полуострова (опорный разрез)//Кайнозой дальневосточных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1978. С. 98—110.
4. Богданов Н. А., Чехович В. Д., Сухов А. Н., Вишневская В. С. Тектоника Олюторской зоны//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982 С. 189—217.

5. Гладенков Ю. Б., Музылев Н. Г., Витухин Д. И., Волобуева В. И., Красный Л. Л. Нанопланктон в палеогене Корякского нагорья// Докл. АН СССР. 1988. № 5. С. 1198—1201.
6. Гладенков Ю. Б., Багдасарян Г. П., Беньямовский В. Н., Витухин Д. И., Волобуева В. И., Музылев Н. Г., Таривердиева Т. И., Фрегатова Н. А. Планктон в палеогене п-ва Ильпинский (Корякское нагорье)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 10. С. 85—91.
7. Гладенков Ю. Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 198 с.
8. Гладенков Ю. Б., Братцева Г. М., Митрофанова Л. И., Синельникова В. Н. Расчленение олигоцен-нижнемиоценовых толщ Восточной Камчатки (Залив Корфа)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 3—16.
9. Зинкевич В. П. Тектоника Ваежско-Алганской и Великореченско-Рарыткинской зон Корякского нагорья//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 106—135.
10. Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Магакян А. Г. и др. Тектоника п-ова Озерной//Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С. 87—103.
11. Казаков К. Г. Основные черты строения палеогеновых отложений полуострова Ильпинский//Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя восточных районов ССР. М.: Наука, 1988. С. 46—52.
12. Кепежинкас П. К., Уйнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 1990. 167 с.
13. Коваленко Д. В. Палеомагнитные исследования островодужных комплексов Олюторской зоны и острова Карагинский и тектоническая интерпретация результатов//Геотектоника. 1990. № 2. С. 92—101.
14. Кравченко-Бережной И. Р. Геологическое положение магматических комплексов западного обрамления Командорской котловины: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин наук М.: ИЛСАН, 1989.
15. Литвинов А. Ф., Лопатин В.Б., Крикун И. Ф. и др. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений п-ова Озерной//Тихоокеанская геология. 1990. № 6. С. 68—76.
16. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 437 с.
17. Несвит Д. С. Геология и нефтегазоносность Ильпинского п-ва на восточном побережье Камчатки//Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Л.: ВНИГРИ, 1967. Вып. 254а. С. 115—144.
18. Ружнецов С. В., Бялбжеский С. Н., Григорьев В. И., Казимиров А. Д., Лейве А. А., Соколов С. Д. Тектоника Корякского хребта//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136—188.
19. Савостин Л. А., Хейфец А. Н. Палеомагнетизм маастрихт-нижнепалеоценовых островодужных образований Олюторской зоны (южная Корякия)//Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 127—140.
20. Серова М. Я. Планктонные фораминиферы верхнепалеоценовых отложений полуострова Говена//Вопр. микропалеонтологии. Вып. 13. 1970. С. 168—179.
21. Ставский А. П., Чехович В. Д., Кононов М. В., Зоненшайн Л. П. Палинстастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит//Геотектоника. 1988. № 6. С. 32—42.
22. Тарасенко Т. В., Мельникова С. А., Серова М. Я. Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и нижнепалеоценовых отложений хребта Майни-Каккынэ//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 11. С. 139—146.
23. Филатова Н. И. Сквозные структуры Северо-западной части Тихоокеанского кольца и их геологическое значение//Сквозные рудоконтролирующие структуры. М.: Наука, 1989. С. 65—71.
24. Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. С. 80—102.
25. Чехович В. Д. Геология и геодинамические обстановки формирования складчатого обрамления малых океанических бассейнов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 1989, 541 с.
26. Чехович В. Д., Богданов Н. А., Кравченко-Бережной И. Р., Аверина Г. Ю., Гладенков А. Ю., Тильман С. М. Геология западной части Беринговоморья М.: Наука, 1990. 157 с.
27. Чехович В. Д., Кравченко-Бережной И. Р., Аверина Г. Ю., Коваленко Д. В. Аккреционная призма о-ва Карагинский//Геотектоника. 1989. № 1. С. 112—114.
28. Шанцер А. Е., Шапиро М. Н., Колосков А. В., Челебаева А. И., Синельникова В. Н., Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозое//Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 66—73.
29. Шапиро М. Н., Петрина Н. М. Новые данные о геологическом строении о-ва Карагинский//Тихоокеан. геология. 1985. № 1. С. 27—33.
30. Beck M. E., Jr Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America//J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 7115—7131.
31. Demarest H. H., Jr. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data//J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 4321—4328.
32. Engebretson D. C., Cox A., Cordon R. C. Relative motions between oceanic plates of the Pacific Basin//J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 291—310.
33. Halls H. C. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles//Geophys J. Roy Astron Soc. 1976. V. 45. № 5. P. 297—304.
34. Harbert W., Frei L. S., Cox A., Engebretson D. C. Relative motions between Eurasia and North America in the Bering sea region//Tectonophysics. 1987. V. 134. № 4. P. 239—261.
35. Harbert W. New paleomagnetic data from the Aleutian Islands: implications for terrane migration and deposition of the Zodiac fan//Tectonics. 1987. V. 6. № 5. F. 585—602.
36. Kirschvink J. L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data//Geophys. J. Roy Astron. Soc. 1980. V. 62. P. 699—718.

37. *Lonsdale P.* Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and onshore implications//*Geol. Soc. Amer. Bul.* 1988. V. 100. № 5. P. 733—754.
38. *Rubenstein J. L.* Geology and geochemistry of early submarine volcanic rocks of the Aleutian island, and their bearing on the development of the Aleutian island arc. Ph. D. thesis. Cornell Univ., Ithaca. N. Y., 1984. 350 p.
39. *Scholl D. W., Vallier T. L., Stevenson A. J.* Terrane accretion, production, and continental growth: A perspective based on the origin and tectonic fate of the Aleutian-Bering sea region//*Geology.* 1986. V. 14. № 1. P. 43—47.
40. *Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P. et al.* Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to Pamirs since the Triassic//*Tectonophysics.* 1986. V. 123. P. 37—82.

Институт литосферы РАН,
Москва, 109180

Поступила в редакцию
22.IV.1991

УДК 551.242.2

© 1992 г. БРУСИЛОВСКИЙ Ю. В., ГОРОДНИЦКИЙ А. М.,
СОКОЛОВ Б. А.**ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАГЕЛЛАНОВЫХ
ПОДВОДНЫХ ГОР В СВЕТЕ ИХ ГЕОМАГНИТНОГО ИЗУЧЕНИЯ**

По материалам детальной геомагнитной и батиметрической съемки, выполненной в районе подводных гор Магеллановой системы (Тихий океан), проведено магнитное моделирование в соответствии с методикой А. Н. Иваненко для четырех гайотов — МАГЛ-1—4. В результате моделирования установлена обратная магнитная полярность 20° ю. ш. Совместный анализ геомагнитных данных и материалов геолого-геоморфологического изучения дает возможность определить возраст изученных палеовулканов как готерив-барремский (127—123 млн. лет), с которым связана эпоха обратной магнитной полярности в позднем мелу. Установлена генетическая связь Магеллановых гор с трансформным разломом, разделяющим котловины Пигафетта и Восточно-Каролинскую. Даны оценки скорости северного дрейфа несущей Тихоокеанской плиты от раннего мела до настоящего времени (около 3,5 см/год).

Brusilovsky Yu. V., Gorodnitsky A. M., Sokolov B. A. The volcano-tectonic evolution of the Magellane sea-mounts in the light of their geomagnetic studying. *Geotectonics*. 1992. № 4. The magnetic modelling has been carried out for four guyots — MAGL — 1—4 using A. N. Ivanenko's methods and the materials of the detailed geomagnetic and bathymetric survey performed in the area of the Magellane sea-mounts (Pacific Ocean). The modelling has led to establishing the reversed polarity at 20° S. The analysis of the combined geomagnetic data and geologo-geomorphological materials make it possible to determine the age of the studied paleovolcanoes, which is supposed to be Hauterivian-Barremian (127—123 mln. years) related to the epoch of the reversed magnetic polarity in the late Cretaceous. The Magellane mountains and the transform fault separating the Pigaffette and East-Caroline depressions, were found to be genetically related.

Система Магеллановых подводных гор, цепь которых пересекает Марианскую котловину Тихого океана с северо-запада на юго-восток от Марианского желоба до Маршалловых островов, является частью крупнейшего в мире скопления внутриплитовых палеовулканов на океанической литосфере. К северу от Магеллановых гор, субпараллельно им, протягивается горная система Маркус — Уэйк, отделяющая Марианскую котловину от Северо-Западной и далее на восток переходящая в крупное вулканическое поднятие Срединно-Тихоокеанских подводных гор. Такое уникальное скопление вулканических подводных гор на относительно небольшой площади океанического дна, в состав которого входит более 1000 палеовулканов, позволяет считать этот регион наиболее интересным как для изучения природы внутриплитового базальтового вулканизма в океане и связи его с тектонической эволюцией океанической литосферы, так и для поисков полезных ископаемых, связанных с подводными вулканами.

Указанные системы подводных гор до настоящего времени изучены крайне неравномерно. Имеющиеся материалы геологического изучения показывают, что в состав горных массивов входят горы различного возраста, в том числе и такие сравнительно молодые вулканические образования, как Маршалловы острова или хр. Лайн, однако большая часть палеовулканов в этой части Тихого океана сформировалась примерно в середине мела.

Характерная особенность северо-западной части Тихого океана — наиболее

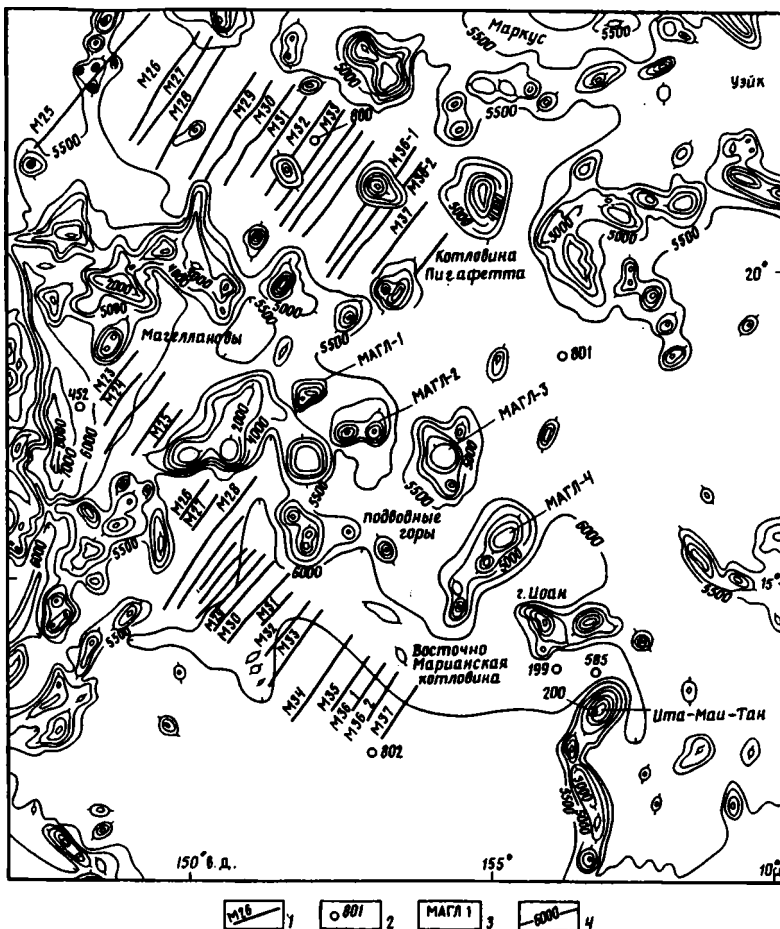


Рис. 1. Обзорная схема

1 — ось инверсионной магнитной аномалии, ее номер; 2 — скважина глубоководного бурения, ее номер; 3 — исследуемая подводная гора; 4 — изобата в метрах

древний возраст океанической литосферы — от раннемелового до юрского. Как показали данные многочисленных геомагнитных съемок, к северу от гор Мид-Пацифик и Маркус — Уэйк располагается Японская система мезозойских магнитных аномалий восток-северо-восточного простирания. Непосредственно к поднятию Срединно-Тихоокеанских гор примыкают линейные аномалии М-22 и М-23 (156—158 млн. лет). Далее к востоку от системы Мид-Пацифик прослеживается Гавайская система мезозойских магнитных аномалий северо-западного простирания, где идентифицируются аномалии от М-0 до М-29 (от 118 до 165 млн. лет). С юго-востока к Срединно-Тихоокеанским горам подходит мезозойская система магнитных аномалий Феникс субширотного простирания, причем к изучаемому району примыкают участки коры с аномалиями М-25 и М-29 (соответственно 161 и 166 млн. лет).

Магеллановы горы располагаются в области древнейшей океанической коры средне- и позднеюрского возраста к востоку от Марианского желоба [9]. По цепи Магеллановых гор проходит граница между Восточно-Марианской котловиной с юга и котловиной Пигафетта с севера (рис. 1). До недавнего времени эту область относили к юрской области спокойного магнитного поля [1]. Однако геомагнитные съемки последних лет, выполненные Д. Хандшумахером [7], дали возможность выделить и идентифицировать здесь две мезозойские последова-

тельности линейных магнитных аномалий, относящихся к японской системе, от М-21 (154 млн. лет) до М-38 (171 млн. лет).

Как видно из рис. 1, последовательность мезозойских линейных аномалий в Восточно-Марианской котловине смещена по отношению к аномалиям в котловине Пигафетта на юго-восток примерно на 450—500 км. Обращает на себя внимание то, что цепь Магеллановых гор располагается на оси правостороннего трансформного разлома, по которому смещаются участки коры в упомянутых котловинах и который, возможно, явился структурой, контролирующей формирование базальтовых палеовулканов.

Результаты геолого-геоморфологического изучения Магеллановых подводных гор показали, что все они имеют вулканическое происхождение и являются гайотами. Следует отметить, что до самого последнего времени Магеллановы горы были изучены довольно слабо. Детальные батиметрические карты по отдельным гайотам отсутствуют. К северу от цепи Магеллановых гор между 19 и 20° с. ш. расположен вулканический хребет Даттон субширотного простираения, в состав которого входят пять гайотов, детально изученных батиметрической съемкой с использованием *SEABEAM*.

В 1984 г. в 9-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» было выполнено продольное пересечение цепи Магеллановых гор [1]. Всего было пересечено восемь гайотов (см. рис. 1). На этом пересечении ширина оснований гайотов Магеллановой группы по изобате 5000 м изменяется от 15 до 54 мили, в среднем составляя 41 милю, средний диаметр плосковершинной поверхности 22 мили. Основания гайотов располагаются на глубинах 5600—6100 м, а плосковершинная поверхность начинается с 1830—1500 м. Поскольку минимальные отметки глубин над вершинами Магеллановых гайотов составляют в среднем около 1400 м, то видимое превышение их над дном Марианской котловины достигает величины 4700 м. Следует отметить, однако, что мощность осадков в этом районе, по данным глубоководного бурения и сейсмопрофилирования, составляет около 1200 м. Поэтому истинная величина превышения вулканических построек Магеллановых гор над окружающим дном с учетом эрозионного среза их вершины достигала, по-видимому, 6 км и более. Некоторые гайоты имеют пьедестал, который начинается от их основания и прослеживаются до глубин 5500—5000 м, где угол наклона поверхности увеличивается почти в 2 раза.

Анализ имеющихся батиметрических данных (см. рис. 1) свидетельствует о том, что в состав Магеллановых гор входят как отдельные палеовулканы, так и сложные системы, состоящие из нескольких сросшихся построек, условно оконтуриваемых изобатой 5000 м. По простираению в цепи Магеллановых гор могут быть выделены две части. Первая, северо-западного простираения, протягивается от 10 до 17° с. ш. В ее состав входят девять изолированных гор. Одна из них — гайот Ита-Маи-Таи была детально изучена в 9-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш». Сюда же входят три многовершинные сложные вулканические системы. Вторая часть, в которую входят сросшиеся сложные вулканические образования, прослеживается от 154° с. ш. до Марианского желоба и имеет субширотное простираение.

В 20-м рейсе бурового судна «Гломар Челленджер» на плоской вершине гайота Ита-Маи-Таи были пробурены три скважины — 200, 201 и 202 (см. рис. 1) [8]. Согласно полученным данным, акустический фундамент, вскрытый под раннеэоценовыми глобигериновыми песчаниками, представляет собой оолитовый известняк, образовавшийся при погружении бывшего острова. Ниже залегают детритовые известняки с остатками кораллов и обломками базальтов. Последнее обстоятельство свидетельствует в пользу того, что изверженные породы выходили на поверхность и гайот Ита-Маи-Таи не был коралловым атоллом. В этом же рейсе одна из скважин (199) была пробурена на ложе Марианской котловины между гайотами Ита-Маи-Таи и ИОАН (см. рис. 1). Фундамент ложа котловины этой скважиной достигнут не был. В забое скважины под фораминиферовыми известняками кампанского возраста вскрыты туфы, предположительно связанные

с вулканизмом Магеллановых гор. Последующие сейсмические исследования показали, что кристаллический фундамент здесь находится на 500 м ниже забоя, глубина которого составила 456 м. Это позволяет оценить среднюю мощность осадочного чехла в этом районе в 1000 м. В 62-м рейсе судна «Гломар Челленджер» в 50 милях восточнее скв. 199 была пробурена скв. 585, также не дошедшая до кристаллического фундамента. Она вскрыла туфы и гялокластиты турбидитового строения кампан-маастрихтского возраста (83—65 млн. лет). В составе туфов были найдены титанавиты, указывающие на их связь с внутриплитовым вулканизмом гавайского типа, возможно, проявившемся на Маршалловых островах. В нижней части скважины в интервале глубин 590—983 м была вскрыта мощная толща турбидитов апт-альбского возраста (118—98 млн. лет), в состав которых входят галька щелочных базальтов и вулканический песок. Наличие в забое скважины мощной толщи туфовых турбидитов дало основания для предположения, что это время характеризовалось активным проявлением вулканизма на Магеллановых горах. Альб-аптский возраст гайотов Магеллановой цепи обсуждался также в связи с находкой в 9-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» образцов детритового известняка на плоской вершине гайота Ита-Маи-Таи. Сейсмические данные по скв. 585 позволили оценить мощность осадочного чехла величиной 1200 м. Это хорошо коррелируется с кривой погружения дна для Марианской котловины [1]. Материал, полученный по скв. 585, указывает на то, что основной этап размыва Магеллановых подводных гор, по-видимому, происходил в апт-альбское время.

Глубоководное бурение, проведенное в 17-м и 61-м рейсах судна «Гломар Челленджер» к югу от Магеллановых гор в котловине Науру (скв. 462) и восточнее в Центрально-Тихоокеанской котловине (скв. 167, 169 и 170), установило наличие здесь на океанской коре «спредингового» происхождения более поздних (примерно на 30—40 млн. лет моложе) базальтовых покровов мощностью до 1 км. Можно предполагать, что этот тип внутриплитового базальтового вулканизма, вероятно, связанный с излияниями трещинного, а не центрального типа, был широко развит в Тихом океане в позднем мелу.

В 1989 г. вблизи Магеллановых гор в соответствии с программой глубоководного океанского бурения были пробурены еще три скважины с бурового судна «Гломар Эксплорер» — 800, 801 и 802 (см. рис. 1). Скважина 800, пробуренная в пределах магнитной аномалии М-33, вскрыла вулканокластиты с возрастом 125—144 млн. лет. Скважина 801 прошла через радиолариевые известняки с возрастом около 163 млн. лет, которые перекрывают пиллоу-базальты и базальтовые потоки с возрастом более 170 млн. лет, что примерно соответствует магнитной аномалии М-37. Скважина 802 вскрыла известняки с возрастом 91—116 млн. лет и вошла в экструзивные базальты, возраст которых не определен.

В 1988—1989 гг. в районе Магеллановых гор судами Мингео СССР были выполнены детальные геомагнитная и батиметрическая съемки, по результатам которых составлены батиметрическая карта (рис. 2) и карта аномального магнитного поля для изученного района (рис. 3). Как видно из рис. 2, съемка охватывает северную часть гор Магеллановой цепи к северу от широты 15°. Средняя квадратичная погрешность геомагнитной съемки составляет около 15 нТл, что позволило составить карту аномального магнитного поля сечением 50 нТл (см. рис. 3).

Как показывает анализ карты аномального магнитного поля, над подводными горами Магеллановой системы выявлены интенсивные магнитные аномалии обратной полярности с размахом до 1000 и более нТл. Наиболее интенсивные отрицательные аномалии с размахом до 1500 нТл зарегистрированы над гайотами МАГЛ-3 и 4, а также гайотом М-7. Вместе с тем обращает на себя внимание сложный характер аномального магнитного поля в северо-западной части Магеллановой цепи, связанный, по-видимому, прежде всего со сложной морфологией сросшихся вулканических построек в этой части горной системы, расположенных на едином вулканическом цоколе. Последнее обстоятельство, несмотря на де-

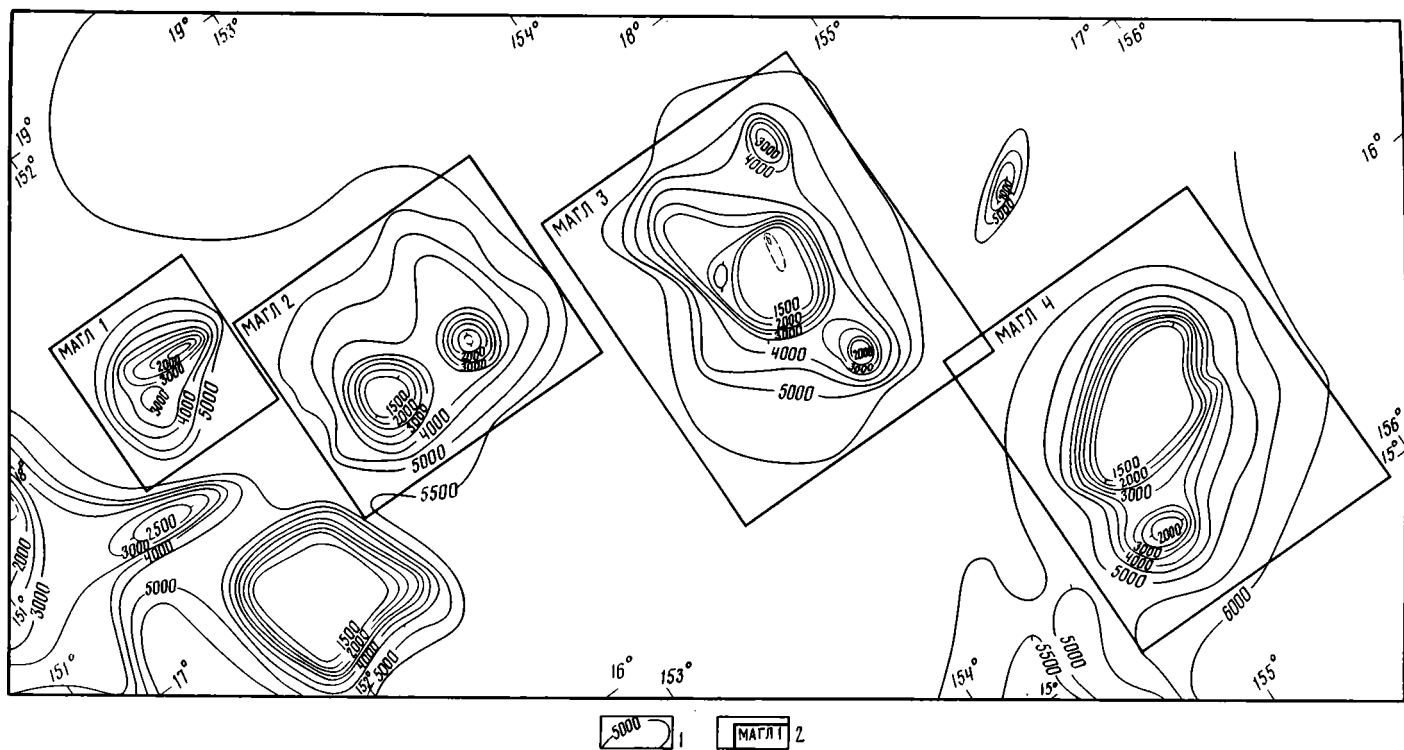


Рис. 2. Батиметрическая карта

1 — изобаты, сечение — 500 м; 2 — область моделирования, условное название подводной горы. Положение МАГЛ-1—4 см. на рис. 1

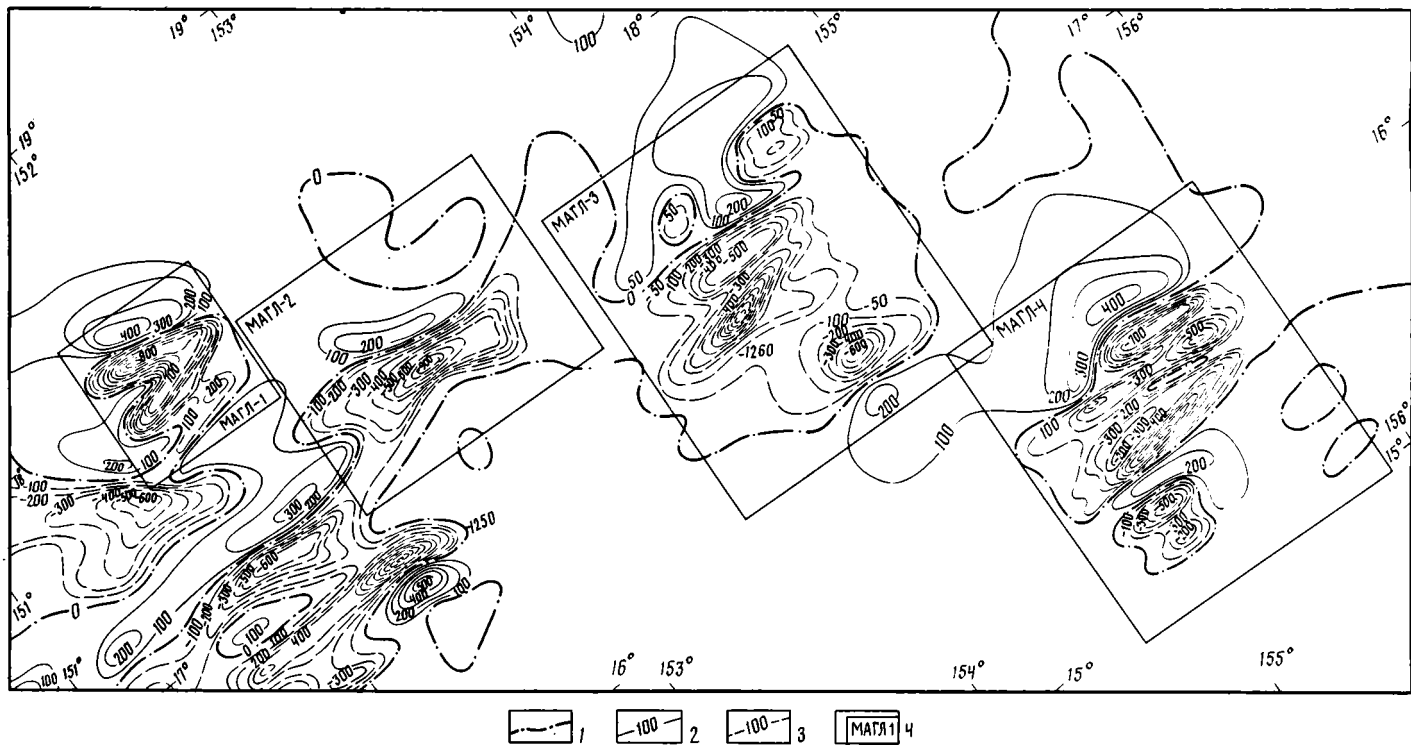


Рис. 3. Карта аномального магнітного поля підводних гор
 1—3 — ізодинами, сечення — 100 нТл: 1 — нульова, 2 — позитивна, 3 — негативна; 4 — область моделювання, умовне названня підводної гори (положення см. на рис. 1)

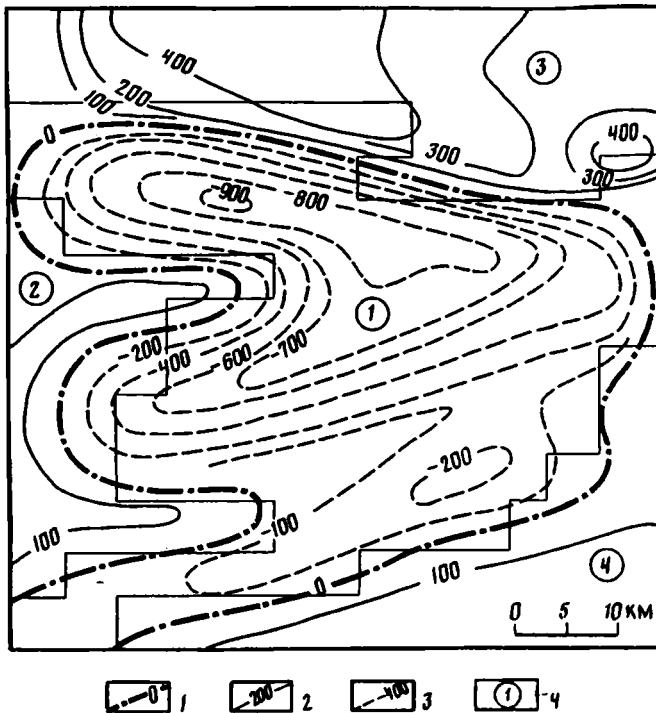


Рис. 4а

тальность съемки, существенно затрудняет подбор эквивалентных моделей для магнитного моделирования подводных гор. По материалам геомагнитных и батиметрических съемок было проведено магнитное моделирование для четырех гор — МАГЛ-1, 2, 3 и 4 (см. рис. 2).

Для магнитного моделирования использовалась методика, разработанная А. Н. Иваненко [3], которая обеспечивает возможность решения на базе ЭВМ обратной задачи магнитометрии для определения распределения векторов намагниченности трехмерного тела по наблюдаемому полю и батиметрическим данным с помощью метода обобщенной линейной инверсии. Результаты моделирования Магеллановых подводных гор представлены на рис. 4.

Как видно из результатов моделирования, для каждой из изученных гор эквивалентная магнитная модель представляет собой совокупность областей с различной эффективной намагниченностью. Так, например, для подводной горы МАГЛ-1 оптимальное соответствие наблюдаемого и расчетного полей обеспечивается магнитной моделью, состоящей из четырех областей с различной величиной эффективной намагниченности (см. рис. 4, а). Модель подводной горы МАГЛ-2 (см. рис. 4, б) представляется более сложной и описывается моделью из семи областей и т. д. Магнитное моделирование свидетельствует о том, что все обследованные подводные горы имеют обратную магнитную полярность. В таблице приведены результаты расчетов величины эффективной намагниченности и палеошироты образования, а также расчетные координаты виртуальных палеомагнитных полюсов для каждой горы. Как видно из таблицы, все подводные горы сформировались примерно на $17-18^\circ$ ю. ш., что согласуется с реконструкциями положения Тихоокеанской плиты в раннемеловое время [5]. Среднее положение палеомагнитного полюса для Магеллановых гор (рис. 5) также соответствует миграции палеомагнитных полюсов Тихоокеанской плиты для возраста 125 млн. лет [6]. Эти данные, а также обратная магнитная полярность Магеллановых

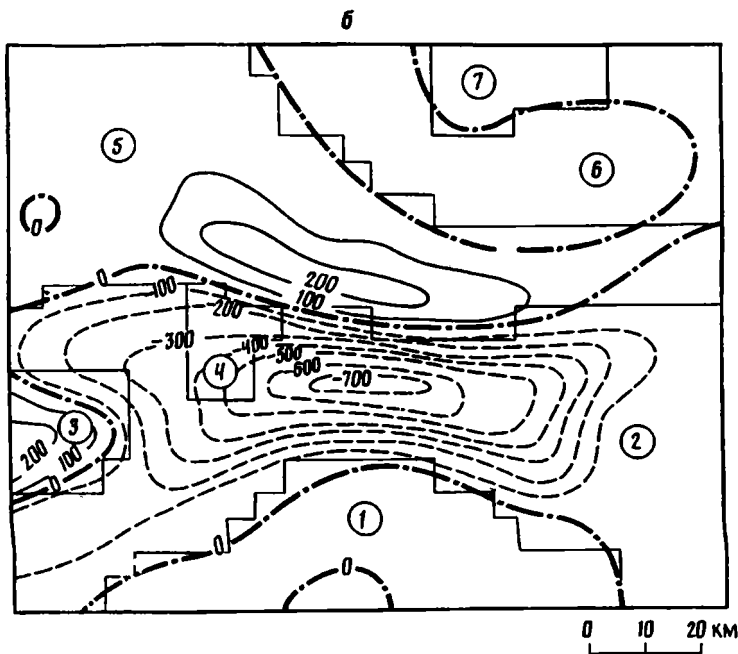


Рис. 46

Рис. 4. Магнитные модели подводных гор МАГЛ-1 (а), МАГЛ-2 (б) (см. рис. 1) 1—3 — изодинамы, сечение — 100 нТл: 1 — нулевая, 2 — положительная, 3 — отрицательная; 4 — блоки с различной намагниченностью, выделенные в результате магнитного моделирования

подводных гор дают основание для предположения, что их возраст соответствует интервалу обратной полярности на границе барре-готерив (123—127 млн. лет).

Это дает возможность оценить северную компоненту абсолютного дрейфа Тихоокеанской плиты за последние 125 млн. лет средней величиной около 3,5 см/год.

Таким образом, независимая количественная оценка, по данным магнитного моделирования Магеллановых подводных гор, в целом подтверждает порядок величин скоростей дрейфа Тихоокеанской плиты, рассчитанных ранее М. В. Кононовым [4]. Вместе с тем полученные данные вносят существенные коррективы в палеоширотное положение системы Магеллановых гор и несущей литосферы в период их формирования. Средняя палеоширота их формирования в раннем мелу составляла, по-видимому, не 30°, как это предполагалось ранее [1], а около 20° ю. ш.

Изучение изотопных характеристик 12 подводных гор мелового возраста из групп Магеллановой, Маршалловой и Вейк, проведенное Х. Стандигелем с соавторами, дало им возможность предположить, что Магеллановы горы генетически связаны с долгоживущей изотопической и термальной аномалией в мантии под Тихоокеанской плитой [10], след которой контролирует северо-западный дрейф Тихоокеанской плиты от раннего мела. Выполненные исследования показали, что порядок содержания изотопов в Магеллановых горах такой же, как в вулканических островных системах Таити, Самоа, Кука и Маркизских.

Как видно из таблицы, современное расстояние по широте между крайними обследованными горами Магеллановой системы МАГЛ-1 и МАГЛ-4 составляет около 2°, что соизмеримо с погрешностью измерения, палеоширотное расстояние с учетом погрешности вычисления палеошироты примерно такое же (~3°). Недостаточное удаление одной обследованной горы от другой по широте и невысокая точность расчета не позволяют сделать однозначного вывода о соот-

Результаты расчетов величины эффективной намагниченности, палеошироты образования и расчетные координаты виртуальных палеомагнитных полюсов для каждой горы

| Название подводной горы | φ | λ | Φ | Λ | $\bar{\varphi}$ | $J_{эф}$ А/м |
|-------------------------|-----------|-----------|--------|-----------|-----------------|--------------|
| МАГЛ-1 | 17°40' | 151°42' | 46 | 311 | -18 | -6 |
| МАГЛ-2 | 17°05' | 152°26' | 51 | 311 | -18 | -2 |
| МАГЛ-3 | 16°13' | 153°41' | 55 | 338 | -17 | -6 |
| МАГЛ-4 | 15°42' | 155°13' | 55 | 300 | -15 | -5 |

Примечание. φ и λ — современные координаты подводной горы; Φ и Λ — координаты виртуального полюса; $\bar{\varphi}$ — палеоширота образования подводной горы; $J_{эф}$ А/м — средняя величина эффективной намагниченности подводной горы.

ветствии их образования модели «горячей точки», предполагаемой здесь по данным геотермических исследований [10].

Для более точного заключения о проявлении модели «горячей точки» по геомагнитным материалам необходимы детальная геомагнитная съемка и магнитное моделирование юго-восточных гор Магеллановой цепи — гайотов ИОАН и Ита-Маи-Таи. Вместе с тем по имеющимся геомагнитным данным складывается впечатление, что базальтовый вулканизм центрального типа, приведший к образованию вулканической цепи Магеллановых гор, контролировался трансформным разломом между котловинами Пигафетта и Восточно-Марианской и связан с его тектонической активизацией в раннем мелу.

Результаты магнитного моделирования северо-западной части цепи Магеллановых подводных гор указывают, таким образом, что возраст их формирования готерив-барремский (а не апт-альбский, как предполагалось ранее) и составляет в среднем около 125 млн. лет.

Это хорошо коррелируется с результатами геологических исследований, выполненных в 9-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» [1]. Согласно материалам этого рейса, из девяти обследованных гайотов Магеллановой цепи четыре (включая гайот ИОАН) сформировались как вулканические острова в результате активных проявлений раннебарремского вулканизма около 120 млн. лет назад.

О. Г. Сорохтиным предложена формула для оценки возраста превращения вулканического острова в гайот [1].

Проведенная в соответствии с этой формулой оценка возраста образования Магеллановых гайотов показала, что гибель крайнего юго-восточного атолла Ита-Маи-Таи произошла около 105 млн. лет назад, т. е. в самом конце аптского и начале альбского века, а размыв вулканического цоколя бывшего острова — на 10 млн. лет раньше и относится к середине аптского века. Что касается гайота ИОАН, то он, судя по уровню поверхности консолидированных осадков на его вершине (около 1,65 км), погрузился в воду около 108 млн. лет назад, а эрозия его вулканического цоколя с глубиной 1,85 км произошла еще раньше — около 116 млн. лет назад. Примерно такая же цифра получена нами при оценке времени образования гайотов МАГЛ-1 — МАГЛ-4. Отмирание рифовых биоценозов на вершинах островов-атоллов (или банок) этой группы и превращение их в гайоты происходило 108—106 млн. лет назад и совпадало с аптской трансгрессией.

Можно предполагать, что гайот Ита-Маи-Таи и другие гайоты юго-восточной части цепи Магеллановых гор образовались несколько позднее — в конце баррема — начале апта, 109—108 млн. лет назад вершины этих островов были уже эродированы и на них стали накапливаться биогермные отложения, а отмирание рифов на островах этой группы произошло, возможно, уже в альбский век. Вместе с тем, как уже отмечалось, для получения сведений о возрасте форми-

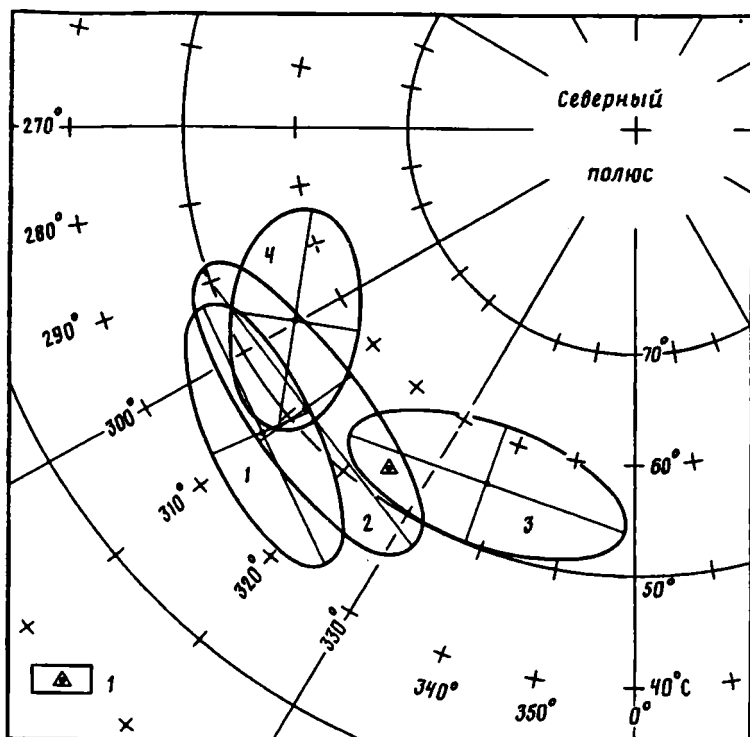


Рис. 5. Расположение виртуальных магнитных палеополюсов, вычисленное для каждой горы по магнитному моделированию
 1 — положение виртуального магнитного полюса для раннемелового времени. Эллипс — доверительная область (цифры 1—4 соответствуют МАГЛ-1—4)

рования палеовулканов этой части цепи необходимы данные детальных геомагнитных съемок.

Современные реконструкции положения Тихоокеанской плиты [5] и полученные нами данные свидетельствуют, что область внутриплитового вулканизма в мелу располагалась в центральной части Тихого океана к югу от экватора, вблизи от критических широт 30—20° ю. ш., примерно там же, где и сейчас расположена область активного вулканизма (острова Кука, Таити, Общества, Туамоту, Маркизские, Пасхи и т. д.). Такое соответствие не случайно. Оно, с одной стороны, дает основания для предположения, что к югу от экватора от раннего мела до настоящего времени располагалась восходящая ветвь конвективных течений в мантии Земли, с которой, по-видимому, связана упомянутая выше термальная аномалия *SOPITA*, с другой — может служить подтверждением предложенной Д. Таркоттом модели мембранной тектоники [11]. В соответствии с этой моделью, при перемещении литосферных плит по эллипсоиду вращения Земли радиус кривизны таких плит изменяется, что приводит к их раскалыванию. Движение плит из высоких широт к низким сопровождается их сжатием и раскалыванием по системе ортогональных трещин сдвига. Развивающиеся затем при сжатии литосферы сдвиги создают в местах пересечения разломов центральные типы излияний магмы, что и приводит к образованию внутриплитовых вулканов. Наличие в плитах трансформных разломов с относительно большой сдвиговой составляющей, подобных разлому между котловинами Пигафетта и Восточно-Марианской, по которым соприкасаются участки литосферы разного возраста и мощности, приводит к возникновению в этих зонах дополнительных напряжений. Вследствие этого участки образования внутриплитовых вулканов

на океанической литосфере, перемещающейся из области высоких широт к низким, должны тяготеть к зонам трансформных разломов с большими сдвиговыми смещениями. Такая закономерность прослеживается для молодых вулканических построек и островов центральной и южной частей Тихого океана. (В частности, подводные горы Луисвилль, располагающиеся на продолжении разлома Элтанин.)

В свете вышесказанного обращает на себя внимание то, что меловые гайоты на дне Тихого океана располагаются двумя субширотными параллельными группами — горы Маркус — Неккер (или Срединно-Тихоокеанские) на севере и Магеллановы горы в Восточно-Марианской котловине. Далее к востоку северная группа переходит в цепь Лайн, а Магеллановы горы — в систему Маршалловых островов и островов Гилберта. Возможно, что отмеченное выше изменение субширотного простираня групп гайотов на субмеридиональное простирание цепей атолловых островов связано с крупной перестройкой системы спрединга в Тихом океане около 110—120 млн. лет назад.

Как отмечалось выше, возраст несущей литосферы в Восточно-Марианской котловине в районе расположения цепи Магеллановых гор, определенный по мезозойским линейным магнитным аномалиям, составляет около 165 млн. лет. Если Магеллановы горы сформировались 125 млн. лет назад, то возраст океанической литосферы в эпоху их образования составлял около 40 млн. лет. Согласно теоретическим оценкам [2], мощность литосферы достигала величины 60—65 км. Расчет высоты вулканических островов, образующихся на литосфере указанной мощности [2], показывает, что она должна была составлять более 6 км. Эти расчетные данные соответствуют реальным высотам Магеллановых островов в период их образования по материалам геоморфологического изучения.

Полученные при расчетах величины эффективной намагниченности для базальтов, слагающих Магеллановы подводные горы (2—6 А/м), вполне соответствуют экспериментальным данным о средней величине остаточной термонамагниченности базальтов внутриплитовых вулканов. Как показывают петрографические исследования, выполненные Г. Б. Рудником, все базальты, собранные на склонах гайотов Ита-Маи-Таи, ИОАН и восточного сателлита гайота ИОАН, принадлежат к единому генетическому ряду — от субщелочных оливиновых до щелочных и близки составу базальтов Гавайских островов.

Список литературы

1. Богданов Ю. А., Сорохтин О. Г., Зоненшайн Л. П. и др. // Железо-марганцевые конкреции подводных гор Тихого океана. М.: Наука, 1990. 229 с.
2. Городницкий А. М. Строение океанской литосферы и формирование подводных гор. М.: Наука, 1985. 165 с.
3. Иваненко А. Н. О снижении размерности в линейных обратных задачах геофизики // Вулканологическое исследование на Камчатке. Петропавловск-Камчатский: Ин-т вулканологии ДВО АН СССР, 1988. С. 79—89.
4. Кононов М. В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 168 с.
5. Christopher R., Scotese C. R., Liza M., Cahagan R. L., Larson R. L. Plate tectonic reconstructions Map of the Ocean Basins 1987.
6. Cox A., Gordon R. Paleolatitudes determined from paleomagnetic data from vertical corers // Rev. Geophys. space Phys. 1984. V. 22. № 1. P. 47—72.
7. Handschumacher D. W., Sager W. W., Hilde T. W. C., Bracey D. R. Pre-Cretaceous tectonic evolution of the Pacific plate and extension of the geomagnetic polarity reversal time scale with implications for the origin of the Jurassic «Quiet Zone» // Tectonophysics. 1989. V. 160. № 1/4 Special issue. P. 365—380.
8. Heezen B. C., Mac Gregor I. D. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D. C.): Gov. print off., 1973. V. 20. 959 p.
9. Joides Journal. 1990. V. XVI. № 2. 110 p.
10. Standigel H., Park R.-H., Pringle M. et al. The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 102. № 1. P. 24—44.
11. Turcott D. L. Membrane tectonics // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1974. V. 36. № 1. P. 133—140.

Институт океанологии РАН
им. П. П. Ширшова,
Москва, 117219;
ВНИИОкеангеология
Москва 117119

Поступила в редакцию
24.V.1991

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24(510)

© 1992 г. ЧИ ЦЗИНЬИН, ШЕН ЮАНЬЧАО

МАГМАТИЗМ И ЭВОЛЮЦИЯ ДЖУНГАРСКОГО
СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО БАСЕЙНА (КНР)

Как известно, задуговые (окраинные) бассейны располагаются близко к краю литосферных плит и отличаются от других структур историей геологического развития и своеобразной магматической деятельностью. Примером задугового бассейна в среднем палеозое может служить Синьцзянская Джунгария, каждый этап развития которой характеризуется появлением специфических магматических комплексов, образующих определенный эволюционный ряд.

Синьцзянская Джунгария является частью Центрально-Азиатского складчатого пояса, ограниченного в рассматриваемом сечении двумя древними континентальными плитами — Сибирской и Таримской, которые были разделены в раннем палеозое океаническим бассейном [1, 14]. В конце каледонского цикла этот бассейн почти полностью исчез. Алтайский край Сибирского палеоконтинента нарастался широкой аккреционной зоной [1, 8], содержащей местами метаморфические породы высокого давления, как, например, глаукофановые сланцы в районе Танбала (рис. 1).

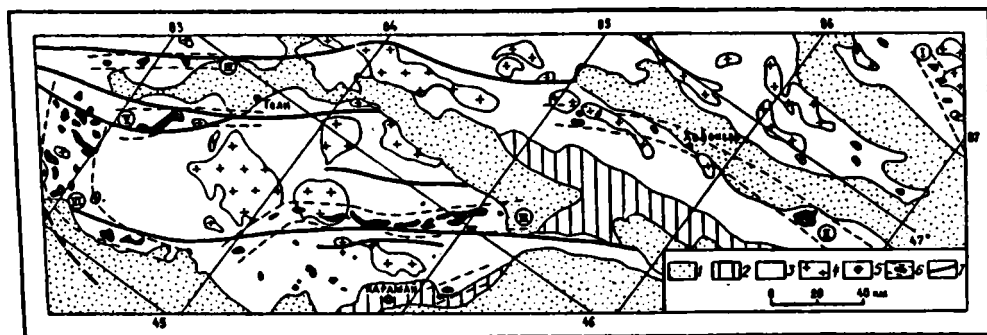


Рис. 1. Геологическая схема Западной Джунгарии

1—3 — ареалы распространения: 1 — четвертичных отложений, 2 — мезозойских, 3 — палеозойских толщ; 4 — гранитные массивы; 5 — тела диоритов; 6 — базит-ультрабазитовые породы и офиолитовые пояса (I — Иртышский, II — Хобоксар-Алмантайский, III — Дарабуту-Карамайский, IV — Барлыкский, V — Майли, VI — Танбала); 7 — наиболее крупные разломы

В течение раннего этапа варисского цикла Таримская плита передвинулась на север, в сторону Северо-Тянь-Шаньской (Богда-Турфанской) островной дуги, за которой возник Джунгарский задуговой бассейн [4, 8]. На протяжении девона — раннего карбона в этом бассейне накапливались подушечные лавы основного состава, флишевые формации, кремнистые радиолариты и смешанные формации с участием пород, которые характерны для глубоководного осадконакопления. При сильном утонении и локальном разрыве новообразованной коры аккреционной зоны активизировалась базит-ультрабазитовая магматическая деятельность в симатическом слое; вдоль разломов образовались офиолитовые меланжи, которые группируются в шесть поясов разной протяженности (см. рис. 1).

Разрезы офиолитовых поясов Западной Джунгарии, восстанавливаемые по отдельным фрагментам, сопоставимы с разрезом океанической коры. В них снизу вверх выделяются метаперидотиты, кумулятивная серия, подушечные лавы, кремнистые породы. Встречаются также плагиограниты океанического типа [7]. В отличие от типичной океанической коры в офиолитовых разрезах Джунгарии нет дайкового комплекса и меньше кумулятивов. Rb — Sr-изохронный возраст кумулятивных пород в

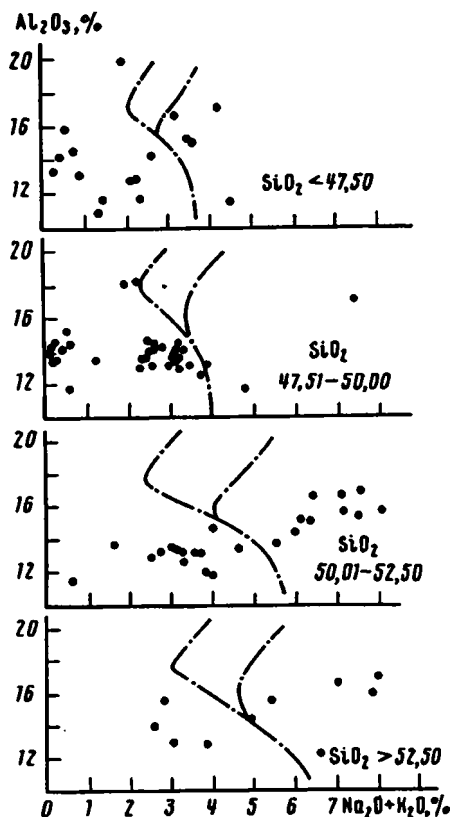


Рис. 2

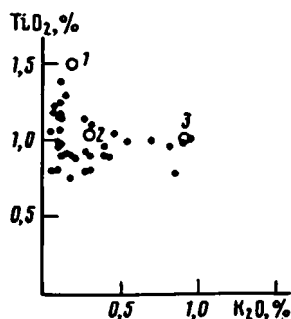


Рис. 3

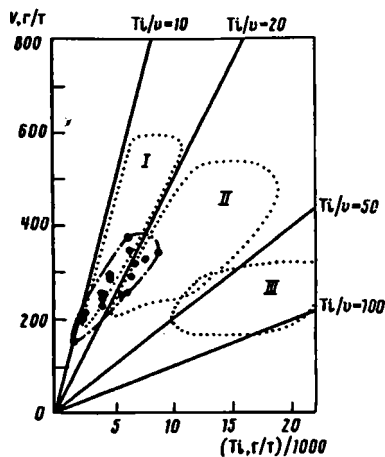


Рис. 4

Рис. 2. Базальты Западной Джунгарии на классификационной диаграмме Х. Куно [12]

Рис. 3. Вариационная диаграмма $TiO_2 - K_2O$ для толентов Западной Джунгарии

1—3 — средние типы базальтов (по [9]): 1 — толенты СОХ, 2 — толенты островных дуг, 3 — известково-щелочные базальты

Рис. 4. Вариационная диаграмма $Ti - V$ для толентов Западной Джунгарии

Поля по [3]: I — островных дуг, II — СОХ, III — океанических островов и континентов

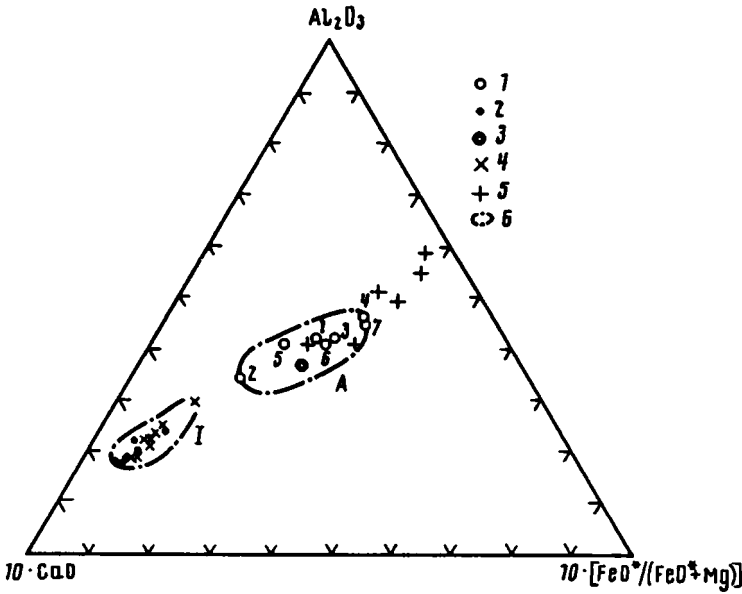
поясе Дарабуту равен 395 + 1,2 млн. лет. Их химический состав (таблица) характеризуется высоким содержанием TiO_2 и близок к составу аналогичных пород океанической коры. Основные лавы бедны кремнеземом: образцы с $SiO_2 < 52,5$ % составляют около 90%. Согласно классификации Х. Куно [12], 72% образцов попадает в поле толентов, 28% — в поле щелочных базальтов (рис. 2, таблица). Вероятно, щелочные базальты возникли на начальной, рифтогенной стадии растяжения коры. В дальнейшем, на более зрелой стадии развития бассейна, когда кора стала приобретать черты океанической, появились лавы толентовой серии. На рис. 3 и 4 видно, что толентовые базальты Джунгарии в целом близки к толентам СОХ и островных дуг, что отражает петрохимическую специфику задугового бассейна.

В конце среднего этапа варисского цикла — новая активизация магматической деятельности. Магматические продукты имеют преимущественно средний состав: формируются небольшие тела и жильная серия диоритовых пород. Они группируются в районе Баоуту к западу от г. Карамай, где образуют полосу северо-восточного простираения (см. рис. 1). Rb — Sr-изохронный возраст одного из тел в этой полосе равен 322 млн. лет, а пород жильной серии дает разброс 261—283 млн. лет. Все разновидности диоритов по своим петрохимическим особенностям принадлежат к I-типу [2, 5, 11] и были генерированы в верхней мантии или в нижней части коры. На диаграмме $FeO^x/MgO - TiO_2(FeO^x = 0,889 Fe_2O_3 + FeO)$ точки диоритов занимают поля СОХ и островных дуг [10], что весьма характерно для задуговых бассейнов.

Продуктами завершающей магматической деятельности являются гранитоиды А-типа, возникшие в конце варисского цикла после закрытия Джунгарского задугового бассейна, Rb — Sr-изохронный возраст пород из массива Течаньчоу равен 257 млн. лет., из массива Акбастау — 220 млн. лет. На рис. 5 видно, что гранитоиды Западной Джунгарии петрохимически очень близки к среднему граниту А-типа и сильно отличаются от интрузивных пород I- и S-типа

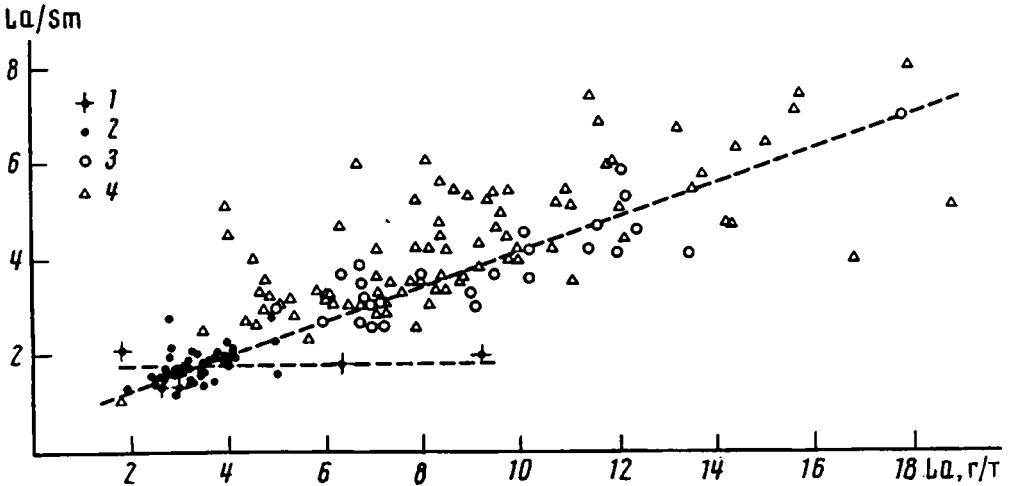
Петрохимические особенности магматических образований региона указывают на их тесную генетическую связь. Так, диориты малых тел и жильной серии находятся на одной прямой линии базальтами (рис. 6). По-видимому, все они являются продуктами частичного плавления из общего агматического очага и различаются только количественно и по времени плавления. Для группы амфиболитов и диабазов показан тренд, обусловленный кристаллизационной дифференциацией [3].

Определения изотопов Nd и Sm из кумулятивных образований разных офиолитовых поясов оказали следующий разброс значений: $\epsilon_{Nd(t)} = 8,9 \pm 0,1$ — в поясе Дарабуту, $\epsilon_{Nd(t)} = 7,3 \pm 0,6$ —



ис. 5. Тройная вариационная диаграмма интрузивных пород Западной Джунгарии и типовых образований

1 — гранитные массивы и тела Западной Джунгарии: 1 — Хуншань, 2 — лашаньгоу, 3 — Мяоэргоу, 4 — Акбастау, 5 — Хату, 6 — Юйталэпенти, 7 — Течаньгоу), 2 — диоритовые; 3 — среднее для гранитов А-типа [6]; 4 — характерные породы I-типа [11]; 5 — гранит-эрифиры S-типа [2]; 6 — контуры полей магматических пород I- и А-типа



ис. 6. Диаграмма La—La/Sm для магматических пород Западной Джунгарии

— габбро и диабазы; 2 — базальты; 3 — диориты; 4 — диоритовые порфириды жильной группы

| Порода | Метапериidotиты | | Кумулянты | | Толитовые базальты | | Щелочные базальты | |
|--------------------------------|-----------------|------------|-----------|----------|--------------------|----------|-------------------|----------|
| Количество анализов | 26 | | 28 | | 62 | | 24 | |
| Окислы | \bar{x} | σ^* | \bar{x} | σ | \bar{x} | σ | \bar{x} | σ |
| SiO ₂ | 44,93 | 0,9378 | 48,37 | 4,3811 | 49,35 | 2,3926 | 51,94 | 2,3992 |
| TiO ₂ | 0,08 | 0,0517 | 0,74 | 0,7315 | 0,97 | 0,2783 | 2,17 | 0,7563 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,37 | 0,1090 | 0,10 | 0,1664 | — | — | — | — |
| Al ₂ O ₃ | 2,27 | 1,1258 | 15,26 | 6,0106 | 14,18 | 1,5111 | 15,43 | 1,4876 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,51 | 0,0853 | 1,28 | 0,5191 | 3,32 | 1,7580 | 4,80 | 2,6736 |
| FeO | 6,88 | 0,3913 | 6,77 | 2,5471 | 7,78 | 1,6687 | 6,47 | 2,1697 |
| MnO | 0,15 | 0,0263 | 0,19 | 0,1732 | 0,20 | 0,0573 | 0,19 | 0,0796 |
| MgO | 41,66 | 2,8427 | 14,62 | 11,7080 | 7,89 | 2,0729 | 4,52 | 1,7206 |
| CaO | 1,95 | 1,2220 | 9,61 | 3,5821 | 10,34 | 2,5762 | 5,00 | 1,9700 |
| Na ₂ O | 0,13 | 0,0732 | 2,54 | 2,0124 | 2,49 | 0,7358 | 3,87 | 1,0276 |
| K ₂ O | 0,06 | 0,0486 | 0,43 | 0,4078 | 0,35 | 0,3442 | 2,54 | 1,7065 |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | 0,0586 | 0,07 | 0,0751 | 0,10 | 0,0705 | 0,40 | 0,2595 |
| H ₂ O ⁺ | — | — | — | — | 3,47 | 0,7758 | 2,80 | 0,8975 |
| Σ | 100,02 | — | 99,98 | — | 100,44 | — | 100,13 | — |

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum x^2 - (\sum x)^2/n}{n-1}}$$

массив Танбала одноименного пояса $\epsilon_{Nd(t)} = 7,2 \pm 0,2$ — массив Хунгулалы к востоку от г. Хобаксар (см. рис. 1). Все цифры свидетельствуют о мантийном источнике офиолитов. На мантийное происхождение не только офиолитов, но и пород группы диорита указывают близкие исходные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,702701—0,704310 — для кумулятов, 0,703883 — для диоритовых тел, 0,70379 и 0,70410 — для диоритовых жил.

Кумулятивные породы, базальты, диориты и жильные диоритовые порфириды возникли в результате частичного плавления мантийного субстрата. Метапериidotиты, в том числе гарцбургиты, дуниты и клинопироксениты, являются кристаллическим реститом после плавления. Исходным субстратом служил лерцолит, остаточные включения которого были обнаружены в офиолитовом меланже поясов Дарабуту и Танбала. Характерная порода кумулятов океанической коры — троктолит [7] — обнаружена только на массиве Хунгулалы (Хобаксар—Алмантайский пояс) и в поясе Дарабуту. Можно полагать, что там располагался центр или самое глубокое место Джунгарского задугового бассейна.

Таким образом, магматическая деятельность этого бассейна началась с появления базит-ультра-базитовых пород и небольшого количества плагиогранитов, затем возникли продукты среднего состава I-типа, а на завершающем этапе образовались кислые интрузивы A-типа. Общая продолжительность магматической активности от становления кумулятов с возрастом 395 млн. лет до внедрения гранитов A-типа с возрастом 220 млн. лет составляет 175 млн. лет. Такая длительность магматических процессов отражает всю эволюционную историю развития Джунгарского задугового бассейна от его зарождения до исчезновения, в связи с чем эта структура Центральной Азии представляет несомненный интерес.

Список литературы

1. Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Фрагменты Палеопацифики в центре Евразийского континента // Тектонические процессы. Докл. сов. геологов на XXVIII сессии МГК. М.: Наука, 1989. С. 30—46.
2. Чи Цзиньин. Порфиновый тип и минералогические особенности серебряно-полиметаллического месторождения в Лэншуйкане, провинция Цзянси // Вестн. петрологии. 1987. № 1. С. 40—49 (на кит. яз.).
3. Allegre C. J., Minster J. F. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 38. P. 1—25.
4. Carroll A. R., Liang Junhai, Graham S. A., Xiao Xuchang, Hendrix M. S., Chu Jinchi, McKnight C. L. Junggar basin, northwest China: trapped Late Paleozoic ocean // Tectonophysics. 1990. V. 181. P. 1—14.
5. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. No. 8. P. 173—174.
6. Clemens J. D., Holloway J. R., White A. J. R. Origin of an A-type granite: Experimental constraints // Amer. Miner. 1986. V. 71. No. 3—4. P. 317—324.
7. Coleman R. G. Ophiolites. Berlin; Heidelberg; New York: Springer-Verlag, 1977.
8. Coleman R. G. Continental growth of Northwest China // Tectonics. 1989. V. 8. No. 3. P. 621—635.

| Диориты | | Диоритовые порфириды | | Плаггиограниты | | Граниты А-типа | |
|-----------|----------|----------------------|----------|----------------|----------|----------------|----------|
| 75 | | 92 | | 9 | | 52 | |
| \bar{x} | σ | \bar{x} | σ | \bar{x} | σ | \bar{x} | σ |
| 58,90 | 2,4067 | 58,16 | 2,5922 | 70,66 | 5,0994 | 74,97 | 1,0790 |
| 0,71 | 0,1017 | 0,72 | 0,0884 | 0,29 | 0,0820 | 0,17 | 0,0464 |
| — | — | — | — | 0,01 | 0,0007 | 0,00 | 0,0000 |
| 16,83 | 0,6974 | 16,73 | 0,3681 | 13,70 | 1,6942 | 12,77 | 0,5934 |
| 1,79 | 0,8308 | 1,63 | 0,4690 | 0,72 | 0,4076 | 0,54 | 0,1537 |
| 4,33 | 0,8782 | 4,40 | 0,4952 | 3,44 | 1,6458 | 1,23 | 0,2933 |
| 0,10 | 0,0215 | 0,11 | 0,0122 | 0,04 | 0,0415 | 0,05 | 0,0913 |
| 3,67 | 0,7011 | 4,30 | 1,0526 | 2,06 | 1,7258 | 0,19 | 0,1391 |
| 5,85 | 0,8978 | 5,82 | 0,8708 | 3,67 | 2,2579 | 0,82 | 0,3678 |
| 3,89 | 0,2324 | 4,12 | 0,2665 | 4,71 | 1,4397 | 3,88 | 0,4304 |
| 1,44 | 0,4037 | 1,38 | 0,5824 | 0,45 | 0,2970 | 4,42 | 0,2222 |
| 0,16 | 0,0488 | 0,15 | 0,0142 | 0,10 | 0,0320 | 0,04 | 0,0113 |
| 1,70 | 0,4335 | 2,48 | 0,1658 | — | — | 0,48 | 0,2955 |
| 99,37 | — | 100,00 | — | 99,84 | — | 99,56 | — |

9. *Condie K. C.* Trace elements geochemistry of Archean Greenstone belts // *Earth Sci. Rev.* 1976. V. 12. P. 393—417.
10. *Glasoley W.* Geochemistry and tectonics of the Grescent volcanic rocks, Olympic peninsula, Washington // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1974. V. 85. P. 785—794.
11. *Hine R. et al.* Contrast between I-type and S-type granitoids of the Kosciusko batholith // *J. Geol. Soc. Australia.* 1978. V. 25. Pt 3—4. P. 219—234.
12. *Kuno H.* High-alumina basalt // *J. Petrol.* 1960. V. 1. No. 2. P. 121—145.
13. *Shervais J. W.* Ti—V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 101—118.
14. *Zonenschain L. P., Kusmin M. I., Kononov M. V.* Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 74. P. 103—116.

Институт геологии Китайской Академии наук, Пекин, КНР

Поступила в редакцию 29.X.1991

РЕЦЕНЗИИ

**ОТЗЫВ О СТАТЬЕ Ю. М. ПУЩАРОВСКОГО И А. А. ПЕЙВЕ
«ВЕЩЕСТВЕННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ
И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ»**

Проблему латеральной неоднородности океанской литосферы один из авторов статьи (Ю. М. Пущаровский) поднимает уже в течение ряда лет и, надо сказать, от первоначального недоверия к этой идее ученые перешли к поискам таких закономерностей. Подобные идеи появлялись и в зарубежных работах как всегда, к сожалению, без ссылок на автора концепции.

Классическая концепция тектоники литосферных плит не содержит в себе возможностей для существования латеральной неоднородности мантии, продуцирующей магматизм в океане, и соответственно признание неоднородности требует серьезного пересмотра самой основополагающей концепции.

Ю. М. Пущаровский в ряде статей рассматривал латеральную геофизическую, модельную и тектоническую неоднородности океанской литосферы и поэтому анализ вещественной неоднородности представляется вполне логичным.

Приведенный в статье материал базируется в основном на вещественных характеристиках магматитов океанского дна, через которые авторы выходят на неоднородности состава зон магмогенерации (мантии). Работа сделана очень профессионально, с использованием данных изотопной геологии, геохимии редких и рассеянных элементов, редких земель и т. д. Общий вывод о существовании неоднородностей разного порядка в зонах магмогенерации не вызывает сомнений и приведенный материал позволяет обосновать те выводы, которые сделаны в статье.

Данные по неоднородности зон магмогенерации позволяют, как мне кажется, перейти к следующему этапу исследований в генеральном направлении современной теоретической геологии — выяснению латеральной и вертикальной неоднородности литосферы. Для этих целей необходимо совместить установленные раньше геофизические и тектонические неоднородности с неоднородностями вещественными. Совокупный анализ позволит, по-видимому, во-первых отделить локальные неоднородности от региональных и, что самое главное, получить данные для разделения тех неоднородностей, которые можно связывать в основном с вертикальной или латеральной неоднородностью состава и состояния литосферы. До настоящего времени попытки синтеза делались только для отдельных структурных зон океана (рифтовая долина, активные участки трансформ и т. д.). Некоторый намек на такие попытки можно найти и в рассматриваемой работе, однако, вероятно, объем статьи не позволил раскрыть их более полно.

Второй подход к проблеме, который, с моей точки зрения, требует развития, анализ различных составов зон магмогенерации с точки зрения барометрии и температурных условий. Методики определения этих условий, основанные на экспериментальных данных, известны. Эти методики позволяют оценить хотя бы относительные различия термобарометрических параметров. Термальные различия можно было бы сопоставить со значениями теплового потока.

Третий подход к решению задачи, также основанный на анализе вещества, связан с проблемой рециклинга (переплавления) низов океанской коры. Эта проблема становится тем более важной, что работы Ю. М. Пущаровского и его соратников показали существование крупных зон тектонического скучивания и соответственно резкого утолщения коры, низы которой могли войти в зону переплавления. Появились работы, доказывающие рециклинг с вещественных позиций (геохимические работы В. И. Виноградова; данные по включениям и геохимия базальтов Исландии в работах Ю. С. Геншафта и А. Я. Салтыковского) и др. Вообще проблема рециклирования вещества океанской коры в последнее время широко дискутируется в литературе. Эти представления могут во многом изменить наши представления по некоторым классическим представлениям о строении литосферы.

Статья Ю. М. Пущаровского и А. А. Пейве не только интересна и важна по фактическому материалу и адекватным выводам из его анализа, но и будит мысли, частью которых пытался поделиться автор рецензии.

А. С. Перфильев

МНОГОУВАЖАЕМЫЕ ЧИТАТЕЛИ!

В 1993 г. журнал «Известия Российской академии наук. Серия геологическая» по постановлению Президиума РАН разделяется на два самостоятельных журнала — «Петрология» (главный редактор акад. В. А. Жариков) и «Стратиграфия. Геологическая корреляция» (главный редактор акад. Б. С. Соколов). Каждый из журналов будет выходить шесть раз в год (по четным месяцам), одновременно на русском и английском языках. Английские версии журналов будут печататься в США по западным полиграфическим стандартам и распространяться за рубежом по подписке российско-американским научным издательством «Интерпериодика». Подготовку английских версий журналов берет на себя «Интерпериодика».

Журнал «Петрология» будет публиковать статьи по петрологии магматических, метаморфических и метасоматических пород континентов и океанов, эволюции эндогенных режимов, петрологическим аспектам рудогенеза, экспериментальным исследованиям в области петрологии и минералогии, проблемам геотермобарометрии, физико-химическому анализу парагенезисов минералов, изотопной геохимии и геохронологии эндогенных пород. Приоритет будет отдаваться статьям, в которых обобщения основываются на новом фактическом материале и прецизионных аналитических и расчетных данных.

В журнале «Стратиграфия. Геологическая корреляция» найдут место результаты историко-геологических исследований, для которых успехи стратиграфии и корреляции геологических событий и процессов во времени и пространстве служат основой широкого синтеза. Будут публиковаться статьи по общим и региональным вопросам стратиграфии континентов и осадочного чехла Мирового океана, теории и методам стратиграфических исследований, по геохронологии, включая изотопную геохронологию, по проблемам эволюции биосферы, бассейновому анализу, различным аспектам геологической корреляции и глобальным геосторическим изменениям Земли. Приоритет будет отдаваться статьям, основанным на результатах мультидисциплинарных исследований.

И в том, и в другом журнале предусматриваются разделы для кратких сообщений, дискуссий, хроники и персоналий.

В связи с публикацией английских версий журналов, вводящих их в международное научное сообщество, к качеству и оформлению статей предъявляются повышенные требования.

Редколлегии журналов «Петрология» и «Стратиграфия. Геологическая корреляция» надеются на плодотворное сотрудничество с авторами из разных стран.

Адрес редакции журнала «Петрология»: 109017 Москва, Ж-17, Старомонетный пер., д. 35. Тел. 230-82-98

Адрес редакции журнала «Стратиграфия. Геологическая корреляция»: 109017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., д. 22. Тел. 231-21-64

Магазин «Книга — почтой» «Академкнига»
высылает наложенным платежом
книги издательства «Наука»:

**Булгакова М. Д., Колодезников И. И. СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙ-
СКИЙ РИФТОГЕНЕЗ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР. ОСАДКОНА-
КОПЛЕНИЕ И ВУЛКАНИЗМ. 1990. 256 с. 4 р.**

На основании специального изучения опорных разрезов Верхоянья, Центрального Приколымья в монографии впервые приводится детальная характеристика вещественного состава среднепалеозойских отложений Северо-Востока СССР и условий их образования. Реконструируется фациальная модель среднепалеозойского бассейна, дается морфоструктурная типизация рифтовых зон, анализируются закономерности образования обломочных и карбонатных пород и др. Прослежены связь эволюции состава вулканитов со стадиями развития, среднепалеозойских рифтов и особенности эволюции состава первичных расплавов в зависимости от геодинамических условий.

Для геологов широкого профиля.

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕ-
НИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ. 1990. 208 с. 4 р. 10 к.**

В сборник включены статьи ведущих специалистов в области формационного анализа, сгруппированные по основным направлениям проблемы. Рассмотрены современное состояние и пути дальнейшего совершенствования формационных методов, применяемых для изучения геологического строения различных территорий и размещения полезных ископаемых на суше и на дне морей и океанов. С позиций системного подхода рассматриваются, в частности, методы выделения и картирования геологических тел, с помощью которых определяются закономерности распределения в земной коре рудных и иных месторождений.

Для геологов, литологов, тектонистов, геохимиков.

Адрес магазина: 117393, г. Москва, ул. Академика Пилюгина, дом 14, корп. 2.