

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

1

1988

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

*Ю. А. Косыгин* (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (ответственный секретарь), *Ч. Б. Борукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. В. Иванов*, *В. А. Красилов*, *Е. В. Краснов*, *Н. И. Лаврик*, *В. Г. Моисеенко*, *Л. И. Попеко*, *О. В. Равдоникас*, *Е. А. Радкевич*, *Г. В. Ручкин*, *К. Ф. Сергеев*, *А. А. Сидоров*,  
*И. К. Туезов*, *В. Н. Шаранов*

---

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65,  
ИТИГ ДВНЦ АН СССР, Тел. 39-39-46.

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*

Мл. редактор *Л. Д. Левецкая*

Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*

Технический редактор *Н. М. Остроумова*

Корректоры *В. В. Борисова*, *Г. В. Шведкина*

Сдано в набор 08.10.87. Подписано к печати 26.01.88.  
МН-01203. Формат 84×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Высокая печать. Усл.  
печ. л. 13,4. Усл. кр.-отт. 14. Уч.-изд. л. 15. Тираж  
633 экз. Заказ № 1046.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство  
«Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск,  
99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Ново-  
сибирск, 77, Станиславского, 25.

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

НОВОСИБИРСК

№ 1, 1988

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>В. Г. Казьмин.</b> Тектоника Каролинского бассейна	3	Состав раннемезозойских песчаников северо-западной части Сихотэ-Алиня . . .	82
<b>Г. И. Аносов, В. В. Аргентов, А. В. Петров, Т. К. Злобин, С. С. Снеговской, Ю. В. Киктев.</b> Новые сейсмические данные о строении земной коры центрального звена Курило-Камчатской островной дуги . . .	40	<b>Н. Г. Шкабарня, В. С. Москвичев.</b> Автоматизированная интерпретация данных методов сопротивлений и вызванной поляризации, полученных в сложнопостроенных районах	89
<b>О. Н. Волянец, Г. П. Авдейко, В. И. Виноградов, В. С. Григорьев.</b> Sr-изотопная зональность в четвертичных лавах Курильской островной дуги . . .	49	<b>О. В. Авченко, М. М. Кузнецова.</b> Минеральные геобарометры . . .	95
<b>В. М. Кузнецов.</b> Обстановки позднеспалеозойского и мезозойского осадконакопления в юго-восточной части Яно-Колымской системы	28	<b>Ю. С. Салин.</b> Предыстория геологического картирования . . .	101
<b>А. В. Федорчук.</b> Происхождение базальтовых серий востока Олюторской зоны (Беринговоморский регион) . . .	39	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
<b>М. Л. Гельман, Ю. М. Бычков.</b> Триасовые вулканы хребта Кэнкэрон и зональность геосинклинального вулканизма в Корякском нагорье	53	<b>Л. А. Маслов.</b> Изучение изостазии Берингова и Охотского морей по данным аномалий высот геоида и батиметрии . . .	110
<b>П. А. Тарарин.</b> Эволюция метаморфизма в Средне-Камчатской метаморфической зоне	63	<b>В. Б. Сухинин.</b> О факторах контроля золоторудной минерализации на одном из месторождений Дальнего Востока . . .	115
<b>С. М. Родионов, Л. Н. Родионова.</b> Зональность оловянной минерализации Арминского рудного района (Центральный Сихотэ-Алинь)	71	<i>КРИТИКА И ДИСКУССИИ</i>	
<b>Б. Г. Саксин, Л. Г. Долгопят.</b> Опыт структурных построений в районах Дальнего Востока с мезозойско-кайнозойской эндогенной минерализацией	78	<b>А. Д. Щеглов.</b> Интересная книга о металлогении Охотско-Чаунской провинции . . .	118
<b>А. Н. Филиппов, Е. В. Михайлик, Ю. Г. Волохин.</b>		<b>Н. А. Шило.</b> К проблеме образования и перестройки тектонических структур . . .	122
		<i>ХРОНИКА</i>	
		<b>Региональная школа-семинар по применению длиннобазисных лазерных интерферометров в геофизике . . .</b>	125

CONTENTS

V. G. Kazmin. Tectonics of the Carolina basin	3	Early Mesozoic sandstones composition in the north-western Sikhote-Alin	82
G. I. Anosov, V. V. Argentov, A. V. Petrov, T. K. Zlobin, S. S. Snegovskoy, Yu. V. Kiktev. New seismic data on the Earth's crust structure of the Kuril-Kamchatka island arc's central link	10	N. G. Shkabarnya, V. S. Moskvichyev. Automated interpretation of data on the methods of resistance and provoked polarization obtained in complex-constructed regions	89
O. N. Volynets, G. P. Avdeiko, V. I. Vinogradov, V. S. Grigoriev. Sr-isotopic zonation in Quaternary lavas of the Kuril island arc	19	O. V. Avchenko, M. M. Kuznetsova. Mineral geobarometers	95
V. M. Kuznetsov. Late Paleozoic and Mesozoic sedimentation setting of the south-eastern Yana-Kolyma system	28	Yu. S. Salin. Pre-history of geologic mapping	101
A. V. Fedorchuk. Basaltic series origination in the eastern Olyutorskaya zone (Bering Sea region)	39	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
M. L. Gelman, Yu. M. Bychkov. Triassic volcanites of the Kenkeren Range and zonation of geosynclinal volcanism in the Koryak upland	53	L. A. Maslov. Isostatic investigation of the Bering Sea and the Sea of Okhotsk based on the data on anomalies of geoid heights and on bathymetry	110
I. A. Tararin. Evolution of metamorphism in the Mid-Kamchatka metamorphic zone	63	V. B. Sukhinin. On control factors of gold mineralization in one of Far East deposits	115
S. M. Rodionov, L. N. Rodionova. Zonation of tin mineralization of the Arminsky ore region (Central Sikhote-Alin)	71	<i>CRITICISM AND DISCUSSIONS</i>	
B. G. Saksin, L. G. Dolgopyat. Experiments of structural constructions in the Far East regions with Mesozoic-Cenozoic endogenic mineralization	78	A. D. Shcheglov. An interesting book on metallogeny of the Okhotsk—Chaun province	118
A. N. Filippov, E. V. Mikhailik, Yu. G. Volokhin.		N. A. Shilo. On the monograph of A. V. Dolitsky	122
		<i>CHRONICLES</i>	
		Regional short courses on application of long-base laser interferometers in geophysics	125



В. Г. Казьмин

ТЕКТОНИКА КАРОЛИНСКОГО БАССЕЙНА

Маршрутными наблюдениями в Каролинском бассейне во время 9-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» подтверждено, что олигоценовая кора бассейна формировалась в субширотной спрединговой зоне. Сегментами этой зоны являются трог Килсгаард, грабены на своде Эурипик и Западно-Каролинский трог. Образование желоба Муссау связано с кратковременным эпизодом поддвига океанической литосферы

в позднеолигоценовое время. Возможно, с этим же эпизодом субширотного сжатия связано образование асимметричного свода Эурипик. Выделение самостоятельной Каролинской плиты в современной структуре возможно, но строго не доказано. По-видимому, ее обособление от Тихоокеанской плиты еще не завершилось.

Каролинский бассейн с глубинами 4400—4600 м ограничен на западе желобами Яп и Палау и трогом Айю, на юге желобами Новогвинейским и Манус, на востоке желобом Муссау и на севере Каролинским хребтом (рис. 1). На некоторых картах в Каролинский бассейн включен также прогиб Лиры, расположенный между хребтом Муссау на западе и поднятием Онтонг-Джава (Капингамаранги) на востоке.

Глубоководным бурением было установлено, что на Каролинском хребте под верхнеолигоценовыми осадками залегают базальты олигоценового возраста [6]. Впоследствии олигоценовые базальты были вскрыты скважинами на поднятии Эурипик и в Восточно-Каролинской котловине [17]. Выяснилось, что океаническая кора Каролинского бассейна значительно моложе, чем кора сопредельных частей Тихоокеанской плиты. Олигоценовое базальтовое основание не распространяется, по-видимому, к северу от Каролинского хребта, на востоке кора мезозойского возраста установлена бурением на поднятии Онтонг-Джава [2].

Вопрос о геометрии спрединга в пределах Каролинского бассейна исследователями решался по-разному. Предполагалось, что поднятие Эурипик представляет собой отмерший спрединговый центр и, следовательно, разрастание океанического дна происходило в широтном направлении [17]. К такому же выводу пришли авторы [5], изучившие детально морфологию поднятия Эурипик и Восточно-Каролинского бассейна. По их мнению, ось спрединга находилась на Эурипике, а разломы северо-восточного простирания (трог Килсгаард и др.) являются трансформными. При этом по одному из таких разломов допускалось крупное смещение южного сегмента хребта Эурипик к востоку — иначе одинаковый возраст базальтов в скважи-

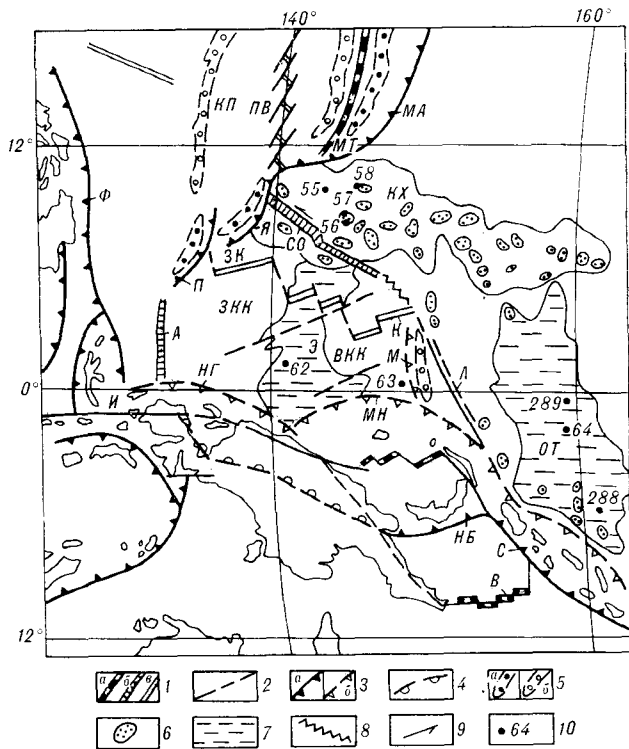


Рис. 1. Структурная схема Каролинского бассейна и сопредельных территорий.

1 — зоны спрединга: а — активные, б — возможно активные, в — отмершие; 2 — разломы, в том числе трансформные; 3 — желоба: а — активные, б — отмершие; 4 — миоценовая зона коллизии континент — дуга; 5 — островные дуги: а — активные, б — отмершие; 6 — подводные горы; 7 — поднятия невыясненной природы; 8 — зона сближенных разломов; 9 — направление сдвига; 10 — скважина глубоководного бурения. Рифтовые зоны: А — трог Айю, СО — трог Сорл, МТ — Марианский трог, ПВ — Паресе-Вела, В — Вудларк, ЗК — Западно-Каролинский трог, К — трог Килсгаард; желоба: МА — Марианский, Я — Яп, П — Палау, Ф — Филиппинский, НГ — Новогвинейский, МН — Манус, М — Муссау, НБ — Новая Британия, С — Соломонов; разломы: И — Ирианский, Л — Лиры; поднятия: Э — Эурипик, ОТ — Онтонг-Джава (Капингамаранги), КХ — Каролинский хребет, КП — Кюсю-Палау; котловины: ЗКК — Западно-Каролинская, ВКК — Восточно-Каролинская.

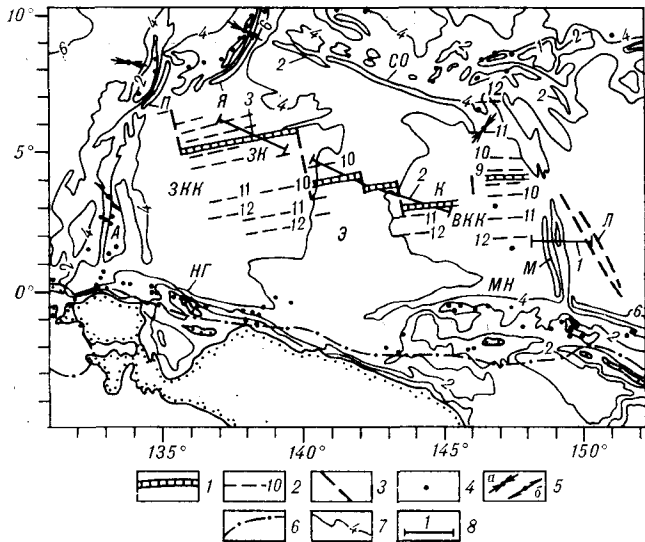


Рис. 2. Линейные магнитные аномалии и сейсмичность Каролинского бассейна (по [15] с дополнениями).

1 — срединговая ось олигоценевого времени; 2 — линейные магнитные аномалии; 3 — предполагаемые трансформные разломы; 4 — эпицентры землетрясений; 5 — механизмы смещения в очагах землетрясений: а — взброс, надвиг, б — сдвиг; 6 — северная граница пояса высокой сейсмичности (очаги в пределах пояса не показаны); 7 — изобаты, глубины в км; 8 — профили, показанные на рисунках: 1 — рис. 6, 2 — рис. 3, 3 — рис. 5. Буквенные обозначения те же, что на рис. 1.

нах 62 и 63 оставался необъяснимым. Желоб Муссау по этой схеме рассматривался как олигоценовая, ныне отмершая зона субдукции, а трог Лиры — как задуговой бассейн.

Линейные магнитные аномалии в Каролинском бассейне были впервые установлены Брейси [3], причем их простирание оказалось широтным. По интерпретации Брейси раскрытие Каролинского бассейна было двустадийным: в эоцене — олигоцене (42—23 МА) разрастание шло из средингового центра северо-восточной ориентировки, а в нижнем — среднем миоцене (18—13,5 МА) — из центра, имевшего северо-западное простирание. Граница между разновозрастными участками ложа проводилась примерно по Западно-Каролинскому трогу. Предполагалось также, что северная половина ложа бассейна была поглощена в Каролинской зоне субдукции и наблюдаемые аномалии отвечают только южной половине палеогенового ложа.

Позднее была предложена другая интерпретация магнитных аномалий [15], по которой в Каролинском бассейне выделяются только олигоценовые аномалии с 9 по 12, соответствующие возрасту 28—35 МА и расположенные симметрично по отношению к трогам Килсгаард и Западно-Каролинскому (рис. 2). Последние рассматриваются как рифтовые срединговые зоны олигоценового возраста, а поднятие Эурипик — как асейсмический хребет, возможно, вулканического происхождения.

Маршрутом 9-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в декабре 1984 г. были пересечены трог Килсгаард и Западно-Каролинский, а также поднятие Эурипик. В восточной части это пересечение близко совпадает с ранее опубликованными профилями [5].

На всем протяжении от дна Восточно-Каролинской котловины до свода поднятия Эурипик мощность осадочной толщи 500—600 м остается постоянной. По данным бурения разрез сложен однообразными карбонатными осадками, охватывающими интервал от олигоцена до современной эпохи [17]. Такая же толща заполняет трог Килсгаард, представляющий собой просто построенный грабен шириной 54 км. В бортах грабена выделяется 2—3 сбросовые ступени с амплитудой вертикального смещения 300—500 м. Блоки, разделенные сбросами, наклонены в сторону от грабена. Восточный борт возвышается над дном на 1200 м, западный — на 550 м. Наиболее глубокая часть грабена («внутреннее дно») имеет ширину около 14 км.

Поднятие Эурипик имеет форму широкого и пологого меридионального свода, возвышающегося над дном сопредельных котловин на 2250 м. На записи непрерывного сейсмического профилирования (НСП) по галсу судна «Вима» [17], пересекавшему поднятие поперек, видно, что базальтовый фундамент также сводобразно пзогнут. Маршрут НИС «Академик Мстислав Келдыш» пересек участок поднятия, сильно нарушенный разломами. На юго-восточном склоне пересечен сброс с амплитудой смещения по фундаменту до 1000 м (рис. 3). Судя по батиметрической карте (рис. 4), разлом имеет северо-восточное простирание, т. е. ориентирован поперек поднятия Эурипик. Ранее предполагалось, что этот разлом является молодым сдвигом, смещающим топографическую ось поднятия на 65 км к юго-востоку [5]. Сдвиговая природа разлома представляется вероятной, но возраст смещения остается неустановленным.

Далее к западу по маршруту в пределах поднятия Эурипик выявлены два грабена, сходных по строению с трогом Килсгаард. Первый из них расположен на юго-восточном склоне поднятия и отличается наличием приподнятого до глубины 2500 м центрального горста, разделяющего грабен надвое. Северо-западный борт образован тремя главными и несколькими малыми ступенями, наклоненными в сторону от оси грабена. В привершинной части поднятия Эурипик находится другой грабен с простым симметричным строением. В каждом борту выделяются по две сбросовые ступени, наклоненные в сторону от оси. Мощность осадочной толщи в этом грабене возрастает до 850 м.

Грабен на юго-восточном склоне поднятия имеет, судя по батиметрической карте, северо-

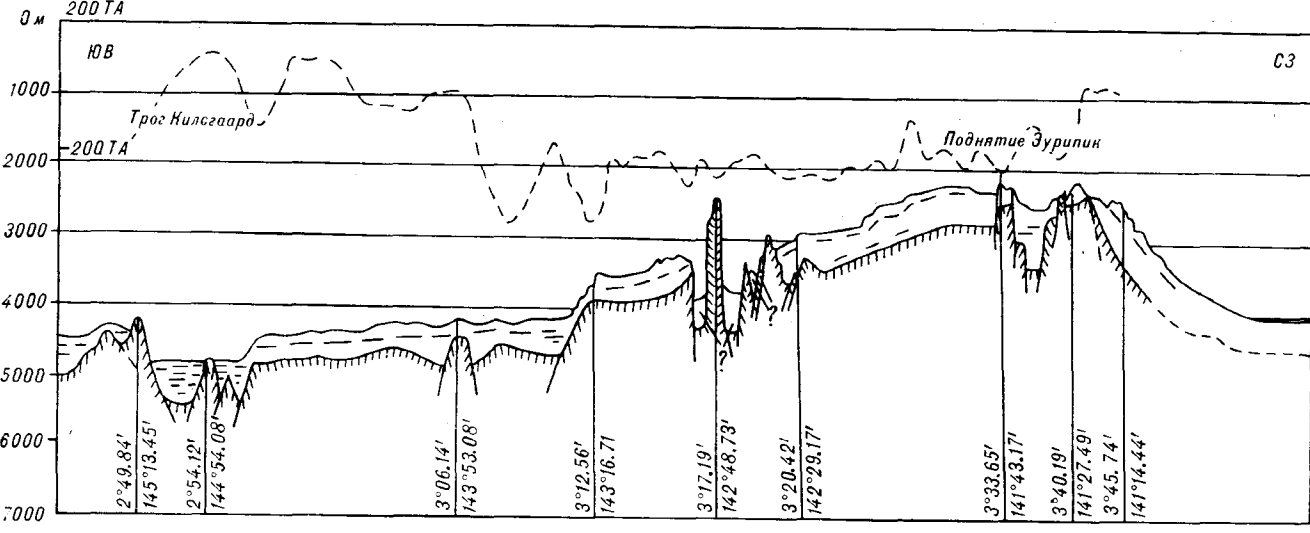


Рис. 3. Геолого-геофизический профиль через трог Килсгаард и поднятие Зурилик. Пунктиром показаны магнитные аномалии. Поверхность акустического фундамента выделена штриховкой, показаны сбросы. Положение профиля см. на рис. 2.

восточное простирание и прослеживается до центральной части поднятия. Грабен в привершинной части на батиметрической карте не выражен, и можно лишь предполагать, что он

имеет то же простирание. Судя по профилям НСП, формирование грабенов произошло до накопления осадков, т. е. до верхнего олигоцена. Лишь единичные разломы, возможно, были омоложены впоследствии.

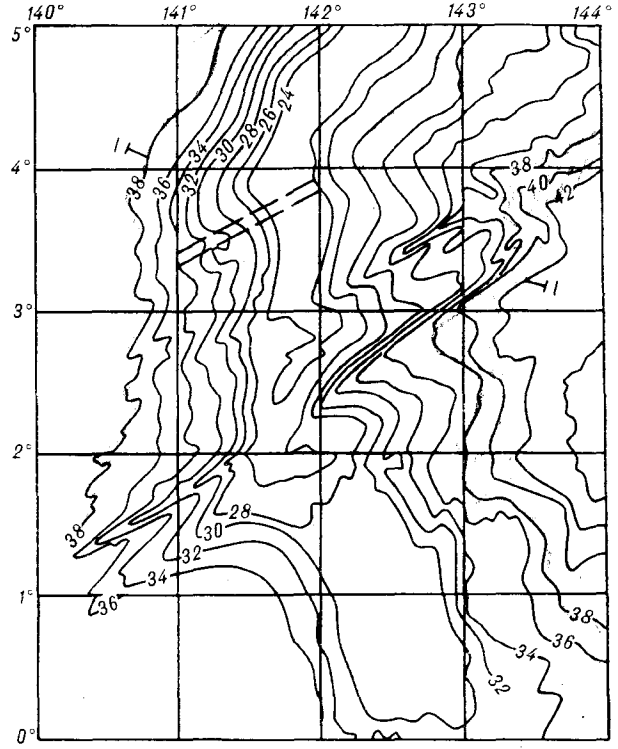


Рис. 4. Батиметрическая карта поднятия Зурилик. Опубликовано Гавайским геофизическим институтом в 1974 г., приводится по [5].

Изобаты в сотнях метров. Виден поперечный уступ (разлом) и один из грабенов, пересеченных профилем на рис. 3. Пунктиром нанесено положение грабена в привершинной части поднятия. I—I — линии профиля на рис. 3.

Западный склон поднятия Зурилик в рассматриваемом пересечении значительно круче восточного. От его подножия до Западно-Каролинского трога простирается плоское дно с глубиной около 4200 м. По мере приближения к трогу рельеф дна становится все более расчлененным: появляются формы, отвечающие мелким грабенам, моноклинальным блокам, наклоненным в сторону от трога (рис. 5). К сожалению, мы не располагаем для этого участка записью НСП, так что судить о соотношениях разломов с осадками нельзя.

Сам трог имеет отчетливую форму грабена с широкими многоступенчатыми бортами. По бровкам бортовых уступов ширина грабена около 100 км, превышение бортов над дном — 1900 м, ширина центрального грабена (днища) — 13 км. По морфологии Западно-Каролинский трог близок к рифтовым долинам спрединговых хребтов, отличаясь лишь несколько большей шириной. Судя по батиметрической карте [17], простирание Западно-Каролинского трога северо-восточное, такое же, как у трога Килсгаард и у других, охарактеризованных выше грабенов.

В целом в пределах Каролинского бассейна вырисовывается система грабенов северо-восточного простирания. Два грабена этой системы (трог Килсгаард и Западно-Каролинский) были известны ранее, два других выявлены в ходе настоящих исследований. В совокупности грабены образуют единую рифтовую зону, сег-

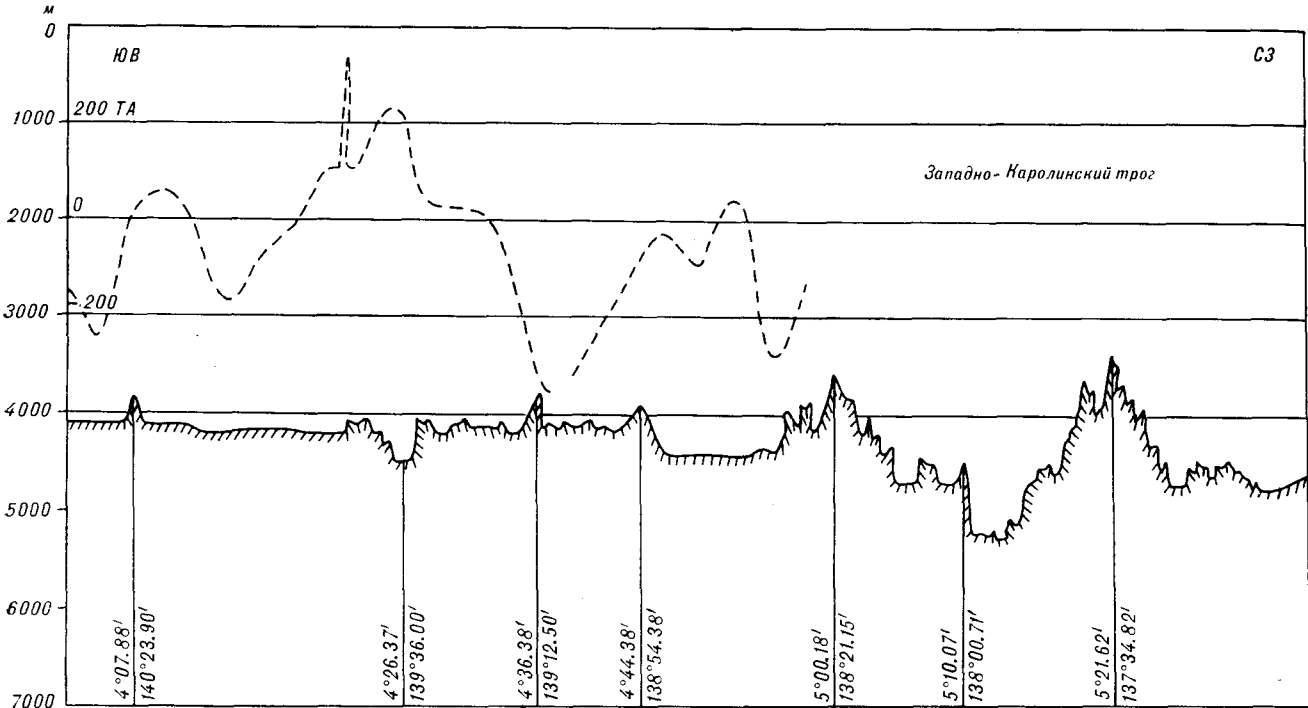


Рис. 5. Профиль эхолотного промера через Западно-Каролинский трог. Пунктиром показаны магнитные аномалии. Положение профиля см. на рис. 2.

менты которой закономерно смещены относительно друг друга. Трансформные разломы между сегментами пока не выявлены, но наличие структурных элементов северо-западной ориентировки отмечается некоторыми исследователями [5]. По морфологии все грабены близки к рифтовым долинам срединно-океанических хребтов и не похожи на трог трансформных разломов. Таким образом, полученные данные подтверждают предположение Вейссела и Андерсона [15] о древнем широтном срединном центре в Каролинском бассейне.

Вторая дискуссионная проблема касается выделения современной Каролинской плиты. На многих схемах Каролинская плита не отделяется от Тихоокеанской [10 и др.]. Слабая сейсмичность на предполагаемой границе между обеими плитами указывает на то, что относительные перемещения между ними если и существуют, то являются незначительными [8, 12].

Попытка выделить Каролинскую плиту принадлежит Вейсселу и Андерсону [15] и основывается на анализе батиметрических и геофизических данных. Западная граница с Филиппинской плитой проводится по желобам Яп и Палау и далее к югу — по трог Айю. Оба желоба отличаются слабой сейсмичностью, отсутствием (или редкостью) взбросовых механизмов в очагах землетрясений, катастрофических землетрясений. Все это свидетельствует о слабом «сцеплении» между поддвигающейся и надвигающейся плитами, что, в свою оче-

редь, связано с косо́й ориентировкой вектора сближения плит по отношению к зоне субдукции [14].

К югу от желоба Палау вектор движения Каролинской плиты по отношению к Филиппинской направлен на юго-восток, так что здесь на границе плит появляется раздвиговая составляющая, реализующаяся в образовании трога Айю. Современная активность в трог подтверждается наличием мелкофокусных землетрясений, для одного из которых установлен фокальный механизм типа сдвига северо-западной ориентировки [15]. С бортовых уступов трога Айю драгированы пиллоу-лавы типа MORB и глубинные породы, сходные с офиолитами, чем подтверждается аккреционная природа границы [9].

Южная граница предполагаемой Каролинской плиты также отчетливая. По морфологическому признаку она проводится вдоль Новогвинейского желоба и желоба Манус — активных в прошлом (до верхнего миоцена?) зон субдукции. В настоящее время вдоль этих желобов предполагается в основном сдвиговое смещение. Однако, как видно из распределения эпицентров землетрясений, в том числе катастрофических, относительное перемещение Индо-Австралийской и Тихоокеанской (или Каролинской?) плит реализуется, главным образом, вдоль зоны Ирианского левого сдвига [13], проходящего по депрессии между срединным и бортовым хребтами Новой Гвинеи [12].

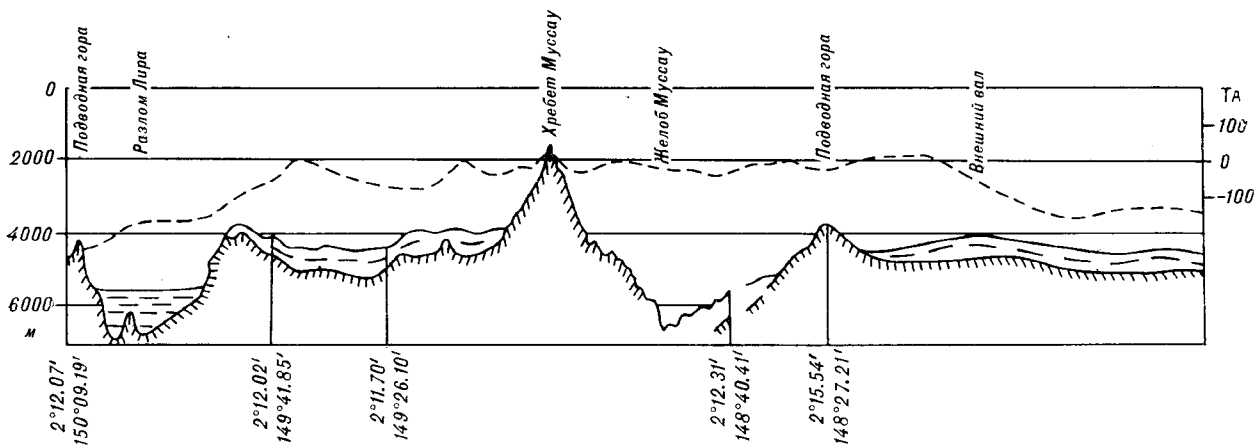


Рис. 6. Геолого-геофизический профиль через хребет и желоб Муссау. Пунктиром показаны магнитные аномалии. Кровля акустического фундамента выделена штриховкой. Положение профиля см. на рис. 2.

Конечно, установление западной и южной границ еще не дает основания для выделения Каролинской плиты, поскольку они могут рассматриваться соответственно как границы Тихоокеанской и Филиппинской и Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит. Ключевым в этом вопросе является выделение северной и восточной границ, совпадающих, по мнению Вейссела и Андерсона [15], с трогом Сорол и желобом Муссау.

Трог Сорол с глубинами до 4500 м расположен на южном склоне Каролинского хребта (см. рис. 1) и представляет собой депрессию, расширяющуюся с востока на запад с 60 до 150 км. Крупные сбросы с амплитудой смещения до 3000 м отмечаются по южному борту трого, морфология северного борта и центральной части сложная благодаря многочисленным разломам со значительным вертикальным смещением. Осевая часть трого лишена осадков, что может быть косвенным указанием на недавнее образование здесь океанической коры. Кинематическая модель Вейссела и Андерсона предполагает, что движение Тихоокеанской плиты относительно Каролинской имеет характер левого сдвига с элементами раздвига, причем последний увеличивается в западном направлении [15]. Возможно, что западная часть трого представляет собой «проницаемый трансформный разлом» [7].

При драгировании в различных частях трого были обнаружены разнообразные сильно деформированные породы, включающие океанические толеиты типа MORB, переходные, до щелочных, базальты, высокотитанистые ферробазальты и ультрабазальты. Две последние группы пород характеризуют обстановку внехребтового, внутриплитового вулканизма [9]. В целом разнообразие типов базальтов также указывает, скорее, на обстановку «проницаемого

трансформного разлома», чем на нормальный спрединг.

Какова бы ни была кинематика раскрытия трого Сорол, важно, что вдоль него нет современной сейсмической активности. Расплывчатый и слабо выраженный пояс редких мелкофокусных землетрясений располагается севернее, в пределах Каролинских островов [12], и его связь с трогом по меньшей мере сомнительна. Таким образом, прямого подтверждения существования современной границы плит здесь нет.

Желоб Муссау (см. рис. 1, 2) ограничивает предполагаемую Каролинскую плиту с востока. На юге он сочленяется с желобом Манус и прослеживается примерно до 4° с. ш. В северном направлении желоб и сопровождающий его хребет на глубинах до 1600 м сглаживаются до исчезновения. В поперечном сечении желоб Муссау сходен с профилями активных желобов (рис. 6). Океаническая кора и осадки Каролинского бассейна изгибаются и погружаются в желоб, имеющий максимальную глубину 7208 м. На профиле видно, что в 80—100 км от оси желоба проходит ось внешнего вала — очень пологого (с амплитудой около 300 м и шириной 65 км) поднятия. По данным Вейссела и Андерсона [15], валу отвечает аномалия силы тяжести в свободном воздухе +25 мГл. Резко выраженные гравитационные аномалии наблюдаются также над желобом и хребтом. Так же, как и рельеф, аномалии сглаживаются и исчезают в северном направлении. Значительные аномалии рельефа и силы тяжести истолковываются названными авторами как признак современной активности желоба, причем отсутствие сейсмичности и вулканизма связывается с недавним началом поддвига.

Особое значение для решения вопроса о возрасте желоба Муссау имеют подводные наблю-



дения с помощью подводных обитаемых аппаратов «Пайсис», выполненные в 9-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» [1]. Установлено, что вершинная часть хребта (глубины 2000—1600 м) сложена базальтами, долеритами, габбро и троктолитами, принадлежащими к различным слоям океанической коры. На вершине эти образования перекрыты конгломератами-брекчиями, состоящими из обломков перечисленных пород, сцементированных карбонатным цементом. В цементе обнаружены фораминиферы позднеолигоценового возраста (определения Х. М. Саидовой). Полученные данные позволяют предполагать, что хребет образовался не позже верхов позднего олигоцена, 28—23 МА тому назад. По-видимому, он состоит из надвиговых чешуй, сложенных породами океанической коры — иначе выход этих пород на вершине хребта трудно объяснить. При драгировании склона хребта были подняты хорошо окатанные обломки базальтов, габброидов и ультрабазитов, указывающие на возможность размыва в надводных условиях.

Возникает вопрос, существовала ли на хребте Муссау вулканическая дуга? Строение осадочной толщи, подходящей к подножию хребта с востока, ни по мощности, ни по изображению на сейсмограммах не отличается от осадочного слоя Каролинской котловины (см. рис. 6). Если бы вулканическая дуга существовала, это отразилось бы в строении осадочной толщи. Судя по батиметрической карте, на хребте Муссау отсутствуют подводные горы вулканического происхождения, что резко отличает эту структуру, например, от Каролинского хребта. Все это указывает на то, что подвиг в желобе Муссау был незначительным и не сопровождался образованием вулканической дуги. Хотя допозднеолигоценовый возраст желоба и хребта Муссау можно считать установленным, это не исключает возможности возобновления поддвига в современную эпоху, тем более, что морфологические и гравиметрические данные свидетельствуют в пользу этого.

Как уже упоминалось, к востоку от хребта Муссау осадочная толща имеет то же строение, что и в Каролинском бассейне. Глубины здесь также одинаковы с глубинами бассейна (4000—4500 м). Резкое изменение глубины в строении осадочной толщи приурочено к разлому Лира. Последний в своей южной части выражен трогом с глубинами до 5800 м, севернее разлому отвечает обращенный к востоку уступ высотой около 1500 м. Восточнее разлома глубины достигают 5600—5800 м, а мощность осадков — 1200 м (вдвое больше, чем к западу от него). При этом осадочная толща приобретает сложное строение с чередованием слоистых и «прозрачных» горизонтов. От разлома Лира на восток начинается склон подня-

тия Онтонг-Джава, в связи с чем глубины быстро уменьшаются. Осадочный чехол при этом сохраняет постоянную мощность 1000—1200 м. Для области к востоку от разлома характерно также развитие подводных гор, одна из которых видна на восточном краю разреза (см. рис. 6). К западу от разлома подводных гор нет. Создается впечатление, что разлом Лира разделяет области молодой (олигоценовой) и древней коры. По данным бурения, кора на поднятии Онтонг-Джава раннемеловая [2].

Судя по батиметрической карте [17], разлом Лира протягивается к восточному окончанию трога Килсгаард, сам же разлом параллелен линиям предполагаемых трансформных разломов в Каролинском бассейне (см. рис. 1 и 2). По-видимому, в олигоценовое время разлом Лира был трансформной границей.

Если приведенная интерпретация верна, желоб Муссау находится внутри блока с олигоценовой корой и, следовательно, его перемещения относительно таких структурных элементов, как трог Килсгаард, не могли быть большими. Это в свою очередь согласуется с представлением о небольшом масштабе поддвига в желобе Муссау.

Между северной оконечностью желоба Муссау и трогом Сорол граница гипотетической Каролинской плиты проводится по зоне деформаций в океанической коре, выраженной сближенными, крутопадающими разломами (см. рис. 1). Природа этих нарушений, выявленных сейсмическим профилированием, остается неясной — они могут быть либо сбросами, либо взбросами. В период с 1964 по 1975 г. в этой зоне отмечены два мелкофокусных землетрясения, для одного из которых предполагается взбросовый или сдвиговый механизм смещения в очаге с ориентировкой максимальных сжимающих напряжений в юго-западном — северо-восточном направлении [15]. Интерпретация сейсмического профиля, полученного с помощью высокочастотного генератора, скорее указывает на систему трещин, разделенных сбросами и испытывших вращение (см. рис. 13 в работе [15]). Если предполагать, что взаимодействие между Тихоокеанской и Каролинской плитами на указанном участке характеризуется сближением, то приходится допустить смену поддвига надвигом вдоль одной границы, что маловероятно. Если же считать разломы сбросами, то смена сжатия растяжением может быть просто объяснена положением полюса вращения близ границы плит. Картина в этом случае повторяла бы зеркально обстановку на западной границе Каролинской плиты (желоба Яп и Палау — сжатие, трог Айю — растяжение).

Изложенное показывает, что в настоящее время данных для выделения современной Ка-

ролинской плиты недостаточно. Можно предположить левый сдвиг с элементами раздвига в трогере Сорол и подвиг в желобе Муссау, но, судя по всему, эти движения незначительны. В первом приближении Каролинский бассейн можно рассматривать как еще не полностью отделившуюся часть Тихоокеанской плиты.

Большинство авторов считают Каролинский бассейн задуговым, образовавшимся в тылу вулканической дуги, активной в период с позднего мела по ранний миоцен, а затем столкнувшейся с северной частью Новой Гвинеи [7, 11]. Шовная зона коллизии Срединного хребта с развитием офиолитов, меланжа и метаморфических пород проходит вдоль всего острова. Время заложения задугового бассейна неизвестно, прекращение спрединга относится примерно к 30 МА (аномалия № 9) и совпадает с началом столкновения островной дуги и Новой Гвинеи. После столкновения новая, обращенная к северу зона субдукции образовалась к северу от Новой Гвинеи и в ней началось поглощение литосферы Каролинского бассейна. В настоящее время желоба этой зоны — Новогвинейский и Манус — засыпаны осадками и субдукция в них, по-видимому, не происходит. Другой желоб, в котором поглощалось ложе бассейна, вероятно, находился на севере. Зона субдукции падала на север под Каролинский хребет, в котором развиты позднеолигоценовые — раннемиоценовые (?) вулканиты остро-

водужного типа [4]. Таким образом, современный Каролинский бассейн представляет собой остаток ложа палеогенового задугового бассейна, возможно имевшего значительные размеры.

К числу нерешенных проблем относится происхождение поднятия Эурипик. Выше было показано, что последнее не является отмершим хребтом. Маловероятна и вулканическая природа поднятия: оно обладает слишком простой правильной формой, поверхность акустического фундамента там, где она не нарушена разломами, ровная. В качестве альтернативы можно предположить, что образование асимметричного свода Эурипик (с более крутым западным крылом) связано с тем же эпизодом широтного сжатия, что и формирование хребта и желоба Муссау. Свод Эурипик имеет ширину около 300 км, поднятие фундамента достигает 2 км. По морфологии он напоминает пологие сводовые изгибы индоокеанской литосферы, наблюдаемые в Центральной котловине. Эти деформации связаны с условиями сжатия в плиоцен-четвертичное время [16]. Кажется вероятным, что широтное сжатие в позднем олигоцене, связанное со структурной перестройкой в Тихоокеанском регионе, привело к образованию тектонических чешуй и поддвига в восточной части бассейна, тогда как на западе оно проявилось в образовании изгиба литосферы большого радиуса. В эту же фазу сжатия формировались поперечные сдвиги.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Сорохтин О. Г., Богданов Ю. А. и др. Магматические породы хребта Муссау (Каролинское море, Тихий океан).— Докл. АН СССР, 1985, т. 285, № 1.
2. Andrews J. E., Packham G. et al. Site 288 and Site 289.— In: Preliminary Repts DSDP, v. 30.— Washington (US Government Print. Office), 1973.
3. Bracey D. B. Reconnaissance geophysical survey of the Caroline Basin.— Bull. Geol. Soc. of Amer., 1975, v. 86, N 6.
4. Bracey D. J., Andrews J. E. Western Caroline ridge: relict island arc? — Mar. Geophys. Res., 1974, v. 2.
5. Erlandson D. L., Orwig T. L. et al. Tectonic interpretation of the East Caroline and Lyra Basins from reflection profiling investigations.— Bull. Geol. Soc. of Amer., 1976, v. 87.
6. Fisher et al. Preliminary Reports of DSDP, v. 6.— Washington (US Government Print. Office), 1971.
7. Hamilton W. Tectonics of the Indonesian region.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper., 1979, 1078.
8. Packham G. H. Foreword to papers on the tectonics of the southwest Pacific Region.— Tectonophysics, 1982, v. 87.
9. Perfit M. K., Fornari D. J. Mineralogy and geochemistry of volcanic and plutonic rocks from the boundaries of the Caroline Plate: tectonic implications.— Tectonophysics, 1982, v. 87.
10. Plate-Tectonic map series. Am. Ass. Petr. Geol. Circum-Pacif. Map. Proj., 1981—1982.
11. Seno T. Was there a North New Guinea plate? Preprint. Submitted to: Proc-Intern. Symp. "Geologic evolution, resources and geologic hazards", Geol. Surv. Japan, December, 1983.
12. Seno T., Eguchi T. Seismotectonics of the Western Pacific region.— In: Geodynamics of the Western Pacific — Indonesian Region. Am. Geoph. Union. Geodynamics Ser., v. 11.— Washington D. C., 1983.
13. Tjia H. D. Irian fault zone and Sorong melange.— Sains Malaysiana, 1973, v. 2.
14. Uyeda S., Kanamori H. Back-arc opening and the mode of subduction.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84.
15. Weissel J. K., Anderson R. N. Is there a Caroline Plate? — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, v. 41.
16. Weissel J. K., Anderson R. N., Geller C. A. Deformation of the Indo-Australian plate.— Nature, 1980, v. 287.
17. Winterer E. L., Riedel W. R. et al. Site 62 and Site 63.— In: Preliminary Reports of DSDP, v. 7.— Washington (US Government Print. Office), 1971.

УДК 550.834

*Г. И. Аносов, В. В. Аргентов, А. В. Петров, Т. К. Злобин,  
С. С. Снеговской, Ю. В. Киктев*

## НОВЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗВЕНА КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

В статье излагаются результаты исследований методами ГСЗ, КМПВ, выполненных в районе центрального звена островной дуги (о. Симушир) в период 1983—1984 гг. Особое внимание уделяется строению блоков земной коры Курильской котловины Охотского моря, островного поднятия и зоны их сочленения. Впервые на основании реализованных методических приемов наблюдения и зарегистрированного волнового

поля определена мощность земной коры непосредственно под островной дугой, в ее центральном звене (о. Симушир). Сделан вывод о том, что Курило-Камчатская островная дуга на всем своем протяжении имеет однотипное строение при повышенных относительно нормальной континентальной коры значениях скорости в ее нижних частях.

Северо-западный сектор зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану в районе Курильской островной дуги изучен глубинными сейсмическими исследованиями в региональном плане относительно подробно. По результатам этих работ составлены двумерные модели строения земной коры, произведена их классификация, построены схематические карты глубины залегания различных сейсмических горизонтов, выявлены соотношения между рельефом последних и мощностью слоев, а также характеристиками естественных геофизических полей и предполагаемым вещественным составом [1, 3, 9, 11, 12].

Высоко оценивая значение пионерных исследований ГСЗ 1957—1958 и 1962—1964 гг., необходимо учитывать, что на ряде участков, сложных в сейсмогеологическом отношении, реализованные ранее системы наблюдений ГСЗ оказались недостаточными для надежной интерпретации полученного сейсмического материала. В связи с этим в построениях широко использовалась экстраполяция полученных данных под островную дугу, что, как, например, по профилю 4—0, привело к искаженным результатам (мощность земной коры 10—15 км). Однако при этом следует отметить, что существенно бóльшая мощность земной коры (сколо 28 км) для этого района допускалась Г. И. Аносовым и др. [2] в результате интерпретации экспериментальных материалов ГСЗ, полученных ИФЗ АН СССР в 1963 г. по профилю 17.

Очень слабо в ранних работах ГСЗ было освещено сочленение Курильской островной дуги с одноименной котловиной Охотского моря,

в связи с чем идентификация сейсмических границ в этих морфоструктурных зонах оставалась неопределенной. Протяженность большинства годографов, характеризующих строение земной коры котловины, оказалась недостаточной. Исследования Е. А. Старшиновой [10] амплитудных данных по профилям 1-М и 6-М позволили высказать мнение о более сложном строении консолидированной коры котловины и переходе от коры к мантии по сравнению с определяемыми из предыдущих построений [9], обосновавших субокеанический тип земной коры Курильской котловины. Более поздние исследования [7] показали, что для этой структуры (профиль ГСЗ 1-М) может быть предположена модель земной коры с мощностью >26 км, которая в основании имеет переходную зону, состоящую в соответствии с моделью Е. А. Старшиновой [10] из набора высоко- и низкоскоростных пластов. Эти работы обосновали необходимость дополнительного изучения земной коры котловин внутренних морей Дальнего Востока на новом методическом и техническом уровне, так как укоренившееся мнение о малой мощности их земной коры в свете современных представлений требует уточнения. Указанные выше неясности могут быть устранены только дополнительными глубинными исследованиями.

Примером таких исследований стали работы ИМГиГ ДВНЦ АН СССР в 1983—1984 гг. в районе о. Симушир. Они выполнялись комплексом сейсмических методов — ГСЗ, КМПВ, МОВ — НСП. Наблюдения проводились по отдельным профилям и по сети профилей с применением различных методических приемов.

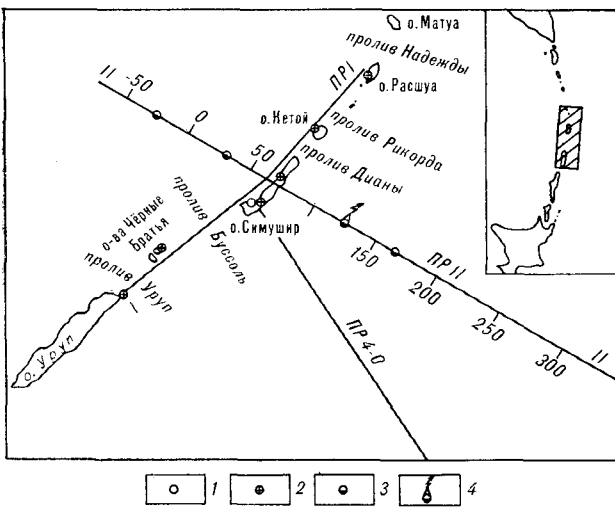


Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ.

1 — сейсмологическая станция «Симушир»; 2 — наземные автономные станции; 3 — автономные донные станции; 4 — радиобуйковая сейсмическая станция.

В предлагаемой статье рассматриваются результаты этих исследований по двум профилям ГСЗ (рис. 1), один из которых располагается вдоль Курильской дуги, другой — вкрест (общая длина профилей 250 и 350 км соответственно).

Профилями изучены часть глубоководной Курильской котловины (Охотское море) и океанический склон Курило-Камчатского желоба. При этом на продольном профиле были выполнены только наблюдения ГСЗ, на поперечном — ГСЗ, КМПВ и МОВ — НСП.

Данные НСП, полученные по достаточно плотной сети профилей (масштаб съемки близок к 1:500 000), позволили выделить ряд комплексов осадочных отложений и изучить их структурное соотношение. На отдельных участках удалось установить положение и рельеф поверхности акустического фундамента. Мощность исследованной части разреза варьирует в значительном диапазоне и составляет обычно 0,5—1,5 км. Внутренняя структура вулканогенной толщи приостровной части шельфа при данной методике исследований слабо расчленяется на отдельные комплексы и характеризуется непротивоположными, плохо коррелируемыми отражающими границами. Значительно отличаясь по глубинности и характеру информации, данные НСП использованы в дальнейшем при интерпретации материалов КМПВ для целей уточнения структуры верхних слоев.

Наблюдения КМПВ выполнялись по методике, обеспечивающей получение обращенных встречных и нагоняющих годографов. Регистрация сейсмических волн осуществлялась донными и радиобуйковыми станциями, которые расставлялись вдоль линии профиля в 10—20 км одна от другой. В качестве источника сейсмической энергии применялся пневмоизлучатель с объемом рабочей камеры 30 л. Излучение производилось через 150—200 м по профилю (интервал 1 мин) до удалений от приемной аппаратуры, позволяющих регистрировать в первых вступлениях преломленные волны от глубоких границ в коре. Как правило, эти расстояния не превышали 30 км.

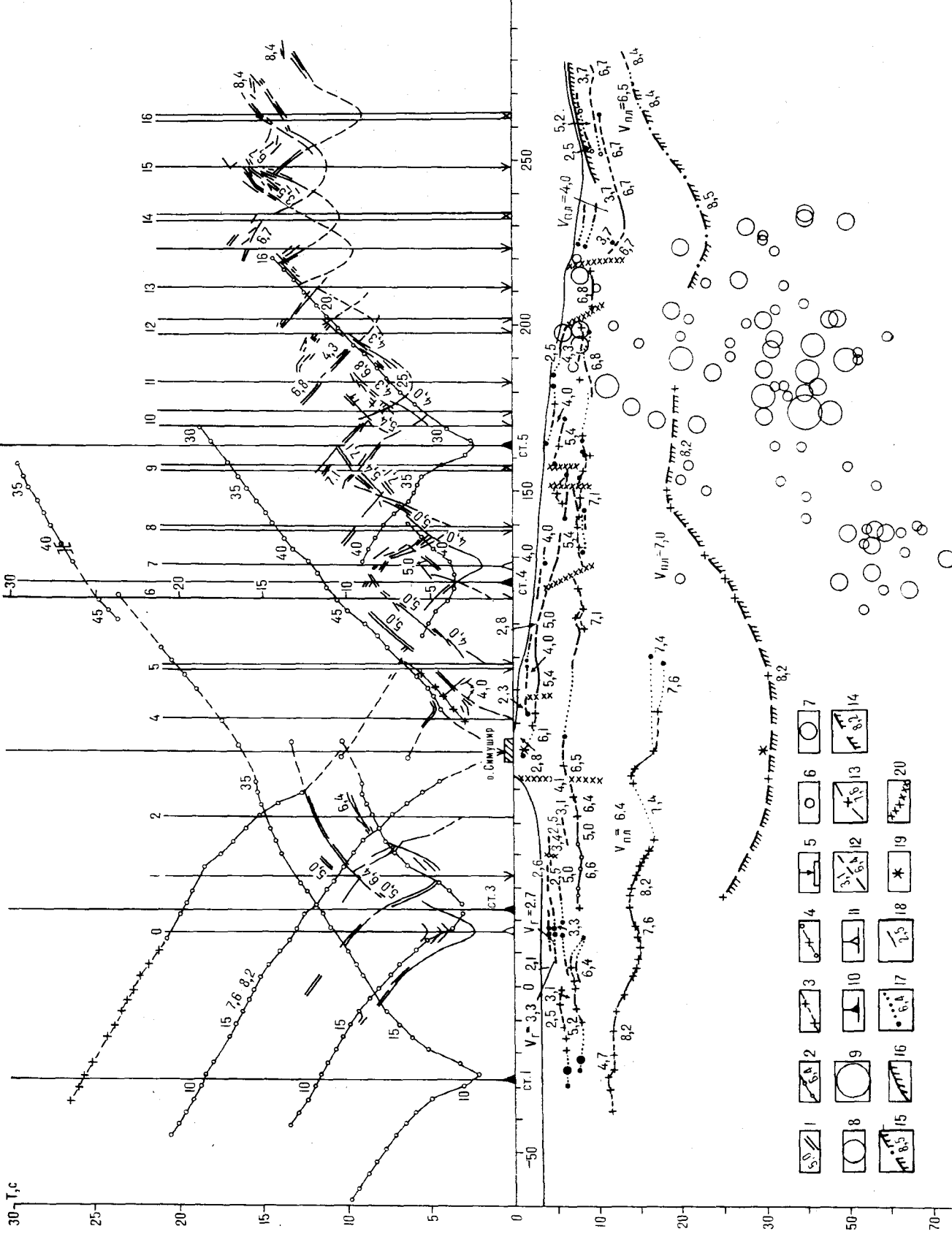
При исследованиях ГСЗ упругие колебания возбуждались взрывами зарядов массой 130 кг на глубине 90 м (продольный профиль) и 150 м (поперечный профиль) от поверхности моря. Заряды сбрасывались в воду с излучающего судна при его движении по профилю через 9—10 мин с таким расчетом, чтобы взрывной интервал составлял 3—4 км. В качестве приемной аппаратуры на продольном профиле применялись автономные станции СС-5 («Черепаша»).

Эти станции были расставлены на островах от северной оконечности о. Уруп до о. Рашуа. Всего вдоль профиля было выставлено пять станций с расстоянием между ними 30—80 км. При наблюдениях на поперечном профиле использовалась смешанная система регистраторов: две донные станции были установлены в Охотском море, донные и радиобуйковая станции в двух пунктах на океаническом склоне Курильской гряды (рис. 2), одна станция («Черепаша») располагалась в створе профиля на о. Симушир. Реализованная плотность между приемными станциями составила около 50 км. Все взрывы (на обоих профилях) регистрировались также стационарным комплексом аппаратуры сейсмостанции «Симушир» и мобильными станциями «Регион», установленными на северной оконечности о. Симушир.

Одной из наиболее ответственных операций при проведении наблюдений ГСЗ с глубинными зарядами являлась организация службы точного времени, поскольку вся аппаратура, размещенная в эксперименте на разных судах и на островах, работала в автономном режиме. Единое абсолютное время обеспечивалось с помощью установленных на судах кварцевых часов «Автохрон», корректируемых сигналами точного времени радиостанции «Маяк».

Перед постановкой донных станций (ДС) их кодировщики запускались «Автохроном». После окончания работ и подъема ДС проводилась запись сигнала «Автохрона» на рабочую магнитную ленту, что обеспечивало контроль «ухода» кварцевых часов кодировщика сейсмостанции. Для получения отметки момента взрыва на судне-излучателе был установлен аппаратный комплекс, состоящий из часов «Автохрон», кварцевых часов с кодировщиком времени ДС, сеймоприемника для регистрации прямой волны от взрыва заряда и четырехканального магнитного регистратора (от ДС). На магнитную ленту последнего записывались сиг-

30 T, c



- |    |    |    |    |    |    |    |
|----|----|----|----|----|----|----|
| 1  | 2  | 3  | 4  | 5  | 6  | 7  |
| 8  | 9  | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |    |

H, KM



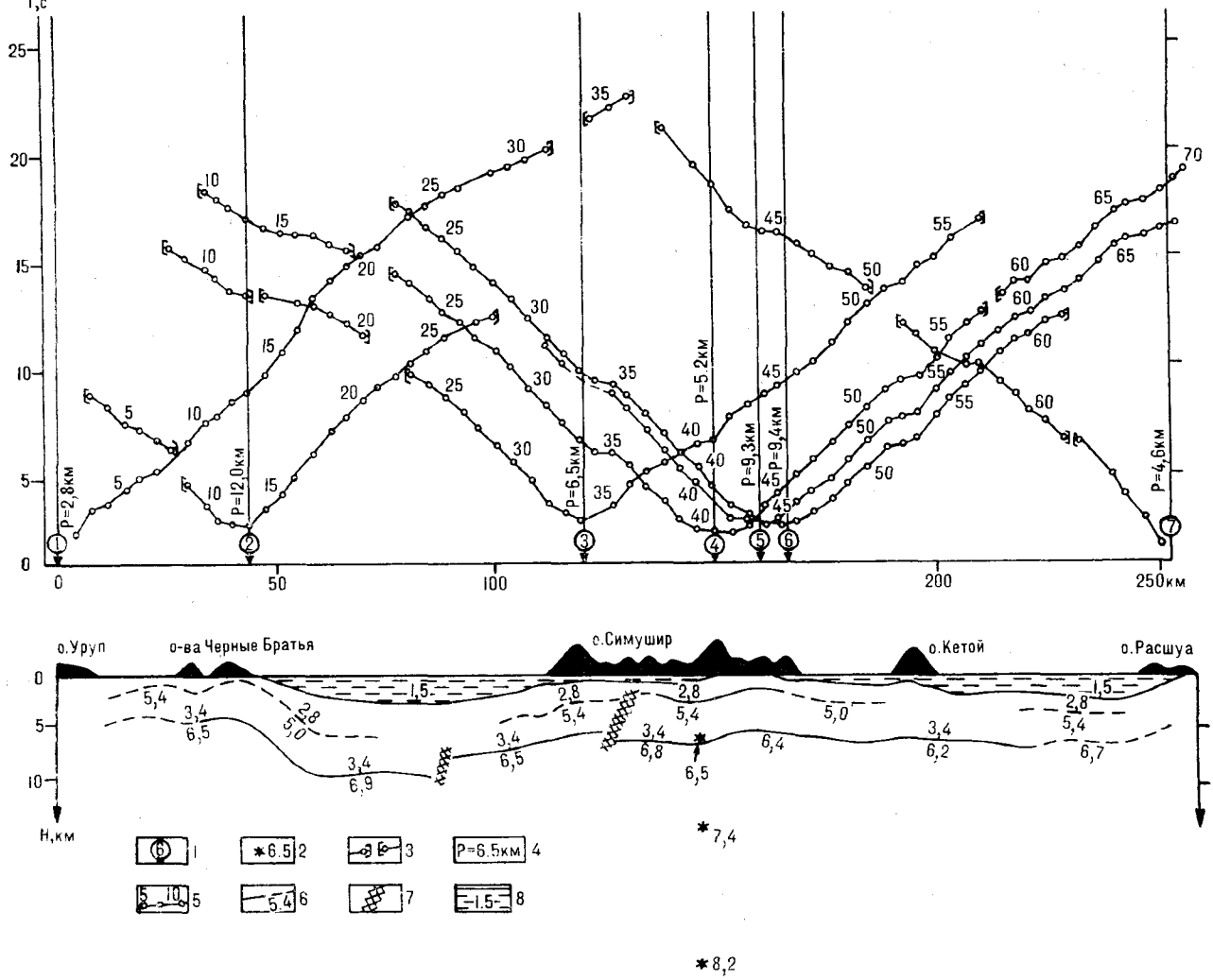


Рис. 3. Система годографов и сейсмический разрез вдоль профиля I (проекции островов на линию профиля показаны их силуэтами).

1 — местоположение пунктов приема; 2 — значения глубин до преломляющих границ на профиле II в месте пересечения его с профилем I (цифры — значения граничных скоростей); 3 — зоны прекращения корреляции преломленных волн; 4 — минимальное расстояние приемной станции от линии взрывов; 5 — наблюдаемые годографы (цифры — номера точек взрыва); 6 — преломляющие границы (цифры — значения граничных скоростей); 7 — зоны нарушений; водный слой вдоль линии взрывов.

налы с «Автохрона», кодировщика, пилот-сигнал (32 Гц) и прямая волна от взрыва. Истинный момент взрыва определялся с учетом величины времени пробега прямой звуковой волны от точки взрыва до судна-излучателя. Эта величина зависит от скорости движения судна и глубины погружения заряда. Режим работы на

каждом профиле сохранялся постоянным, время пробега звуковой волны составляло для продольного профиля 0,17, для поперечного — 0,34 с.

В результате наблюдений КМПВ и ГСЗ получены системы годографов, приведенные на рис. 2 и 3.

Рис. 2. Система годографов и сейсмический разрез вдоль профиля II.

1-3 — годографы сейсмических волн, построенные: 1 — по данным КМПВ, 2 — по данным ГСЗ (цифры над годографами — значения граничных скоростей соответствующих преломляющих границ), 3 — путем параллельного переноса нагоняемого годографа; 4 — взаимные времена; 5 — пункты постановок буйковых станций; 6-9 — местоположение на разрезе очагов землетрясений различной магнитуды; 10 — пункты постановок донных станций при исследованиях КМПВ; 11 — то же, при исследованиях ГСЗ; 12 — преломляющие границы, построенные по данным КМПВ (цифры сверху границы — значение эффективной скорости, снизу — значение граничной скорости); 13 — то же, по данным ГСЗ; 14 — поверхность Мохоровичича, построенная по результатам исследований 1983—1984 гг.; 15 — то же, 1957—1959 гг.; 16 — поверхность акустического фундамента океанического склона желоба; 17 — участки интерполяции преломляющих границ (затитый кружок — положение на разрезе участка преломляющей границы, соответствующего начальной точке головной волны); 18 — элементы отражающих границ и средние скорости до них; 19 — глубины залегания сейсмических границ по данным ГСЗ (профиль I) и МОЗ в месте пересечения с профилем II; 20 — зоны тектонических нарушений.

Наиболее простая волновая картина наблюдается на сейсмограммах в пределах Курильской котловины, где в первых вступлениях прослежены пять последовательно сменяющихся друг друга преломленных волн, средние значения кажущихся скоростей ( $V^*$ ) которых составляют 2,7; 3,3; 5,0; 6,4 и 7,6—8,2 км/с (здесь и далее величины  $V^*$  определены по годографам, приведенным к дну моря). Последняя волна ( $V^* = 7,6\text{—}8,2$  км/с) на удалении примерно 120 км от пункта взрыва (ПВ) довольно резко затухает, и далее регулярных преломленных волн (которые можно было бы визуально прокоррелировать) не наблюдается. Исключение составляют сейсмограммы, полученные на ДС, расположенной в Охотском море (ПК — 27 км), при взрывах в океанской части поперечного профиля. Здесь регулярная волна с  $V^* = 8,2$  км/с уверенно следует до удалений около 190 км от ПВ (см. рис. 2). Начало ее более или менее уверенного прослеживания соответствует примерно 130 км от ПВ. Она регистрируется здесь в кажущихся первых вступлениях, поскольку предыдущая волна, как указывалось выше, резко затухает в 120 км от ПВ.

Это обстоятельство позволяет в системе годографов уверенно зафиксировать временной разрыв (около 1,0 с), наличие которого может свидетельствовать о существовании здесь зоны инверсии в скоростном разрезе земной коры исследуемого района [4]. Величина смещения годографов (временного разрыва) во взаимных точках (145 км от ПВ), соответствующих волнам, имеющим  $V^* = 7,6\text{—}8,2$  и 8,2 км/с, которые регистрируются в Курильской котловине и на океаническом склоне соответственно, свидетельствует прежде всего о том, что, несмотря на близость значений кажущейся скорости, эти волны образовались на разных границах. Отсутствие в Курильской котловине на годографах с удалением более 120 км волны, преломленной на более глубокой границе, возможно, объясняется эффектом экранирования ее вышележащим слоем, который имеет достаточно высокие и близкие значения скорости распространения сейсмических волн (7,6—8,2 км/с).

Существенно более сложная волновая картина наблюдается с океанской стороны о. Симушир и в районе осевой зоны желоба. Регистрируемые здесь волны осложнены многочисленными нарушениями корреляции, а их годографы имеют неупорядоченную форму (см. рис. 2). Наблюдаемые особенности записи волн в значительной степени обусловлены сложной батиметрией — после ее учета годографы более уверенно поддаются систематизации. Максимальная длина полученных здесь годографов невелика — не превышает 120 км. До этих удалений от ПВ в первых вступлениях регистри-

руются четыре волны —  $t_1$ ,  $t_2$ ,  $t_3$  и  $t_4$ , средние значения кажущихся скоростей которых составляют 4,0, 5,0, 6,1 и 6,8—7,1 км/с соответственно. Однако полный набор волн нигде не наблюдается: в приосевой части профиля не регистрируются волны  $t_2$ , на континентальном склоне —  $t_3$ . В пределах желоба и его океанического склона в первых вступлениях регистрируются три волны, средние значения  $V^* = 5,2$ ; 6,7 и 8,4 км/с.

Смены волн первых вступлений определяют четко; в местах смен, как правило, наблюдаются резкие «изломы» годографов. Часто преломленные волны прослеживаются как до, так и после зоны интерференции в области смен волн. Годографы преломленных волн осредняются прямыми линиями (после введения всех поправок), нагоняющие годографы практически параллельны нагоняемым. По кинематическим и динамическим признакам волны первых вступлений могут быть отнесены к квазиголовным, и в соответствии с этим при их интерпретации использовались способы, разработанные для головных волн. В последующих вступлениях регистрируются кратные отраженно-преломленные волны; значительную амплитуду колебаний имеют волны, связанные с разделом вода — дно. На малых удалениях, как правило, следят отраженные волны от тех же границ, с которыми связаны преломленные.

Интерпретация полученного материала выполнялась по стандартной методике [8]. Для буйковых станций в годографы перед построением разрезов вносились поправки за их дрейф и изменение глубин моря во время дрейфа. Если приемная станция находилась в стороне от профиля, также вводилась соответствующая поправка. Построение сейсмических границ производилось только способом полей времен. Средние скорости определялись по точкам излома годографов преломленных волн и в редких случаях по отраженным волнам. Окончательный вариант разреза во всех случаях просчитывался прямыми задачами по программам для блоково-неоднородно-слоистых моделей.

В результате интерпретации были составлены сейсмические разрезы земной коры (см. рис. 2, 3). Необходимо отметить, что эти разрезы являются итогом осреднения сейсмических данных в полосе, ширина которой на некоторых участках достигает 3 км, кроме того, сюда вынесены только наиболее крупные искажения волнового поля (в виде нарушенных зон). Более мелкие нарушения корреляции (а их зафиксировано огромное количество) отображать на разрезе не представляется целесообразным, так как они часто связаны со сложной гидрографической обстановкой в районе исследований и спецификой морских исследований МПВ. Поэтому преломляющие границы, изображен-

ные на разрезах плавными линиями, на самом деле отвечают границам, осложненным скорее всего развитием структурных элементов более высокого порядка (мелкими ступенями, складками и т. д.).

Курильская котловина Охотского моря охарактеризована сейсмическим разрезом поперечного профиля (см. рис. 2). Здесь построено пять преломляющих границ, верхние три из которых представлены участками. Первая (сверху) граница имеет граничную скорость  $V_r = 2,6-2,7$  км/с; она залегает на глубинах 0,7—1,0 км от дна моря и подстилает слоистую толщу отложений, освещаемую данными НСП. Этот раздел может отождествляться (по времени его формирования) с границей размыва, отмечаемой на островах Большой Курильской гряды в верхнеэоценовых отложениях [6]. Нижележащая толща мощностью до 500 м подстилается границей с  $V_r = 3,3-3,4$  км/с.

Ниже по разрезу на глубине 2—3 км от поверхности дна моря фиксируется раздел, скорость вдоль которого равна около 5,0 км/с. Граница с аналогичной скоростью в пределах профиля 1-М, расположенного южнее (на широте о. Итуруп), контролирует по данным метода отраженных волн (МОВ — ОГТ) поверхность акустического фундамента, который соответствует (предположительно) кровле мезозойского комплекса пород [7]. К сожалению, в исследованиях НСП 1984 г. малая мощность источника сейсмических волн не позволила достигнуть глубинности, необходимой для освещения последнего. Однако донной станцией на ПК 0 км зарегистрировано отражение от границы с  $V_r = 5,0$  км/с, показывающее, что последняя является одновременно и отражающей границей. Следовательно, можно полагать, что поверхность с  $V_r = 5,0$  км/с характеризует в исследуемом районе так же, как и в пределах профиля 1-М, кровлю пород акустического фундамента.

Преломляющая граница, значение граничной скорости вдоль которой составляет 6,4—6,6 км/с, залегает на глубине 3—5 км ниже дна моря. Эта граница контролирует поверхность, имеющую волнообразную форму при субгоризонтальном залегании ее среднего уровня. Амплитуда колебаний глубины указанной границы существенно больше максимальных перепадов глубин границ, залегающих выше по разрезу. Структуры, охарактеризованные этой границей, имеют поперечные размеры по профилю 15—20 км.

Ниже по разрезу (на глубинах 11—16,5 км) установлена граница с  $V_r = 7,6-8,2$  км/с. Как и вышележащая, она отвечает поверхности, которая имеет волнообразную форму, однако амплитуда перепадов глубин еще больше — до 3 км, а поперечные размеры структур вдоль

профиля достигают 30 км. Таким образом, снизу вверх по разрезу наблюдается затухание амплитуд перепадов глубин залегания сейсмических границ с увеличением их частоты по горизонтали. В целом граница с  $V_r = 7,6-8,2$  км/с имеет тенденцию к погружению в восточном направлении.

Все преломляющие границы в пределах Охотского блока имеют согласное залегание. Только на участке 0—12 км поперечного профиля (см. рис. 2) наблюдается резкая дисконформность. Этот участок делит блок (в пределах профиля) на две части. В западной части преломляющие границы имеют субгоризонтальное залегание, в восточной — значительно возрастает мощность слоя, заключенного между двумя последними границами (от 4 до 6,5—9,0 км).

Из анализа волнового поля, приведенного выше, следует, что преломляющая граница с  $V_r = 7,6-8,2$  км/с характеризует слой мощностью до 4,0 км, ниже которого, как можно полагать, присутствует слой пониженной скорости (зона инверсии). К сожалению, малая детальность наблюдений не позволяет определить параметры этих слоев. Однако если принять, что эти параметры соответствуют таковым модели Е. А. Старшиновой [10], то подошва толщи с пониженной скоростью находится на глубине более 20 км, а высокоскоростной слой имеет мощность 2—4 км. Инверсионную зону замыкает граница, скорости под которой имеют значения, близкие таковым в вышележащем — высокоскоростном прослое (около 8,2 км/с). Эта граница, вероятно, является продолжением в Курильскую котловину границы М, уверенно определенной под о. Симушир, и может отождествляться с подошвой земной коры в котловине.

Охотоморский блок отделяется от островодужного блока земной коры разломной зоной, которая выражена резким изменением уровня залегания преломляющих границ и величин граничных скоростей (см. рис. 2). Разрез земной коры вдоль островодужного блока охарактеризован результатами исследований также и по продольному профилю ГСЗ (см. рис. 3).

Имеющийся экспериментальный сейсмический материал позволил выделить на этом профиле две преломляющие границы, в общем залегающие конформно друг другу и поверхности дна моря. Верхняя граница с граничной скоростью 5,4 км/с (на отдельных участках 5,0 км/с) залегает на глубине от 1 до 3,5 км ниже дна моря. Наиболее глубокий прогиб и увеличение мощности вышележащего слоя отмечаются в проливе Буссоль. Граничная скорость вдоль границы, залегающей на глубине 4—6 км от дна моря, меняется в довольно широком диапазоне — от 6,2 до 6,9 км/с. Мощ-

ность слоя между указанными границами на профиле сохраняется довольно постоянной и составляет 3—4 км.

Сокращение мощности слоя почти до 2,5 км отмечается лишь на участке 90—125 км, где в рельефе границы наблюдается горстообразный выступ. Выступ ограничен с обеих сторон зонами предполагаемых дизъюнктивных нарушений, отчетливо выраженными в волновом поле.

В целом на профиле участкам на траверзе островов соответствует подъем преломляющих границ, в проливах в рельефе границ наблюдаются прогибы. Наиболее значительный выступ отмечается вблизи островов Черные Братья. По величине граничной скорости заметно выделяется на профиле участок о. Кетой с прилегающими проливами. Здесь отмечаются наименьшие значения граничной скорости как в нижней (6,2 км/с), так и верхней (5,0 км/с) части разреза. Прослеживание верхней границы в проливе между островами Симушир и Кетой неуверенное, а севернее в пределах участка оно прекращается совсем.

Можно предполагать, что указанные особенности разреза связаны с изменениями вещественного состава слагающих пород, имевшими место в процессе формирования области крупных подводных возвышенностей вулканического происхождения, примыкающей к этому участку профиля со стороны Охотского моря. Здесь на общем основании размещается целая группа подводных вулканов, четыре из которых образуют линейную структуру. По данным НСП, в рельефе дна на склонах этих морфоструктур обнаруживаются резкие уступы, обусловленные, видимо, разрывными тектоническими нарушениями. Несомненно, для установления характера связи между вулканическими постройками и параметрами преломляющих границ нужны более детальные исследования, однако пространственное совпадение проявления отмеченных выше факторов может быть не случайным и заслуживает внимания.

Под о. Симушир на поперечном профиле прослежена граница, имеющая  $V_r = 7,4$  км/с и залегающая на глубинах 14—17 км. Эта граница является естественным (кинематическим) продолжением границы с  $V_r = 7,6—8,2$  км/с, прослеживаемой в Курильской котловине Охотского моря. Правоммерно предположить, что и здесь она может являться кровлей высокоскоростного слоя, так как вполне вероятно наличие соответствующего этому случаю временного разрыва годографов волн (см. рис. 2). Положение границы с  $V_r = 7,4$  км/с восточнее блока земной коры о. Симушир неясно, поскольку соответствующие ей волны должны выходить в первые вступления на удалениях от взрыва, больших достигнутых при настоя-

щих наблюдениях, однако существование этой границы здесь можно предполагать по данным расчетов прямых кинематических задач.

Суммарная мощность земной коры под о. Симушир около 30 км, значение граничной скорости ниже ее подошвы 8,2 км/с.

Преломляющие границы, построенные на продольном профиле, прослежены и на поперечном профиле восточнее о. Симушир. Однако в верхней части разреза здесь появляется еще одна граница, имеющая в пределах блока о. Симушир  $V_r = 3,8—4,0$  км/с и залегающая на глубинах 0,2—1,5 км от дна моря. Эта граница в пределах континентального склона желоба контролирует, как правило, подошву расчлененной толщи, изученной данными НСП. На 161-м км профиля граница фактически «притывается» к морскому дну в основании его крутого склона, как, впрочем, и слою вышележащей слоистой толщи. На 87-м км профиля зафиксирована зона нарушений, в пределах которой происходит как смещение границ, так и резкое изменение граничной скорости: 6,1 км/с — на западе, 5,4 (а затем и 5,0 км/с) — восточнее зоны нарушений. Нижележащая граница, наоборот, характеризуется увеличением скорости в восточном направлении — от 6,5 до 7,1 км/с. Наблюдаемое изменение граничных скоростей может быть объяснено возможной сменой вещественного состава пород, развитых по разные стороны от нарушения. Не исключено, что нарушение является восточным ограничением цоколя морфоструктуры о. Симушир, за пределами которого не отмечается проявлений щитового вулканизма.

В районе 120-го км профиля островодужный блок по зоне разломов граничит с блоком земной коры континентального склона желоба (см. рис. 2). Разломная зона, возможно, имеет глубинное заложение и проникает в верхнюю мантию. Последнее следует из сейсмологических данных, в соответствии с которыми именно в этом районе на глубине 45—75 км сосредоточен рой очагов землетрясений. Здесь же в восточном направлении происходит значительное сокращение мощности земной коры. В верхней части разреза в районе разлома наблюдается смещение преломляющих границ, происходит резкое изменение мощности слоев.

В целом же сейсмический разрез рассматриваемого блока представлен, по существу, тем же набором преломляющих границ, который характерен и для симуширского блока земной коры. Отличие заключается в том, что здесь значительно сокращены мощности слоев, ограниченных сверху границами с  $V_r = 5,0—5,4$  км/с и 7,1—6,8 км/с. Вследствие этого сокращена и общая мощность твердой земной коры до 15—19 км.

Имеющийся экспериментальный материал не позволяет уверенно выявить местоположение зоны контакта блоков земной коры континентального и океанического склонов желоба. Однако если иметь в виду рельеф сейсмических границ, то можно полагать, что в верхней части разреза граница блоков расположена в районе 217—230 км профиля — именно здесь наблюдаются значительные смещения по разному сейсмических границ. На большей глубине граница блоков, скорее всего, контролируется скоплением очагов землетрясений, наблюдаемым по сейсмологическим данным в районе 170—210 км профиля. Если оба предположения верны, то граница блоков наклонена в западном направлении под углом около 45°. Реальность подобного наклона в какой-то мере подтверждается тем, что в 40 км восточнее границы блоков оси прогибов сейсмических границ, включая и современное положение оси желоба, смещены с глубиной в том же направлении и примерно под тем же углом.

Блок океанического склона желоба характеризуется такими же набором слоев и значениями скорости распространения сейсмических волн в них, которые присущи океаническому типу строения земной коры. Здесь на разных участках построены пять преломляющих границ со значениями граничной скорости (сверху вниз) 3,5, 4,0, 5,2, 6,7, и 8,4—8,5 км/с. Непосредственно в пределах океанического склона желоба все преломляющие границы в целом конформны как друг другу, так и рельефу дна моря. Мощность слоев и пластовая скорость распространения сейсмических волн имеют величины: осадочный слой — 0,4—0,5 км, 2,0 км/с, 2-й океанический слой — 2,5—3,0 км, 3,5—5,2 км/с, 3-й океанический слой — 5,0—7,5; 6,7 км/с. Второй океанический слой на рассматриваемом участке профиля представлен двумя толщами — верхняя ограничена сверху акустическим фундаментом, а снизу границей с  $V_r = 5,2$  км/с, нижняя — заключена между границами, имеющими  $V_r = 5,2$  и 6,7 км/с. Мощность 3-го слоя уменьшается в восточном направлении. Максимальная величина мощности для всех слоев отмечается на участке профиля, прилегающем к оси желоба (220—245 км).

Общая мощность твердой земной коры здесь достигает 16 км (против 7,5 км на 280 км профиля).

Подводя итог изложенному выше, можно сделать следующие выводы.

1. Земная кора в районе исследований характеризуется слоисто-блоковым строением. Контрастность различий сейсмических характеристик на границах блоков вдоль и поперек дуги различна. Вдоль дуги на границах блоков наблюдается главным образом только смещение по разломам сейсмических горизонтов. Вкрест простирания структур переходной зоны блоки различаются между собой как набором преломляющих границ и их параметрами, так и величинами мощности слагающих эти блоки слоев. Последнее позволяет выделить здесь четыре блока с различным строением земной коры: Курильской котловины Охотского моря, островной дуги, континентального склона желоба и океанический. Промежуточные типы строения коры, так называемые субконтинентальный, субокеанический, здесь отсутствуют. Блоки сочленяются по зонам глубинных разломов, переходы резкие. Все это свидетельствует, по-видимому, о различной тектонической обстановке, в которой были заложены и развивались блоки.

2. В Курильской котловине Охотского моря граница, залегающая на глубине 8—12 км от дна, имеющая  $V_r = 7,6—8,2$  км/с и принимавшаяся ранее за подошву земной коры, с аналогичной границей островной дуги не сопоставляется и представляет, по всей вероятности, кровлю высокоскоростного промежуточного слоя. Аналог же границы, которая может быть сопоставлена с подошвой земной коры островной дуги, залегает в Курильской котловине предположительно на глубине более 20 км.

3. Мощность земной коры под о. Симушир равна 30 км, т. е. сопоставима и близка к таковой Южных Курильских островов [5] и Камчатки [4]. Близки в этих структурах и сейсмические характеристики разрезов земной коры. Это позволяет сделать вывод, что в целом Курило-Камчатская дуга имеет практически однотипное строение земной коры при повышенных относительно нормальной коры значениях скорости в ее нижних частях.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г. П., Бижкепина С. К. и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки.— М.: Наука, 1978.
2. Аносов Г. П., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. О двух типах глубоководных желобов западной части Тихого океана.— Тихоокеан. геология, 1983, № 1.
3. Глубинное сейсмическое зондирование земной ко-

ры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны.— М.: Наука, 1971.

4. Павленкова Н. И. Волновые поля и модель земной коры.— Киев: Наук. думка, 1973.
5. Петров А. В., Злобин Т. К. Результаты глубинного сейсмического зондирования о. Кунашир.— Сов. геология, 1982, № 3.



6. Пискунов Б. Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии.— Новосибирск: Наука, 1975.
7. Сергеев К. Ф., Аргентов В. А., Биккенина С. К. Сейсмическая модель земной коры южной части Охотоморского региона и некоторые результаты ее геологической интерпретации.— Тихоокеан. геология, 1983, № 6.
8. Справочник геофизика. Т. 4.— М.: Недра, 1966.
9. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— М.: Наука, 1964.
10. Старшинова Е. А. Неоднородность строения коры и мантии Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 6.
11. Суворов А. А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным.— Новосибирск: Наука, 1975.
12. Тулина Ю. В. Детальные сейсмические исследования земной коры Южных Курильских островов.— В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке.— М.: Наука, 1969.

*ИМГиГ ДВНЦ АН СССР  
Новоалександровск*

*Поступила в редакцию  
29 сентября 1986 г.*

*О. Н. Вольнец, Г. П. Авдейко, В. И. Виноградов, В. С. Григорьев*

## SR-ИЗОТОПНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛАВАХ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Статистическая обработка данных по величинам отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в четвертичных лавах Курильской островной дуги подтвердила наличие в ней поперечной зональности, выражающейся в уменьшении этих величин от фронтальной зоны дуги к тыловой. Вместе с тем как по средним, так и по минимальным значениям Sr-изотопных отношений выявлена отчетливая

продольная зональность, определяемая увеличением этого отношения от Центральных и Северных Курил к северо-восточному (Южная Камчатка) и юго-западному (Хоккайдо) окончаниям дуги. Установлена значимая линейная отрицательная корреляция между величинами отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и глубинами до сейсмофокальной зоны.

### ВВЕДЕНИЕ

В последние годы для четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги было выполнено большое количество определений изотопного состава Sr, большинство которых опубликовано [5, 7, 8, 10]. Во всех указанных работах с той или иной степенью детальности рассматриваются вопросы изотопной зональности. В статье [10], посвященной этой проблеме, на основании 26 определений изотопного состава Sr и Nd делается вывод о наличии достаточно четкой поперечной изотопной зональности, выражающейся в уменьшении величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  от фронтальной зоны дуги к тыловой, слабом проявлении продольной изотопной зональности во фронтальной зоне дуги и отсутствии ее в тыловой зоне дуги. Однако данные работы [10] касаются только лав собственно Курильских островов. Вместе с тем, по мнению многих исследователей [11, 18, 21], структуры Курильской дуги продолжают как на юг, в пределы о. Хоккайдо, так и на север, на территорию Южной Камчатки. На юге, в центральной части о. Хоккайдо, Курильская дуга под тупым углом сочленяется с Японской дугой. На севере продолжение Курильской дуги — Южно-Камчатский вулканический пояс — ограничивается от других вулканических поясов Камчатки Начикинской складчато-глыбовой поперечной зоной. Предполагается также [11], что Курильская дуга формировалась не как однородная структура, а в результате параллельного развития двух самостоятельных структурных систем: Северо-Востока Японии (Южные Курильские острова) и Камчатки (Северные Курильские острова). Образование

же Центральных Курильских островов связывается при этом с более поздними этапами развития Южно-Камчатской — Северо-Курильской системы.

Имеющиеся на сегодня материалы позволяют обсудить вопросы изотопной зональности для всей Курильской дуги в целом от Южно-Камчатского участка на севере до северо-востока Хоккайдо на юге. Для четвертичных вулканитов, развитых на этой территории, в предлагаемом сообщении использовано 109 определений Sr-изотопных отношений; из них 21 опубликовано в [20], 26 — в [10], 36 — в [8], остальные определения — новые, полученные в Лаборатории абсолютного возраста ГИН АН СССР по материалам 11-, 15- и 17-го рейсов НИС «Вулканолог» и данным наземных геологических работ Института вулканологии ДВНЦ АН СССР (табл. 1). Кроме того, в работе использовано 6 новых авторских определений величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  во вкрапленниках плагиоклаза и амфибола в лавах, а также 9 значений Sr-изотопных отношений в плагиоклазах, оливинах и клинопироксенах из родственных лавам оливин-клинопироксен-анортитовых включений Южной Камчатки [16].

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Местоположение вулканов, для лав которых имеются данные об изотопном составе стронция, использованные в настоящей работе, показано на рис. 1, а обобщенные результаты всех имеющихся анализов для тыловой и фронтальной зон разных участков Курильской дуги представлены на рис. 2 и в табл. 2. Все эти данные согласуются со сделанным ранее

## Изотопный состав Sr в некоторые другие характеристики четвертичных лав Курильской островной дуги

№ п/п	Номер образца	Участок дуги	Зона	Вулкан	Порода, минерал	SiO <sub>2</sub> , %	K <sub>2</sub> O, %	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr
1	5858	ЮКмч	Т	Б. Иголки	Б	49,16	0,86	0,70316
2	5864	»	Т	Ухо (шлаковый конус)	Б	50,92	0,73	0,70330
3	5866	»	Т	Явинский	Б	50,66	1,62	0,70304
4	5869	»	Т	»	Л	60,36	4,36	0,70312
5	B11-51 *	СК	Т	Григорьева	А			0,70297
6	AA-8	»	Т	Алаид	Пл из Б			0,70314
7	B17-603	ЦК	Т	Брутона	Б	51,52	1,54	0,70296
8	B17-602	»	Т	»	АБ	54,20	1,57	0,70305
9	B17-604	»	Т	»	А	59,58	2,21	0,70304
10	B17-604a	»	Т	»	АБ <sup>1</sup>			0,70288
11	B17-613	»	Т	»	АД	62,65	2,44	0,70271
12	B17-613	»	Т	»	Амф			0,70290
13	B17-613a	»	Т	»	АБ <sup>2</sup>			0,70295
14	B15-88/1 *	»	Т	»	Пл из РД			0,70287
15	B15-88/1 *	»	Т	»	Амф			0,70300
16	B15-88/1 *	»	Т	»	ОМ из РД			0,70289
17	B17-704	»	Ф	Кстой	А	52,75	0,67	0,70331
18	71/82	»	Ф	Кальдера Заварицкого	А	59,04	0,30	0,70326
19	77/82	ЦК	Ф	Прево	АД	63,05	0,86	0,70315
20	59/82	»	Ф	Миляна, основание постройки	Пл и Кв из Д			0,70314
21	B15-344	ЮК	Ф	Кальдера Львиная часть	Д	65,0	0,96	0,70346
22	B17-671	»	Ф	Кальдера Медвежья	АД	61,34	0,87	0,70317
23	106/82	»	Ф	Тятя	АБ	53,73	0,88	0,70332
24	41/82	»	Ф	г. Фрегат	Б	49,00	0,23	0,70351
25	36/82	»	Ф	»	Д			0,70348
26	19/82	»	Ф	Кальдера Головинна	АД	63,22	0,48	0,70348
27	20/82	»	Ф	То же	АД	62,96	0,48	0,70345
28	26/82	»	Ф	»	АД	63,02	0,50	0,70352
29	B17-653	»	Т	Чирип	А	58,53	2,12	0,70294
30	B17-26/2 *	»	Т	144 м	А	57,70	2,55	0,70311
31	B17-31/1 *	»	Т	192 м	Д	63,98	2,25	0,70312
32	B17-41/5 *	»	Т	Безымянный	Б	51,17	1,45	0,70280
33	B17-41/12	»	Т	»	А	59,23	1,65	0,70331

Примечание. Участки дуги: ЮКмч — Южно-Камчатский, СК — Северо-Курильский, ЦК — Центрально-Курильский, ЮК — Южно-Курильский. Зона: Т — тыловая, Ф — фронтальная, Порода, минерал: Б — базальт, А — андезит, Д — дицит, Л — латит, АБ — андезитобазальт, АД — андезитодацит, РД — риодацит, Пл — плагиоклаз, Амф — амфибол, Кв — кварц, ОМ — основная масса. 1 — включение в андезите обр. B17-604, 2 — включение в андезитодаците обр. B17-613. Звездочкой помечены подводные вулканы.

Анализ выполнены в Лаборатории абсолютного возраста ГИН АН СССР на масс-спектрометре МАТ-260 по методике, изложенной в [8], аналитическая ошибка ±0,00005.

заключением [7, 8] об отсутствии на Курильских островах систематических отличий в величине Sr-изотопных отношений в лавах разной кремнекислотности. В принципе то же можно сказать в отношении валового состава лав, вкрапленников в них и минералов родственных включений. Это позволяет использовать весь массив анализов для расчета средних значений величины <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr-отношений на разных участках дуги.

Как следует из рис. 2 и табл. 2, на всем протяжении дуги значения Sr-изотопных отношений в тыловой зоне ниже, чем во фронтальной, хотя интервалы значений частично перекрываются. Парное сравнение средних для фронтальной и тыловой зон каждого участка дуги с помощью непараметрического W-критерия Вилкоксона [14] показывает (см. табл. 2), что наблюдаемые отличия в каждом случае следует признать существенными. Аналогичное сравнение средних с помощью t-критерия Стьюдента дает сходные результаты для всех участков дуги, кроме Южно-Камчатского, где отличия получаются незначимыми (см. табл. 2). Однако в данном случае следует отдать предпочтение результатам, полученным с помощью W-критерия, так как применение t-критерия наиболее оправдано при большом (>50) числе наблюдений и в условиях нормального распределения [14]. В нашем же случае число наблюдений в выборках мало, а тип распределения не установлен.

Таким образом, различия в среднем уровне величины отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr во фронтальной и тыловой зонах Курильской островной дуги на всем ее протяжении несомненны, что подтверждает выводы предыдущих исследований [5, 7, 8, 10] об отчетливом проявлении для этой дуги поперечной изотопной зональности. Следует также отметить, что, несмотря на то что во всех случаях (кроме Северных Курил) вариации величины Sr-изотопных отношений во фронтальной зоне дуги выше, чем в тыловой, отличия дисперсий при парном сравнении их для каждого участка по F-критерию Фишера являются незначимыми (см. табл. 2).

Средние значения величины <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в разных по простиранию участках тыловой зоны Курильской дуги в общем близки, однако среднее для Южной Камчатки несколько повышено, а для СВ Хоккайдо понижено по сравнению с данными для остальных участков дуги. В пределах Южной Камчатки не обнаружено также лав с низкими (<0,703) значениями Sr-изотопных отношений, установленных во всех остальных участках дуги (см. рис. 2).

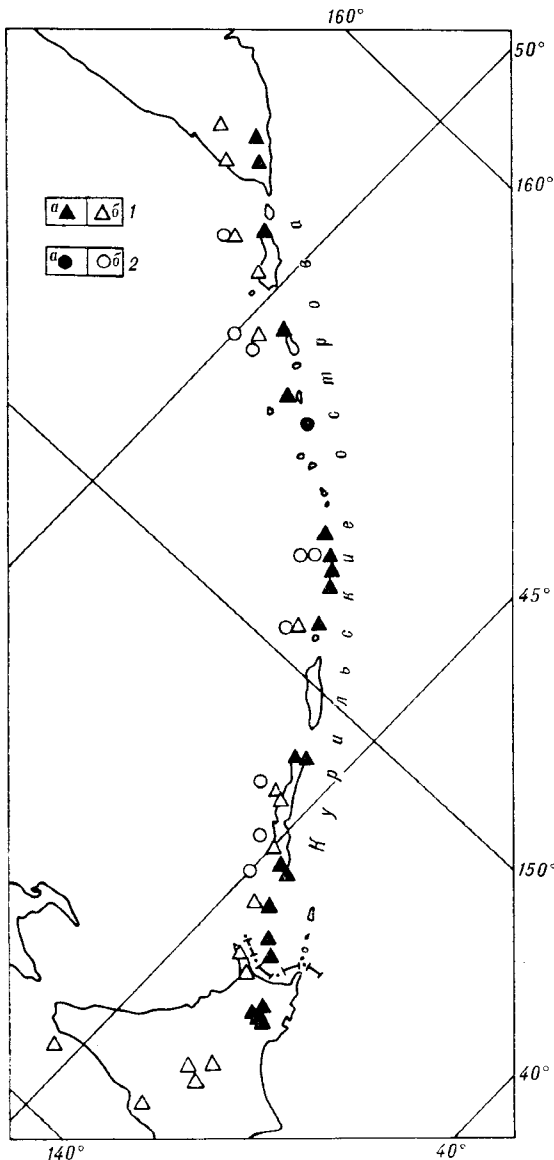


Рис. 1. Вулканы Курильской островной дуги, в лавах которых изучены отношения изотопов Sr.

1 — наземные вулканы фронтальной (а) и тыловой (б) зон; 2 — подводные вулканы фронтальной (а) и тыловой (б) зон.

Тем не менее сравнение средних для разных участков дуги с помощью непараметрического *H*-критерия Краскла — Уэллеса и *t*-критерия Стьюдента для нескольких объектов [14] показывает, что эти отличия статистически незначимы (табл. 3). Средние значения величины Sr-изотопных отношений для разных по простиранию участков тыловой зоны Курильской островной дуги следует признать одинаковыми, что соответствует выводу работы [10] об отсутствии в тыловой зоне дуги продольной изотопной зональности. Полученные результаты позволяют дать статистическую оценку среднего значения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для

всей тыловой зоны дуги в целом:  $\bar{x} = 0,70302$ ,  $\sigma = 0,00012$ ,  $n = 54$ .

Следует отметить, что в пределах отдельных вулканов и вулканических групп отмечаются заметные вариации состава. Например, на вулкане Броутона отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  колеблются в пределах от 0,70271 до 0,70312 при числе анализов восемь, включая один анализ амфибола. Если отдавать предпочтение минимальным значениям, считая их изотопными метками наименее загрязненных расплавов, то можно видеть, что величина отношения изотопов Sr в лавах тыловой зоны минимальна в центре дуги, т. е. на Центральных Курилах, и увеличивается к северо-восточному (Южная Камчатка) и юго-западному (Хоккайдо) окончаниям дуги. Максимальные значения, отражающие при такой интерпретации степень контаминации, выше на окончаниях дуги, чем в ее центральной части (см. рис. 2).

Во фронтальной части дуги распределение Sr-изотопных отношений неоднородно как по средним цифрам, так и по минимальным значениям (см. рис. 2, табл. 2). Вычисленные значения критериев *H* и *t* для пяти выделенных участков дуги намного превышают крити-

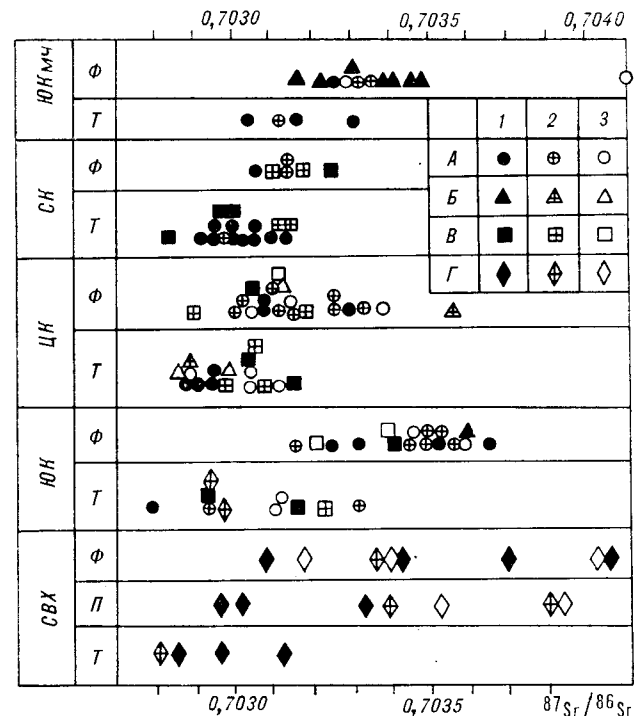


Рис. 2. Вариации Sr-изотопных отношений в лавах Курильской островной дуги.

1 — породы основного состава; 2 — породы среднего состава; 3 — породы кислого состава. А, Б — данные авторов, отчасти опубликованные [7, 8, 16]; А — лавы, Б — минералы вкрапленники лав и минералы родственных включений; В — данные [10], Г — данные [21]. Т — тыловая, Ф — фронтальная, П — промежуточная зона дуги. Участки дуги: ЮКМч — Южно-Камчатский; СК, ЦК, ЮК — Северо-Курильский, Центрально-Курильский, Южно-Курильский соответственно; СВХ — северо-восток Хоккайдо.

Статистические параметры распределения величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги и оценки критериев сравнения средних и дисперсий для пар фронтальная — тыловая зоны

Участок дуги	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$						t-критерий Стьюдента		W-критерий Вилкоксона			F-критерий Фишера	
	Фронтальная зона			Тыловая зона			$t_{\text{выч}}$	$t_{\text{табл при } q=0,05}$	$W_{\text{выч}}$	$W_{\text{табл}}$		$F_{\text{выч}}$	$F_{\text{табл при } q=0,05}$
	n	$\bar{x}$	$\sigma$	n	$\bar{x}$	$\sigma$				1	2		
Южно-Камчатский	12	0,70338	0,00022	4	0,70345	0,00013	1,95	2,14	15	19	49	2,86	3,59
Северо-Курильский	6	0,70314	0,00007	19	0,70303	0,00008	3,01	2,07	117	51	105	1,31	2,78
Центрально-Курильский	20	0,70316	0,00015	17	0,70298	0,00011	4,10	2,03	203	268	378	1,86	2,21
Южно-Курильский	17	0,70348	0,00020	10	0,70305	0,00016	5,78	2,06	60	106	174	1,56	2,54
СВ Хоккайдо	8	0,70350	0,00026	4	0,70294	0,00014	3,96	2,23	11	15	47	3,45	4,35

ческие (см. табл. 3). Таким образом, во фронтальной зоне Курильской островной дуги наблюдается статистически значимая продольная Sr-изотопная зональность. Рассчитанные средние значения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений для объединенных групп участков, в которых частные средние статистически не различаются (см. табл. 3), составляют: Центральные и Северные Курилы —  $\bar{x} = 0,70345$ ,  $\sigma = 0,00014$ ,  $n = 26$ ; Южная Камчатка, Южные Курилы, СВ Хоккайдо —  $\bar{x} = 0,70344$ ,  $\sigma = 0,0022$ ,  $n = 37$ .

Если же брать в расчет только минимальные цифры, отражающие состав наименее загрязненных расплавов, то самые низкие значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , как и для тыловой зоны, приурочены к Центральным Курилам (см. рис. 2)

Таблица 3

Статистические оценки критериев сравнения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для отдельных участков Курильской дуги

Сравниваемые объекты	Количество участков (k)	Число наблюдений (n)	t-критерий Стьюдента для k-объектов		H-критерий Краскля-Уэллеса	
			$t_{\text{выч}}$	$t_{0,05}, F$	$H_{\text{выч}}$	$H_{\text{табл}} = \chi^2_{0,05}, F$
Участки тыловой зоны дуги	5	54	$t_1 = 2,34$ $t_2 = 0,43$ $t_3 = 1,69$ $t_4 = 0,90$ $t_5 = 1,44$	2,67	7,76	9,49
Участки фронтальной зоны дуги	5	63	$t_1 = 1,21$ $t_2 = 2,70$ $t_3 = 6,00$ $t_4 = 4,25$ $t_5 = 2,83$	2,66	27,27	9,49
Фронтальная зона Центральные и Северные Курил	2	26	0,31	2,06	—	—
Фронтальная зона Южной Камчатки, Южных Курил и СВ Хоккайдо	3	37	$t_1 = 1,34$ $t_2 = 0,75$ $t_3 = 0,71$	2,44	3,52	5,09

Примечание. F — количество степеней свободы, равное для критериев t ( $n - 2$ ), а для критериев H ( $k - 1$ ).

и увеличиваются к северо-восточному и к юго-западному окончаниям дуги. Небольшое исключение отмечено лишь на юге дуги, где на СВ Хоккайдо минимальные значения отношения изотопов Sr в лавах несколько ниже, чем на Южных Курилах (см. рис. 2). Максимальные значения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и соответственно максимально контаминированные расплавы приурочены к окончаниям дуги, т. е. к Южной Камчатке и к о. Хоккайдо.

Вместе с тем значения Sr-изотопных отношений для отдельных вулканов, даже расположенных на одном острове, могут заметно отличаться. При этом иногда во фронтальной зоне дуги встречаются вулканы, Sr-изотопные отношения в лавах которых имеют значения, характерные, скорее, для тыловой, чем для фронтальной зоны. Таким аномальным объектом является, например, вулкан Мильна на южной оконечности о. Симушир (Центральные Курилы), где среднее значение величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  статистически неотличимо от такового для лав вулкана Броутона из тыловой зоны

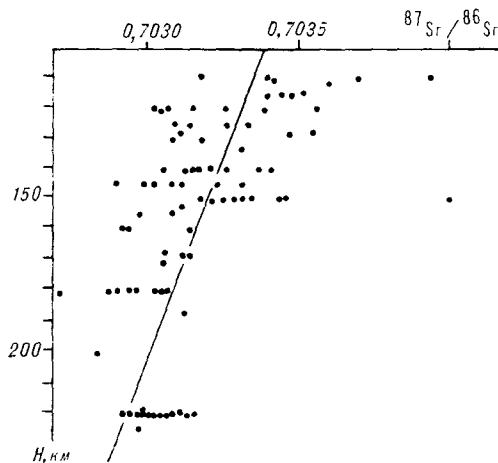


Рис. 3. Соотношение между величиной  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и глубиной до фокальной зоны (H).

Линия регрессии построена по рассчитанному уравнению:  $y = -0,371H + 376,4$ , где  $y = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0,7) \times 10^5$ , H — глубина до сейсмофокальной зоны (в км).



Статистические параметры распределения величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в лавах четвертичных вулканов острова Симушир и вулкана-острова Броутона и оценки критериев сравнения средних

Остров	Вулкан	$n$	$\bar{x}$	$\sigma$	Критерий Стьюдента $t_{\text{выч}}/t_{0,05; F}$	Критерий Вилкоксона $\frac{W_{\text{выч}}}{W_1; W_2}$
1	2	3	4	5	6	7
Симушир	Мильна	5	0,70303	0,00008	М-З 1,83 2,26	М-З 21 20; 40
	Заварпцого	6	0,70316	0,00014	З-П 0,60 2,31	П-З 22,5 13; 31
	Прево	4	0,70321	0,00011	М-П 2,85 2,36	М-П 29 12; 28
Броутона	Броутона	8	0,70295	0,00011	М-Б 1,40 2,20	М-Б 44 23; 47

Примечание. В графах 6 и 7 проставлены первые буквы названий сравниваемых вулканов.

этого участка дуги, но значительно ниже, чем в лавах других вулканов о. Симушир (табл. 4). Отметим, что лавы вулкана Мильна аномальны для фронтальной зоны Центральных Курил также по относительно высокому содержанию калия и ряда литофильных редких элементов.

Для 33 вулканов Курильской островной дуги, в лавах которых выполнены определения изотопного состава Sr, имеются оценки глубин до сейсмофокальной зоны [2, 12]. Анализ соотношения средних значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для отдельных вулканов и соответствующих глубин до сейсмофокальной зоны показывает наличие между этими величинами отрицательной линейной зависимости: значение коэффициента линейной корреляции  $r = -0,68$ , а рассчитанное значение критерия  $t = 5,16$  превышает допустимое при уровне значимости 5% и степени свободы 31 ( $t_{0,05; 31} = 2,04$ ) [14].

Поскольку для разных образцов лав отдельных вулканов наблюдается существенный разброс значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , аналогичные расчеты были выполнены для всей совокупности данных по Sr-изотопным отношениям, причем разным значениям величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  какого-либо конкретного вулкана приписывались одинаковые значения глубин до сейсмофокальной зоны. Однако и при таком способе расчетов между указанными величинами наблюдается значимая линейная корреляция ( $n = 86$ ,  $r = -0,57$ ,  $t_{\text{расч}} = 6,36$ ,  $t_{0,05; 84} = 1,99$  (рис. 3)).

### АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

При анализе причин, обуславливающих наблюдающуюся в пределах Курильской островной дуги поперечную и продольную изотоп-

ную зональность, необходимо учитывать следующие обстоятельства.

Во-первых, наряду с изотопной зональностью для четвертичных лав Курильских островов, Южной Камчатки и северо-востока Хоккайдо установлена отчетливая поперечная зональность в распределении K, Rb, Ba, Sr, La, Fe, V, Ni, Cr [1, 3—5], а в отношении перечисленных литофильных элементов также и продольная зональность [4, 5]. В лавах тыловой зоны дуги по сравнению с таковыми фронтальной зоны возрастают концентрации K, Rb, Ba, Sr, La, Ni, Cr, величины Rb/Sr и La/Yb и убывают концентрации Fe и V. Лавы Центральных Курил отличаются от лав Северных Курил меньшими содержаниями указанных литофильных элементов [4, 5], но сходны по уровню их концентраций с лавами Южных Курил. По данным [2, 12], между содержаниями в породах K, Rb, Sr и глубиной до сейсмофокальной зоны наблюдается отчетливая положительная корреляция. Заметных вариаций элементов группы железа вдоль Курильской дуги не наблюдается.

Во-вторых, существовавшие до последнего времени представления о различном типе строения земной коры и ее мощности вдоль Курильской дуги (континентальная с гранитным слоем на севере дуги, субокеаническая с маломощным до 10 км консолидированным слоем в центре и субконтинентальная без гранитного слоя на юге [9]) недавно были пересмотрены. Теперь предполагается [6], что для всей Курило-Камчатской островодужной системы земная кора по мощности должна быть отнесена к континентальной (минимальная оценка мощности на севере 47 км, в центре 30, на юге 30—35 км), хотя и характеризуется весьма высокоскоростным разрезом. Последнее об-

стоятельство связывается авторами указанной интерпретации [6] с преимущественно мафическим характером слагающих кору образований. В связи с этим предполагается, что земная кора этого региона имеет первично океаническое происхождение, но впоследствии подверглась полициклической эвгеосинклинальной переработке. Отметим, что и при такой интерпретации минимальные мощности земной коры предполагаются в районе Центральных Курил.

В-третьих, вариации величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в четвертичных лавах Курильской островной дуги (0,70271—0,70407) лежат в пределах, характерных, скорее, для энсиматических (внутриокеанических), чем для энсиалических островных дуг [22, 24—26]. Так, по сводке [22], величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в лавах островных дуг Идзу, Марианской, Бисмарка, Фиджи, Южно-Сэндвичевой изменяются в интервале 0,7031—0,7043 при величине средних 0,7036—0,7038 и количестве определений для каждого случая от 24 до 54. Сходные, хотя и несколько более низкие интервалы вариаций изотопных отношений для лав дуги Фиджи приведены в работе [20] (0,70305—0,70390), для дуги Идзу-Огасовара — в работе [25] (0,7034—0,7039), а для лав островных дуг Идзу, Марианской, Ново-Британской, Алеутской — в работе [26] (0,70317—0,70378). В то же время для энсиалических островных дуг эти величины обычно выше. Так, во фронтальной зоне северо-востока Японии величины Sr-изотопных отношений лежат в пределах 0,7038—0,7045 [24], а для дуги юго-запада Японии еще выше — 0,70357—0,70684 [23].

Относительная выдержанность величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в лавах тыловой зоны Курильской островной дуги и статистическое равенство средних значений ее для всех участков дуги (независимо от величины Sr-изотопного отношения в лавах фронтальной зоны) позволяют рассматривать рассчитанное для тыловой зоны среднее значение Sr-изотопного отношения ( $0,7030 \pm 0,0001$ ) и как изотопную метку первичных неконтamинированных (слабо контamинированных) расплавов, близкую к изотопной метке недиплетированного мантийного источника в тыловой зоне дуги\*. При другой возможной интерпретации изотопный состав стронция в исходном мантийном веществе ниже самого низкого из реально обнаруженных значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7027), тогда как все измеренные и вычисленное среднее отвечают уже слегка контamинированным расплавам.

\* Сходная оценка величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в недиплетированной островодужной мантии ( $0,7030 \pm 0,0002$ ) приводится в работах [5, 10].

Обращает на себя внимание тот факт, что вулканы тыловой зоны дуги располагаются на восточном склоне глубоководной впадины Охотского моря (Курильской котловины), а так как считается, что происхождение ее обусловлено разрывом и растяжением континентальной коры, то представляется логичным связывать и низкие Sr-изотопные отношения в лавах тыловой зоны с этими процессами. Однако лавы, связанные с задуговым спредингом, обычно отвечают по составу базальтам, а в тыловой зоне Курильской дуги присутствуют все типы пород от базальтов до дацитов (и даже риодацитов), причем в пределах Южно-Курильского блока, где котловина наиболее ярко выражена, кислые породы распространены, пожалуй, наиболее широко. Кроме того, несмотря на выклинивание глубоководной котловины к Северным Курилам, лавы вулканов этого блока имеют Sr-изотопные характеристики, не отличимые от таковых для Центральных и Южных Курил. То же можно сказать и относительно вулканов тыловой зоны северо-востока Хоккайдо, располагающихся уже за пределами склонов Курильской котловины, к югу от нее (см. табл. 2, рис. 2).

Как уже отмечалось, лавы фронтальной зоны дуги характеризуются повсеместно более высокими Sr-изотопными отношениями, чем лавы тыловой зоны, и изменчивостью этой характеристики для разных участков дуги по простиранию. Следует обсудить, являются ли эти отличия следствием контamинации первичных расплавов с Sr-изотопными метками, соответствующими лавам тыловой зоны, во фронтальной зоне дуги или источник расплавов во фронтальной зоне дуги иной, чем в тыловой. По причинам, упомянутым выше (характер геохимической и Sr-изотопной зональности, представление о меланократовом типе земной коры Курильской дуги, сходство Sr-изотопных отношений в лавах Курильской дуги с лавами внутриокеанических дуг, где сиалический фундамент отсутствует), следует сразу отвергнуть идею о возможности контamинации расплавов веществом древней сиалической коры. Вероятность заражения первичных расплавов породами меланократового фундамента существует, однако они, как показано на примере Камчатки [16], имеют довольно низкие Sr-изотопные отношения ( $\bar{x} = -0,7038$ ). Чтобы достичь значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , характерных, например, для лав Южной Камчатки (0,70338) или Южных Курил (0,70348), расплавы с первичным Sr-изотопным отношением 0,7030 должны были бы ассимилировать 40—60% материала фундамента, что кажется невероятным, тем более, что такой процесс никак не подтверждается другими геохимическими данными.

ми [4, 5] (см. изложенные выше данные о продольной геохимической зональности).

Авторы недавних работ по геохимической и изотопной зональности лав Курильских островов [1—5, 10, 13], принимая во внимание значительные отличия лав тыловой и фронтальной зон дуги в отношении концентраций литофильных редких элементов, элементов группы Fe, изотопного состава Sr и Nd, пришли к выводу, что наиболее вероятными причинами поперечной геохимической зональности (включая и Sr-изотопную зональность) являются различия в составе плавящегося субстрата и условиях плавления.

Однако дальнейшая интерпретация, предлагаемая разными исследователями, различна. Д. З. Журавлев с соавторами [10] на основе данных по Sr—Nd-изотопной зональности Курильской островной дуги предположили, что различия в изотопном составе лав фронтальной и тыловой зон дуги могут быть связаны с плавлением мантии и гидратированных океанических базальтов из субдуцируемой плиты во фронтальной зоне дуги и наличием только мантийного источника в тыловой. Однако это предположение не объясняет наблюдающуюся корреляцию содержания K, Rb, Sr [2, 12] и величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  с глубиной до сейсмофокальной зоны. Другой возможный вариант объяснения причин поперечной Sr—Nd-изотопной зональности, предложенный тем же авторами [10], — большая переработанность мантии под фронтальной зоной, чем под тыловой, вследствие более длительного и интенсивного протекания здесь вулканических процессов, основан на некоторых геологических наблюдениях. В пользу этого предположения свидетельствуют также данные по глубинным включениям. В лавах фронтальной зоны среди включений доминируют различные габброиды и лейко-мезократовые кристаллические сланцы, а включения ультраосновных пород крайне редки [15], тогда как в лавах тыловой зоны ультраосновные включения (в основном плагиоклазсодержащие лерцолиты и гарцбургиты), напротив, распространены достаточно широко [17].

Согласно одной из гипотез процесс преобразования мантийного вещества, как и процесс выплавления островодужных магм, происходит под влиянием и при участии флюидной фазы, отделяющейся от субдуцируемой океанической плиты [5, 13]. При этом разница в составе магм фронтальной и тыловой зон дуги связывается с различным составом, количеством флюидов и длительностью их взаимодействия с веществом мантии, из которой летучие экстрагируют некогерентные редкие элементы, а также со степенью предварительной метасоматической подготовки (габброизации) суб-

страта. Во фронтальной зоне количество и состав флюидов определяются в основном процессами дегидратации океанической плиты, и, по-видимому, количество их здесь выше, а состав ближе к составу морской воды, чем в тыловой зоне, где появление флюидов связано с фазовыми переходами при более высоких  $P$  и  $T$ . Это обстоятельство, по-видимому, и обуславливает разницу в изотопном составе Sr лав фронтальной и тыловой зон. С другой стороны, длина пути, пройденного флюидной фазой до области плавления в тыловой зоне, больше, чем во фронтальной, что определяет большую нагрузку ее в отношении некогерентных редких элементов, выщелачиваемых из мантии. Эти представления хорошо согласуются с установленной положительной корреляцией между содержанием K, Rb, Sr в лавах и глубиной до сейсмофокальной зоны [2, 12], а также с полученными в настоящей работе данными об отрицательной корреляции Sr-изотопных отношений с соответствующими глубинами до сейсмофокальной зоны.

Следует отметить, что наличие поперечной Sr-изотопной зональности, аналогичной установленной в пределах Курильской островной дуги (при сходной же геохимической зональности в отношении Rb, Sr и величины отношения Rb/Sr), показано для ряда других островных дуг, например для северо-востока Японской [24], Идзу-Огасавара [25], Фиджи, Восточных Алеут, Сулавеси (Индонезия), Новой Зеландии [19]. При этом на северо-востоке Японии величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  изменяется от 0,7038—0,7045 во фронтальной части дуги до 0,70311—0,70313 в глубоком ее тылу [24]. Однако в пределах других дуг, например Новой Британии, Явы, Центральных Алеут, Южно-Сэндвичевой, такая зональность, по-видимому, отсутствует [19].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем сообщении с помощью формально-статистического подхода мы попытались проверить гипотезу о существовании изотопной зональности в пространственном распределении четвертичных лав Курильской островной дуги. Проверка показала наличие как поперечной, так и продольной зональности. Правда, последняя статистически значима только для фронтальной части дуги.

Полученные результаты в целом соответствуют данным об изотопной зональности, отмеченной ранее по минимальным значениям  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  В. И. Виноградовым с соавторами [7, 8], а также Д. З. Журавлевым и др. [5, 10]. Использование при интерпретации минимальных значений имеет под собой определенную

идеологическую основу, так как они ближе всего соответствуют первичным изотопным меткам плавящегося субстрата. Любые загрязнения ведут только к возрастанию Sr-изотопного отношения, а возможность такого загрязнения в разных геодинамических обстановках достаточно убедительно показана в последнее время (см. например, [8]).

Изотопная зональность согласуется с петрогеохимической зональностью, а поскольку фокальная плоскость под дугой реально существует, то справедливо говорить и о зависимости между изотопными характеристиками лав и глубиной до сейсмофокальной зоны. Характер этой зональности таков, что в тыловой зоне дуги генерируются лавы, изотопные характеристики которых ближе к мантийным, чем в лавах фронтальной части дуги. Авторы расходятся в мнении относительно этого явления. Выше была обсуждена точка зрения авторского коллектива Института вулканологии

(О. Н. Вольнец, Г. П. Авдейко). Авторы из Геологического института (В. И. Виноградов, В. С. Григорьев) интерпретируют это явление иначе [8], считая, что Sr-изотопную зональность трудно согласовать с моделью субдукции и либо эта модель осложняется своеобразным тектоническим строением Охотоморской впадины и ее северным продолжением на Камчатке, либо нужно искать иные причины выявленной зональности.

В любом случае статистическая обработка данных показала, что продольная и поперечная Sr-изотопная зональность в пределах Курильской островной дуги реально существует и ее нужно учитывать при построении моделей генерации и эволюции магм вместе с данными по петрогеохимической и минералогической зональности, зональному распределению включений в лавах, тектонической обстановке условий проявления вулканизма и геофизическим параметрам островной дуги.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абдурахманов А. И., Федорченко В. И. Закономерности распределения лития, рубидия и стронция в четвертичных лавах Курильских островов.— Вулканология и сейсмология, 1980, № 6.
2. Абдурахманов А. И., Ким Чун Ун и др. Соотношение содержания окиси калия и некоторых других литофильных элементов в лавах вулканов Курильских островов с глубиной до сейсмофокальной зоны.— В кн.: Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1981.
3. Абдурахманов А. И., Федорченко В. И. Закономерности распределения элементов группы железа в четвертичных лавах Курильских островов.— Вулканология и сейсмология, 1983, № 3.
4. Авдейко Г. П., Антонов А. Ю. и др. Геохимическая зональность четвертичных лав Курильской островной дуги.— Докл. АН СССР, 1985, т. 282, № 4.
5. Авдейко Г. П., Антонов А. Ю. и др. Вариации вещественного состава и изотопных отношений стронция и неодима в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение.— В кн.: Океанический магматизм: эволюция, геологические корреляции. М.: Наука, 1986.
6. Аносов Г. И., Аргентов В. В. и др. Земная кора Курило-Камчатского вулканического пояса и некоторые вопросы ее эволюции.— В кн.: Вулканизм и связанные с ним процессы. Вып. 1. Вулканическая деятельность, ее механизм, связь с геодинамикой, прогноз извержений и землетрясений. Петропавловск-Камчатский, 1985.
7. Виноградов В. И., Григорьев В. С., Покровский Б. Т.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в породах Курило-Камчатской островной дуги.— В кн.: 27-й Междунар. геологич. конгресс. Тезисы докл. Т. 5.— М.: Наука, 1984.
8. Виноградов В. И., Григорьев В. С., Покровский Б. Т. (О. Н. Вольнец, Г. П. Авдейко). Авторы из Геологического института (В. И. Виноградов, В. С. Григорьев) интерпретируют это явление иначе [8], считая, что Sr-изотопную зональность трудно согласовать с моделью субдукции и либо эта модель осложняется своеобразным тектоническим строением Охотоморской впадины и ее северным продолжением на Камчатке, либо нужно искать иные причины выявленной зональности.
9. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги.— М.: Наука, 1967.
10. Журавлев Д. З., Журавлев А. З., Чернышев И. В. Изотопная зональность Курильской островной дуги по результатам изучения отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .— Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 2.
11. Камчатка, Курильские и Командорские острова/Под ред. И. В. Лучинского.— М.: Наука, 1974.
12. Пискунов Б. Н., Абдурахманов А. И., Ким Чун Ун. Соотношение состав — глубина для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 4.
13. Пополитов Э. П., Вольнец О. И. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса.— Новосибирск: Наука, 1981.
14. Статистические методы при геохимических поисках месторождений.— М.: ИМГРЭ, 1973.
15. Федорченко В. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов (вещественный состав, происхождение, геологическое значение).— Новосибирск: Наука, 1975.
16. Хотин М. Ю., Виноградов В. И. и др. Изотопный состав стронция в анортитоедержащих включениях вулканитов Камчатки и породах фундамента.— Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 5.
17. Цагтков А. А., Авдейко Г. П. Лерцолитовые включения в лавах извержения 1980 г. вулкана Чиринкотан, Курильские острова (первая находка). Там же, 1982, т. 267, № 5.
18. Шанцер А. Е., Шапиро М. И. Эволюция вулканиче-

- ских зон Камчатки в связи с тектоническим развитием активной континентальной окраины.— Вулканонология и сейсмология, 1984, № 2.
19. *Gill J. B.* Orogenic andesites and plate tectonics.— Berlin — Heidelberg — New York: Springer-Verlag, 1981.
20. *Gill J. B.* Sr — Pb — Nd isotopic evidence that both MORB and OIB sources contribute to oceanic island arc magmas in Fiji.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 68, N 3.
21. *Katsui Y., Oba Y. a. e.* Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, North Japan.— *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, 1978, Ser. 4, v. 18, N 3.
22. *Leeman W. P.* The influence of crustal structures on compositions of subduction-related magmas.— *J. Volcan. and Geotherm. Res.*, 1983, v. 18, N 1—4.
23. *Matsuhisa Y., Kurasaïa H.* Oxygen and strontium isotopic characteristics of calc-alkalic volcanic rocks from the central and western Japan arcs: evaluation of contribution of crustal components to the magmas.— *Ibid.*
24. *Notsu K.* Strontium isotope composition in volcanic rocks from the Northeast Japan arc.— *Ibid.*
25. *Notsu K., Isshiki N., Hirano M.* Comprehensive strontium isotope study of Quaternary volcanic rocks from the Izu-Ogasawara arc.— *Geochem.*, 1983, v. 17, N 6.
26. *White W. M., Patchett J.* Hf — Nd — Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, N 2

*Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР,  
Петропавловск-Камчатский  
ГИН АН СССР, Москва*

*Поступила в редакцию  
7 апреля 1986 г.*

УДК 551.8 + 551.462(571.65)

*В. М. Кузнецов*

## ОБСТАНОВКИ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО И МЕЗОЗОЙСКОГО ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СИСТЕМЫ

Рассматриваются физико-географические условия бассейнов осадконакопления, что позволяет проследить историю развития крупных структурных элементов юго-востока Яно-Колымской мезогеосинклинальной системы. Отчетливо устанавливаются стабильность Омолонского массива, геосинклинальный характер Приколывского горст-антиклинория и геосинклинальная

история Сугойского синклинория и Балыгычанского поднятия. Границы между структурами уверенно намечаются по скорости осадконакопления, смене фаций и мощностей разновозрастных отложений. Отмечается приуроченность проявлений железа, марганца и фосфоритов к трансгрессивным, а битумов и каменного угля — к регрессивным сериям осадков.

Юго-восточная часть Яно-Колымской мезогеосинклинальной системы охватывает бассейн верхнего и среднего течения р. Колымы и объединяет несколько крупных разнородных структурных элементов: Омолонский срединный массив, Приколывский горст-антиклинорий, Сугойский синклинорий и Балыгычанское поднятие. Несмотря на относительно высокую, хотя и неравномерную, степень изученности территории бассейна Колымы, природа и ограничения названных структур зачастую тракуются по-разному. Для более надежного выяснения их природы, уточнения тектонического районирования, а также познания закономерностей размещения осадочных полезных ископаемых важно проследить историю развития территории. Непременным условием для успешного решения этой задачи является расшифровка обстановок осадконакопления.

ными в этом отношении явились также региональные стратиграфические исследования Ю. М. Бычкова, В. Г. Ганелина, И. В. Полуботко, В. И. Устрицкого.

Под обстановками осадконакопления, как принято в [6, 7, 10], автор понимает физико-географические условия бассейнов прошлого (прежде всего их конфигурацию, морфологию, глубину, фациальную зональность), определяющие особенности участка территории как палеогеоморфологической единицы. Это непосредственно связано с тектоническим режимом развития, а значит, и с природой структурных элементов.

Для того чтобы полнее проследить начальные этапы позднепалеозойской истории региона, к рассмотрению обстановок осадконакопления целесообразно приступить с раннего карбона. Палеогеографические особенности раннекаменноугольной эпохи обусловлены тем, что общий структурный план, определивший размещение участков поднятий и опусканий, в основном унаследован с позднего девона. Осадконакопление происходило в пределах Колымского и Гыданского морских бассейнов [12]. Эти бассейны разделялись обширным участком суши, отвечавшим Юкагирской глыбе — наиболее стабильной части Омолонского массива (рис. 1). В целом небольшие мощности и преимущественно карбонатный и топкиоттерригенный состав осадков свидетельствуют о вялости тектонического режима на протяжении почти всей эпохи.

В основу статьи положены фактический материал, полученный автором при среднемасштабном геологическом картировании в бассейнах рек Балыгычана, Сугоя и Омолона, а также результаты среднемасштабных съемок, использованные при составлении мелко-масштабных геологических карт. Очень важ-

В течение турнейского и визейского веков в Гыданском бассейне в условиях эпиконтинентального мелководного моря и теплого климата шло накопление карбонатов. Известняки часто доломитизированы и окремнены, что, возможно, связано с активным химическим выветриванием окружающей суши. Присутствие в основании турнейского яруса в бассейнах рек Бургачана и Кегали гравелитов и конгломератов указывает на значительную расчлененность западного берега моря. В позднем турне в бассейне р. Талалах обособилась полузамкнутая лагуна, где до среднего визе-

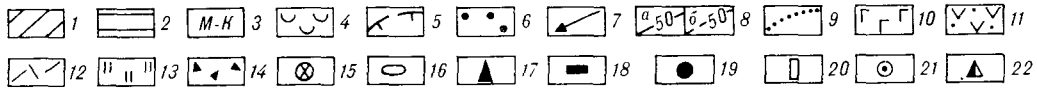
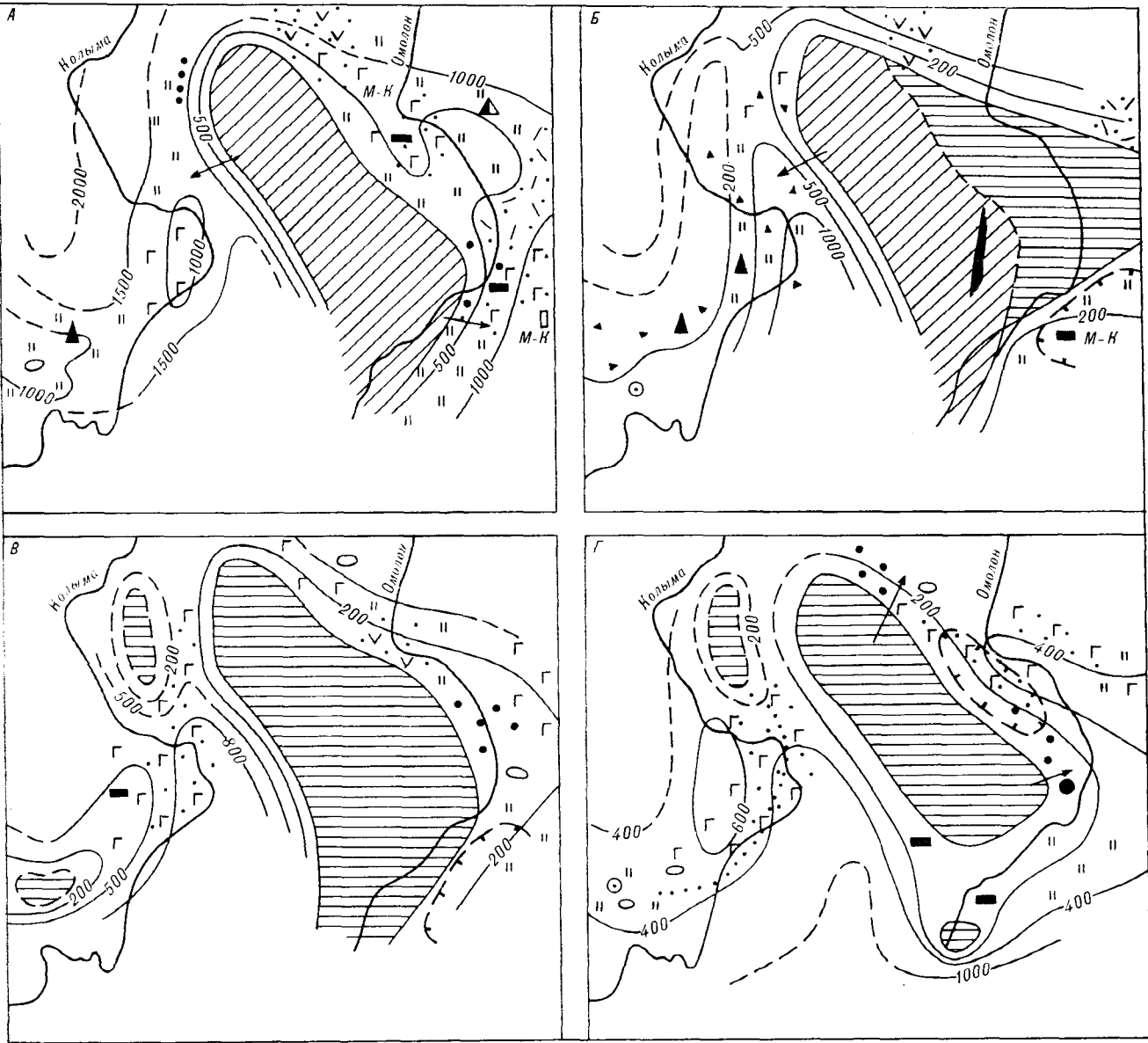


Рис. 1. Палеогеографические схемы юго-восточной части Яно-Колымской системы для ранне-(А), средне-(Б), позднекаменноугольной (В) и раннепермской (Г) эпох.

1, 2 — площади разрушения и сноса: 1 — возвышенная равнина, 2 — холмистая низменная равнина; 3 — область осадконакопления в основном в морских условиях (М — К — вначале в морских, затем в прибрежно-континентальных, К — М — вначале в континентальных, затем в прибрежно-морских условиях); 4 — коры выветривания; 5 — границы распространения перерывов в основании отложений; 6 — базальные конгломераты и гравелиты; 7 — преобладающее направление сноса обломочного материала; 8 — изопахиты установленные (а) и предполагаемые (б); 9 — границы основных фациальных зон; 10—12 — примесь в осадках вулканического материала: 10 — основного, 11 — среднего, 12 — кислого состава; 13 — примесь кремнистого материала; 14 — рассеянный угловатый и окатанный обломочный материал; 15 — места находок галек с фауной подстилающих отложений; 16 — конкреции; 17—22 — проявления полезных ископаемых: 17 — битумы, 18 — каменный уголь, 19 — гематит, 20 — сидерит, 21 — марганец, 22 — фосфориты.

накапливались гипсово-доломитово-мергельные осадки [12].

В Колымском морском бассейне на мелководном шельфе формировалась толща (600—800 м) массивных, псевдооолитовых и криноид-

ных известняков с желваками кремней. Вода была нормальной солености, благоприятная для развития фораминифер, кораллов и брахиопод. Областью сноса в это время служила возвышенная Омолонская суша, вдоль северо-

западного края которой образованный в конце турне узкий (15 км) прибрежный грабен заполнялся песчаниками, гравелитами и местами конгломератами с галькой вулканитов кислого состава, кварца и кварцитов [16].

В северной части Приколмыя известковые осадки отлагались на удаленных от берега моря отмелях с благоприятными условиями обитания бентосной фауны. Далее на запад, в более глубоководных частях шельфа, формировались глинистые известняки и кремнистые сланцы. На юге, в бассейне р. Поповки, локально проявились процессы вулканизма, в подводных условиях изливались базальты, накапливались туфы, туффиты и туфоконгломераты. Характерна битуминозность известняков, что выявляет их мелководно-морское или даже лагунное происхождение [11].

Конец раннекаменноугольной эпохи ознаменовался существенными изменениями в тектоническом режиме. Эти изменения, а следовательно, и перестройка палеогеографических условий осадконакопления иногда приравниваются к региональному седиментационно-палеогеографическому рубежу [13]. На начало намюрского века приходится также и биостратиграфический рубеж, выраженный в резком обеднении состава комплексов и в проявлениях эндемизма во всех группах фауны [1].

В намюрский век контуры Омолонской суши заметно расширились на восток, по ее обрамлению осадконакопление происходило в условиях мелководного моря, заливов и лагун. В лагунах отлагались терригенные, иногда резко контрастные по литологии осадки. Местами наслаивались углистые сланцы, отмечены линзы (до 1 м) сидерита, что указывает на болотистую обстановку среды и влажный умеренный климат [11]. Одновременно протекали процессы вулканизма, в северном направлении в составе отложений резко возросла роль пеплового материала.

Колымский бассейн явился ареной накопления терригенно-карбонатно-вулканогенных серий осадков. В южной части Приколмыя доминирующую роль приобрели кремнисто-туфогенные породы, туффиты. В бассейнах рек Ясачной и Поповки в море изливались лавы основного состава, отлагались туфопесчаники и туфогравелиты.

В конце намюрского века вновь происходит перестройка структурного плана [15]. На смежную открытым бассейнам приходит система бассейнов внутриконтинентального типа, что повлекло за собой и смену сообществ фауны [1].

В среднекаменноугольную эпоху Омолонская суша занимала еще большую площадь, в том числе и Гыданскую окраинную зону массива, за счет расширения ее к востоку; в бассейнах резко превалировал терригенный со-

став осадков. К северу от суши в условиях мелководного шельфа значительную роль в осадконакоплении приобретали туфы среднего и основного состава. В море развивались многочисленные и разнообразные группы фауны: мшанки, криноидеи, гастроподы, двустворки, брахиоподы. Далее в глубь моря песчаные осадки замещаются более тонкотерригенными и, вероятно, относительно глубоководными туфоалевролитами, которые содержат значительно меньше органических остатков [16].

На юго-востоке, в бассейне верхнего течения р. Омолон, осадки небольшой (200—300 м) мощности отличаются контрастным составом: песчаники, кремнистые алевролиты, конгломераты, углисто-глинистые сланцы. В большинстве случаев они трансгрессивно перекрывают лагунно-континентальные намюрские отложения. К концу эпохи мелководный морской режим вновь сменился лагунным; в озерно-болотных условиях отлагались преимущественно глинистые осадки, заключающие углефицированные листья и остатки древесины.

В пределах Приколмыя накапливались туфогенно-терригенные осадки с преобладанием алевритовой размерности, широко распространены кремнистые породы, существенно приресь неокатанного грубообломочного материала. В бассейне р. Поповки выявлены фацции сопочных брекчий, связанные с грязевым вулканизмом. В обломках брекчий, а также в туфоалевролитах обнаружены включения твердых и жидких быстро загустевающих битумов, принадлежащих к эпигенетическому нефтяному ряду. Это указывает на значительные скопления в мелководном море органического вещества и преобразование его без доступа кислорода [11]. Грубообломочный материал в бассейне мог поступать в виде грязевых потоков с появляющихся временами участков плоской низменной суши. В породах бассейна р. Лыглыхтах содержится до 20—30% рассеянного различно окатанного обломочного материала размером 0,5—3 см, присутствуют марганцевосные карбонатно-глинистые стяжения. Осадочное отложение происходило, вероятно, в застойных впадинах, граничащих, с одной стороны, с мелководным морем левобережья Колымы и бассейна р. Омулевки, с другой — с более глубоководными бассейнами седиментации.

Вследствие погружения фундамента в это время довольно отчетливо оформился Сугойский относительно глубоководный некомпенсированный прогиб [15], в котором накапливались мощные (до 1100 м) однородные тонкотерригенные осадки (глины, алевриты). Отдельные горизонты (0,5—4 м) осадочной толщи насыщены разноокатанным обломочным материалом (до 15—20%), среди которого



преобладают эффузивы кислого состава, кварц, реже известняки. Его источником, скорее всего, служил крутой юго-западный склон Омолонской суши [3]. Вверх по разрезу прослеживается постепенное уменьшение размерности кластического материала и закономерное распределение его по горизонтам. Это позволяет связывать поступление обломков и галек в бассейн с периодическими гравитационными оползнями в глинистых массах [10] или грязево-турбидитными потоками.

Позднекаменноугольная эпоха характеризовалась некоторым перераспределением участков сноса и аккумуляции осадочного материала. Вдоль восточного обрамления Омолонской суши полностью восстановился морской режим. Следы трансгрессии в верхнем течении р. Омолон отмечены размывом подстилающих пород, а севернее — прослоями базальных гравелитов и конгломератов. Литоральная зона приобрела плавно закругленные контуры. В условиях мелководного шельфа формировались маломощные (50—200 м) пачки алевролитов, иногда с карбонатными конкрециями, песчаников, кремнистых алевролитов и известняков. Местами осадконакопление сопровождалось излияниями базальтов.

По северному краю Омолонской суши выявляется более интенсивное прогибание дна бассейна с параллельным быстрым накоплением преимущественно тонкотерригенных осадков. Здесь же, в узких зонах побережья, происходило трещинное излияние лав базальтов [16].

Территория Приколмыя отличалась несколько возросшей дифференциацией тектонических движений. Отдельные участки изменяющихся очертаний на право- и левобережье р. Колмы незначительно возвышались над уровнем моря. Характерно интенсивное проявление преимущественно наземного базальтового вулканизма, центр которого находился в бассейне р. Поповки. Присутствие прослоев туфов с морской фауной и углефицированными растительными остатками позволяет реконструировать сублиторальную зону, где низменная суша временами затапливалась морем.

Вдоль юго-западной кромки Омолонской суши располагалось умеренно глубоководное море. Туфы базальтов, чередующиеся с тонкотерригенными осадками, заполняли, вероятно, довольно подвижный прогиб асимметричного профиля. Более крутым и прогнутым был его восточный край, где в осадках преобладает терригенный материал.

В раннепермскую эпоху в бассейне Колмы, как и в пределах Якутии [14], заметно проявилась трансгрессия моря. На занятых морем восточной и южной окраинах Омолонской суши в мелководном шельфовом море формировались главным образом тонкотерри-

генные породы (алевролиты, песчаники, кремнистые алевролиты и аргиллиты), залегающая в размывом на подстилающих отложениях. Местами они содержат в низах прослои и линзы конгломератов и нередко сопровождаются туфами базальтов. В бассейне р. Кегали в их основании прослежен горизонт (30 м) темно-зеленых и бурых железистых песчаников. Рудная минерализация в песчаниках представлена зернами (до 0,15 мм) гематита, оолитами и псевдоморфозами по кластическим обломкам гидроокислов железа и лептохлоритов. Содержание окиси железа 8,8—31,3%, фосфорного ангидрида 0,4—1,1%. Формирование песчаников, по-видимому, связано с разрушением подстилающих средне-верхнедевонских эффузивов и определяет сильную расчлененность береговой линии и равнинный рельеф прибрежной части суши [11].

Южное окончание Омолонской суши полого погружалось под воды морского бассейна. Береговая линия была сильно изрезана, местами существовали острова. В архипелаговой области море было мелководное, теплое, нормальной солености, что способствовало развитию сложного биоценоза стеногалинных животных. Временами здесь возникали лагунные условия, где успевали накопиться маломощные (до 50 м) пачки углисто-глинистых сланцев.

К западу от Омолонской суши обстановка осадконакопления в общих чертах была унаследована от позднекаменноугольной эпохи. В северной части Приколмыя процессы седиментации были ограничены, а в южной, в меняющихся мелководно-морских и лагунных условиях, на фоне процессов базальтового вулканизма отлагались тонкотерригенные и кремнистые осадки.

На позднепермскую эпоху приходится активная трансгрессия моря, занявшего почти всю поверхность Омолонского массива (рис. 2). Сохранился лишь небольшой участок суши в северной части района, в бассейне р. Токур-Юрях. По юго-восточному обрамлению участка в разрезе верхнепермских отложений присутствуют спонголиты, а в основании — углисто-глинистые сланцы с пластами (0,2—0,6 м) каменного угля и битуминозные известняки. Это свидетельствует о крайне нестабильных условиях седиментации и смене континентального и морского режима.

На затопленной площади Омолонского массива море было мелководное, спокойное; здесь широко расселялись мшанки, двустворки и брахиоподы. Доминировало образование карбонатов, отлагались также алевриты и пески. В восточной части Омолонского мелководья роль терригенного материала повышалась, в основании отложений формировались базальные конгломераты.

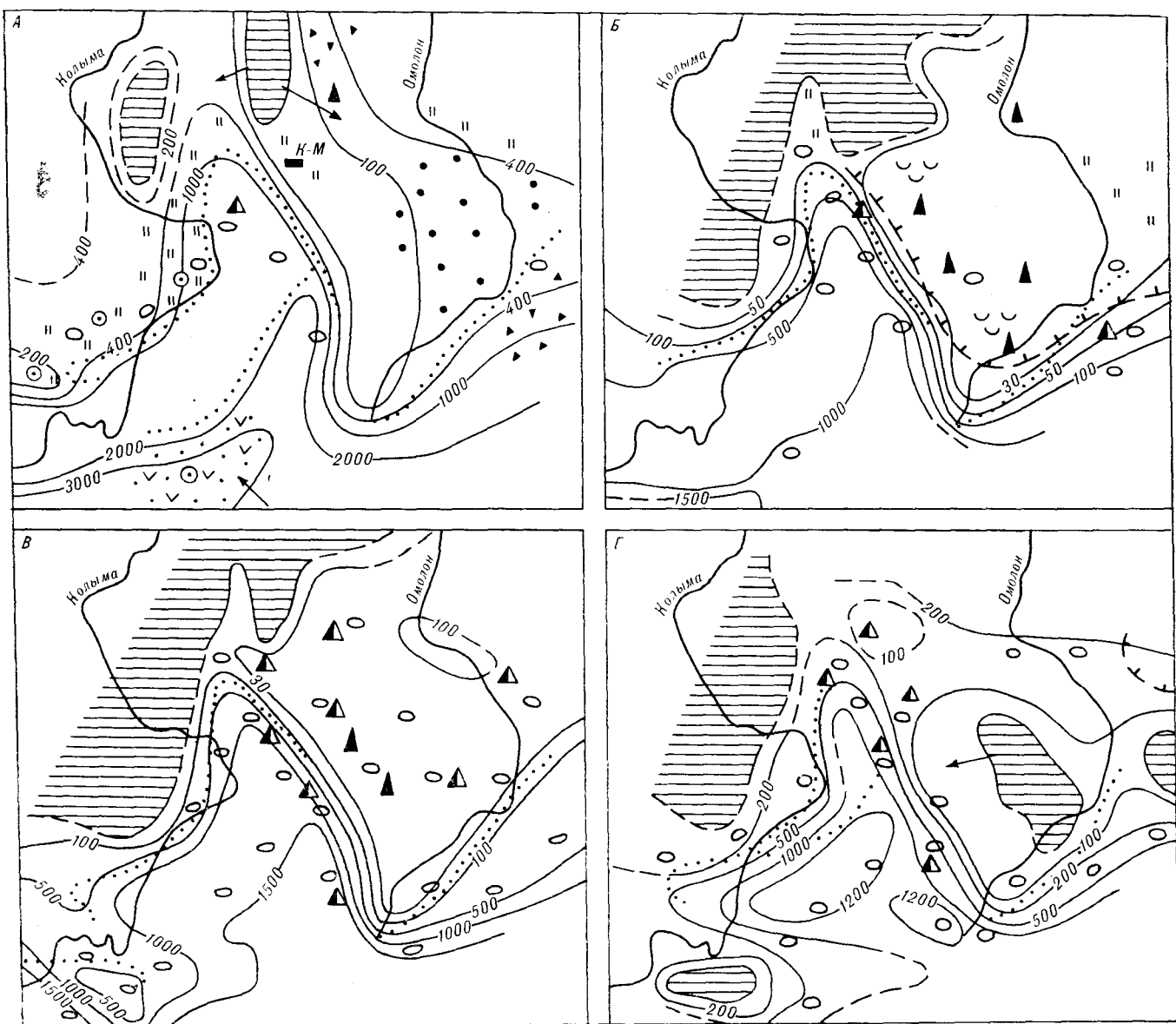


Рис. 2. Палеогеографические схемы юго-восточной части Яно-Колымской системы для позднепермской (А), ранне-(Б), среднетриасовой (В) эпох и карнийского века (Г). Усл. обозн. см. на рис. 1.

В верхнепермских отложениях верхнего течения р. Омолон на границе массива с Гижигинской зоной распространены (до 10—15%) различной окатанности обломки, гальки и валуны эффузивов кислого состава, гранитов и осадочных пород. Здесь же в породах отмечены конседиментационные брекчии и текстуры оползания, что характеризует подводно-оползневые явления. Рассеянный кластический материал обнаружен также и в северной части территории, но там ему приписывается ледово-морское происхождение [16].

Морские условия седиментации свойственны и большей части Приколымья. В спокойном шельфовом море небольшой глубины отлага-

лись алевролиты, глины и известняки с примесью кремнезема. Вдоль восточного и южного ограниченный Приколымского и Омулевского подвятий, по-видимому, в застойных придонных условиях [6] формировались марганцевосные глинисто-кремнистые сланцы.

Восточнее выявляется более глубоководный бассейн с довольно плоским относительно подвижным дном, где накопилась мощная (1500 м) толща тонкотерригенных, реже карбонатных пород [3]. Наибольшей подвижностью отличался широкий слабо дифференцированный прогиб на правобережье верхнего течения р. Колымы, вместивший мощную (более 3000 м) толщу аргиллитов, алевролитов и

вулканомиктовых песчаников. Этот прогиб приурочен к восточному продолжению зоны максимальных погружений Яно-Кольмской геосинклинали [14]. Седиментация здесь осуществлялась в открытом морском бассейне изменяющейся глубины. Судя по текстурным особенностям пород, осадки вначале отлагались в батимальной зоне моря (параллельно-слоистые глины и алевроиты), а потом в неритовой зоне (пески с перекрестно-волнистой слоистостью), где запечатлелось действие течений и волн. Основной питающей провинцией бассейна была, по-видимому, территория Охотского массива [17].

С конца позднепермской эпохи началась широко распространившаяся регрессия моря [15]. На большей части Омолонского массива не установлены отложения хивачского и даже гижигинского горизонтов. По-видимому, центральная часть массива в это время представляла собой сушу. До конца эпохи осадконакопление продолжалось на севере Сугойского прогиба (бассейн р. Бол. Ярхон) и в южной части района.

Граница палеозойской и мезозойской эр отмечена крупными палеогеографическими перестройками, распределение моря и суши в раннетриасовую эпоху существенно отличается от такового в палеозое [15]. На границе эр произошла одна из важнейших перестроек в органическом мире, выразившаяся в вымирании многих крупных таксонов и в появлении новых групп фауны [2]. Индский век является началом трансгрессии, развивавшейся и достигшей максимума в конце триаса.

Нижнетриасовые отложения на подстилающих верхнепермских во многих районах залегают с перерывом, низы индского яруса отсутствуют или представлены в континентальных фациях. В основании нижнего триаса в южной и северной частях Омолонского массива обнаружены каолиновые и аллитовые коры выветривания мощностью до 0,4 м, что указывает на жаркий переменно-влажный климат на рубеже эр.

Омолонский массив в раннетриасовую эпоху представлял собой однородный стабильный участок территории, слегка выступавший над поверхностью моря лишь на крайнем северо-западе. Южнее, в бассейне р. Рассохи, в прибрежной зоне формировались обломочные известняки, содержащие обломки и гальки органических и кремнистых верхнепермских известняков. Большая часть площади массива перекрыта маломощным (10—30 м) горизонтом битуминозных пелитоморфных и органично-обломочных известняков и битуминозных листоватых аргиллитов. В известняках битумы образуют тонкие линзовидные прослойки и пленки, выполняют пустоты и тре-

щины. Аргиллиты обычно сложены однородным пелитоморфным битуминозно-глинистым веществом, содержание хлороформенного экстракта в них 0,2—2,5%. Битумоиды сингенетичные; в их составе преобладают асфальтены и смолы. По всей видимости, эти аргиллиты могут считаться многозольными горючими сланцами. В долине р. Булун в области развития триасовых отложений зафиксировано появление горючих газов.

Осадконакопление происходило в очень замедленном темпе, в условиях полузамкнутого бассейна, окруженного низменными участками суши. Известняки формировались в более открытых зонах теплого мелководного моря, где местами существовали пелициподовые банки. Аргиллиты отлагались, возможно, в замкнутом и временами осушавшемся водоеме типа обширной мелководной лагуны. Характерны резко восстановительная обстановка среды и большое количество органического вещества [7, 11]. Бассейн, вероятно, изобилует водорослями и мелкими организмами, которые захоронились в илистых осадках без доступа кислорода.

На восточном склоне Прикольмского поднятия также в условиях слабой подвижности дна морского бассейна и выравненной смежной суши отлагались глинистые осадки с карбонатно-глинистыми конкрециями.

По-видимому, значительной глубоководностью отличался прогиб, разделявший Прикольмское поднятие и Омолонский массив [4], где накопилась мощная (более 500 м) толща параллельно-слоистых тонкотерригенных осадков с карбонатно-глинистыми, иногда фосфоритоносными конкрециями. Южнее, в верхнем течении р. Колымы, мощность пород возрастает до 1500 м. Судя по пологоволнистой слоистости, алевроитовые осадки здесь отлагались в зоне волнений, удаленной от берега.

Близкие условия седиментации сохранялись и в среднетриасовую эпоху. На Омолонском массиве также при замедленном темпе, но уже в открытом море (о чем свидетельствует обилие одинаковой со смежными районами фауны) отлагались глинистые и углисто-глинистые, иногда битуминозные, осадки, реже алевроиты и известняки. Характерны повышенная битуминозность нижней части анизийского яруса и повсеместная фосфоритоносность верхней части разреза среднего триаса.

Фосфоритоносные глинисто-карбонатные и карбонатно-фосфатные конкреции, а также афанитовые и зернистые желваки концентрируются в отдельных маломощных (0,2—3 м) горизонтах, где составляют 10—15% площади пласта. Среднее содержание фосфорного ангидрида в них 26,2% [8]. На многих участках средневзвешенное содержание пятиоксида фос-

фора на массу среднетриасовых пород равно 1—1,5%. В бассейнах рек Рассохи и Джугаджака наблюдались прослой аргиллитов с примесью фосфатно-битумного вещества, которые заключают до 40% фосфатных микроконкреций. Содержание фосфорного ангидрида достигает 31%, органического углерода — 3,25%.

Осадконакопление происходило вначале в полужамкнутом бассейне с восстановительными условиями среды [7], а позднее в открытом бассейне с подвижной водной средой. Явления многократного перемива илов и интенсивные волновые движения способствовали концентрации конкреций в отдельных горизонтах с сортировкой их по величине [8].

В восточной части Приколывья и в верховьях р. Колымы в условиях относительно слабого прогибания и сравнительно небольшой глубины в осадок выпадали глины, реже алевролиты с прослоями известняков и с глинисто-карбонатными конкрециями. Более динамичная обстановка выявлена для верховьев Колымы, где большую роль в разрезе играют песчаные осадки, отлагавшиеся в зоне действия волн [5].

Правобережью среднего течения Колымы присуще накопление мощных (до 1500 м) тонкотерригенных осадков (глин, алевролитов). Состав, темный цвет, тонкая горизонтальная слоистость и геохимические особенности осадков указывают на относительную глубоководность дна бассейна [4, 7]. Его глубина, вероятно, соответствовала нижней части шельфа и началу континентального склона краевого моря, где действовали постоянные циркулярные течения [6]. Примечательна повышенная фосфоритность отложений, особенно верхнеанизийских и ладинских слоев, в которых выделяются пачки, обогащенные фосфоритонесными конкрециями [4].

На рубеже среднего и позднего триаса наблюдается заметное возрастание тектонической активности [14]. В карнийский век значительно усилилась дифференциация поверхности дна морского бассейна. В центральной части Омолонского массива установлено выпадение из разреза карнийских отложений, этот участок выступал над поверхностью моря в виде низкой равнинной суши. В прибрежной зоне мелководья отлагались в основном песчаные осадки. На большей же части массива, как и на восточном краю Приколывского поднятия, в условиях мелководного открытого морского бассейна наслаивались глины и алевролиты, иногда с глинисто-карбонатными конкрециями. Местами отмечаются линзы фосфатонесных известняков и мергелей.

Более подвижным и, вероятно, более глубоководным режимом отличалась северная часть Сугойского прогиба, где образовалась толща

(около 800 м) алевролитов, алевролитистых аргиллитов и аргиллитов с прослоями пелитоморфных известняков. На юго-востоке прогиба сформировалась мощная (1200 м) серия трехкомпонентного флиша, в составе ритмов которого чередуются песчаники, алевролиты и аргиллиты. Замечено преобладание пелитовой составляющей над фанеромерной. На граничных поверхностях ритмов наблюдались флюиды, гиероглифы и иногда знаки ряби. По-видимому, осадки отлагались в глубоких прогибах дифференцированного бассейна при участии мутьевых потоков.

В верхнем течении р. Колымы западная часть Балыгычанского поднятия в карнийский век вышла из области накопления осадков, а в позднекарнийское время, вероятно, размывалась [5].

В норийский век основная схема распределения палеогеографических условий сохранилась, но общая дифференциация бассейна несколько сгладилась (рис. 3). В границах Омолонского массива норийские отложения представлены песчаниками, алевролитами, известняками. В центральной части массива они залегают трансгрессивно на подстилающих породах и в основании заключают базальный пласт (0,3—0,4 м) конгломератов с фосфоритовыми конкрециями из среднетриасовых и карнийских слоев. Содержание фосфорного ангидрида в конкрециях достигает 28—32% [8]. Конкреции сцементированы глауконитовым песчаником. Весьма широко в разрезах отложений распространены кремнистые алевролиты, туфоалевролиты, туффиты, а в бассейне р. Новой и в верховьях р. Омолон — лавы и туфы основного и среднего состава. Осадконакопление происходило в подвижном морском бассейне, глубина которого не выходила за пределы верхней части шельфа. В море выступали достаточно возвышенные острова, на отменях располагались пелелиподовые банки. Синхронные вулканические извержения поставляли в бассейн пирокластический и кремнистый материал.

В северной части Приколывского поднятия обозначилась суша, а в южной находилось мелкое спокойное море, где накапливались умеренной мощности (200—400 м) тонкотерригенные осадки (глины, алевролиты), местами с карбонатно-глинистыми конкрециями.

Высокой подвижностью обладал Сугойский прогиб, где в условиях сильно расчлененного, участками глубоководного турбидитного бассейна сформировалась мощная (более 1200 м) толща, сложенная преимущественно двухкомпонентным флишем. Ритмы образованы обычно алевролитами и аргиллитами, но известны и песчаники, туффиты, туфы андезитов, кремнистые алевролиты. Часто отмечается галька

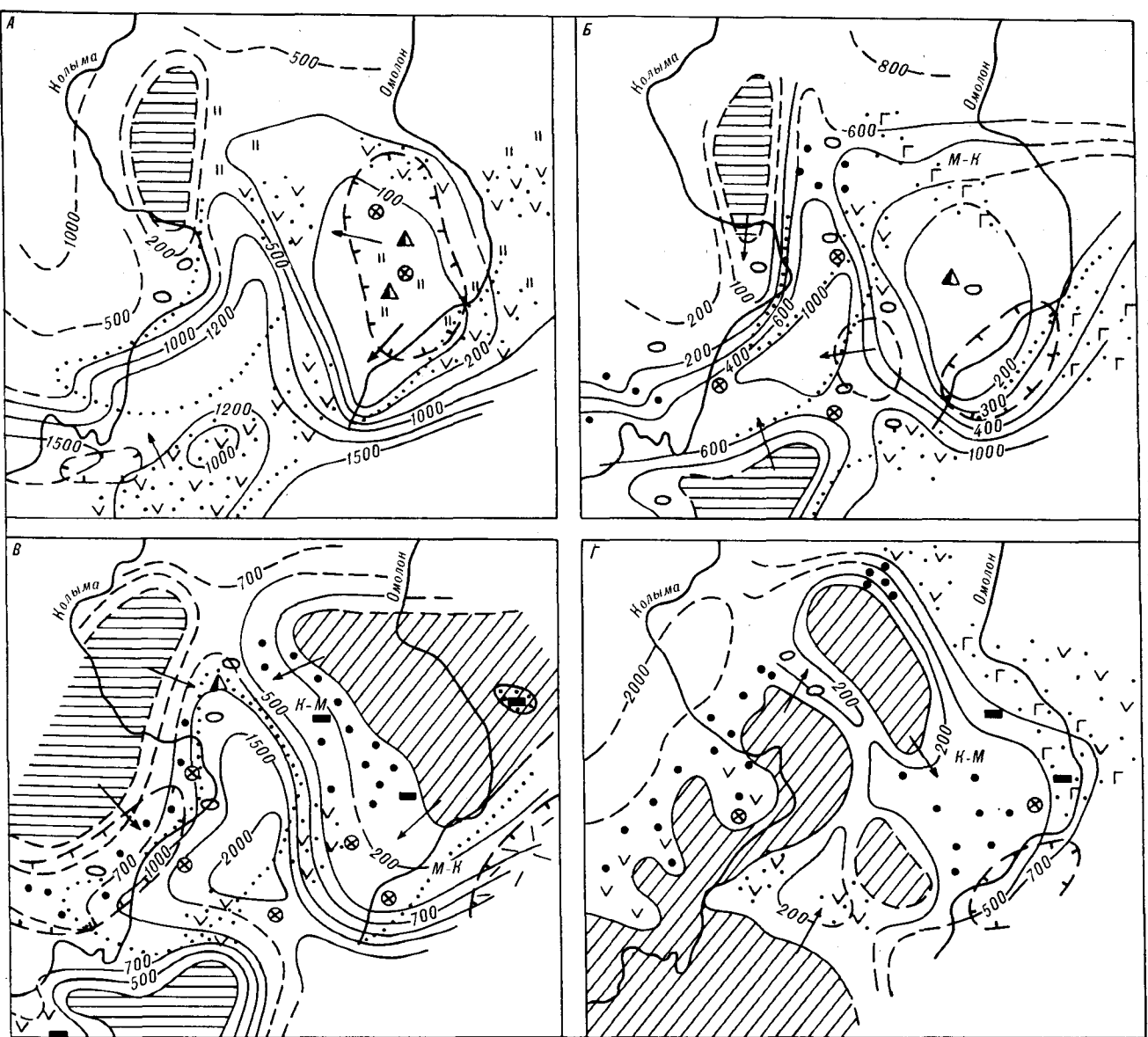


Рис. 3. Палеогеографические схемы юго-восточной части Яно-Колымской системы для норийского века (А), ранне- (Б), средне- (В), и позднеюрской (Г) эпох. Усл. обозн. см. на рис. 1.

эффузивов среднего состава, отдельные слои переполнены битой ракушей монотисов. На плоскостях разделов ритмов наблюдались фукоиды и механоглифы.

Значительное прогибание свойственно Балыгычанскому поднятию, где наряду с тонкотерригенными осадками накопилось большое количество пирокластического материала, связанного с андезитовым вулканизмом по крупным расколам фундамента. В верхнем течении р. Колымы вулканогенные образования несогласно перекрывают среднетриасовые отложения. Осадочный материал приобретает отчетливый автохтонный характер, обусловленный разрушением внутренних поднятий [17]. Осад-

конакопление происходило в межководном море с архипелагами вулканических островов, вблизи которых локализовались пачки грубозернистых туфогенных осадков.

Для раннеюрской эпохи на площади Омолонского массива выявляются динамичные, быстро меняющиеся условия седиментации. Если в северной части глинистые, алевритовые и песчаные осадки с примесью вулканического материала отлагались в мелководноморских условиях, то в центральной и восточной частях массива реконструируются мелководно-лагунные и лагунно-континентальные условия. В разрезах отложений присутствуют песчаники, гравелиты, конгломераты, туфы ос-

повного и среднего состава. Контрастный состав и значительная примесь углистого вещества позволяют предполагать их формирование в замкнутых прибрежно-континентальных водоемах типа отшнурованных лагун, окруженных возвышенной сушей. В южной части массива отложения начала раннеюрской эпохи отсутствуют.

На Приколымском поднятии происходило отложение тонкотерригенных осадков (глин, алевролитов) умеренной (70—200 м) мощности, на крайнем юге в основании прослеживается базальный горизонт конгломератов.

В пределах Сугойского некомпенсированного прогиба, как и во всей Бохапчино-Сугойской структурно-фациальной области [9], накопилась мощная (1000 м и более) толща тонкоритмично чередующихся алевролитов, алевролитистых аргиллитов и аргиллитов с включениями пирита и сульфидными конкрециями. Изредка присутствуют песчаники и глинистые известняки. Седиментация осуществлялась вероятно, в батальной зоне морского бассейна, объединяющего Сугойский и расположенный западнее Иньяли-Дебийский прогибы, где в придонных слоях создавались застойные условия.

Балыгычанское, а в начале эпохи и формирующееся восточнее Хетагчанское поднятия вышли из области осадконакопления и служили источниками сноса. Размывались и другие более мелкие участки, что подтверждается находками галек с фауной подстилающих триасовых отложений.

Со среднеюрской эпохи сильно повысилась роль континентального режима, морской бассейн испытал закономерное регрессивное сокращение [14]. Большая часть восточного сегмента Омолонского массива вышла из-под уровня моря и служила местом размыва и сноса. По западной и южной периферии массива формировались песчаники и алевролиты, как правило, с конгломератами в основании. На юге осадконакопление сопровождалось вулканической деятельностью. Повсеместно существовало мелководное море, глубина которого, вероятно, не превышала 40—50 м. В отдельные моменты устанавливались лагунные условия и происходило углеобразование. Мощность линзовидных пластов угля 0,8—1,5 м. Каменный уголь низкого качества, обладает низкой теплотворной способностью и высокой зольностью.

В западной части Приколымского поднятия среднеюрские отложения неизвестны, а в восточной представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Эти породы слагают либо однородные слои, либо пачки частого чередования. Они залегают, как правило, с размывом на подстилающих толщах и начинаются горизонтом базальных конгломератов. Породы фор-

мировались, по-видимому, в прибрежно-морской обстановке.

Наиболее интенсивная седиментация протекала в пределах быстро погружавшегося Сугойского прогиба, где в шельфовом морском бассейне накопилась мощная (1500—2000 м) довольно однородная толща песчаников, алевролитов и аргиллитов. Особой динамичностью отличалась южная часть прогиба, где оформилось проливообразное ответвление юго-восточного направления. В краевых частях прогиба временно проявлялся размыв подстилающих толщ, галька которых с соответствующей фауной обнаружена в среднеюрских конгломератах.

В позднеюрскую эпоху возросшая дифференциация тектонических движений привела к перемещению области седиментации в пределы ранее стабильных участков территории. В связи с усилением восходящих движений в пределах региона стали явно преобладать участки разрушения и сноса. В прогибание были вовлечены южная и восточная части Омолонского массива. В мелководно-морских и прибрежно-лагунных условиях сублитеральной зоны отлагались умеренной (400—600 м) мощности терригенные осадки (песчаники, алевролиты, аргиллиты); осадконакопление сопровождалось вулканическими извержениями. На юго-западе массива эти отложения трансгрессивно захороняют подстилающие породы, а в его восточной части подстилаются параллельными угленосными сериями. Каменный уголь слагает отдельные линзы (0,1—0,4 м) и характеризуется средними теплотворной способностью и выходом летучих. Вдоль юго-западной границы массива в узких прогибах остаточного типа накапливались мелководно-морские существенно терригенные осадки.

Восточная часть Приколымского поднятия вышла из области седиментации; западная подверглась расколам. Образовавшиеся грабены заполнялись преимущественно континентальными осадками и продуктами вулканической деятельности.

На площади Сугойского прогиба осадконакопление продолжалось лишь в его южной, наиболее подвижной части, где в условиях мелководного морского полузамкнутого бассейна накапливались в основном тонкотерригенные осадки. Присутствие в породах пирита и включений углистого вещества указывает на восстановительные условия водной среды.

Итак, в пределах юго-восточной части Яно-Колымской миогеосинклинальной системы на протяжении всей позднепалеозойской и мезозойской истории разным структурным элементам соответствовали свои обстановки осадконакопления.

Омолонский срединный массив, особенно его юго-западная часть (Юкагирская глыба), по-

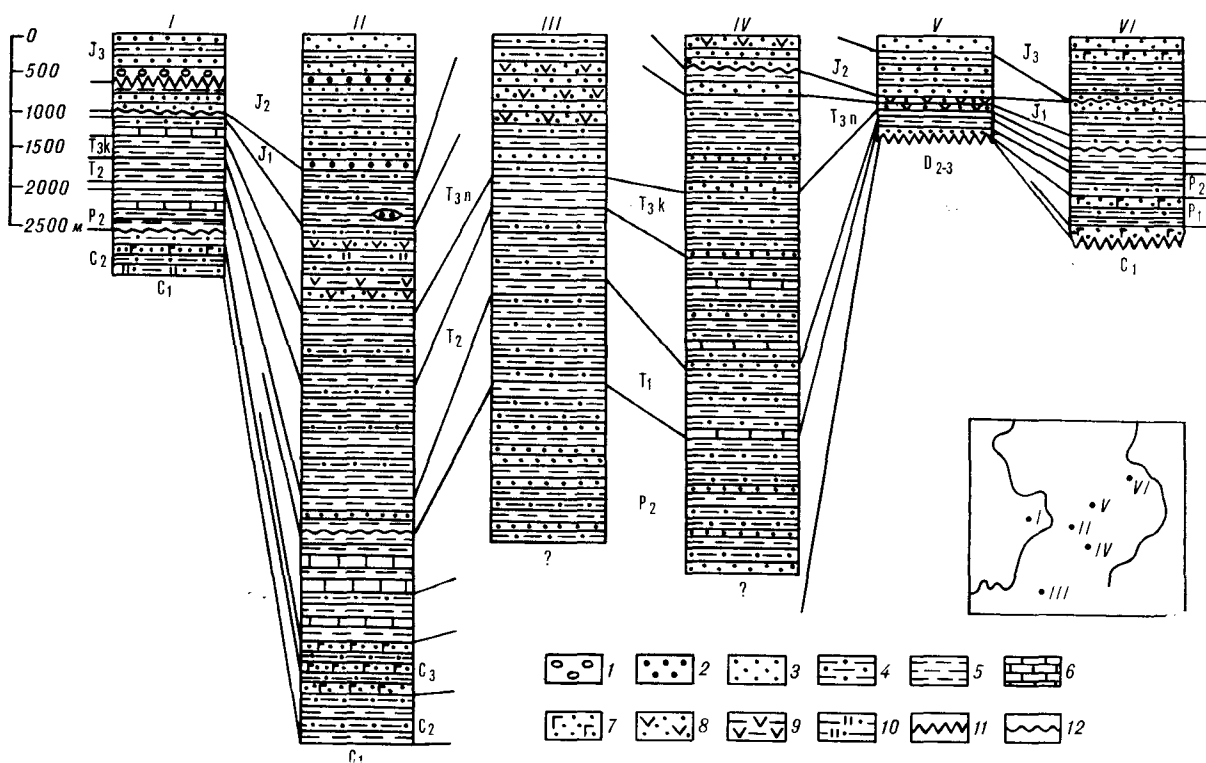


Рис. 4. Стратиграфические разрезы верхнепалеозойских и мезозойских отложений юго-восточной части Яно-Колымской системы.

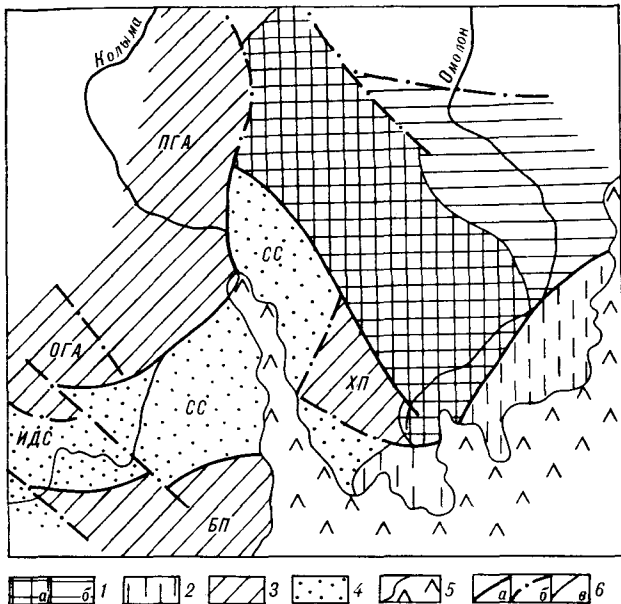
I — Приколымский горст-антиклинорий (И. П. Сыркин, 1978 г.); II — Сугойский синклинорий (В. М. Кузнецов, 1974 г.); III — Балдыгычанское поднятие (В. М. Кузнецов, 1982 г.); IV — Хетагчанское поднятие (М. Б. Лапин, 1977 г.); V — Юагирская глыба (А. И. Лобанов, 1976 г.); VI — Гыданская зона (В. М. Кузнецов, 1979 г.). На врезке — схема расположения разрезов. 1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — известняки; 6 — туфы базальтов; 7 — ардиллиты; 8 — андезитов; 9 — туффиты; 10 — кремнеалевролиты; 11 — несогласие угловое; 12 — стратиграфическое.

стоянно выделялся своей стабильностью. Временами он представлял собой выровненную сушу, временами — мелководное море с плоским дном, на котором формировалась мало-мощная прерывистая чехольная серия осадков,

типичная для структур подобного рода (рис. 4).

Приколымское поднятие также было мало подвижно, в его пределах мелководный режим моментами сменялся лагунно-континентальным. Довольно отчетливо, особенно в северной части, выделялась возвышенная осевая зона, подчеркивающая его горсттовую природу. Западная зона поднятия была более подвижна в начальные этапы развития, а восточная отличалась некоторой синхронностью движений со смежным Сугойским прогибом, хотя и отставала в темпе прогибания.

Сугойскому синклинорию соответствовал подвижный прогиб, в котором постоянно господствовал морской режим. Бассейн был относительно глубоководный, асимметричного по-



← Рис. 5. Схема тектонического районирования юго-восточной части Яно-Колымской системы.

1 — Омолонский массив: а — Юагирская глыба, б — Гыданская окраинная зона; 2 — Гижигинская складчатая зона; 3 — антиклинальные структуры: краевые Приколымский (ПГА) и Омулевский (ОГА) горст-антиклинории, внутренние Балдыгычанское (БП) и Хетагчанское (ХП) поднятия; 4 — синклинальные структуры: Сугойский (СС) и Иньяли-Дебинский (ИДС) синклинории; 5 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 6 — границы структурных элементов, выраженные смежной скоростью осадконакопления (а), мощностью и фациями отложений (б), режимом развития (в).

речного профиля; его осевая зона смещалась к востоку и юго-востоку. Поверхность дна в начале была плоская и представляла своеобразную структурную ступень, переходную от Приколымского поднятия к центральной зоне Яно-Колымской системы. Как самостоятельная палеогеографическая единица он обособился в карнийский век, а затем его наиболее прогнутая юго-восточная часть приобрела тенденцию к соединению с более южными геосинклинальными зонами. В прогибе накопился мощный (суммарно до 10 км) комплекс типично миогеосинклинальных осадков.

Современным Балыгчанскому и, по-видимому, Хетагчанскому поднятиям в позднем палеозое и раннем триасе отвечало положение осевой зоны юго-восточного окончания Яно-Колымской системы.

В это время в условиях высокой подвижности и открытого морского бассейна сформировалась мощная серия геосинклинальных осадков. В результате последующего обращения тектонического режима они проявились как поднятия и временами служили участками разрушения и сноса обломочного материала.

Резкая смена мощностей и фациального состава разновозрастных отложений, существование областей поднятий и размыва на протя-

жении длительных интервалов времени позволяют достаточно твердо проводить границы между структурами. Наиболее четко выражена юго-западная граница Омолонского массива, по скорости осадконакопления уверенно устанавливаются также юго-восточное ограничение массива и границы Сугойского синклинория с Приколымским горст-антиклинорием и Балыгчанским поднятием (рис. 5).

Разнообразие обстановок и режимов осадконакопления обусловило формирование некоторых видов полезных ископаемых, тяготеющих к определенным эпохам и этапам развития структур. Наиболее важными представляются проявления марганца и фосфоритов. Верхнепермские марганценозные глинисто-кремнистые сланцы приурочены к восточной пограничной зоне Приколымского горст-антиклинория, среднетриасовые конкреционные фосфориты наиболее характерны для Омолонского массива и Сугойского синклинория. Заслуживают внимания также нижнепермские железистые песчаники, нижнетриасовые битуминозные сланцы, норийские фосфоритоносные конгломераты, средне- и верхнеюрские угленосные толщи. Проявления железа, марганца и фосфоритов отвечают трансгрессивным, а битумов и каменного угля — регрессивным сериям осадков.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ганелин В. Г. Намюрский ярус на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии на Северо-Востоке СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974.
2. Дазис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии.— М.: Наука, 1979.
3. Кузнецов В. М. Верхнепалеозойские отложения восточного крыла Приколымского поднятия.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 25. Магадан: Кн. изд-во, 1980.
4. Кузнецов В. М. Некоторые геохимические особенности и металлоносность осадочных толщ бассейна среднего течения Колымы.— Тихоокеан. геология, 1984, № 4.
5. Литвинов В. Е., Мальков Б. П. Типы триасовых и юрских отложений района больших порогов р. Колымы.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 20. Магадан: Кн. изд-во, 1972.
6. Методы изучения осадочных пород. Т. II/Под ред. Н. М. Страхова.— М.: Госгеолтехиздат, 1957.
7. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы.— М.: Недра, 1981.
8. Полуботко И. В., Репин Ю. С. Фосфоритоносность триасовых и юрских отложений Омолонского массива.— В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР. Тез. межведомств. стратиграф. совещания. Магадан: Кн. изд-во, 1975.
9. Полуботко И. В., Паракецов К. В., Репин Ю. С. Юрские структурно-фациальные области на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 23. Кн. 1. Магадан: Кн. изд-во, 1977.
10. Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления.— М.: Недра, 1981.
11. Рухин Л. Б. Основы литологии.— Л.: Недра, 1969.
12. Симаков К. В., Юферев О. В. Основные черты геологической истории Приколымья в карбоне.— В кн.: Карбон Омолонского и юго-западной части Колымского массивов. М.: Наука, 1970.
13. Соловьев В. О. Визейский седиментационно-палеогеографический рубеж в Восточной Азии.— Геология и геофизика, 1984, № 11.
14. Тучков И. И. Палеогеография и история развития Якутии в позднем палеозое и мезозое.— М.: Наука, 1973.
15. Устрицкий В. И. История развития Северо-Востока СССР в позднем палеозое.— В кн.: Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л.: НИИГА, 1975.
16. Шульгина В. С. Строение каменноугольных и пермских отложений северного обрамления Омолонского массива.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, № 4.
17. Эпштейн О. Г. Источники сноса в истории формирования верхоянского комплекса (южная часть Яно-Колымской складчатой области).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 23. Кн. 1. Магадан: Кн. изд-во, 1977.



УДК 551.263.2(571.661)

А. В. Федорчук

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАЗАЛЬТОВЫХ СЕРИЙ ВОСТОКА ОЛЮТОРСКОЙ ЗОНЫ

(Беринговоморский регион)

В разрезе меловых кремнисто-вулканогенных образований востока Олюторской зоны по петрогеохимическим признакам выделяются пять вулканических серий (снизу вверх): 1 — ранняя низкотитанистая (апт? — альб), 2 — ранняя высокотитанистая (альб — турон), 3 — средняя высокотитанистая обогащенная (ковьяк — сантон), 4 — поздняя высокотитанистая (сантон — маастрихт), 5 — поздняя низкотитанистая (кампан — маастрихт). Петрологические данные показывают, что средняя и поздняя высокотитанистые серии отвечают наиболее глубинным (более 30 кбар), а поздняя низкотитанистая — наименее глубинным (менее 20 кбар) выплавкам, ранние низко- и высокотита-

нистые серии формировались в промежуточных глубинах (20—25 кбар). Характер распределения некогерентных элементов позволяет установить связь ранней и поздней низкотитанистых серий с истощенным, а средней серии — с обогащенным источником; ранняя и поздняя высокотитанистые серии отвечают контаминированному мантийному источнику. Последовательность вулканизма востока Олюторской зоны (от истощенных составов к обогащенным и далее снова к истощенным) интерпретируется как образование начальных стадий эволюции активных океанических окраин, предшествовавших заложению островной дуги и окраинного моря.

Глубоководные котловины окраинных морей, характеризующиеся развитием земной коры океанического типа, в подавляющем большинстве сформировались за счет процессов задугового спрединга [25]. Верхние части разреза их фундамента, опробованные при глубоководном бурении и драгировании, представлены базальтами, близкими толеитам срединно-океанических хребтов (СОХ). Относительно их происхождения существуют две точки зрения. Согласно первой базальты задуговых бассейнов идентичны породам СОХ и, следовательно, сформировались за счет аналогичных мантийных источников [14]. Вторая точка зрения основывается на проявлении в породах задуговых бассейнов особенностей, сближающих их с островодужными сериями; она предполагает влияние на магматизм окраинных морей от островодужных источников, связанных с плавлением субдуцируемой океанической литосферы [30]. Наконец, компромиссная концепция допускает связь задугового магматизма с зоной субдукции лишь на ранних этапах его развития [9].

Для решения этой проблемы необходимо рассмотрение магматизма окраинных морей в историческом аспекте. Однако история их развития в настоящее время изучена крайне слабо, поскольку драгированию и бурению глубоких горизонтов коры препятствует мощный осадочный чехол. Поэтому следует обратиться к рассмотрению покровно-складчатого

обрамления окраинных морей, в ряде случаев несущего информацию о ранних стадиях их развития. Благоприятным объектом в этом плане представляется Беринговоморский регион, для которого намечается структурная связь тектонических элементов обрамления и глубоководной части акватории [2]. Одним из таких элементов является Олюторско-Ширшовский горный пояс, протягивающийся почти на 900 км от северных границ Олюторской зоны (обрамления западной части Берингова моря) почти до сочленения с Алеутской островной дугой, отделяющей Берингово море до Тихого океана [1].

Геологическое строение наземной части этого пояса — Олюторского хребта — на протяжении ряда лет изучается коллективом Института литосферы АН СССР под руководством Н. А. Богданова. Основные результаты этих работ освещены в ряде публикаций [2, 3, 12, 13]. Олюторский хребет сложен почти исключительно меловыми образованиями, разделяемыми на две крупные вещественные ассоциации — кремнисто-вулканогенную (конец раннего мела — маастрихт) и вулканогенно-обломочную (верхи кампана — даний). Первая сложена эффузивами базальтов и кремнистыми породами. Структурно-текстуальные особенности эффузивов свидетельствуют об их образовании в глубоководных условиях при излияниях трещинного, реже гавайского, типа. Особенности состава базальтов в сочетании с характером

ассоциированных осадков позволяют рассматривать их как аналоги верхних горизонтов океанической (в широком смысле) коры, отличной тем не менее от коры абиссальных областей океанов. Вулканогенно-обломочная ассоциация образована базальтами эффузивной и, главным образом, эксплозивной фаций, образовавшихся также в подводной, но относительно малоглубинной обстановке при извержениях центрального типа. В большом объеме присутствуют вулканогенно-терригенные породы, связанные с размывом и переотложением материала вулканических построек. В целом ассоциация отвечает ранним стадиям формирования островной дуги.

Соотношения между ассоциациями неоднозначны и обычно осложнены тектоническими подвижками. Однако наряду с этим устанавливается стратиграфическое наложение вулканогенно-обломочных пород на различные горизонты кремнисто-вулканогенной ассоциации. С другой стороны, их возрастные диапазоны частично перекрываются, позволяя допускать фациальные соотношения, что подтверждается и прямыми наблюдениями — чередованием в разрезе базальтов океанического и островодужного типов. Это позволяет однозначно интерпретировать палеотектоническую обстановку в Олюторском хребте начиная с конца кампана как отвечающую системе островной дуги (вулканогенно-обломочная ассоциация) и задугового бассейна (верхи кремнисто-вулканогенной ассоциации). Однако в этой обстановке на рубеже конца кампана не устанавливается ни геологического перерыва, ни смены характера магматизма. Поэтому меловая кремнисто-вулканогенная ассоциация Олюторского хребта может рассматриваться как единое геологическое образование, отвечающее начальному этапу формирования активной континентальной окраины восточно-азиатского типа, предшествовавшему заложению островной дуги и окраинного моря. Это позволяет на ее примере проследить ранние этапы магматической эволюции последнего.

Данные по магматизму Олюторского хребта собраны автором в течение 1980—1984 гг. и включают около 100 силикатных анализов и определений редких элементов, а также 27 определений редких земель, опубликованных ранее [13]. Используются также данные А. Н. Сухова по северной части Олюторского хребта. Пользуясь случаем, автор хотел бы выразить признательность Н. И. Гулько, Л. Б. Ефремовой, М. А. Морозову, А. Т. Савичеву за проведение аналитических исследований и Н. А. Богданову за постоянное содействие в работе.

Кремнисто-вулканогенная ассоциация Олюторского хребта обнаруживает стратификацию по вещественному составу. Она разделяется на ряд вулканических серий, частично надстраивающих друг друга в разрезе, а частично одновозрастных. Под вулканической серией понимается генетическая общность пород, связанных с дифференциацией единой исходной магмы, сформированной при некоторых физико-химических параметрах за счет плавления мантийного источника определенного состава.

Видимое основание разреза Олюторского хребта составляет ранняя низкотитанистая серия, согласно перекрытая кремнистыми породами альба — турона. Она представлена афировыми, редкопорфировыми и мегаплагиофировыми базальтами, в которых обнаруживается следующая последовательность кристаллизации минералов-вкрапленников: 1 — оливин, 2 — магнетит и клинопироксен, 3 — плагиоклаз. Вариации составов пород серии связаны с нарастанием кремнекислотности ( $\text{SiO}_2$  47—53%), глиноземистости ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  12—20%) и концентрации фосфора ( $\text{P}_2\text{O}_5$  0,02—0,2%) при незначительном росте железистости ( $t\text{Fe}_2\text{O}_3$  \* 8—10%) на начальных этапах дифференциации и снижении ее на конечных ( $t\text{Fe}_2\text{O}_3$  до 7—8%). Содержания титана, изначально низкие, лишь незначительно возрастают в ходе дифференциации ( $\text{TiO}_2$  0,5—0,9%, рис. 1). С низкой титанистостью пород согласуются низкие концентрации циркония (35—60 г/т) и иттрия (12—20 г/т), высокие значения  $\text{Ti/Zr}$  и низкие —  $\text{Zr/Y}$  (соответственно 115 и 2,76). Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) характеризуется дефицитом цериевой группы ( $\text{La}_N/\text{Sm}_N = 0,7$ ;  $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0,6$ ), обычно положительными европиевыми аномалиями и в ряде случаев отрицательными аномалиями церия (рис. 2). В целом породы ранней низкотитанистой серии представляют собой типичные низкокальциевые высокоглиноземистые толеиты (табл. 1).

Ранняя высокотитанистая серия является, вероятно, более молодой по отношению к предыдущей и датируется альб-туронским временем [4]. Это афировые и редкопорфировые, реже сильнопорфировые породы. Порядок кристаллизации вкрапленников: 1 — оливин, 2 — плагиоклаз, 3 — клинопироксен, 4 — магнетит. По химическому составу породы серии изменяются от нормально-глиноземистых, умеренно-титанистых толеитов ( $\text{SiO}_2$  47—50%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  13—15%,  $t\text{Fe}_2\text{O}_3$  8—11%,  $\text{TiO}_2$  1,4—1,7%) до

\*)  $t$  — железо общее в пересчете на  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  или  $\text{FeO}$ .

TiO<sub>2</sub>, вес %

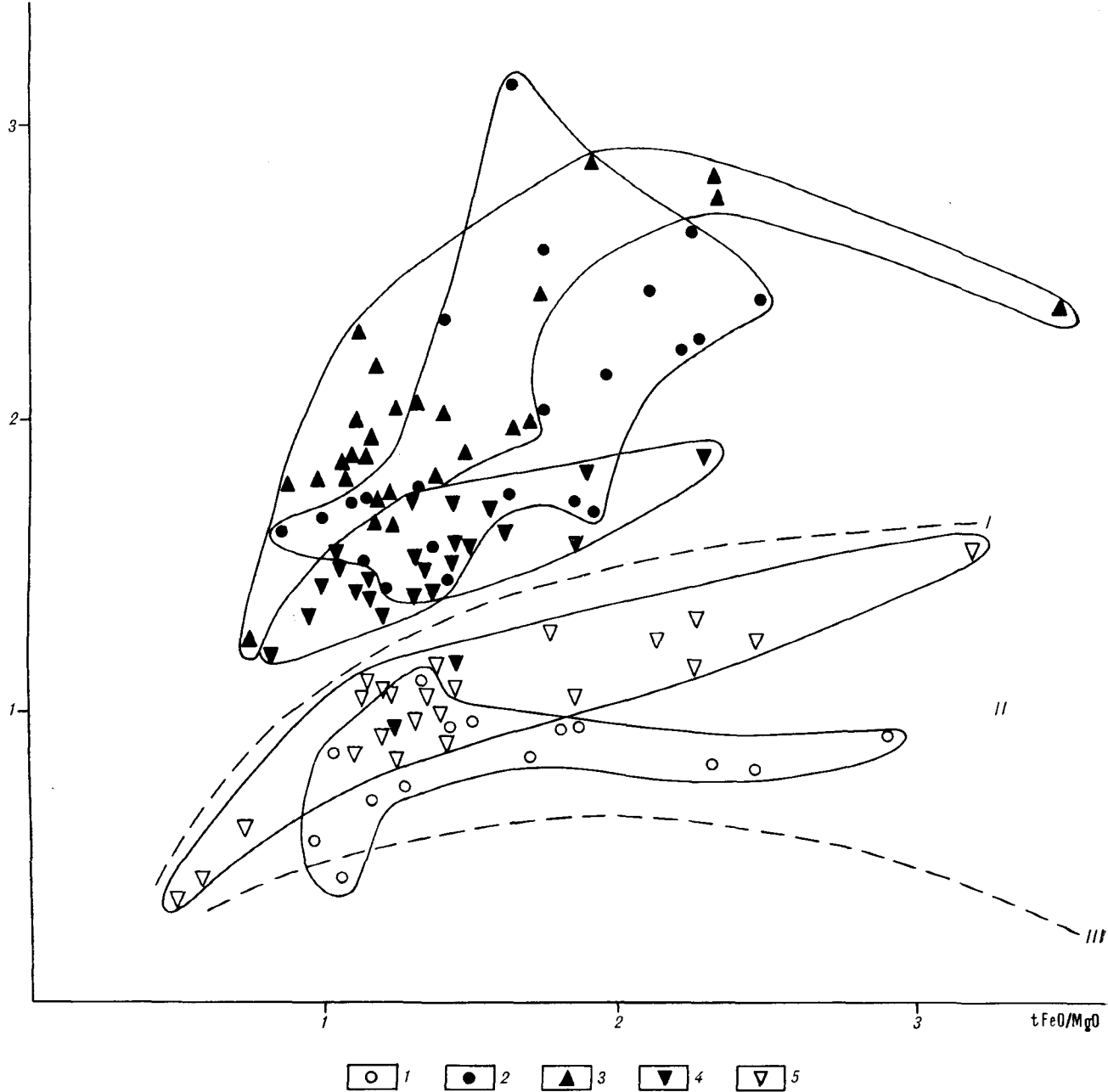


Рис. 1. Диаграмма TiO<sub>2</sub> — tFeO/MgO для базальтов кремнисто-вулканогенной ассоциации Олюторского хребта. Серии: 1 — ранняя низкотитанистая, 2 — ранняя высокотитанистая, 3 — средняя, 4 — поздняя высокотитанистая, 5 — поздняя низкотитанистая. Штриховой линией ограничены поля офиолитовых базальтов [15] высокотитанистого (I), низкотитанистого (II) и очень низкотитанистого (III) типов.

ферробазальтов (SiO<sub>2</sub> 42—46%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 11—13%, tFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 12—16%, TiO<sub>2</sub> 2,2—3,1%) и далее до железистых андезитобазальтов исландитового типа (SiO<sub>2</sub> = 54%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 13, tFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 12%, TiO<sub>2</sub> = 2,2%). В ходе дифференциации параллельно с ростом титанистости (см. рис. 1) возрастают концентрации циркония (92—227 г/т) и иттрия (30—68 г/т), тогда как взаимные их отношения сохраняются постоянными (Ti/Zr =

= 80—90; Zr/Y = 3—4). Распределение нормализованных к хондриту [28] РЗЭ приближается к плоскому (см. рис. 2) с некоторым обогащением средними (от неодима до гадолиния) РЗЭ (La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> = 0,7—1,0; La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> = 0,8—1,0). Средний состав базальтов ранней высокотитанистой серии (см. табл. 1) в наибольшей степени сходен с дифференцированными толеитами железо-титанистого типа СОХ.

Средний химический состав (вес. %) и содержание редких металлов (г/т) в базальтах Олюторского хребта

Компонент	1 (6)		2 (17)		3 (21)		4 (17)		5 (8)		6	7	8	9
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б				
SiO <sub>2</sub>	50,49	47,61—53,11	48,17	42,29—53,59	46,09	41,7—53,3	47,73	42,15—52,90	48,31	45,53—51,96	49,82	50,07	49,93	48,23
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,80—1,08	1,92	1,41—3,14	2,02	1,20—2,85	1,44	0,93—1,86	0,94	0,36—1,55	1,10	1,10	1,10	1,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,98	16,27—17,26	14,54	12,00—20,41	16,24	14,10—18,10	15,65	13,18—21,06	14,76	11,95—16,63	15,46	15,46	15,19	14,38
fFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,34	7,19—10,37	11,36	7,41—16,02	10,95	7,64—12,64	9,27	6,89—12,04	10,07	7,43—12,30	11,12	10,81	11,03	12,15
MnO	0,15	0,13—0,18	0,30	0,08—1,77	0,19	0,13—0,28	0,19	0,12—0,35	0,17	0,13—0,22	0,18	0,17	0,18	0,20
MgO	4,90	2,93—7,61	6,78	5,22—8,82	7,50	3,26—9,67	7,35	3,36—10,93	7,99	3,48—14,26	8,51	8,67	8,67	9,11
CaO	11,58	10,57—12,82	9,42	6,17—13,30	10,33	6,02—14,50	9,49	4,91—15,40	10,72	8,52—12,81	11,97	12,10	11,49	11,75
Na <sub>2</sub> O	3,75	2,18—4,77	3,38	1,90—5,05	3,76	2,30—5,13	3,61	2,30—5,74	2,55	1,20—3,65	2,28	2,13	2,32	2,39
K <sub>2</sub> O	0,35	0,32—0,40	0,30	0,02—0,87	0,57	0,02—1,27	0,42	0,02—0,80	0,44	0,02—0,89	0,07	0,17	0,46	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,02—0,23	0,17	0,08—0,31	0,29	0,12—0,55	0,16	0,06—0,24	0,12	0,02—0,29	0,11	0,32	0,64	0,70
П. п. п.	1,96	1,43—2,66	—	—	4,40	1,68—6,70	3,42	1,59—6,89	3,34	2,19—5,77	100,89	100,81	100,64	100,94
Сумма	99,50	—	96,34	—	102,34	—	98,73	—	99,41	—	416	376	405	—
Cr	214	160—275	225	30—610	238	75—440	352	135—690	140	11—327	136	138	144	—
Ni	94	60—106	62	26—95	130	11—210	128	51—265	124	11—347	0,67	2,43	8,01	6
Rb	5,1	2,2—7,5	6,1	0,75—15	9,9	2,8—20,6	9,6	3,4—19,0	4,4	1,6—9,9	89	92	208	151
Sr	185	140—340	198	58—456	340	76—490	244	110—410	270	168—334	7,0	29	121	42
Ba	55	30—100	84	5—320	111	15—220	74	49—190	101,0	37—180	—	—	—	28
Y	17	12—20	44	30—68	32	16—101	29	19—42	21	10—46	—	—	—	113
Zn	47	35—60	137	92—227	162	81—387	85	42—130	44	14—90	2,00	4,37	12,95	6,25
La	2,5	1,8—3,4	5,4	2,7—7,4	10,8	7,6—150	4,0	3,6—5,0	2,25	1,5—3,0	—	—	—	18,4
Ce	6,2	5,8—7,0	14,5	9,1—21,0	22,2	17—29	9,2	6,4—13,0	4,55	2,7—6,4	2,56	2,72	4,04	4,2
Sm	2,2	1,9—2,7	4,5	3,3—5,7	3,8	2,4—4,8	2,7	2,2—2,9	1,95	1,5—2,4	0,96	1,01	1,36	1,43
Eu	0,95	0,7—1,2	1,68	1,3—2,4	1,49	0,9—1,8	1,2	0,9—1,3	1,15	1,0—1,3	—	—	—	5,5
Gd	3,4	2,9—3,8	7,8	6,3—9,6	4,8	3,2—6,8	4,3	3,7—4,7	3,3	2,8—3,8	3,01	2,72	2,54	3,26
Yb	2,9	2,4—3,5	4,46	3,0—6,3	3,3	2,2—4,5	3,2	3,0—3,5	3,15	2,8—3,5	—	—	—	—
FeO*/MgO	1,53	—	1,51	—	1,31	—	1,14	—	1,13	—	1,18	1,12	1,15	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	18,9	—	7,6	—	8,0	—	10,9	—	15,7	—	14,1	13,8	10,1	8,9
TiO <sub>2</sub> /P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	9,0	—	11,3	—	7,0	—	9,0	—	7,8	—	10,0	8,5	6,5	10,1
Ti/Zn	114,9	—	84,1	—	74,8	—	101,6	—	128,2	—	—	—	—	85,5
Zn/Y	2,76	—	3,11	—	5,06	—	2,93	—	2,10	—	—	—	—	4,04
La/Ti	4,63	—	4,69	—	8,91	—	4,63	—	3,99	—	3,03	6,62	14,39	6,47
(La/Ce) <sub>N</sub>	1,05	—	0,98	—	1,27	—	1,15	—	1,31	—	—	—	—	0,90
(La/Sm) <sub>N</sub>	0,70	—	0,74	—	1,74	—	0,92	—	0,71	—	0,48	0,99	1,98	0,92
(La/Yb) <sub>N</sub>	0,58	—	0,81	—	2,19	—	0,84	—	0,48	—	0,44	1,08	3,41	1,28

Примечание. 1 — ранняя низкотитанистая серия (6 анализов); 2 — ранняя высокотитанистая серия (17 анализов); 3 — средняя серия (21 анализ); 4 — поздняя высокотитанистая серия (17 анализов); 5 — поздняя низкотитанистая серия (8 анализов); 6—8 — базальты нормальных (6), переходных (7) и плюмажных (8) сегментов Средне-Атлантического хребта, по данным [31]; 9 — базальты железотитанистого типа хребта Эксплорер, по данным [18], а — средние содержания, б — вариации концентраций; fFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — суммарное железо в окисной форме; (La/Ce)<sub>N</sub> — отношения РЗЭ, нормированные по хондриту, по [28].

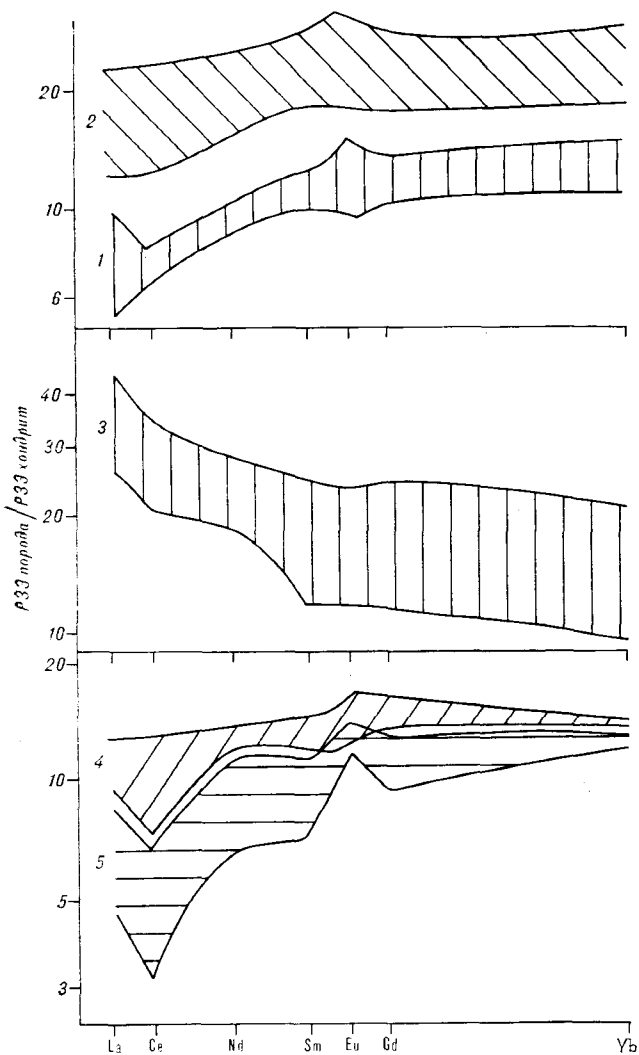


Рис. 2. Вариации содержаний РЗЭ, нормализованных к хондриту, по [28], в базальтах различных серий Олюторского хребта.

Серии: 1 — ранняя низкотитанистая, 2 — ранняя высокотитанистая, 3 — средняя, 4 — поздняя высокотитанистая, 5 — поздняя низкотитанистая.

Средняя серия Олюторского хребта, представленная исключительно высокотитанистыми разновидностями, датируется коньяком — сантоном, иногда вплоть до кампана. Это редкопорфировые и афировые породы с последовательностью кристаллизации: 1 — оливин, 2 — глиноземистый титансодержащий клинопироксен, часто резорбированный вплоть до образования скелетных форм, 3 — плагиоклаз, 4 — магнетит. Состав наиболее примитивных базальтов серии ( $t\text{FeO}/\text{Mg} < 1$ ) отвечает оливиновым толеитам с высокими концентрациями алюминия ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  16—18%) и титана ( $\text{TiO}_2$  1,8—2,3%), (см. рис. 1), умеренной абсолютной железистостью ( $t\text{Fe}_2\text{O}_3$  7—9%). В ходе дифференциации наблюдается нарастание концентрации окиси титана (до 2,9%), слабое повышение

железистости ( $t\text{Fe}_2\text{O}_3$  до 12%) при стабильной или несколько снижающейся глиноземистости ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  14—15%), резком росте щелочности (до 5—6% ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ )) и особенно калиевоности (до 1,3%  $\text{K}_2\text{O}$ ); нормативный состав изменяется при этом до щелочных оливиновых базальтов и даже до базанитов (3—10% нормативного нефелина). Щелочная или переходная природа средней серии подчеркивается высокими концентрациями цирконий (81—387 г/т), большими величинами  $\text{Zr}/\text{Y}$  (5—6) и низкими —  $\text{Ti}/\text{Zr}$  (70—90), а также распределением РЗЭ (см. рис. 2), варьирующим от хондритового до обогащенного легкими лантаноидами при относительно высоких концентрациях  $\text{Yb}$  ( $\text{La}_N/\text{Sm}_N = 1,0\text{—}2,4$ ;  $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1,4\text{—}3,0$ ). Базальты средней серии обнаруживают сходство с продуктами внутриплитного вулканизма и обогащенными базальтами плюмажных сегментов СОХ.

Поздняя высокотитанистая серия по стратиграфическому диапазону (поздний сантон — маастрихт) частично перекрывает верхи средней серии. В составе ее развиты пиллоу-лавы базальтов с редкопорфировой (оливин во вкрапленниках) и реже обильнопорфировой (оливин + плагиоклаз) структурой, а также многочисленными силлы афировых и оливин-порфировых диабазов. Породы ее по химическому составу изменчивы (варьируют от кварц- до нефелиннормативных составов), но в целом характеризуются умеренной глиноземистостью ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  13—16%) и титанистостью ( $\text{TiO}_2$  1,2—1,8%), относительно низкими концентрациями железа ( $t\text{Fe}_2\text{O}_3$  9—11%), несколько повышенной щелочностью натрового характера. Обогащенные плагиоклазом разновидности обнаруживают высокие концентрации глинозема (до 21%) и низкие — окиси титана (0,9—1,2%), формально отвечая низкотитанистой серии (см. рис. 1). По содержаниям высокозарядных редких элементов и их соотношениям описываемые породы близки к высокотитанистым базальтам ранней серии ( $\text{Zr} = 90$  г/т,  $\text{Y} = 28$  г/т,  $\text{Ti}/\text{Zr} = 98$ ,  $\text{Zr}/\text{Y} = 3,3$ ), а по характеру распределения РЗЭ отличаются от них меньшей степенью деплетированности легкими лантаноидами ( $\text{La}_N/\text{Sm}_N = 0,9$ ;  $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0,8$ ); постоянно отмечаются отрицательные цериевые аномалии ( $\text{La}_N/\text{Ce}_N > 1$ ). Средний состав базальтов серии (см. табл. 1) сходен со средним абиссальным толеитом, но характеризуется несколько повышенными концентрациями щелочных элементов.

Поздняя низкотитанистая серия в целом одновозрастна высокотитанистой (сантон — маастрихт) и нередко переслаивается с ней в разрезе. Это породы со столбчатой гексагональной, реже подушечной отдельностью и редкопорфировой структурой. Последовательность

кристаллизации вкрапленников начинается оливином (1), затем следуют плагиоклаз + клинопироксен (2), образующие гломеропорфировые сростания с офитовыми соотношениями, к которым иногда присоединяется ортопироксен (3), и завершается магнетитом (4). По химическому составу породы серии варьируют от оливиннормативных пикрит-базальтов ( $MgO$  13—14%,  $Al_2O_3 = 12\%$ ,  $TiO_2 = 0,4\%$ ) до железистых ( $tFe_2O_3$  12%), умеренно-глиноземистых ( $Al_2O_3$  15—16%) кварцнормативных толеитов. Содержания  $TiO$  при этом нарастают значительно (до 1,55% в диапазоне  $tFeO/MgO$  от 0,5 до 3,2), чем и определяется принадлежность серии к визкотитанистому типу базальтов (см. рис. 4). Для нее характерны минимальные содержания циркония и иттрия (соответственно 14—50 и 10—20 г/т, в дифференцированных разностях до 100 и 46 г/т) и величины их отношений ( $Zr/Y = 1,3—2,0$ ) при крайне высоких значениях  $Ti/Zr$  (110—200), а также очень низкие концентрации лантаноидов, особенно цериевой группы ( $La_N/Sm_N = 0,7$ ;  $La_N/Yb_N = 0,5$ ), при резко отрицательной цериевой аномалии ( $La_N/Ce_N = 1,3$ ). В целом по особенностям химизма базальты поздней низкотитанистой серии занимают промежуточное положение между толеитами примитивных островных дуг и сильно деплетированными толеитами.

Таким образом, базальты всех выделенных вулканических серий Олюторского хребта существенно различаются по своим петрогеохимическим особенностям, что связано с условиями генерации их первичных расплавов и характером дифференциации последних.

### УСЛОВИЯ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Влияние кристаллизационной дифференциации на состав базальтов Олюторского хребта целесообразно рассмотреть на диаграмме  $100Al/(Mg + Fe^{2+}) - 100Mg/(Mg + Fe^{2+})$ , предложенной Т. Н. Ирвином [7]. Выбор диаграммы в значительной мере определяется тем, что используемые в ней компоненты слабо подвержены перераспределению под влиянием вторичных процессов. На диаграмме видно (рис. 3), что фигуративные точки составов базальтов ранней низкотитанистой серии первоначально располагаются вдоль линии оливнинового контроля (выведена для вулканов Килауэа, Мауна-Лоа и абиссальных толеитов), характеризующейся плавным возрастанием величины относительной железистости и глиноземистости. В дальнейшем темп падения магнезиальности уменьшается, тогда как глиноземистость резко нарастает. Это изменение можно интерпретировать, используя данные по после-

довательности кристаллизации как смену типа фракционирования с оливнинового на клинопироксен-магнетитовый, что приводит к стабилизации относительной магнезиальности. Продолжающийся же рост величины  $Al/(Mg + Fe^{2+})$  показывает, во-первых, отсутствие фракционирования плагиоклаза, во-вторых, безглиноземистый и, следовательно, малоглубинный характер клинопироксена.

Точки составов ранней высокотитанистой серии на начальном этапе дифференциации также следуют вдоль линии оливнинового контроля, распадаясь в дальнейшем на два тренда — глиноземистый и железистый. Первый параллелен тренду ранней низкотитанистой серии, вдоль него группируются составы базальтов с высоким содержанием вкрапленников плагиоклаза и, следовательно, отражают аккумуляцию последнего. Второй тренд характеризуется пропорциональным снижением относительных магнезиальности и глиноземистости; группирующиеся вдоль него составы являются комплементарными к глиноземистой ветви и отвечают ферробазальтовым расплавам, остаточным после отделения плагиоклаза.

Линия изменения составов средней серии, будучи первоначально также приуроченной к контрольной линии оливина, с падением магнезиальности испытывает плавный изгиб в направлении снижения темпов прироста относительной глиноземистости, связанный с началом кристаллизации глиноземистого пироксена. Лишь единичные точки тяготеют к контрольной линии плагиоклаза, располагаясь в более глиноземистой области. Поскольку в этих составах параллельно с ростом глиноземистости отмечается повышение содержания титана, изменение их состава связано, вероятно, с аккумуляцией не плагиоклаза (отсутствующего во вкрапленниках), а глиноземистого и титанистого клинопироксена, в дальнейшем частично резорбированного. Наконец, точки наиболее дифференцированных составов серии, отвечающие андезитобазальтам ( $SiO_2 = 53\%$ ), обнаруживают отсутствие изменений магнезиальности, сопровождающиеся скачкообразным ростом глиноземистости и некоторым снижением содержания титана и суммарного железа; появление их можно связать с отделением на заключительных этапах фракционирования магнетита.

Поздняя высокотитанистая серия практически вся приурочена к линии оливнинового контроля. Лишь единичные составы принадлежащих к ней пород, характеризующиеся обильнопорфировой (плагиоклаз во вкрапленниках) структурой, располагаются в области высокоглиноземистых кумулятов. Комплементарные же им железистые разности отмечаются еще реже и не имеют облика типичных ферробазальтов. Это показывает, что определяющим

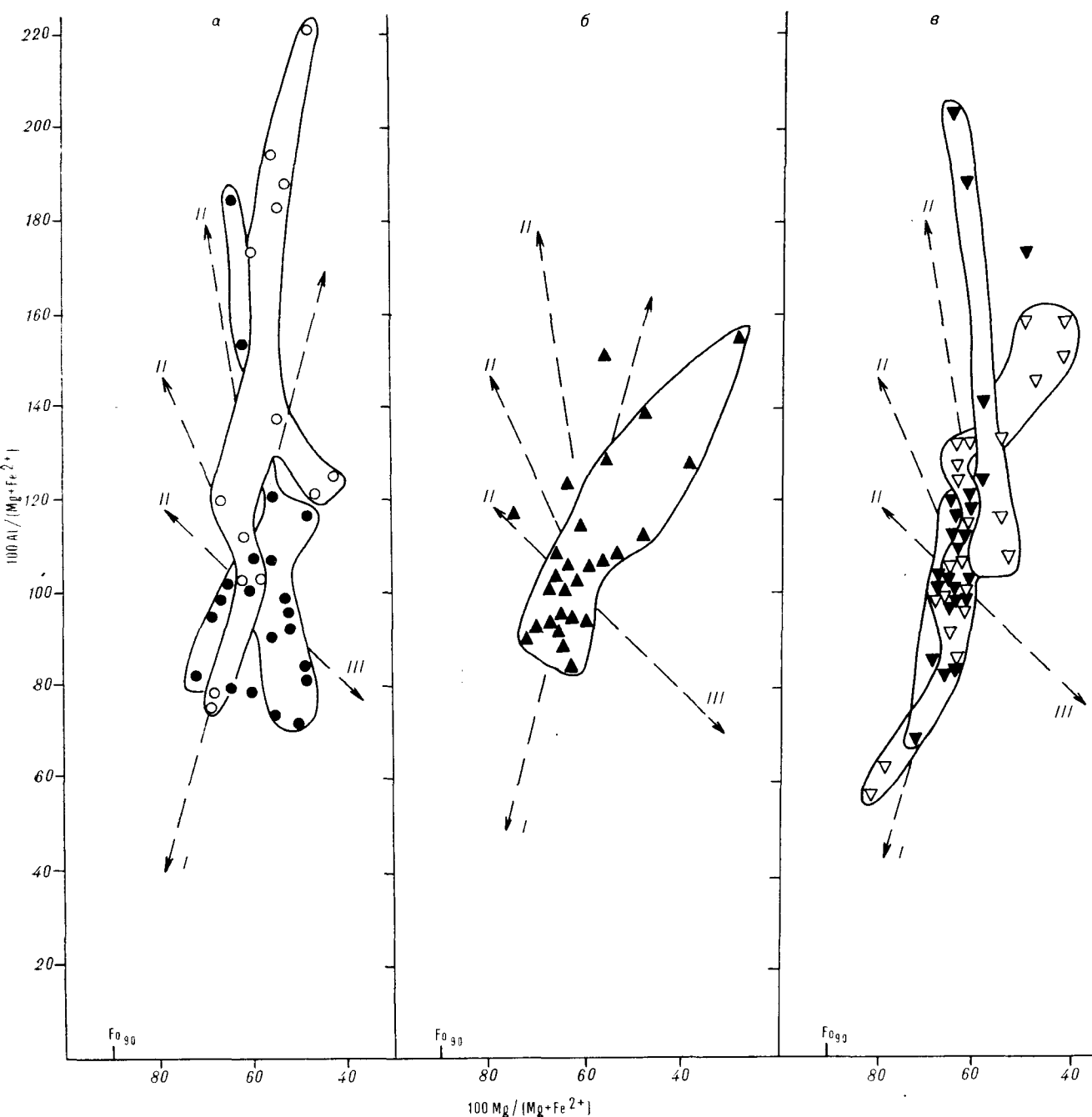


Рис. 3. Диаграмма  $100Al/(Mg + Fe^{2+}) - 100Mg/(Mg + Fe^{2+})$  [7] для базальтов ранних (а), средней (б) и поздних (в) серий Олюторского хребта.

Штриховой линией обозначены контрольные линии оливина (I), оливина и плагиоклаза (II) и остаточного железистого расплава (III) для абиссальных толеитов [7];  $Fe^{2+} = 0,85 Fe_{общ}$ ; прочие обозначения см. на рис. 1.

процессом при дифференциации серии являлось фракционирование оливина, тогда как плагиоклаз играл резко подчиненную роль.

Наиболее сложно поведение пород поздней низкотитанистой серии. Пикритовые ее разности смещены от линии оливинового контроля в поле повышенной магнезиальности, что, возможно, связано с их кумулятивной природой.

Умеренно дифференцированные члены серии образуют тренд, приблизительно совпадающий с линией оливинового контроля (который далее испытывает резкий изгиб в сторону повышения как магнезиальности, так и глиноземистости), а затем фиксирующий пропорциональное снижение магнезиальности и рост глиноземистости. Такая картина может быть объяс-

Химический и нормативный состав наиболее примитивных пород различных серий Олюторского хребта

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	50,35	50,73	47,89	49,16	50,02	48,71
TiO <sub>2</sub>	0,87	1,57	1,83	1,47	0,37	1,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,85	13,73	16,78	15,81	13,41	16,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,36	1,68	1,49	1,66	1,23	1,83
FeO	6,97	8,57	7,58	8,43	6,28	9,31
MnO	0,14	0,18	0,16	0,19	0,18	0,14
MgO	7,92	8,85	10,14	9,94	14,85	8,13
CaO	11,82	9,98	10,79	9,70	11,77	12,10
Na <sub>2</sub> O	2,32	3,66	2,48	3,03	1,25	2,18
K <sub>2</sub> O	0,36	0,02	0,57	0,53	0,37	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,08	0,30	0,08	0,08	0,05
N <sub>Mg</sub>	67,2	65,0	70,7	68,0	81,0	61,1
Or	2,11	0,11	3,39	3,11	2,17	0,11
Ab	19,60	30,92	20,96	25,62	10,58	18,44
An	37,20	20,96	32,92	27,94	32,58	34,94
Di	17,30	22,71	15,02	15,90	20,17	20,24
Hu	15,34	6,94	4,22	3,34	19,76	13,18
Ol	4,77	11,76	17,21	18,71	12,84	8,20
Ap	0,03	0,19	0,65	0,19	0,19	0,11
Il	1,66	2,98	3,48	2,80	0,70	2,07
Mt	1,97	2,44	2,16	2,41	1,79	2,64

Примечание. 1 — ранняя низкотитанистая серия; 2 — ранняя высокотитанистая серия; 3 — средняя серия; 4 — поздняя высокотитанистая серия; 5, 6 — поздняя низкотитанистая серия (5 — пикрит-базальт, 6 — базальт).  $N_{Mg} = 100Mg/(Mg + Fe^{2+})$ ;  $FeO = 0,85 Fe_{общ}$ . Все составы пересчитаны на безводность.

даже наиболее примитивные составы на пути к поверхности утратили некоторое количество оливина, состав которого графически оценивается как Fo<sub>90</sub>. Это подтверждается диаграммой Ol—Pl—Q для безгиперстенового нормативного состава (рис. 4), на которую нанесены псевдоэвтектические точки и поля кристаллизации оливина, плагиоклаза и клинопироксена для различных давлений [20]. Рассмотрение ее показывает, что как низко-, так и высокотитанистые ранние серии приближаются к котектической линии оливин—плагиоклаз для атмосферного давления. Составы базальтов средней серии располагаются в поле оливина, тренд их ориентирован параллельно стороне Ol—Pl. Аналогично и положение фигуративных точек высокотитанистых базальтов поздней серии. Низкотитанистые базальты поздней серии смещены в область составов, более богатых кремнеземом: пикритовые их разности располагаются между точками, характеризующими давления 25 и 20 кбар. Менее магнезиальные составы смещены в сторону вершины плагиоклаза, хотя и не доходят до котектической линии Ol—Pl для атмосферного давления. Таким образом, почти все составы базальтов не

вена сложным фракционированием сначала оливина, а позже совместно плагиоклаза, клино- и, возможно, ортопироксена, приводящим к появлению кумулятивных пород, в равной мере обогащенных как магнезиальным, так и глиноземистым компонентом. Возможно также раннее появление магнетита, полностью резорбированного в дальнейшем.

Рассмотрение фракционирования расплавов выделенных серий показывает, что оно на раннем этапе было связано с отделением оливина и не может объяснить различия между наиболее примитивными членами серий, заставляя предполагать для них различные по составу исходные магмы. Последующая же дифференциация происходила также в различных условиях и усугубляла первичную разнородность исходных расплавов. Так, дифференциация ранней низкотитанистой серии, связанная с отделением оливина, а затем магнетита и безглиноземистого клинопироксена, происходила в близповерхностных условиях при повышенном давлении летучих и высокой фугтивности кислорода. Последнее подавляло кристаллизацию плагиоклаза, способствуя появлению высокоглиноземистых производных расплавов [8, 10]. Характер фракционирования ранней высокотитанистой серии, напротив, объясняется дифференциацией также в приповерхностных, но сухих условиях, благодаря чему в них наблюдается нормальная для толеитовых магм последовательность кристаллизации с образованием комплементарных высокоглиноземистых и ферробазальтовых составов, подобно тому, как это установлено для абиссальных толеитов [7]. Фракционирование средней серии происходило при высоких давлениях, о чем свидетельствуют раннее появление пироксена и глиноземистый его характер [10]. Поздняя высокотитанистая серия дифференцирована в наименьшей степени, близповерхностное фракционирование оливина и плагиоклаза при ее образовании играло подчиненную роль. Поздняя низкотитанистая серия с ее широкой ассоциацией вкрапленников может быть связана с кристаллизацией в узком температурном интервале при промежуточных давлениях.

Рассмотрев условия фракционирования выделенных серий, можно оценить состав их первичных расплавов. С этой целью в каждой серии были выбраны наиболее магнезиальные разности пород, в наименьшей степени затронутые вторичными изменениями, представительные анализы которых приведены в табл. 2. Все они содержат нормативный оливин (обычно более 10 вес. %), изредка отмечаются также незначительные (менее 1 вес. %) количества нормативного нефелина, что позволяет применять к ним фазовые диаграммы для толеитовых расплавов. Рис. 3 показывает, что



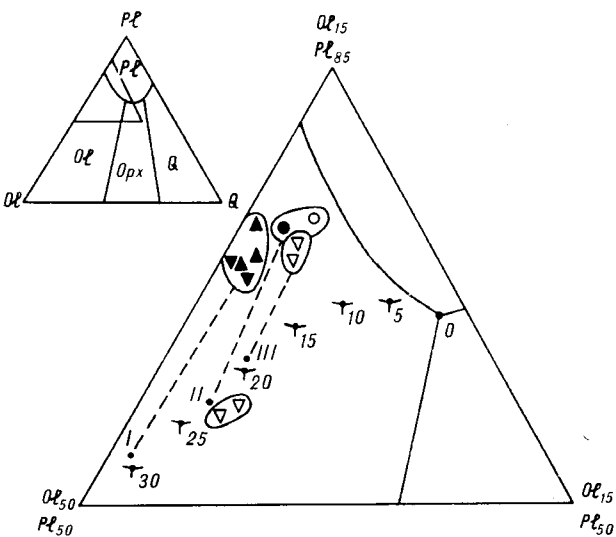


Рис. 4. Диаграмма Ol—Pl—Q [20] для примитивных базальтов различных серий Олюторского хребта.

Нормальный состав рассчитан для безгиперстеновой нормы при  $\text{FeO} = 0,85\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Нанесены псевдоинвариантные точки для различных давлений (обозначены цифрами) и поля кристаллизации Ol, Opk и Pl для атмосферного давления. Латинскими буквами обозначены составы предполагаемых исходных расплавов средней и поздней высокотитанистой (I), ранних (II) и поздней низкотитанистой (III) серий. Прочие обозначения см. на рис. 1.

отвечают условиям равновесия с мантийным перидотитом, являясь продуктами различной, обычно незначительной, степени фракционирования оливина. Поэтому состав первичных расплавов можно рассчитать путем прибавления к производному составу, отвечающему среднему для наиболее примитивных членов каждой серии, оливина, содержащего 90% форстеритового компонента (см. рис. 3) в пропорции, определяемой коэффициентом распределения железа и магния между оливином и расплавом, равным 0,31 [7]. Полученные составы отвечают пикритам и содержат MgO 13—16% и более 20% (обычно 28—30%) нормативного оливина. Для низко- и высокотитанистых ранних серий состав исходного расплава проектируется на диаграмме Ol—Pl—Q (см. рис. 4) между точками для давлений 20 и 25 кбар. Учитывая относительно фракционированный характер дериватов, отвечающая этим давлениям глубина 60—70 км может рассматриваться как минимальная при выплавлении исходных магм ранних серий. Составы первичных расплавов средней и поздней высокотитанистых серий отвечают условиям равновесия с перидотитом при 30 кбар (90 км). Наконец, состав расплава поздней низкотитанистой серии соответствует давлению 20 кбар. Поскольку принятые в качестве дериватов породы, вероятно, являются кумулятивными, последняя величина представляется завышенной.

Таким образом, по условиям выплавления базальты Олюторского хребта распадаются на

три группы: *a* — глубинные мантийные выплавки (90—100 км), давшие среднюю и позднюю высокотитанистые серии, *b* — относительно малоглубинные расплавы поздней низкотитанистой серии (менее 60 км), *c* — расплавы, формировавшиеся на промежуточных глубинах (порядка 70 км), отвечающие низко- и высокотитанистой ранней серии.

## ПРИРОДА МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Как известно, для базальтов устанавливается прямая зависимость между глубиной выплавления, щелочностью и магниальностью [10]. Поэтому полученные оценки составов первичных расплавов, несмотря на их качественный характер, позволяют удовлетворительно объяснить различия выделенных серий по химии петрогенных окислов и нормативному минеральному составу. Однако и для близких по условиям выплавления серий устанавливаются значительные различия в содержаниях и особенно взаимных отношениях некогерентных редких элементов и в характере распределения РЗЭ, что может быть связано как с составом источников, так и со степенью их плавления.

Оценка степени плавления возможна по соотношению петрогенных (алюминий, титан) и редких (цирконий, иттрий) элементов. Диаграмма зависимости величины  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  от содержания  $\text{TiO}_2$  (рис. 5) показывает, что исходные расплавы ранней и поздней высокотитанистых и средней серии характеризуются близкими значениями  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (7—13) и отвечают степени плавления мантийного перидотита порядка 15%, аналогичной таковой для высокотитанистых базальтов офиолитов [16]. Низкотитанистым базальтам как ранней, так и поздней серии свойственны существенно более высокие (15—30) значения  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ , что соответствует степени плавления, приближающейся к 20%. Сходные результаты дает анализ отношений  $\text{Zr}/\text{Y}$  к  $\text{Zr}$  (см. рис. 5) по методу Дж. Пирса, основанному на взаимосвязи концентраций циркония в расплаве и в предполагаемом источнике [29]. Оцененные по этому методу степени плавления составляют 10—20% для высокотитанистых серий, 20—25% для ранней и 25—30% для поздней низкотитанистых серий. Поскольку химический и минеральный состав источника неизвестен, обе оценки носят приблизительный характер, хотя их совпадение позволяет констатировать, что геохимическая специфика выделенных серий лишь частично объясняется различием селективности выплавки исходных магм. Для этого необходимо допустить различие составов источников.

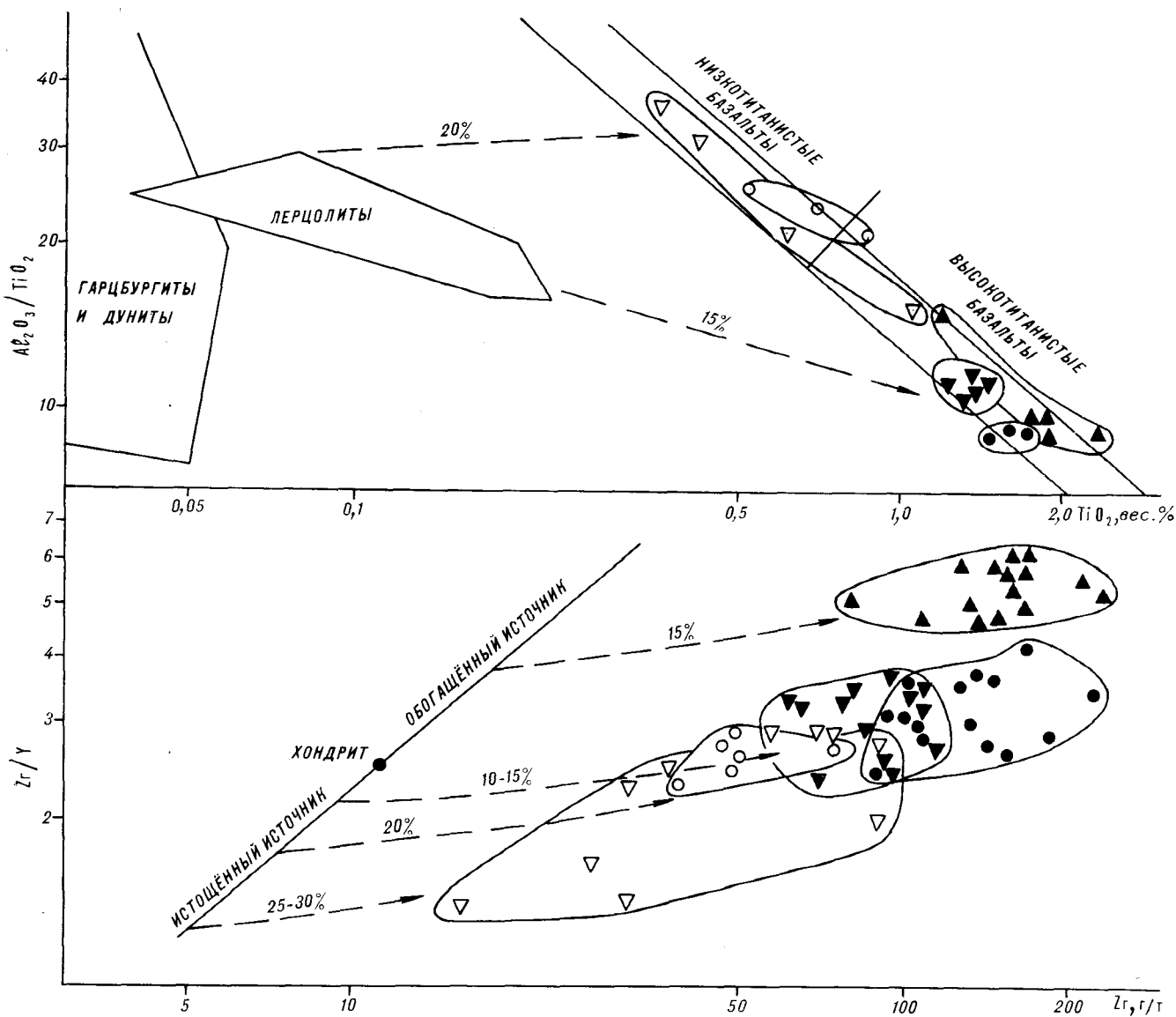


Рис. 5. Диаграммы  $Al_2O_3/(TiO_2 - TiO_2)$  и  $Zr/(Y - Zr)$  для базальтов Олюкторского хребта.

Штриховой линией показаны тренды изменения составов при различных степенях частичного плавления (обозначены цифрами), по данным [16, 29]. Прочие обозначения см. на рис. 1.

Одним из наиболее чутких индикаторов состава источника являются характер распределения РЗЭ и их взаимные отношения. Особенности распределения РЗЭ (см. рис. 2) свидетельствуют о том, что средняя серия, обогащенная легкими РЗЭ, формировалась за счет плавления обогащенного источника, ранняя и поздняя низкотитанистые серии, с существенным дефицитом цериевой группы, — за счет плавления истощенного источника; ранняя и поздняя высокотитанистые серии занимают промежуточное положение и отражают либо контаминацию источников, либо промежуточный его характер.

Разнородность источников базальтов Олюкторского хребта отчетливо видна на диаграмме

$TiO_2-La$  (рис. 6, а). На ней фигуративные точки большинства составов ранних и поздних серий занимают поле, ограниченное величинами  $La/Ti$ , равными  $3,1 \times 10^{-4}$  и  $5 \times 10^{-4}$ , характерными для деплетированных толеитов срединно-океанических хребтов. Составы же средней серии вместе с частью пород ранней и поздней высокотитанистых серий образуют две дискретные группы, в первой из которых  $La/Ti$  варьирует от  $5 \times 10^{-4}$  до  $10 \times 10^{-4}$  при содержаниях  $TiO_2$  1,7—2,0%, а во второй  $La/Ti$  превышает  $10 \times 10^{-4}$ , хотя абсолютное содержание  $TiO_2$  несколько ниже (1,2—1,8%). Это может отражать либо различную степень воздействия обогащенного источника внутриплитного типа и различную селективность выплав-

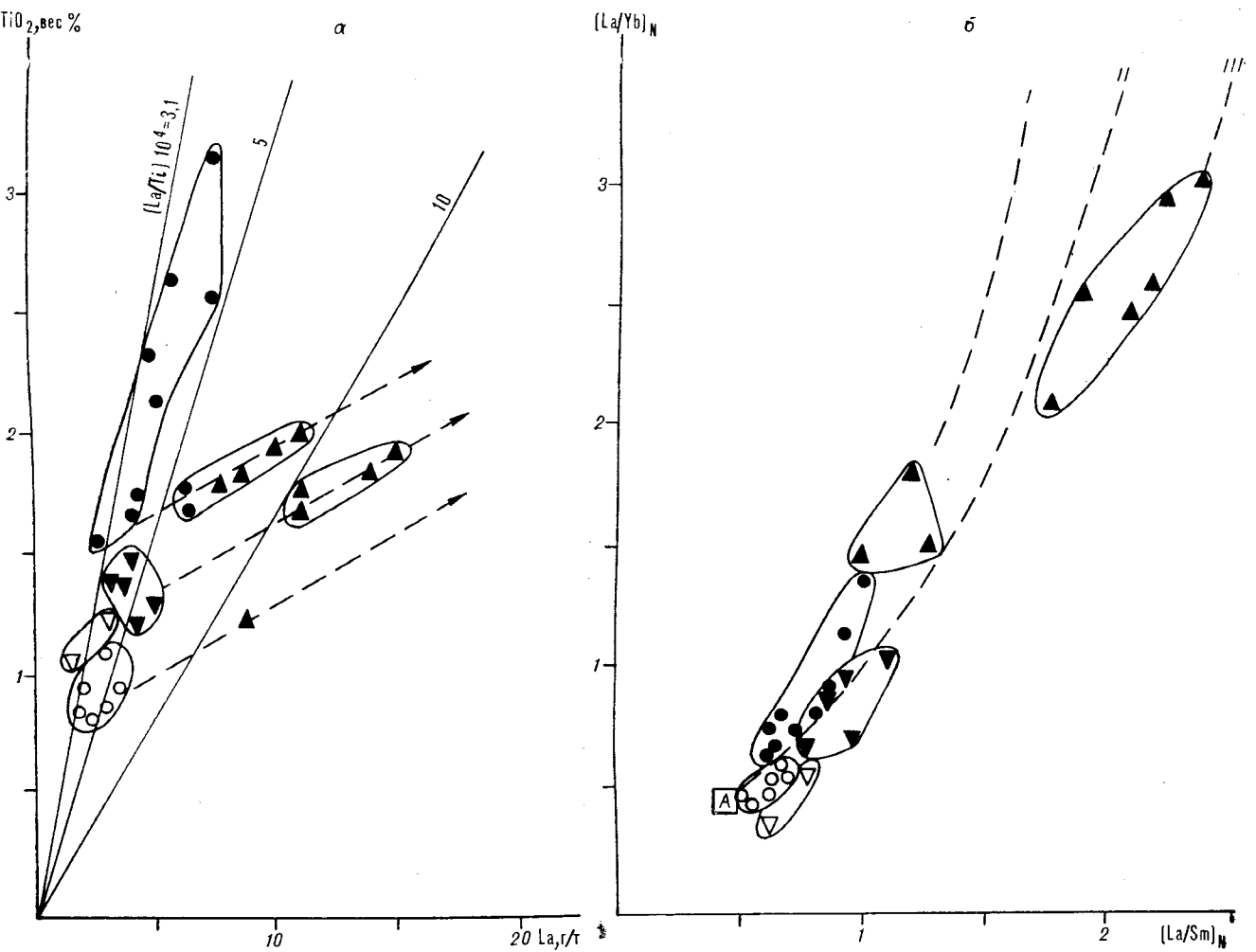


Рис. 6. Диаграммы  $\text{TiO}_2$ —La (а) и  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ — $(\text{La}/\text{Sm})_N$  (б) для базальтов Олюторского хребта.

а — сплошными линиями обозначены величины равных отношений La/Ti, штриховыми — изменения составов при различных степенях плавления дилетированного источника базальтов СОХ и обогащенного Азорского источника [24]; б — штриховой линией обозначены линии смещения истощенного источника базальтов СОХ с обогащенными источниками: I — гавайских толеитов серии Лонки [22], II — Азорских островов [24], III — постэрозийных щелочных базальтов Гавайских островов [21]; А — состав истощенных толеитов СОХ. Прочие обозначения см. на рис. 1.

ки [24], либо влияние разных по составу источников. Последнее предположение согласуется с соотношениями хондрит-нормализованных величин  $\text{La}/\text{Yb}$ — $\text{La}/\text{Sm}$  (см. рис. 6, б). Из приводимой диаграммы видно, что составы ранних серий и частично средней серии располагаются параллельно линии смещения источников дилетированного (базальты СОХ) и умеренно обогащенного (азорского) типов, но смещены в сторону более низких значений  $(\text{La}/\text{Sm})_N$ . Другая группа составов средней серии вместе с таковыми поздних серий располагается в поле более высоких по сравнению с азорскими величинами  $(\text{La}/\text{Sm})_N$ . Все это заставляет предполагать участие в выплавлении базальтов Олюторского хребта трех мантийных источников: а — дилетированного, аналогичного источнику базальтов СОХ, б — слабо обогащенного, с близким к хондритовому рас-

пределением легких и дефицитом тяжелых РЗЭ (источник Гавайского типа), в — сильно обогащенного легкими РЗЭ источника, сходного с таковым для щелочных базальтов островов Тихого океана.

Выявленные по характеру распределения РЗЭ типы источников позволяют интерпретировать и соотношения некоторых петрогенных элементов, например железа и титана. Базальты ранней и частично, средней серий характеризуются пропорциональным ростом концентраций указанных элементов, варьирующих от типичных для дилетированных толеитов СОХ до повышенных, собственных толеитам Гавайских островов, что отражает взаимодействие дилетированного и близкого к первозданному насыщенного железом внутриплитного источника [11, 27]. Другая часть базальтов средней серии вместе с породами высокотита-

нистой поздней серии обнаруживает существенное обогащение титаном относительно железа, что характерно для обогащенных базальтов СОХ и щелочных базальтов океанических островов. Происхождение подобных пород связывается с плавлением деплетированного источника, претерпевшего вторичное обогащение некогерентными элементами вследствие мантийного метасоматоза, что вызывает резкое смещение их взаимных отношений в сторону менее совместимого компонента (уменьшение величин  $TiO_2/P_2O_5$ ,  $Ti/Zr$ ). Наконец, базальты поздней низкотитанистой серии максимально обеднены титаном относительно железа и имеют очень высокие значения  $TiO_2/P_2O_5$  и  $Ti/Zr$ , являясь по этим параметрам наиболее истощенными.

### АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Суммируя петрологические и геохимические данные, можно реконструировать следующую последовательность магматических процессов в пределах востока Олюторской зоны в меловое время.

1. Плавление на умеренных глубинах (порядка 70 км) деплетированной океанической мантии, происходившее в условиях высокой активности летучих, обеспечивающих привнос легкоподвижных щелочных компонентов, и дальнейшая близповерхностная дифференциация образовавшихся водонасыщенных расплавов.

2. Продолжающееся плавление деплетированного субстрата, происходящее в сухих условиях, но при нарастающем участии слабо обогащенного компонента, сопровождающееся также близповерхностным фракционированием, но уже без участия летучих.

3. Смещение области магмообразования на глубину до 80—100 км с одновременным вовлечением в плавление сначала слабо, а затем сильно обогащенного мантийного вещества и глубинное фракционирование образовавшихся расплавов, эволюционировавших в направлении щелочных нефелиннормативных пород.

4. Постепенная смена обогащенных составов умеренно истощенными при сохранении глубинности очагов магмогенерации; подавление процессов фракционной кристаллизации вследствие быстрого излияния расплавов на поверхность.

5. Появление резко деплетированных, относительно малоглубинных выплавов (порядка 60 км и менее), испытывающих существенную дифференциацию на промежуточных глубинах, обусловленную снижением скоростей излияния.

Возникает вопрос о геодинамической обстановке, в которой могла формироваться указан-

ная последовательность. Сопоставление отдельно взятых серий с образованиями современных океанов, островных дуг и окраинных морей, как было показано ранее [17], не дает однозначной их привязки в каком-либо тектоническом структурам. Так, ранняя низкотитанистая серия по химическому составу наиболее сходна с высокоглиноземистыми толеитами из современного центра срединга в море Скоша, которые, однако, характеризуются близким к хондритовому распределением РЗЭ. Ранняя высокотитанистая серия близка, с одной стороны, к железо-титанистым базальтам СОХ (Горда, Хуан-де-Фука, Эксплорер, северного окончания Восточно-Тихоокеанского поднятия), с другой — к породам некоторых океанических поднятий (Лайн, Галапагосских островов). Средняя серия обнаруживает аналогии с породами подводных гор на флангах Восточно-Тихоокеанского поднятия, плюмажных сегментов Срединно-Атлантического хребта, а также некоторых задуговых бассейнов (например, впадины Сикоку). Поздняя высокотитанистая серия может быть сопоставлена с базальтами как переходных от нормальных к плюмажным сегментам Срединно-Атлантического хребта (например, района Феймос), так и задуговых впадин Паресе-Вела и Западно-Филиппинской. Наконец, поздняя низкотитанистая серия занимает промежуточное положение между истощенными толеитами срединно-океанических хребтов (Северная Атлантика, рифт Коста-Рика) и толеитами примитивных островных дуг типа Кюсю-Палау. Все это заставляет при палеотектонической интерпретации вулканической последовательности Олюторского хребта исходить из внутренних закономерностей ее петрогенезиса.

Последние в целом определяются сначала нарастанием роли обогащенного мантийного вещества и одновременно заглуплением уровня магмогенерации, а затем, напротив, ростом участия истощенных источников и уменьшением глубинности выплавов. Первая стадия этого процесса характерна для явлений, связанных с воздействием глубинных мантийных плюмажей, подробно описанным на Гавайских островах [17]. Здесь подъем глубинного, близкого к первозданному [33], мантийного материала вызывает сначала появление умеренно обогащенных толеитовых серий. В дальнейшем воздействие плюмажа на деплетированную океаническую мантию приводит к формированию в пределах последней зон вторичного обогащения некогерентными элементами. Плавление их дает начало все более щелочным (и соответственно резко обогащенным) составам от щелочно-оливин-базальтовых до базанитовых и нефелинитовых. Однако деятельность такого рода плюмажей охватывает длительный проме-

жужок времени (для Гавайско-Императорской цепи более 70 млн лет) и обрывается, как правило, на стадии обогащенных щелочных составов. В случае же вулканической последовательности Олюторского хребта последние сменяются все более истощенными выщавками, а весь цикл развития охватывает примерно 40 млн лет (от апта — альба до маастрихта). Это свидетельствует о том, что в описанном случае происходит нарушение связи плюмажа с глубинными питающими горизонтами мантии.

Причиной такого нарушения, вероятно, является заложение зоны субдукции, изолировавшей перекрывающий ее мантийный клин вместе с внедрившимся в него неистощенным материалом от нижней, сохранившей первозданный состав, мантии. При этом процесс субдукции оказывает возмущающее влияние на различные мантийные горизонты, создавая благоприятные условия для взаимодействия и контаминации обогащенного мантийного вещества и вмещающей его деплетированной мантии. В результате роль последней в магмообразовании нарастает по мере того, как реликтовый плюмажный источник теряет некогерентные элементы в результате частичного плавления.

Предложенный механизм формирования вулканической последовательности Олюторского хребта позволяет интерпретировать последнюю как отвечающую начальным стадиям заложения зоны субдукции, предшествовавшим образованию островной дуги и окраинного моря. В пользу реальности такого механизма свидетельствует тенденция эволюции магматизма окраинных морей. Окраинные моря, находящиеся на ранних этапах своего развития (пролив Брансфилд [32], впадина Лау [23], моря Скоша [30] и Тирренское [19]), характеризуются базальтовым вулканизмом обогащенного типа с фракционированным распределением РЗЭ и высокими содержаниями радиогенного стронция. Стадиально более зрелым задуговым бассейнам (современный центр спрединга в море Скоша [30], отчасти впадина Сикоку [34]) свойственны базальты переходного типа с близким к хондритовым распределениям РЗЭ. Наконец, к впадинам, прошедшим длительный путь развития (Парасе-Вела в Филиппинском море, зона разлома Яп [5, 6]), приурочены излияния базальтов, по геохимическим и изотопным характеристикам практически неотличимых от наиболее деплетированных толеитов нормальных сегментов срединно-океанических хребтов. В

свете предложенной модели это обусловлено ослабевающим со временем влиянием глубинного внутриплитного источника, формировавшегося на начальных этапах заложения зоны субдукции.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Последовательность вулканизма на востоке Олюторской зоны характеризуется на начальных этапах развития преобладанием истощенных составов, сменяющихся умеренно-, затем сильно обогащенными, а в дальнейшем — снова в различной мере истощенными составами. Выплавление их обусловлено миграцией областей магмообразования и изменением состава источника.

2. Формирование последовательности связано с воздействием глубинного мантийного вещества в форме плюмажа, вызванного заложением зоны субдукции в тектонически неустойчивой области океанической окраины.

3. Описанная последовательность предшествует формированию системы островной дуги и задугового бассейна, фиксирующей активную континентальную окраину Восточно-Азиатского типа, развитие которой в регионе документировано начиная с конца кампанского века (вулканогенно-обломочная ассоциация островодужного типа).

Предложенная интерпретация открывает возможности аналогичной трактовки некоторых офиолитовых комплексов. По наиболее обоснованной классификации эффузивные члены последних разделяются на высокотитанистый, слабо истощенный или обогащенный, и низкотитанистый, сильно истощенный типы [27]. В структуре складчатых областей они, как правило, тектонически и пространственно разобщены и поэтому обычно трактуются как образования различных геодинамических обстановок: срединно-океанических хребтов и крупных окраинных морей в первом случае и островных дуг и малых междуговых бассейнов во втором [16]. Нахождение в пределах Олюторского хребта в единых разрезах базальтов как низко-, так и высокотитанистого типа свидетельствует о том, что и в ряде офиолитовых комплексов эти типы отвечают не различным структурам, а разным стадиям эволюции единых структур, связанных с заложением сейсмофокальных зон вблизи границ континента и океана.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Н. А., Непрочнов Ю. П. Геология глубоководных впадин Берингова моря. — В кн.: 27 МГК. Докл. Т. 6. Ч. II. М.: Наука, 1984.
2. Богданов Н. А., Челович В. Д. и др. Тектоника Олюторской зоны. — В кн.: Очерки тектоники Корьяк-

ского нагорья. М.: Наука, 1982.

3. Вишневецкая В. С., Богданов Н. А. и др. Возраст вулканогенно-кремнистых образований Олюторской зоны (Корякское нагорье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 8.

4. Вишневак В. С., Сухов А. Н., Чехович В. Д. Возраст ватынской серии (Олюторская зона Корякского нагорья).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 12.
5. Геология дна Филиппинского моря.— М.: Наука, 1980.
6. Закариадзе Г. С., Шараськин А. Я. и др. Особенности эволюции южной части региона Филиппинского моря в свете данных по геохимии вулканизма островных дуг и интрадуговых впадин.— В кн.: Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент. Новосибирск: Наука, 1984.
7. Ирвин Т. Н. Изверженные породы, состав которых обусловлен аккумуляцией и сортировкой кристаллов.— В кн.: Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983.
8. Йодер Х. Образование базальтовой магмы.— М.: Мир, 1979.
9. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов.— Новосибирск: Наука, 1985.
10. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.
11. Сун С. С. Модели эволюции мантии в свете геохимических данных.— В кн.: 27 МГК. Докл. Т. 9. М.: Наука, 1984.
12. Сухов А. Н. Вулканоогенный комплекс Олюторского хребта.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 10.
13. Федорчук А. В. Океанические базальты Олюторского хребта Корякского нагорья.— Тихоокеанская геол., 1984, № 1.
14. Шараськин А. Я. Строение и тектономагматическая эволюция дна Филиппинского моря.— В кн.: 27 МГК. Докл. Т. 6. Ч. II. М.: Наука, 1984.
15. Bebout J., Ohnenstetter D. a. o. Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurent systems.— *Ophioliti*, 1980, spec. iss.: Tethyan Ophiolites, vol. 2 (Eastern Area).
16. Beccaluva L., Girolamo P. a. o. Magma affinities and fractionation trends in ophiolites.— *Ophioliti*, 1983, v. 8, N 3.
17. Chen C.-Y., Frey F. A. Origin of Hawaiian tholeiite and alkalic basalts.— *Nature*, 1983, v. 302, N 5911.
18. Cousens B. L., Chase R. L., Schilling J.-G. Basalt geochemistry of the Explorer Ridge area, northeast Pacific Ocean.— *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1984, v. 21, N 2.
19. Dietrich V., Emmermann R. a. o. Oceanic basalts from the Tyrrhenian basin, DSDP, leg 42A, hole 373A.— In: *Init. Repts. DSDP*.— Washington (US Government Print. Office), 1978, v. 42, pt. 1.
20. Elson D., Scarfe C. M. High-pressure phase equilibria of a high-magnesia basalts: implication for the origin of midocean ridge basalts.— In: *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 1980.
21. Feigenson M. D. Geochemistry of Kanai volcanics and a mixing model for the origin of Hawaiian alkali basalts.— *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1984, v. 87, N 2.
22. Frey F. A., Claque D. A. Geochemistry of diverse basalt types from Loihi Seamount, Hawaii: petrogenetic implications.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1983, v. 66.
23. Gill J. B. Composition and age of Lan Basin and Ridge volcanic rocks: implications for evolution of an interarc basin and remnant arc.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, v. 87, N 10.
24. Hertogen J., Sachtleben Th. a. o. Trace element geochemistry and petrogenesis of basalts from DSDP sites 556—559 and 561—564.— In: *Init. Repts DSDP*. Washington (US Government Print. Office), 1985, v. 82.
25. Karig D. E. Remnant arcs.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, v. 83, N 4.
26. Langmuir C. H., Hanson G. N. An evaluation of major element heterogeneity in the mantle sources of basalts.— *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.*, 1980, v. 297.
27. Marchal M., Ohnenstetter D. The OPHRA data bank.— In: *Ophioliti*, 1984, v. 9, N 3.
28. Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonate and ordinary chondrites.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1974, v. 38, N 5.
29. Pearce J. A., Norry J. M. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks.— *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1979, v. 69, N 1.
30. Saunders A. D., Tarney J. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the Scotia Sea.— *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 1979, v. 43, N 4.
31. Schilling J.-G., Zaiac M. a. o. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29 to 73°N.— *Amer. Journ. Sci.*, 1983, v. 283, N 6.
32. Weaver S. D., Saunders A. D. a. o. A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading.— *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1979, v. 68, N 2.
33. White W. W. Sources of oceanic basalts: radiogenic isotopic evidence.— *Geology*, 1985, v. 13, N 2.
34. Wood D. A., Joron J.-L. a. o. Major and trace-element variations in basalts from the North Philippine Sea drilled during DSDP leg 58: a comparative study of back-arc basin basalts with lava series from Japan and Mid-Ocean Ridges.— In: *Init. Repts DSDP*. Washington (US Government Print. Office), 1980, v. 58.

УДК 551.21 : 551.761 (571.651)

*М. Л. Гельман, Ю. М. Бычков*

## ТРИАСОВЫЕ ВУЛКАНИТЫ ХРЕБТА КЭНКЭРЭН И ЗОНАЛЬНОСТЬ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА В КОРЯКСКОМ НАГОРЬЕ

Рассматриваются петрографические и петрохимические особенности триасовых вулканитов хр. Кэнкэрэн. На основе сравнения их с таковыми других рай-

онов Корякского нагорья устанавливается зональность, сопоставимая с современной зональностью вулканизма на активных окраинах континентов.

Корякское нагорье представляет собой сложную построенную северную часть современного Тихоокеанского геосинклинального пояса [26]. Геологическое строение и история геологического развития Корякского нагорья еще недостаточно выяснены. Широко распространенные здесь офиолитовые комплексы описываются как элементы меланократового фундамента, палеозойские отложения относятся к океанической стадии развития, а мезозойские и кайнозойские — к переходной. Зрелая континентальная кора не сформирована.

Через Корякское нагорье прослеживается несколько тектонических зон северо-восточного простирания, различающихся стилем дислокаций, геологическими формациями, возрастом нижней молассовой формации (от альба — турона до неогена). Эти зоны ориентированы вдоль границы древнего континента мезозойской Северо-Востока СССР, фиксированной в современной структуре Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Тектоническая зональность характеризует сочленение континентальных и океанических структур, которое истолковывается очень различно. В последние годы придается большое значение горизонтальным движениям. Предполагается, что тектоническая зональность Корякского нагорья определяется сочетанием крупных покровных структур. В других схемах ее связывают с возможной разнородной природой зон (или их фрагментов) и с образованием структуры «коллаж» при аккреции континента. Представления о больших перемещениях отдельных тектонических блоков обосновываются в существенной мере сочетанием в Корякском нагорье близких по возрасту бореальных и теплолюбивых (тетических) фаун. Это относится и к поздне триасовой фауне [8]. Тем не менее, сравнивая триасовые

вулканические накопления из разных районов Корякского нагорья, можно наметить некоторую зональность, сопоставимую с современной зональностью на активных окраинах континентов. Особое значение здесь имеет своеобразие триасовых вулканитов хр. Кэнкэрэн. Это и является темой настоящей статьи.

До недавнего времени считалось, что верхнетриасовые отложения в Анадырско-Корякской складчатой системе распространены очень ограниченно [13]. Однако при работах в Чирынайских горах и в хр. Кэнкэрэн, начиная с 1964 г., В. Г. Куприенко, И. С. Розенблюм, В. И. Павлов, А. Д. Чехов и другие геологи стали находить поздне триасовые окаменелости во многих выходах карбонатных и терригенных пород. В 1982 и 1983 гг. Ю. М. Бычков провел биостратиграфические исследования, в результате которых было обосновано, что верхний триас играет существенную роль в геологическом строении хр. Кэнкэрэн и представлен здесь разнообразными морскими и наземными осадочными и вулканогенными накоплениями. Общая мощность верхнетриасовых отложений превосходит 2 км. Они подразделены на две толщи: нутэкинскую — существенно осадочную, морского происхождения, и нытымокинскую — существенно вулканогенную, которая состоит из морских и наземных отложений [8, 30]. Нутэкинская толща сложена аргиллитами, кремнистыми и алевроитовыми аргиллитами, известняками, песчаниками, гравелитами и содержит также тонкие (до 5 м) пласты кислых тефроидов. Состав и строение нытымокинской толщи, которая подразделена на три согласно залегающие подтолщи, будут описаны ниже.

Остатки кораллов, двустворчатых моллюсков, гидроидных брахиопод и главным образом аммоноидей свидетельствуют о позднекарий-

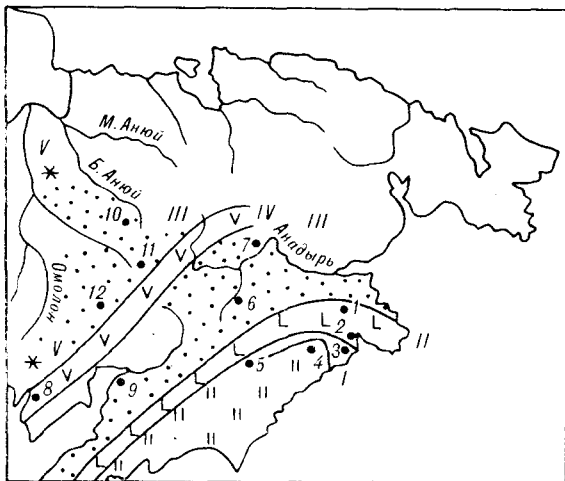


Рис. 1. Зональность норийского вулканизма.

I — ареал спилитового вулканизма в обстановке глубоководного кремнистого осадконакопления; II — энзиматическая островная дуга; III — ареал распространения тефры в мелководных песчаных и алевритовых осадках; IV — вулканическая дуга на окраине блока с дорифейской континентальной корой; V — проявления щелочно-базальтового вулканизма в тылу вулканических дуг (помечены звездочкой). 1—12 — расположение характерных разрезов: 1 — хр. Кэнкэрэн [8, 30], 2 — западный берег оз. Пекульнейского [30], 3 — междууречье Подгорная — Ваамочка [3], 4 — правобережье р. Хатырки [30], 5 — истоки р. Хатырки (по В. И. Чубарову, 1984 г.), 6 — бассейн р. Ваеги (по В. Б. Шмакину, 1984 г.), 7 — верховья р. Малой Кутинской (по Г. П. Тереховой, 1958 г.), 8 — п-ов Тайгнос [26], 9 — восточное побережье Пенжинской губы [13], 10 — верховья р. Большой Анюй [13], 11 — верховья р. Еропол (по К. В. Паракецову, 1969 г.), 12 — верховья р. Пенжины (по В. Г. Королькову, 1984 г.).

ском — ранненорийском возрасте нутэкинской и о более молодом средненорийском возрасте нытымокинской толщ. Однако микропалеонтологические исследования привели Л. И. Казинцову к предварительному заключению о присутствии в нытымокинской толще наряду с норийскими также карнийскими и, возможно, ладинскими радиоляриями, что может указывать на фациальные переходы между нутэкинской и нытымокинской толщами.

Триасовые толщи слагают крупные блоки в центральной и южной частях хр. Кэнкэрэн. Они сильно дислоцированы, разбиты многочисленными разломами. Блоки триаса разделены блоками волжских и меловых кремнисто-терригенных и терригенных отложений и местами надвинуты на них. Дотриасовые породы в хр. Кэнкэрэн не обнаружены.

В 1982 и 1983 гг. А. Д. Чехов и Ю. М. Бычков палеонтологическими сборами обосновали поздне триасовый возраст основных вулканитов, которые обнажаются на западном побережье Пекульнейского озера (руч. Базальтовый) в виде тектонического клина между верхнемеловыми (на севере) и палеозойско-триасовыми (на юге) кремнисто-вулканогенными образованиями. Последние относятся уже к так называемой Хатырской зоне. Проведя целенаправленные исследования в этой зоне, в бассейнах

рек Хатырка, Ваамочка, Подгорная, В. А. Аристов и Н. Ю. Брагин [3, 4] установили путем систематического сбора и определения конodontов и радиолярий, что в составе литологически единого кремнисто-вулканогенного комплекса, считавшегося средне- и верхнепалеозойским [27], есть также нижне-, средне- и верхнетриасовые образования, в том числе собственно вулканические.

Верхнетриасовые вулканогенные породы в трех названных районах петрографически различны, что отражает зональность в условиях проявления геосинклинального вулканизма (рис. 1).

Для характеристики триасовых вулканитов Хатырской зоны можно воспользоваться описанием развитой здесь спилитовой формации [10], поскольку особенности базальтовых пород, преобладающих в ее составе, очень устойчивы, и то, что свойственно выделявшимся здесь палеозойским образованиям, без сомнения, характерно и для триаса. Базальтам именно этого типа принадлежит, вероятно, главная роль среди геосинклинальных накоплений. В составе палеозойских и триасовых толщ базальты слагают деформированные потоки и покровы мощностью от первых метров до 150—200 м. Они обычно массивные, изредка это классические подушечные лавы. Ассоциация с чистыми кремнистыми породами, отсутствие туфов (имеются гналокластиты), редкость карбонатных слоев и полное отсутствие грубо- и среднеобломочных терригенных пород указывают на излияния в глубоководной обстановке, которая с некоторой условностью может быть названа океанической [7, 10, 24].

Быстрая кристаллизация лав под давлением столба воды на дне глубокого бассейна обусловила появление специфических петрографических особенностей. К их числу относятся неравновесная дендритовая структура. Последнюю определяют скелетные кристаллы кислого плагиоклаза, моноклинного пироксена (часто титан-авгита), рудных минералов — титаномагнетита и ильменита. Тем же объясняется необычный модальный минеральный состав, в котором моноклинного пироксена нередко в 2—3 раза больше, чем плагиоклаза.

Особенности залегания, химического и минерального состава определяют принадлежность этих пород к спилитовой формации. Подобно кайнозойским спилитам Камчатки [2] и Новой Зеландии [5] спилиты восточной части Корякского нагорья нередко не метаморфизованы.

Средний состав бескарбонатных разностей близок к среднему спилиту при довольно большой основности (содержание  $\text{SiO}_2$  около 47%), магнезиальности (более 7%) и повышенной глиноземистости (около 16,5%). В некоторых разновидностях содержание  $\text{MgO}$  достигает



8,5%. В других, приближающихся к исландитам, повышено содержание железа — до 15—17% и более. В среднем составе содержание СаО чуть больше, а Na<sub>2</sub>O чуть меньше по сравнению со среднемировым спилитом, но и то и другое находится в пределах спилитовой нормы [21]. От анализа к анализу соотношение СаО : Na<sub>2</sub>O : K<sub>2</sub>O меняется, и, кроме собственно спилитов, в составе формации по этому признаку могут быть выделены в соответствии с предложением А. А. Маракушева [21] аналоги «геосинклинальных толеитов» и высокощелочные с повышенным содержанием K<sub>2</sub>O вейльбургиты (или поениты). В этих породах между дендритами плагиоклаза заключены тонкие выделения калиевого полевого шпата. В некоторых стекловатых неизмененных базальтах неравномерно рассеяны мелкие округлые глазки кальцита, что является следствием ликвационного разделения силикатного базальтового расплава повышенной щелочности и карбонатного расплава-флюида. Воздействие карбонатных флюидов является генетической причиной повышения щелочности базальтов [25].

Первичная природа щелочности спилитовых пород подтверждается также титан-авгитовым характером пироксена, положительной корреляцией суммарного содержания щелочей и TiO<sub>2</sub>, высоким отношением окисного железа к закисному, высокой титанистостью разностей вейльбургитового типа.

Многие из петрохимических признаков сближают спилиты Хатырской зоны с базальтами срединных океанических хребтов, что соответствует их отнесению к офиолитовой ассоциации. Однако это сходство очень неполное: корякские спилиты богаче щелочами и титаном; то же для камчатских спилитов специально подчеркнул Г. П. Авдейко [4]. В качестве аналогов корякских спилитов среди современных базальтов океанов и их обрамления можно назвать базальты окраинных морей и рифта Красного моря [16].

Вулканогенные образования хр. Кэнкэрэн совершенно иные. Это зеленоцветные, главным образом пирокластические породы, которые слагают в основном нытымокинскую толщину. В нижненытымокинской подтолще мощностью 500—550 м преобладают псаммитовые и псефитовые кристаллолитокластические туфы, образующие пачки от 5 до 40 м, чередующиеся между собой или разделенные туфами с еще более грубой структурой, а также слоями осадочных пород. Почти все разновидности туфов состоят из обломков кислых фельзитовых или стекловатых лав. Плагиоклаз (альбит, олигоклаз, андезин, редко зональный лабрадор) и кварц в виде скелетных и идиоморфных кристаллов образуют вкрапленники в этих обломках и составляют кристаллокластическую фрак-

цию туфов. Химический анализ подтверждает их риодацитовый и дацитовый состав (см. таблицу, анализы 8, 9).

В подчиненном количестве (около 10% по мощности) присутствуют ксенотуфы, кислые и основные, с обломками и глыбами разнообразных осадочных и вулканогенных пород, в том числе ультракислых риолитов (анализы 13, 14), калиево-натриевых андезитобазальтов (анализ 10), натриевых андезитов (анализ 12), натриевых трахитов (анализ 11). Цемент в кислых ксенотуфах риодацитовый (анализ 7), дацитовый (анализ 6) и андезитодацитовый (анализы 4 и 5). Он кристаллолитокластический и в качественном отношении не отличается от преобладающих кислых туфов. Цемент в основных ксенотуфах (анализ 3) по характеру пирокластике соответствует псаммитовым (анализ 2) и алевритовым (анализ 1) тефроидам, пласты которых изредка встречаются в составе подтолщи. Во всех этих образованиях главная роль принадлежит обломкам базальтов, кристаллов моноклинового пироксена, плагиоклаза, а также в небольшом количестве (до 10%) обломкам микрофельзитовых кислых вулканитов и «заливчатой» формы кристаллов кварца. Кислая пирокластическая примесь — обязательный компонент основных вулканогенно-осадочных пород в нижней подтолще.

Кроме основных тефроидов, из осадочных пород обнаружены туфосилициты, яшмы и известняки.

Средненытымокинская подтолща мощностью 500—525 м состоит из туфов и ксенотуфов натриевых базальтов (анализы 15—17) и натриевых андезитобазальтов (анализ 19), псефитовых (в некоторых слоях агглютинированных), агломератовых и псаммитовых. Они образуют пласты мощностью 5—35 м, как правило, без внутренней слоистости. Чем крупнее размерность обломочного материала, тем большей мощности могут достигать пласты туфа. Очень редки тонкослоистые алевритовые основные туфы и псаммито-алееритовые тефроиды, мощность пачек которых составляет 1—8 м.

Туфы преимущественно кристалловитролитокластические. Они состоят из обломков кристаллов плагиоклаза и моноклинового пироксена, хлоритизированного вулканического стекла и базальтов с вкрапленниками клинопироксена и кислого плагиоклаза. Среди более крупных обломков обнаруживаются и более кислые породы, в том числе натриевый андезитодацит (анализ 22) и натриевый риодацит (анализ 23). В отличие от кислых пород нижней подтолщи здесь нет вкрапленников кварца.

При изучении разрезов подтолщи встречено несколько лавовых потоков мощностью до 5—15 м каждый. Среди них — натриевый андезитобазальт (анализ 18) — порфировая лава с

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	49,72	51,29	53,67	61,12	63,88	65,67	67,04	69,36	69,37	55,05	58,15	60,14	78,10	78,86	44,76	47,66	48,62
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,57	0,68	0,44	0,57	0,44	0,34	0,41	0,45	0,70	1,19	0,97	0,31	0,27	0,66	0,81	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,79	16,53	18,32	15,81	15,47	14,88	11,22	14,23	14,34	18,61	17,99	15,47	10,31	9,27	14,10	16,91	19,98
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,01	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,01	0,01	Н. о.	Н. о.	0,01	0,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	10,31	10,76	9,74	7,14	6,80	4,87	8,04	4,98	4,42	9,97	7,48	8,50	3,06	4,19	7,53	8,95	8,72
MnO	0,11	0,23	0,18	0,11	0,14	0,12	0,19	0,10	0,08	0,05	0,08	0,14	0,08	0,14	0,18	0,18	0,14
MgO	6,27	6,56	5,53	4,73	3,14	2,57	4,79	1,71	1,60	3,99	2,62	3,25	1,43	0,68	5,13	4,96	5,76
CaO	3,81	6,11	4,92	2,62	1,11	3,33	3,25	3,41	4,05	2,70	2,22	2,86	1,43	1,82	11,67	8,33	5,72
Na <sub>2</sub> O	2,55	1,60	1,62	2,90	4,03	1,90	0,82	2,45	1,84	3,65	7,25	5,10	2,35	2,65	3,35	4,40	3,85
K <sub>2</sub> O	1,53	0,50	0,70	1,53	1,70	2,85	0,47	1,00	1,64	1,53	0,30	0,60	1,43	1,25	0,20	0,20	0,54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,07	0,11	0,08	0,10	0,11	0,08	0,08	0,10	0,11	0,40	0,36	0,08	0,03	0,11	0,12	0,02
П. п. п.	4,96	5,51	4,68	3,73	2,70	3,39	4,04	2,63	2,43	3,24	1,95	2,56	1,46	1,25	11,90	7,04	5,64
S <sub>общ</sub>	<0,10	Н. о.	Н. о.	<0,10	Н. о.	<0,10	Н. о.	<0,10	<0,10	Н. о.	Н. о.	<0,10	Н. о.	<0,10	<0,10	<0,10	Н. о.
С у м м а	99,99	99,73	100,15	100,21	99,64	100,13	100,28	100,37	100,32	99,60	99,63	99,96	100,05	100,41	99,60	99,57	99,58
+H <sub>2</sub> O	5,23	5,59	5,22	3,78	2,79	3,05	3,96	2,39	2,14	3,24	1,88	2,39	1,41	0,68	3,66	3,79	4,74
-H <sub>2</sub> O	0,19	0,23	0,03	0,24	0,06	0,05	0,04	0,03	0,11	0,07	0,07	0,16	0,04	Н. о.	0,12	0,09	0,18
CO <sub>2</sub>	0,04	0,13	0,04	0,07	0,07	0,53	0,53	0,38	0,01	0,25	0,15	0,22	0,04	0,77	8,69	3,50	1,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,45	4,50	1,40	2,68	1,94	1,56	1,62	1,03	2,45	4,75	3,77	4,15	0,75	1,08	1,30	3,01	3,01
FeO	6,18	5,64	7,51	4,02	4,38	2,98	5,78	3,56	1,69	4,70	3,34	3,92	2,08	2,80	5,64	5,35	5,14

Примечание. 1—14 — ниже, 15—23 — средне, 24—35 — верхнетымоксинская подтолща, 1, 2 — тефроиды, базальтовый (1) и андезитобазальтовый (2); 3—7 — цемент в ксенотуфах, андезитобазальтовый (3), андезитоацитный (4, 5), дацитовый (6), риодацитовый (7); 8, 9 — туфы риодацита (8) и дацита (9); 10—14 — обломки лав в ксенотуфах: 10 — андезитобазальт, 11 — трахит, 12 — андезит, 13, 14 — риолиты; 15—17 — туфы базальтов; 18 — андезитобазальт; 19 — туф андезитобазальта; 20 — кластолава андезитобазальта; 21 — андезит; 22—23 — обломки лав в ксенотуфах: 22 — андезитоацит, 23 — риодацит; 24—27 — туфы трахибазальта (24), трахиандезитобазальта (25, 26), трахита (27); 28—35 — обломки лав в ксенотуфах: 28, 29 — трахибазальты, 30 — трахиандезитобазальт, 31—34 — андезиты, 35 — трахиандезит. Силикатный анализ проведен методами «мокрой химии», щелочи определены фотометрией пламени. Аналитики Т. П. Попова и В. Н. Мазникова; центральная лаборатория СВ ПГО. Н. о. — не обнаружено.

вкрапленниками слабо зонального кислого плагиоклаза размером до 2 мм, псевдоморфозами пумпеллита и хлорита по моноклинному пироксену и, возможно, по оливину, с интерсертальной основной массой. Сходные петрографические черты обнаруживает и натриевый андезит, в котором примечательно нахождение псевдоморфоз по оливину в ассоциации с вкрапленниками клинопироксена и плагиоклаза при относительно высоком содержании кремнекислоты (анализ 21).

Кластолава натриевого андезитобазальта (анализ 20) образовалась при застывании газонасыщенного лавового потока. Обломки фенокристаллов (слаботитанистый пироксен и альбит-олигоклаз), их скопления, склеенные вулканическим стеклом, и сростки разделены ортофировой массой, избилующей хлоритовыми миндалинами.

Верхнетымоксинская подтолща мощностью 500—600 м состоит из агломератовых, псефитовых и псаммитовых средних и основных туфов субщелочного ряда. Многие туфы агглютированы. Пачки преобладающих агломератовых и псефитовых туфов без сколько-нибудь четкой внутренней слоистости имеют мощность 35—80 м. Мощность псаммитовых туфов 6—10 м, изредка в них отмечается тонкая гори-

зонтальная слоистость. Состав обломков и цементирующей массы обычно один и тот же. Ксенотуфы очень редки, содержат включения осадочных пород.

Туфы кристалловитрокластические состоят из уплощенных и спаянных друг с другом обломков хлоритизированного основного стекла и стекловатых основных или средних пород, иногда миндалекаменных, с вкрапленниками олигоклаза, редко клинопироксена. Кристаллокластическая часть представлена альбит-олигоклазом, клинопироксеном и рудным минералом. В редких порах заключен хлоритовый и карбонатный цемент, вероятно, вторичный. Химический анализ выявляет в большинстве случаев повышенную натриевую щелочность туфов и позволяет различать трахибазальтовые (анализ 24) и трахиандезитобазальтовые (анализы 25, 26) разности; обнаружен также туф калиево-натриевого трахита (анализ 27).

Среди крупных обломков тоже преобладают натриевые, реже калиево-натриевые, субщелочные основные и средние породы. Различаются миндалекаменные (преимущественно афировые) и массивные (порфиновые и микропорфиновые) разности. Размер миндалин достигает 4—5 мм, микроскопические миндалины обнаруживаются и в обломках, кажущихся массив-

18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
50,90	52,19	54,99	59,14	63,13	70,97	50,86	52,85	55,20	55,69	46,94	49,68	56,90	58,03	58,42	61,84	63,74	64,03
0,74	0,60	1,01	0,61	0,84	0,54	0,97	0,92	0,92	0,97	1,24	1,87	0,61	0,74	0,99	0,92	1,02	1,02
18,27	19,57	16,92	15,30	16,88	13,50	18,13	17,36	16,97	18,40	18,76	15,97	16,23	17,36	17,19	15,50	13,05	15,84
H. o.	H. o.	H. o.	0,01	H. o.	0,01	0,01	0,01	0,01	H. o.	0,01	0,02	0,02	H. o.	0,01	H. o.	H. o.	H. o.
9,74	8,95	10,65	7,82	6,23	4,98	11,16	10,31	9,63	8,04	14,16	10,99	8,38	4,76	7,87	8,27	8,38	4,76
0,15	0,08	0,17	0,15	0,19	0,11	0,17	0,19	0,19	0,19	0,33	0,15	0,19	0,09	0,14	0,10	0,15	0,08
4,33	5,30	3,76	3,31	2,51	1,82	6,56	5,30	4,85	4,16	7,19	5,76	4,62	1,76	3,25	3,19	3,14	0,80
7,06	4,13	4,76	5,08	2,24	1,66	2,78	3,33	2,46	1,27	2,22	7,94	4,76	5,79	2,70	1,51	2,86	3,57
4,35	4,30	3,35	4,80	5,60	4,60	4,90	3,35	4,20	4,40	4,03	2,00	4,40	6,27	5,90	5,00	4,40	7,50
H. o.	0,40	0,54	0,10	0,20	0,30	0,47	2,97	2,52	3,10	0,30	3,42	1,53	0,10	0,35	1,05	0,30	0,20
0,11	0,03	0,16	0,19	0,34	0,13	0,20	0,12	0,11	0,20	0,13	0,22	0,11	0,18	0,27	0,19	0,39	0,42
3,93	3,99	3,51	3,10	1,46	0,96	3,42	3,75	2,84	3,18	4,20	1,94	1,91	4,45	2,45	2,22	2,47	1,70
H. o.	H. o.	H. o.	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	H. o.	<0,10	<0,10	<0,10	H. o.	<0,10	H. o.	H. o.	<0,10	<0,10
99,58	99,54	99,82	99,61	99,62	99,58	99,63	100,46	99,90	99,60	99,51	99,96	99,66	99,53	99,54	99,79	99,90	99,92
3,72	4,19	3,85	2,56	1,75	1,10	3,86	3,90	3,11	3,14	4,78	2,20	1,98	1,85	2,25	2,30	2,55	0,84
0,10	0,16	0,15	0,06	0,06	0,02	0,09	0,20	0,14	0,21	0,09	0,05	0,07	0,05	0,05	0,05	0,10	0,01
0,59	0,07	0,02	0,79	0,07	0,04	0,09	0,20	0,13	0,09	0,02	0,26	0,35	2,88	0,64	0,11	0,11	1,25
4,08	3,21	3,87	2,64	1,17	1,23	4,27	3,37	2,61	2,90	4,55	3,90	2,64	2,13	3,21	3,73	2,96	1,97
5,10	5,17	6,11	4,67	4,56	3,38	6,21	6,25	6,32	4,63	8,66	6,39	5,17	2,37	4,20	4,09	4,88	2,51

ными. Миндалины преимущественно хлоритовые, содержат также кварц и карбонат. В натриевых андезитах (анализы 32—34) и в натриевых трахиандезитах (анализ 35) вкрапленники олигоклаза и более редкого рудного минерала заключены в существенно альбито-олигоклазовой микролитово-ортофировой основной массе. В лейкократовых породах есть четко очерченные микроучастки с хлоритовым, а не с альбитовым мезостазисом. В интерстициях между микролитами олигоклаза сосредоточены кристаллы моноклинного пироксена.

Трахибазальты, натриевые (анализ 28) и калиево-натриевые (анализ 29), натриевые трахиандезитобазальты (анализ 30) и натриевые андезиты с повышенным содержанием CaO (анализ 31) отличаются большим количеством микровкрапленников моноклинного пироксена — зеленоватого авгита (наряду с плагиоклазом и рудным минералом); встречаются также карбонатные псевдоморфозы, очевидно, по другой разновидности пироксена. Основная масса гялиновая с обильными точечными включениями рудного минерала. По химическому составу эти породы приближаются к муджиеритам, гавайитам и бенморитам.

Обилие и таксономическое разнообразие палеонтологических остатков в известняках, туфосилицитах и яшмах нижнегялинокинской подтолщи указывают на накопление вулканогенных отложений этой подтолщи на дне неглубокого бассейна. Палеонтологически немые средняя и верхняя подтолщи, судя по подавляющему преобладанию пирокластических пород,

наличию агглютинированных туфов, образованы на вулканическом острове в результате преимущественно взрывных извержений. Соотношение характера слоистости и грубости обломочного материала, обилие грубообломочных отложений указывают на принадлежность этих отложений к прижерловой фации. А отсутствие сортированности грубообломочных пород, обычная плотная упаковка и угловатая форма крупных обломков — это вероятные признаки агломератовых пирокластических потоков (особенно для агглютинированных разностей) и лавхаров.

В то же время преобладание лавовых пород в грубообломочной фракции туфов, нередкое в ксенотуфах несоответствие их цементу по составу позволяют предположить, что, кроме взрывных извержений, вероятно, пелейского или вулканского типа, на кэнкэрэнском позднетриасовом вулканическом острове проявилась и купольная форма вулканизма. Кислые вулканические купола, разрушаясь при взрывах, по-видимому, служили источником резургентного материала в ксенотуфах. Так, ультракислые риолиты в обломках в нижнегялинокинской подтолще не имеют аналогов среди туфов в ее составе. Возможно, с образования купола вязкой ультракислой лавы начинается формирование вулканического острова, первые эпизоды купольного извержения дали также материал для кислых тефроидов в нутэкинской толще. Обломки кислых лав в средней подтолще тоже не имеют аналогов в туфах в ее составе. Некоторые из них могли бы срав-

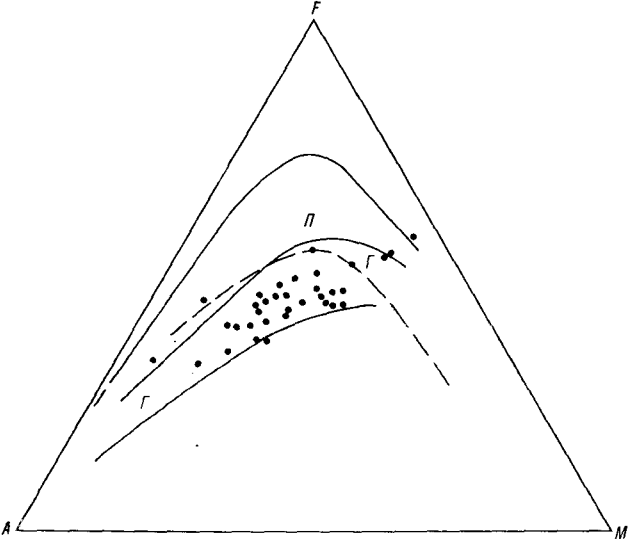


Рис. 2. AFM-диаграмма для триасовых вулканических пород хр. Кэнкэрэн.

Поля пиконитовой (Π) и гиперстеновой (Γ) серий, по Х. Куно [20]; штриховой линией показана разделительная линия толеитов (вверху) и известково-щелочных пород (внизу), по Т. Н. Ирвину и У. Р. А. Баргару [11].

иваться с породами нижней подтолщи, особенно с обломками лав в ней (например, анализы 12 и 22). Однако отсутствие вкрапленников кварца, характерного для нижней подтолщи, в кислых лавах в обломочной фракции пород средней подтолщи, скорее, говорит о продолжающемся в средненытмокинское время купольном извержении и о соответственном изменении минерального состава лавы.

В верхней подтолще специфичны по составу обломки лав с содержанием  $\text{SiO}_2$  около 60% и более (анализы 31—35). Они могут быть сопоставлены с оливин-авгитовым натриевым андезитом из средней подтолщи (анализ 21). Не исключено, однако, что этот андезит слагает не поток, а представляет собой жерловую фацию верхненытмокинских туфов.

В целом для триасовых вулканических пород хр. Кэнкэрэн характерна широкая и практически непрерывная изменчивость содержания  $\text{SiO}_2$  в интервале от 45 до 80%, низкое содержание  $\text{TiO}_2$  (обычно меньше 1%, редко до 1,2 и в единственном трахибазальте 1,87%), умеренное и несколько повышенное содержание глинозема (13—21%, только в ультракислых породах — около 10%). Все это наряду с островными условиями вулканизма, высокой его эксплозивностью, признаками газонасыщенности лав, широким распространением их порфиритовых разовидностей является характеристикой островодужных серий, к которым кэнкэрэнские вулканы уже были справедливо отнесены В. П. Зинкевичем [18], считавшим их, правда, из-за недостатка палеонтологических данных ниже- и среднеюрскими. «Островодужный»

тренд образуют фигуративные точки кэнкэрэнских вулканических пород на диаграмме AFM (рис. 2), что происходит благодаря повышенному содержанию в них  $\text{MgO}$  и щелочей, главным образом  $\text{Na}_2\text{O}$ . Относительная железистость  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} : (\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}})$  незначительно колеблется около величины 0,6 во всем интервале кремнекислотности. Столь малая и почти не зависящая от  $\text{SiO}_2$  железистость свойственна типичным щелочноземельным сериям горных пород (известково-щелочным породам, гиперстеновой серии Х. Куно) — вулканитам Каскадных гор, Закарпатья и другим [6, 22, 28].

Соотношение содержания кремнекислоты и суммы щелочей (рис. 3) в общем тоже характерно для вулканических пород островных дуг, и большая часть фигуративных точек попадает в область гиперстеновой серии (высокоглиноземистых базальтов), по Х. Куно [20], хотя много их и в полях толеитовой (пиконитовой) серии и щелочных оливиновых базальтов. При этом фигуративные точки кэнкэрэнских вулканических пород размещаются, естественно, вдоль границы (по обе ее стороны) толеитовых и щелочных оливиновых базальтов Гавайских островов [28], которая практически совпадает с границей высокоглиноземистой и щелочной серий, по Х. Куно.

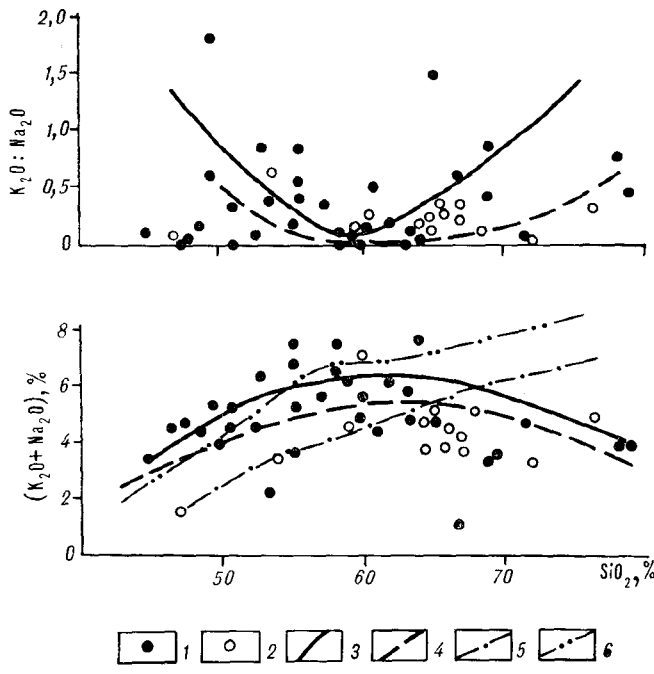


Рис. 3. Вариация и тип щелочности вулканических пород.

1—4 — фигуративные точки (1, 2) и аппроксимирующие кривые (3, 4) триасовых вулканических пород хр. Кэнкэрэн (1, 3) и кайнозойских вулканических пород островного склона желоба Яп и его сочленения с Марианским желобом (2, 4 по [11]); 5, 6 — границы поля высокоглиноземистой серии с полями толеитовой (5) и щелочной (6) серий, по Х. Куно [20].

Петрогенетическое единство серии сказывается в единообразии ассоциации вкрапленников: повсеместно это моноклинный пироксен и плагиоклаз, к которым в некоторых кислых породах присоединяется кварц, а в средних и основных — оливин. Практически полное отсутствие ромбического пироксена, сонахождение оливина с моноклинным пироксеном в кварцнормативных средних породах является признаком магматических серий, область распространения которых обрамляет с океанической стороны древние континентальные глыбы [9].

Отсутствие минералогических признаков гиперстеновой серии при соответствии ей общих признаков химизма — одна из специфических особенностей кэнкэрэнских вулканитов, на которую следует указать, сравнивая их с островодужными. Таких особенностей много. Если учесть соотношение объемов пород разного состава, то вся серия в целом скорее выглядит не как непрерывно дифференцированная, а как контрастная, поскольку в нижней подтолще преобладают риодацитовые, а в средней и верхней андезитобазальтовые и базальтовые туфы. Общая антидромная последовательность вулканизма выражается в том, что среди самых ранних образований есть ультракислые риолиты, а среди наиболее поздних кислых пород нет совсем. При этом проявления кислого вулканизма постоянно сопровождалось проявлениями основного, на что указывают примесь кислой пирокластики в основных породах нижней подтолщи и особенности состава ксенотуфов. Все это, как и обилие преимущественно натриевых субщелочных пород, свойственно в большей мере вулканизму океанических островов, чем обычным островным дугам. На это же указывают повышенная натриевость и пониженная кальциевость кэнкэрэнских вулканогенных пород. Заметим, что первичный характер особенностей их щелочности подтверждается прямой зональностью плагиоклаза, указывающей на последовательную кристаллизацию олигоклаза и альбита в некоторых породах. Об этом же свидетельствует определенная связь щелочности и титанистости (рис. 4): все породы повышенной щелочности являются относительно высокотитанистыми (хотя обратное утверждение неверно).

По тем или иным из этих признаков кэнкэрэнский вулканизм можно сопоставлять с вулканизмом Исландии, островов Гоф, Сен-Поль, Буве и др. [12, 14, 28]. Т. И. Фролова и Л. Л. Перчук [29] разработали систематику вулканических серий океанических островов по соотношению их щелочности и кремнекислотности. Для ряда таких серий, как и для кэнкэрэнских триасовых вулканитов (см. рис. 3), намечается экстремум на кривой содержания

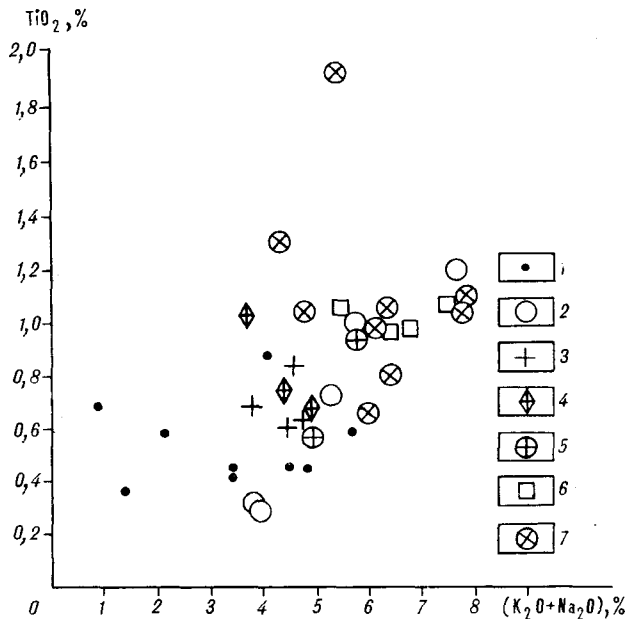


Рис. 4. Соотношения титанистости и щелочности в туфах (1, 3, 6), содержащихся в них обломках (2, 5, 7) и в лавах (4) пытымюкинской толщи. 1, 2 — нижняя, 3 — средняя, 6, 7 — верхняя подтолщи.

щелочей, максимального у средних пород (около 60%  $SiO_2$ ); этим же породам свойственно минимальное соотношение  $K_2O/Na_2O$ . Последнее определяется ростом щелочности почти исключительно за счет  $Na_2O$  и обратной зависимостью между отношением  $K_2O/Na_2O$  и суммой ( $K_2O + Na_2O$ ). Наиболее близкие кривые характеризуют вулканы о. Буве. Однако от всех вулканитов океанических островов кэнкэрэнские отличаются низким содержанием  $TiO_2$ , умеренной щелочностью и обычным кварцнормативным составом (все анализы, за исключением № 11, нефелиннормативного). Впрочем, гавайиты, муджиериты и бенмориты о. Буве тоже кварцнормативные [34].

Есть, наконец, и совершенно своеобразная черта в петрохимии кэнкэрэнских пород — это обычно повышенное содержание  $MgO$  при относительно низком  $CaO$ . Даже в кислых породах содержание  $MgO$  нередко больше, чем  $CaO$ . Примечательно, что это же свойство обнаруживается у вулканических пород миоценового возраста, драгированных с островного склона океанического желоба Яп, и (в несколько меньшей мере) у пород с островодужной стороны зоны сочленения Марианского желоба с желобом Яп (рис. 5). Хотя эти породы, как и другие островодужные образования, менее щелочные, чем кэнкэрэнские вулканиты, в вариации щелочности могут быть намечены сходные тенденции (см. рис. 3).

В итоге всех сопоставлений можно сделать вывод, что верхнетриасовые вулканиты хр. Кэн-

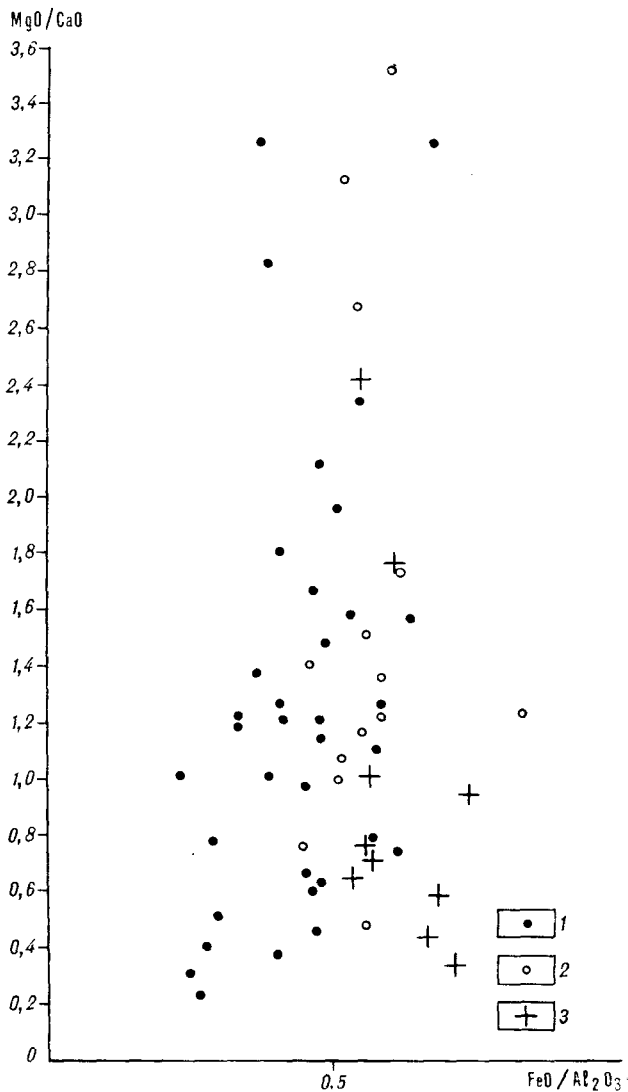


Рис. 5. Диаграмма  $MgO/CaO - FeO_{общ}/Al_2O_3$  в триасовых вулканитах хр. Кэнкэрэн (1) в сравнении с миоценовыми вулканитами островных дуг Филиппинского моря (2 — островной склон желоба Яп, 3 — южного окончания Марианского желоба в зоне сочленения с желобом Яп, по [11, 17]).

кэрэн образовались в начальную стадию формирования энзиматической островной дуги, типа дуги Палау, к которой относится о. Яп. В основании этого острова описан меланократовый фундамент океанической природы [23]. При этом по геофизическим данным делают предположение о наличии здесь микроблоков континентальной коры [15].

На западном побережье Пекульнейского озера, в составе выявленной здесь вулканогенной толщи поздне триасового возраста имеются пачки бонинитов\*, бонинитовых гиалокластитов,

\* Эти породы описываются в статье авторов, принятой к печати журналом «Известия АН СССР. Сер. геол.»

а также базальтов, чередующихся с осадочными породами. Минимальная мощность толщи может быть оценена в 600 м; но на самом деле она, вероятно, много больше. Это подводные накопления. Гиалокластиты и бониниты с вариолитовой структурой образовались на довольно больших глубинах. Базальты, которые чередуются с известняками, в том числе оолитовыми, а также с гравелитами и песчаниками, представляют собой мелководные образования. Химический анализ гиалокластитов и бонинитов выявил парадоксальное сочетание высокого содержания  $SiO_2$  (в пересчете на сухой остаток 51—56%) и  $MgO$  (10,5—14,5%), присутствие  $Cr_2O_3$  (0,1—0,2%), очень низкую титанистость (0,4%  $TiO_2$ ) и щелочность (в вулканических породах  $K_2O$  не обнаруживается, открыт только в интрузивном бонинитодолерите, 1%;  $Na_2O$  — 1—4%). На основании этих петрохимических признаков и своеобразных минералого-петрографических особенностей (отсутствие вкрапленников плагиоклаза и др.) устанавливается сходство этих пород с бонинитами, характерными для островных дуг в обрамлении Филиппинского моря, далеко выдвинутых в западную часть Тихого океана [11]. Предполагается, что бонинитовый вулканизм знаменует собой начало формирования островных дуг на океанической коре.

Таким образом, намечается следующая картина зональности поздне триасового (норийского) вулканизма в Корякском нагорье, в области перехода от Тихого океана к дорифейской континентальной глыбе мезозойд Северо-Востока Азии (см. рис. 1). В пределах Хатырской зоны мы видим проявления вулканизма, характерного для океанических рифтов. В северо-восточной части Корякского нагорья палеогеографическая обстановка была уже не океанической, а отвечала юной островной дуге, далеко выдвинутой в океан. Примечательно, что недалеко отстоящие друг от друга районы хр. Кэнкэрэн и оз. Пекульнейского представляют примеры различных вулканических серий, относящихся к этой дуге и подобных вулканическим сериям, обнаруженным также вблизи друг от друга в районе вулканических дуг в восточной части Филиппинского моря (базальт-андезит-риодацитовая и бонинитовая серии). Эта поздне триасовая дуга из районов о. Пекульнейского и хр. Кэнкэрэн, вероятно, продолжается в юго-западном направлении, о чем косвенно можно судить по паличию пирокластической примеси в норийских породах бассейна р. Ваеги и на восточном побережье Пенжинской губы. К единству этой зоны надо подходить с осторожностью, поскольку фауна хр. Кэнкэрэн имеет теплолюбивый характер, а с р. Ваеги и побережья Пенжинской губы она бореальная.

Еще далее к западу предполагается [26] островная дуга, которая развивалась непосредственно на окраине древнего континента. Относящиеся к ней верхнетриасовые вулканогенные образования обнажаются на п-ове Тайгонос. Ее продолжение к истокам р. Анадырь (под покровом более молодых отложений) подтверждается обилием тефрового материала в верхнетриасовых отложениях, известных, по данным Г. П. Тереховой, К. В. Паракецова, В. Г. Королькова и А. И. Афицкого, в бассейне р. Малой Кутинской и в верховьях рек Еропола, Пенжины и Большого Анюя. Происхождение этого материала можно связывать с эксплозивными извержениями вулканов островной дуги. К этой дуге на юге примыкает система аналогичных, непротяженных дуг с андезитобазальтовым и андезитовым вулканизмом (северное побережье Охотского моря и верховья р. Колымы). Закономерно завершают намеченный ряд зональности анальцимовые базальты и пикриты повышенной щелочности, известные соответственно среди верхненорийских образований в среднем течении р. Большой Анюй, по данным А. Г. Сенотрусова, и в верховьях р. Омолон, по данным Н. А. Усачева, В. Б. Ликмана и В. Г. Ганелина. Это — проявления щелочнобазальтового вулканизма в тылу вулканической дуги.

Симметрично относительно Тихого океана подобного рода зональность с переходом от океанических базальтов триасовой группы Бридж Ривер к островодужным образованиям среднего и кислого состава группы Никола прослеживается геологами в канадских Кордильерах [32—35]. Таким образом, выявляется принципиальное подобие обстановок поздне триасового

и кайнозойского вулканизма в обрамлении Тихого океана.

Интересен вопрос о том, каким может быть формационное положение триасовых вулканитов хр. Кэнкэрэн. Представляется с учетом их свойств, что вместе со спилитовыми формациями они составляют единую контрастную спилит-кератофировую группу в геосинклинальном комплексе Анадырско-Корякской складчатой системы. При этом примечательно (см. рис. 2), что в петрохимическом отношении кэнкэрэнские кислые вулканиды подобны плагиогранитам офиолитовых комплексов [19]. По-видимому, как и спилиты, эти кислые вулканические породы вместе с плагиогранитами могут включаться в офиолитовую ассоциацию. Но это значит, что она содержит в себе не только океанические, но и островодужные ассоциации.

Поздне триасовая островная вулканическая дуга энсиматической природы — наиболее древняя из известных в Анадырско-Корякской складчатой системе. В той же, примыкающей к древнему континенту части этой системы выявлены признаки позднеюрского и раннемелового вулканизма островодужного характера. По-видимому, в течение мезозоя здесь возникли и разрушались островные дуги (или тектонически сгружены фрагменты островных дуг, образовавшихся на более обширной площади в периферической части Прапацифика), тогда как на удалении от континентального блока обстановки, близкие к океаническим, сохранялись до кампанского века включительно. В раннем кайнозое наступает островодужная стадия развития Анадырско-Корякской системы в целом.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П. Геосинклинальный вулканизм и офиолиты.— В кн.: Вулканизм и геодинамика.— М.: Наука, 1977.
2. Авдейко Г. П., Пономарев Г. П., Скрипко К. А. К проблеме петрогенезиса спилитов и редственных им пород.— В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977.
3. Аристов В. А., Брагин Н. Ю. Триас в вулканогенно-кремнистых образованиях Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 6.
4. Аристов В. А., Брагин Н. Ю. и др. О возрасте вулканогенно-кремнистых формаций Корякского хребта.— Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 1.
5. Батти М. Х. Петрогенезис новозеландской спилитовой серии.— В кн.: Проблемы вулканизма.— М.: ИЛ, 1963.
6. Богачиков О. А., Коваленко В. И. и др. Магматизм зоны перехода континент — океан (развитие идей А. Н. Заварицкого).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 6.
7. Богданов Н. А. Некоторые особенности тектоники востока Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 3.
8. Бычков Ю. М., Дагис А. С. Поздне триасовая фауна Корякского нагорья и ее значение для палеогеографических и палеотектонических построений.— В кн.: Стратиграфия, фауна и флора триаса Сибири. М.: Наука, 1984.
9. Гельман М. Л. Гранат в изверженных породах (на примере Северо-Востока СССР).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 8.
10. Гельман М. Л., Эпштейн О. Г. Спилиты восточной части Корякского нагорья и некоторые общие вопросы происхождения спилитов.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 6.
11. Геология дна Филиппинского моря.— М.: Наука, 1980.
12. Геология океана. Т. 1. Осадкообразование и магматизм океана.— М.: Наука, 1979.
13. Геология СССР, т. XXX. Северо-Восток СССР. Кн. 1, 2.— М.: Недра, 1970.
14. Герасимовский В. И., Поленов А. М., Муравьева Н. С. Происхождение риолит-базальтовых серий Исландии.— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983.

15. *Глубинное строение островной системы Яп по геофизическим данным.*— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
16. *Добрецов Н. Л.* Глобальные петрологические процессы.— М.: Недра, 1981.
17. *Закариадзе Г. С., Шараськин А. Я. и др.* Особенности эволюции южной части региона Филиппинского моря в свете данных по геохимии вулканизма островных дуг и интрадуговых впадин.— В кн.: Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент. Новосибирск: Наука, 1984.
18. *Зинкевич В. П.* Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья.— М.: Наука, 1981.
19. *Колман Р. Г.* Офиолиты.— М.: Мир, 1979.
20. *Куно Х.* Латеральная вариация базальтовой магмы вкосте окраины континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970.
21. *Маракушев А. А.* Проблема спилитов (по поводу сборника «Spilites and Spilitic rocks»).— Геология и геофизика, 1975, № 9.
22. *Маракушев А. А., Фролова Т. И. и др.* Магматизм и земная кора.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1977, № 1.
23. *Марков М. С.* Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг.— М.: Наука, 1975.
24. *Марков М. С., Некрасов Г. Е., Паладжиан С. А.* Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья.— В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья.— М.: Наука, 1982.
25. *Перчук Л. Л.* Химическое взаимодействие флюидов с магмами.— В кн.: Флюиды в магматических процессах. М.: Наука, 1982.
26. *Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана.*— М.: Наука, 1980.
27. *Терехова Г. П., Эпштейн О. Г.* Новые данные по стратиграфии и литологии кремнисто-вулканогенного палеозоя восточной части Корякского нагорья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 3.
28. *Ферзуген Дж., Тернер Ф. и др.* Земля. Введение в общую геологию. Т. 1.— М.: Мир, 1974.
29. *Фролова Т. И., Перчук Л. Л.* Физико-химические закономерности эволюции вулканических серий океанических островов.— В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983.
30. *Чехов А. Д., Бычков Ю. М. и др.* Верхний триас в северо-восточной части Корякского нагорья.— Тихоокеан. геология, 1984, № 2.
31. *LeRoux A. P., Erlank A. J.* Quantitative evaluation of fractional crystallization in Bouvet Island lavas.— J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1982, v. 13, N 3—4.
32. *Monger I. W. H.* Geology of parts of western Ashcroft map area, southwestern British Columbia.— Pap. Geol. Surv. Can., 1981, v. 81—1A.
33. *Monger I. W. H.* Geology of Ashcroft map area, southwestern British Columbia.— Ibid, 1982, v. 82—1A.
34. *Rees C. I.* Western margin of the Omineca Belt at Quesnel Lake, British Columbia.— Ibid, 1981, v. 81—1A.
35. *Shannon K. R.* The Cache Creek Group and contiguous rocks near Cache Creek, British Columbia.— Ibid.



И. А. Тарарин

## ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА В СРЕДИННО-КАМЧАТСКОЙ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНЕ

В Срединно-Камчатской метаморфической зоне выделены два структурных яруса. Нижний представлен первично вулканогенно-граувакково-глинистыми породами колпаковской серии, а верхний сложен терригенно-вулканогенными образованиями малкинской серии. Метаморфизм этих пород осуществлялся в два этапа. В течение раннего этапа образовались контактовые роговики, сформировавшиеся при становлении интрузивных тел трондземит-гранодиорит-тоналитовой формации. Продукты контактового метаморфизма в значительной мере разрушены процессами наложенного регионального метаморфизма и сохранились только в участках его слабого проявления. Региональный мета-

морфизм охватил отложения обоих структурных ярусов, в результате чего возникла метаморфическая зональность кианит-силлиманитового типа ( $P_2 = 4,0 - 7,5 \cdot 10^8$  Па) с широкими вариациями температур, отвечающих условиям зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. В ядрах некоторых гнейсовокупольных структур метаморфизм достигал, возможно, низов гранулитовой фации. Впоследствии метаморфические породы подверглись интенсивным процессам гранитизации и мигматизации, происходившим на фоне снижения давления, о чем свидетельствуют реакционные структуры замещения кианита андалузитом.

В настоящее время большинство исследователей признают доверхнемеловой возраст метаморфического комплекса Срединного хребта Камчатки и выделяют два этапа метаморфизма в истории его развития. Однако о возрасте метаморфизма и эволюции его термодинамического режима существуют различные мнения.

Метаморфизм раннего этапа некоторые исследователи [16—18] относят к кианит-силлиманитовому типу, а позднего — к андалузит-силлиманитовому. В отличие от этой точки зрения автор [9, 12, 14, 15] полагает, что метаморфизм кианит-силлиманитового типа был присущ второму, более позднему этапу метаморфизма пород срединно-камчатского комплекса, сформировавшему зональность, наблюдаемую в современном эрозионном срезе. Ниже приведен геолого-петрологический материал, подтверждающий эту точку зрения.

Метаморфический комплекс Срединного хребта достигает мощности 6 км и включает два доверхнемеловых структурных яруса. Нижний условно нижнепалеозойского возраста представлен первично вулканогенно-граувакково-глинистыми породами колпаковской серии, а отложения верхнего яруса, несогласно залегающие на нижнем, сложены терригенно-вулканогенными породами малкинской серии условно среднего — верхнего палеозоя.

По составу колпаковская серия разделена на три толщи\*. Нижняя (мощностью около 2 км)

сложена высокоглиноземистыми кианит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами и мигматитами, содержащими единичные тела, прослой и будины амфиболитов, основных кристаллосланцев, известково-силикатных пород и метагипербазитов. В ядрах некоторых гнейсовокупольных структур значительное развитие получают силлиманит-кордиерит-биотит-ортоклазовые гнейсы и мигматиты.

В составе средней толщи (мощностью 0,9 км) основную роль играют биотитовые и гранат-биотитовые (часто с мусковитом и фибролитом) плагиогнейсы и мигматиты при резко подчиненном количестве кианитсодержащих пород и амфиболитов.

Разрез колпаковской серии завершается отложениями верхней толщи (мощностью более 700 м), состоящей из чередования амфиболитов, гранатовых амфиболитов, клинопироксен-амфиболовых основных сланцев, гранат-биотитовых и гранат-биотит-амфиболовых кварцитов и плагиогнейсов, кианит-гранат-слюдистых (ставролит?) плагиогнейсов и сланцев. Специфический состав верхней толщи придает ей важное значение для стратиграфического расчленения и корреляции метаморфических образований комплекса.

Наиболее представительный разрез малкинской серии обнажен в истоках р. Крутогорова, где на размытой поверхности гранитоидов Крутогородского массива, прорывающего отложение колпаковской серии, несогласно залегают (снизу вверх) шихтинская, андриановская, хейванская и химкинская (квахонская) свиты.

\* Расчленение колпаковской серии произведено В. И. Сидоренко (КГСЭ ПГО Камчатгеология) при участии И. А. Тарарина во время геолого-съёмочных работ в 1982—1984 гг.

К основанию шихтинской свиты, сложенной гранат-слюдистыми (ставролит?) апотерригенными кристаллосланцами, приурочен маломощный (до 1,5 м) горизонт метадресвяников и метагравелитов с галькой подстилающих гранитоидов и пород колпаковской серии. Свита не выдержана по простиранию (максимальная ее мощность около 70 м), нередко выклинивается, и тогда на поверхности гранитоидов непосредственно залегают метаморфизованные вулканиты андриановской свиты. Последняя представлена амфиболитами, эпидотовыми амфиболитами, амфиболовыми и хлорит-амфиболовыми (серпентин?) основными сланцами — продуктами амфиболитового и зеленосланцевого метаморфизма основных и ультраосновных вулканитов и их субвулканических аналогов при резко подчиненной роли апотерригенных пород. Мощность свиты составляет в данном разрезе 130 м и постепенно возрастает в западном направлении до 750 м.

Хейванская свита в истоках р. Крутогорова имеет мощность около 500 м и состоит из апопелитовых и меньше апоалевролитовых и апопсаммитовых пород — гранат-слюдистых и слюдяных кристаллосланцев, аспидных сланцев и филлитов.

Химкинская (квахонская) свита характеризуется резкой фациальной изменчивостью состава. Чаще всего она представлена чередованием основных и средних вулканитов (в основном туфов) с кремнисто- и осадочно-вулканогенными породами, превращенными в различные зеленые сланцы. На некоторых участках в составе свиты преобладают ультраосновные вулканиты [13], а на правом берегу р. Квахоны свита сложена основными, средними и кислыми вулканитами.

Как показали исследования, к моменту проявления регионального зонального метаморфизма кианит-силлиманитового типа, охватившего отложения колпаковской и малкинских серий, уже существовали локальные проявления метаморфизма в виде малоглубинных андалузит-содержащих контактовых роговиков, сформированных при становлении интрузивных тел трондьемит-гранодиорит-тоналитовой формации. Эти интрузивы прорывают породы колпаковской и малкинских серий и залегают в виде крупных пластовых тел. На большей части Срединно-Камчатской зоны продукты контактового метаморфизма были разрушены более поздними метаморфическими процессами регионального метаморфизма и сохранились только в участках его слабого проявления.

Примером, где наблюдаются реликтовые ассоциации роговиков, может служить северное замыкание Кольского гранитоидного массива в верховьях р. Левая Коль. Здесь (точка 196 на рис. 1 [12]) на контакте гнейсированных био-

титовых гранодиоритов и тоналитов с вмещающими пелитовыми породами развиты андалузит-гранат-слюдистые реликтовые роговики, образовавшиеся при температуре  $\sim 550^\circ\text{C}$  и давлении  $\sim 2 \cdot 10^8$  Па (обр. 753-А, табл. 1) и испытанные в течение второго этапа метаморфизма лишь слабое рассланцевание и регрессивный метаморфизм зелено-сланцевой фации. Гранат реликтовых роговиков отличается высокой железистостью и очень низким содержанием grossуляра ( $X_{\text{Gros}} = 1,8$  мол. %\*). Аналогичной глубиной формирования отличаются роговики верховьев г. Сунтунк (обр. 193, см. табл. 1).

К востоку от изученного участка степень наложенного регионального метаморфизма пород резко возрастает, что выражается сменой аспидных сланцев через филлиты и кристаллические сланцы плаггиогнейсами и мигматитами [12]. Во все минеральные ассоциации этих пород, кроме низкотемпературных образований хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации, входит гранат, характеризующийся сложной зональностью в отличие от простой химической зональности кристаллов граната роговиков. В работах автора [12, 14, 15] показано, что в гранатах со сложной зональностью четко выделяется бедное кальцием ядро ( $X_{\text{Gros}} = 2,3-6,0$  мол. %) и высококальциевая оторочка, где содержание grossуляра возрастает иногда более чем в 4 раза. Ядра зональных кристаллов граната по кальциевости аналогичны гранатам роговиков. Эти особенности гранатов позволили на основе модели [1] прийти к заключению, что формирование сложнзональных кристаллов граната указывает на условия более высокого давления второго этапа метаморфизма по сравнению с ранним контактовым ороговикованием [12, 14].

Как показало изучение, региональный метаморфизм второго этапа характеризуется широкими вариациями температур и давления, причем градиенты этих параметров наиболее контрастны в отложениях малкинских серий по сравнению с породами колпаковской серии. Минеральные ассоциации последней отвечают в основном условиям ставролитовой, кианит-биотит-мусковитовой и силлиманит-биотит-ортотлазовой [4] минеральных фаций. Метаморфическая зональность выражается в постепенном снижении степени метаморфизма от цент-

\* Здесь и далее: Andl — андалузит, Bi — биотит, Chl — хлорит, Cor — кордиерит, Gr — гранат (с — центр, r — край кристалла), Gros — grossуляр, Ky — кианит, Mu — мусковит, Or — калиевый полевой шпат, Pl<sub>25</sub> — плаггиоклаз и его помер, Q — кварц, Sil — силлиманит, Sta — ставролит,  $X_{\text{Mg}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$ ,  $K_{\text{D}}^{\text{Gr-Bi}} = \frac{X_{\text{Mg}}^{\text{Bi}} (1 - X_{\text{Mg}}^{\text{Gr}})}{X_{\text{Mg}}^{\text{Gr}} (1 - X_{\text{Mg}}^{\text{Bi}})}$ .

Состав минералов (мас. %), температура гранат-биотитового равновесия<sup>1)</sup> и давление в контактовых роговиках 1-го этапа метаморфизма срединно-камчатского комплекса

Обра- зец	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	X <sub>Mg</sub>	In Gr-Bi K/D	t, °C	P, 10 <sup>8</sup> Па	Парагенезис
753-A	Gr <sub>c</sub>	37,37	0,15	21,63	37,25	2,52	1,83	0,60	0,00	0,00	101,35	0,082	1,867	552	1,74 <sup>2)</sup> 2,09 <sup>3)</sup>	Gr + Andl + + Bi + + Mu + + Pl <sub>17</sub> + + Q
	Gr <sub>r</sub>	37,40	0,01	21,87	35,30	3,94	1,62	0,62	0,07	0,02	100,85	0,075				
	Bi	34,11	1,40	20,69	23,82	0,15	7,04	0,00	0,14	8,76	96,11	0,344				
	Mu	47,55	0,22	37,37	0,87	0,00	0,47	0,00	0,79	9,30	96,57	0,478				
	Pl	65,00	0,08	22,52	0,91	0,00	0,22	3,52	9,22	0,15	101,62	0,174 <sup>4)</sup>				
193	Gr <sub>c</sub>	36,60	0,01	20,34	31,80	7,90	1,69	1,12	0,00	0,00	99,45	0,070	2,079	513	2,01 <sup>3)</sup>	Andl + Gr + + Bi + + Mu + + Sta + + Pl <sub>25</sub> + Q
	Gr <sub>r</sub>	36,60	0,01	20,70	31,30	7,03	1,68	1,58	0,00	0,00	98,85	0,073				
	Bi	34,16	1,52	20,06	22,32	0,17	7,78	0,01	0,16	9,94	95,22	0,383				
	Pl	62,68	0,05	23,57	0,58	0,00	0,06	5,04	8,36	0,27	100,61	0,274 <sup>4)</sup>				

1) Температура гранат-биотитового равновесия [6].

2, 3) Давление: 2) по гранат-биотит-мусковит-плаггиоклазовому геобарометру [19]; 3) по Gr — Pl — Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-геобарометру [2], скорректированному О. В. Авченко (личное сообщение) по согласованным термодинамическим константам [3].

4) Содержание анортитового компонента. Место отбора образцов: обр. 753А — истоки кл. Озерного (правый приток р. Левая Коль); обр. 193 — истоки р. Сунгунк.

Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5А И. А. Тарариным в ДВГИ ДВНЦ АН СССР.

ральной части метаморфической зоны к ее периферии, подчеркиваясь в бедных кальцием породах (CaO ≤ 5 мас. %) сменой плаггиогнейсов, кристаллических сланцев, их мигматизированных разностей, мигматитов и теневых гранитов различными кристаллосланцами и филлитами. Температура метаморфизма при этом понижается с 700 до 500°C (табл. 2). Более всего распространены в колпаковской серии парагенезисы ставролитовой и кианит-биотит-мусковитовой минеральных фаций, слагающих всю центральную часть Срединно-Камчатской зоны. Более высокотемпературные ассоциации силлиманит-биотит-ортоклазовой минеральной фации распространены только в ядрах некоторых гнейсовокупольных структур. Высокая магнезиальность ядер гранатов развитых здесь парагенезисов (обр. 443-В, 464-Г, 465, 466; см. табл. 2) может указывать на возможное достижение в локальных участках зоны термодинамических условий нижних частей гранулитовой фации.

Метаморфизм отложений малкинской серии отличается чрезвычайной неоднородностью. Наиболее метаморфизованы породы нижней части серии, где уровень метаморфизма отвечает ставролитовой минеральной фации и быстро убывает как вверх по разрезу, так и по латерали с удалением от контактов с колпаковской серией. Так, в истоках р. Крутогорова для низов серии (шихтинская свита) типична температура метаморфизма 520—540°C (обр. 800, 800-А, 817-А, 817-К; табл. 3), в средней части (хейванская свита) — 500—510°C (обр. 793-В;

см. табл. 3), а далее вверх по разрезу температура снижается, что приводит к смене в пелитовых породах ассоциаций гранат-слюдистых кристаллосланцев безгранатовыми биотит-мусковитовыми и хлорит-мусковитовыми парагенезисами филлитов и аспидных сланцев. Минеральные парагенезисы химкинской (квахонской) свиты уже повсеместно отвечают условиям фации зеленых сланцев.

Анализ табл. 2 и 3 показывает, что региональный метаморфизм колпаковской и малкинской серий происходил в одинаковых условиях глубинности, отвечающих давлению 4,0—7,5 · 10<sup>8</sup> Па. Более низкие величины давления (3—4 · 10<sup>8</sup> Па) соответствуют наложенному этапу гранитизации и мигматизации пород (см. рисунок). Полученные величины давления отвечают кианит-силлиманитовому типу метаморфизма, что обуславливает широкое развитие кианита в высокоглиноземистых парагенезисах ставролитовой и кианит-биотит-мусковитовой и силлиманита в ассоциациях силлиманит-биотит-ортоклазовой минеральных фаций колпаковской серии. В породах малкинской серии кианит не обнаружен, что связано, вероятно, со спецификой их состава.

Метаморфические породы Срединно-Камчатской зоны подверглись интенсивным процессам гранитизации и мигматизации вплоть до образования анатектических гранитоидов. Время их проявления точно не установлено, но оно моложе верхнего мела, отложения которого не гранитизированы и содержат обломки подстилающих гранитизированных пород. Наиболее

Состав минералов (мас. %), температура гранат-биотитового равновесия<sup>1)</sup> и давление в бедных кальцием метаморфических породах колпаковской серии

Образец	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	X <sub>Mg</sub>	Gr-Bi lnK <sub>D</sub>	t, °C	P <sub>s</sub> , 10 <sup>8</sup> Па	Парагенезис
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
205	Gr <sub>c</sub>	36,49	0,04	24,51	31,84	6,43	2,94	1,28	0,00	0,00	100,61	0,141	1,942	533	5,23 <sup>2)</sup>	Sil + Gr +
	Gr <sub>r</sub>	36,39	0,03	24,15	29,49	7,98	2,04	2,47	0,00	0,00	99,55	0,111				+ Sta +
	Sta	26,81	0,66	54,88	13,52	0,47	1,76	0,00	0,00	0,00	98,90 <sup>4)</sup>	0,183				+ Bi +
	Bi	34,26	1,61	20,61	19,11	0,20	9,72	0,02	0,29	8,80	94,62	0,473				+ Mu +
	Mu	46,04	0,34	38,94	0,91	0,03	0,51	0,00	0,79	8,68	96,24	0,500				+ Pl <sub>17</sub> + Q
216	Gr <sub>c</sub>	37,00	0,04	22,09	32,72	4,61	1,94	1,27	0,00	0,00	99,67	0,095	1,889	548	5,16 <sup>2)</sup>	Gr + Sta +
	Gr <sub>r</sub>	37,81	0,09	22,12	35,12	1,29	2,01	2,69	0,00	0,00	101,13	0,093				+ Bi +
	Bi	34,82	1,44	19,36	20,38	0,06	7,76	0,01	0,18	8,98	92,98	0,404				+ Mu +
	Sta	27,21	0,86	54,87	13,58	0,16	1,55	0,00	0,00	0,00	97,74	0,168				+ Pl <sub>23</sub> + Q
	Mu	46,32	0,34	36,36	0,94	0,00	0,42	0,01	1,01	10,04	95,44	0,435				
1646-3	Gr <sub>c</sub>	37,76	0,01	21,56	32,65	4,72	2,65	0,91	0,08	0,01	100,59	0,127	2,008	550	6,17 <sup>2)</sup>	Gr + Bi +
	Gr <sub>r</sub>	37,73	0,01	21,60	29,36	5,09	1,89	3,80	0,08	0,02	99,79	0,103				+ Mu +
	Bi	35,48	1,59	19,58	19,86	0,13	9,52	0,00	0,24	8,87	95,29	0,461				+ Pl <sub>20</sub> + Q
	Mu	47,71	0,43	36,20	0,86	0,02	0,68	0,00	1,09	9,89	96,89	0,594				
	Pl	63,31	0,01	23,47	0,01	0,00	0,01	4,23	9,60	0,11	100,75	0,196 <sup>5)</sup>				
217-B	Gr <sub>c</sub>	36,88	0,17	20,94	32,41	4,65	2,80	1,59	0,00	0,00	99,44	0,133	1,856	554	5,12 <sup>2)</sup>	Gr + Sta +
	Gr <sub>r</sub>	37,41	0,03	21,10	32,58	2,41	2,48	2,99	0,00	0,00	99,00	0,120				+ Bi +
	Sta	27,12	0,60	54,56	13,63	0,18	1,63	0,00	0,00	0,00	97,72	0,175				+ Mu +
	Bi	35,29	1,56	20,16	18,72	0,08	9,18	0,01	0,28	8,93	94,21	0,466				+ Pl <sub>29</sub> + Q
	Mu	45,18	0,31	36,08	0,71	0,00	0,47	0,01	1,30	9,79	93,85	0,524				
309	Gr <sub>c</sub>	36,21	0,11	21,60	34,24	4,14	1,39	2,99	0,00	0,00	100,69	0,068	1,855	555	5,01 <sup>2)</sup>	Gr + Sta +
	Gr <sub>r</sub>	36,16	0,03	21,41	38,93	0,38	1,85	2,51	0,00	0,00	101,28	0,078				+ Bi +
	Bi	34,03	1,56	20,77	23,17	0,02	7,02	0,00	0,22	9,08	95,87	0,351				+ Mu +
	Mu	44,97	0,21	36,63	0,76	0,00	0,33	0,02	1,84	9,64	94,37	0,430				+ Pl <sub>20</sub> + Q
	Pl	64,39	0,00	23,08	0,06	0,03	0,00	4,23	9,09	0,10	100,98	0,204 <sup>5)</sup>				
1124	Ilm	0,05	51,03	0,03	47,35	0,16	0,00	0,01	0,00	0,00	98,63	—				
	Gr <sub>c</sub>	37,04	0,06	21,01	37,69	1,33	2,42	1,70	0,04	0,01	101,30	0,102	1,717	581	5,18 <sup>3)</sup>	Ky + Gr +
	Gr <sub>r</sub>	37,37	0,08	21,31	36,37	1,50	2,18	2,24	0,03	0,01	101,09	0,098				+ Sta +
	Sta	27,36	0,71	54,66	14,28	0,20	1,28	0,00	0,00	0,01	98,50	0,137				+ Mu +
	Bi	34,02	2,25	19,70	21,33	0,04	7,21	0,00	0,26	9,09	93,90	0,377				+ Bi +
Pl	60,25	0,00	25,04	0,04	0,03	0,01	6,59	7,64	0,20	99,80	0,320 <sup>5)</sup>	+ Pl <sub>32</sub> + Q				
1131	Gr <sub>c</sub>	36,92	0,00	21,38	35,24	2,31	2,98	1,79	0,02	0,00	100,64	0,131	1,642	597	5,51 <sup>3)</sup>	Ky + Gr +
	Gr <sub>r</sub>	37,03	0,00	21,71	35,55	2,94	2,49	1,60	0,02	0,00	101,34	0,111				+ Bi +
1131	Bi	34,34	2,32	20,10	20,79	0,11	7,53	0,00	0,35	8,36	93,90	0,392				+ Pl <sub>25</sub> + Q
	Pl	62,19	0,01	23,64	0,09	0,01	0,01	5,39	8,85	0,24	100,43	0,248 <sup>5)</sup>				
893	Gr <sub>c</sub>	37,18	0,01	21,51	31,58	7,93	2,75	1,23	0,00	0,00	101,89	0,110	1,772	620	5,28 <sup>3)</sup>	Sil + Gr +
	Gr <sub>r</sub>	37,14	0,01	21,17	30,63	8,77	2,30	1,24	0,00	0,00	101,26	0,094				+ Bi +
	Bi	33,58	2,48	21,15	21,39	0,37	7,45	0,00	0,26	9,72	96,40	0,379				+ Pl <sub>22</sub> + Q
	Pl	62,08	0,00	23,79	0,04	0,07	0,00	4,85	9,14	0,25	100,22	0,224 <sup>5)</sup>				
706	Gr <sub>r</sub>	37,66	0,16	21,02	34,64	0,52	3,80	2,72	0,01	0,00	100,53	0,163	1,508	626	7,38 <sup>2)</sup>	Ky + Gr +

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	Sta	27,42	0,42	55,10	13,68	0,06	1,73	0,00	0,00	0,00	98,54 <sup>4)</sup>	0,183			8,50 <sup>3)</sup>	+ Sta +
	Bi	35,28	1,99	20,68	19,31	0,06	9,53	0,00	0,27	8,86	96,98	0,468				+ Bi +
	Mu	45,66	1,53	36,39	1,33	0,00	1,21	0,00	1,02	9,76	96,90	0,625				+ Mu +
																+ Pl <sub>22</sub> + Q
443-B	Gr <sub>c</sub>	37,24	0,01	21,25	34,26	1,41	3,66	1,09	0,03	0,01	98,96	0,160	1,481	632	4,41 <sup>3)</sup>	Sil + Gr +
	Gr <sub>r</sub>	37,31	0,01	21,26	33,61	3,99	2,26	1,22	0,03	0,01	99,71	0,107				+ Cor +
	Bi	34,12	3,05	19,31	21,39	0,21	6,37	0,01	0,19	9,51	94,16	0,345				+ Bi +
	Pl	61,38	0,00	24,25	0,01	0,01	0,02	5,82	7,92	0,45	99,86	0,292 <sup>5)</sup>				+ Pl <sub>29</sub> + Q
464-Г	Gr <sub>c</sub>	37,28	0,01	21,03	34,62	1,93	4,09	0,92	0,02	0,00	99,90	0,175	1,475	633	3,33 <sup>3)</sup>	Sil + Gr +
	Gr <sub>r</sub>	37,33	0,01	21,06	34,73	4,88	1,96	0,95	0,01	0,00	100,93	0,092				+ Cor +
	Bi	33,89	3,71	19,52	22,70	0,18	5,71	0,00	0,18	9,64	95,53	0,307				+ Pl <sub>27</sub> +
	Cor	46,68	0,01	32,66	11,44	0,53	6,18	0,03	0,17	0,02	97,72	0,481				+ Q + Bi
	Pl	61,46	0,01	25,24	0,03	0,00	0,02	5,76	8,40	0,45	101,37	0,269 <sup>5)</sup>				
1149	Gr <sub>c</sub>	37,08	0,00	21,12	34,88	2,33	3,55	1,71	0,00	0,00	100,63	0,145	1,476	633	6,29 <sup>3)</sup>	Ky + Gr +
	Gr <sub>r</sub>	37,14	0,00	21,08	34,54	3,47	3,34	1,93	0,00	0,00	101,50	0,136				+ Bi +
	Bi	34,84	2,32	19,19	19,57	0,06	8,26	0,00	0,29	9,19	93,72	0,430				+ Pl <sub>29</sub> + Q
	Pl	61,53	0,01	24,23	0,24	0,00	0,18	6,06	8,26	0,18	100,69	0,286 <sup>5)</sup>				
440-Ж	Gr <sub>c</sub>	37,15	0,01	21,04	36,13	2,76	3,00	0,92	0,01	0,00	101,02	0,128	1,372	657	4,82 <sup>3)</sup>	Sil + Gr +
	Gr <sub>r</sub>	37,16	0,01	21,11	35,15	3,94	2,29	1,14	0,03	0,02	100,85	0,104				+ Cor +
	Bi	33,62	3,20	19,72	23,56	0,20	6,03	0,00	0,20	9,67	96,20	0,314				+ Bi +
	Cor	47,46	0,11	32,36	11,73	0,36	6,22	0,00	0,23	0,00	98,47	0,478				+ Pl <sub>26</sub> + Q
	Pl	60,89	0,01	25,03	0,09	0,03	0,02	5,68	8,80	0,25	100,80	0,261 <sup>5)</sup>				
465	Gr <sub>c</sub>	37,37	0,01	21,12	35,25	1,26	4,38	0,85	0,00	0,00	100,24	0,182	1,301	674	3,73 <sup>3)</sup>	Sil + Gr +
	Gr <sub>r</sub>	37,39	0,01	21,18	35,41	1,54	3,87	0,78	0,00	0,00	100,18	0,163				+ Bi +
	Bi	35,39	4,45	18,71	19,70	0,06	7,92	0,00	0,24	9,78	96,25	0,417				+ Or +
	Pl	62,14	0,00	23,96	0,32	0,05	0,02	5,30	8,31	0,44	100,54	0,256 <sup>5)</sup>				+ Pl <sub>26</sub> + Q
466	Gr <sub>c</sub>	37,65	0,01	21,23	33,96	1,38	4,39	1,48	0,00	0,00	100,10	0,188	1,279	680	—	Gr + Bi +
	Gr <sub>r</sub>	37,63	0,01	21,28	34,42	2,01	3,96	0,96	0,00	0,00	100,27	0,170				+ Pl <sub>29</sub> + Q
	Bi	35,27	3,38	19,03	19,87	0,11	8,24	0,00	0,23	9,22	95,35	0,424				
	Pl	62,21	0,15	23,93	0,00	0,05	0,02	5,56	7,35	0,34	99,61	0,289 <sup>5)</sup>				

1—3) То же, что к табл. 1.

4) В сумму дополнительно входит ZnO : обр. 205—0,8; обр. 706 — 0,13 мас. %.

5) Содержание анортитового компонента.

Место отбора образцов: обр. 205, 216 — истоки кл. Озерного (правый приток р. Левая Коль); обр. 1124, 1131, 1149 — верховья р. Золотой; обр. 217-В, 706 — истоки р. Средней Воровской; обр. 443-В, 464-Г, 440-Ж, 465, 466 — верховья р.левой (правый приток р. Правой Воровской); обр. 893 — руч. Гранатовый (правый приток р. Квахоны); обр. 309 — истоки р. Лесный Дукун; обр. 1646-3 — верховья р. Озерной Камчатки. Анализы выполнены на микроанализаторах ЖХА-5А и «Самебах И. А. Тарариным и В. М. Чубаровым в ДВГИ и Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР.

гранитизированы отложения нижней толщи колпаковской серии. Породы средней и верхней толщ гранитизированы в общем слабее, хотя на отдельных участках степень их гранитизации не отличима от таковой для пород нижней толщ. Мигматизация и гранитизация пород малкинской серии проявляются реже и только в самых ее низах.

Более низкие величины давления процесса гранитизации пород доказываются повсеместным замещением кванита метаморфических и жильных гранитоидных пород андалузитом до

образования его полных псевдоморфоз по кваниту (обр. 1124, 1131, 1149; см. табл. 2, рисунок). Самые поздние жильные гранитоидные продукты гранитизации содержат только андалузит. Процессы гранитизации и мигматизации завершаются кислотным выщелачиванием и замещением железомagneзиальных минералов, силикатов глинозема и даже полевых шпатов фибролитом, мусковитом и кварцем.

В некоторых участках Срединно-Камчатской зоны обнаружены глубокометаморфизованные породы, принадлежащие гранат-кордиеритовой

Состав минералов (мас. %), температура гранат-биотитового равновесия и давление в бедных кальцием метаморфических породах малкинской серии

Образец	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	X <sub>Mg</sub>	$\ln \frac{Gr-Bi}{K_D}$	t, °C	P, 10 <sup>8</sup> Па	Парагенезис
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
793-B	Gr <sub>c</sub>	37,58	0,24	21,21	16,75	15,77	0,29	8,45	0,00	0,00	100,29	0,029	2,148	503	5,02	Gr + Bi + + Chl + + Mu + + Pl <sub>21</sub> + Q
	Gr <sub>r</sub>	37,09	0,04	22,01	35,40	1,97	1,50	3,67	0,00	0,00	101,69	0,070				
	Bi	35,23	1,37	19,94	21,85	0,04	7,88	0,00	0,32	9,04	95,68	0,392				
	Mu	48,10	0,21	39,41	1,61	0,09	0,42	0,05	0,87	7,27	98,03	0,321				
	Pl	63,92	0,00	23,03	0,22	0,02	0,00	4,48	9,31	0,16	101,14	0,209 <sup>1)</sup>				
261	Gr <sub>c</sub>	37,07	0,01	21,26	31,20	6,01	1,13	4,14	0,00	0,00	100,81	0,061	2,067	516	4,76	Gr + Sta + + Mu + + Bi + + Pl <sub>22</sub> + Q
	Gr <sub>r</sub>	37,55	0,01	21,40	35,95	1,31	1,81	2,91	0,00	0,00	100,94	0,083				
	Bi	35,71	1,93	19,27	21,41	0,06	8,61	0,00	0,17	9,09	96,24	0,417				
	Sta	27,12	0,42	55,45	13,27	0,09	1,57	0,00	0,01	0,00	97,93	0,173				
	Mu	46,55	0,26	38,09	0,88	0,00	0,43	0,00	0,58	9,18	95,97	0,478				
	Pl	63,67	0,00	23,37	0,10	0,01	0,02	4,66	8,90	0,09	100,82	0,222 <sup>1)</sup>				
	Ilm	0,05	46,75	0,10	45,07	0,40	0,12	0,00	0,15	0,00	92,64	—				
800	Gr <sub>c</sub>	37,78	0,03	21,23	30,15	3,13	1,10	7,44	0,04	0,00	100,90	0,061	2,056	518	6,09	Gr + Sta + + Mu + + Bi + + Pl <sub>23</sub> + Q
	Gr <sub>r</sub>	37,54	0,01	21,41	33,77	0,47	1,89	4,59	0,03	0,00	99,71	0,091				
	Sta	27,56	0,45	54,81	14,18	0,14	1,64	0,01	0,00	0,11	98,90	0,170				
	Bi	34,43	1,37	18,95	20,34	0,05	8,93	0,02	0,30	8,98	93,37	0,439				
800	Mu	49,91	0,65	31,42	2,61	0,00	1,10	0,55	1,15	9,03	96,42	0,429				
	Pl	63,27	0,08	23,31	0,28	0,00	0,04	4,60	8,47	0,32	100,37	0,228 <sup>1)</sup>				
817-A	Gr <sub>c</sub>	37,51	0,01	21,03	26,46	4,50	0,79	10,28	0,00	0,00	100,58	0,052	2,048	519	5,29	Gr + Mu + + Bi + + Or + + Pl <sub>56</sub> + Q
	Gr <sub>r</sub>	37,40	0,01	21,51	26,00	3,21	0,84	10,99	0,00	0,00	99,96	0,055				
	Bi	36,04	1,12	18,25	23,09	0,28	5,93	0,01	0,11	9,77	94,60	0,311				
	Mu	47,77	0,11	32,98	2,43	0,05	1,15	0,00	2,52	8,23	95,24	0,452				
817-K	Gr <sub>c</sub>	37,22	0,12	21,76	30,49	2,50	1,60	7,21	0,00	0,00	100,90	0,085	1,956	524	7,21	Gr + Sta + + Bi + + Mu + + Pl <sub>24</sub> + Q
	Gr <sub>r</sub>	36,90	0,04	21,72	32,09	0,95	2,01	6,30	0,00	0,00	100,01	0,100				
	Bi	35,26	1,55	19,59	20,30	0,07	8,95	0,00	0,29	9,19	95,20	0,440				
	Mu	44,71	0,01	36,20	0,87	0,00	0,37	0,00	0,88	10,24	93,28	0,429				
	Pl	63,09	0,01	23,46	0,57	0,05	0,00	5,05	8,74	0,15	101,12	0,242 <sup>1)</sup>				
648	Gr <sub>c</sub>	37,09	0,09	21,13	34,68	3,73	1,41	2,43	0,00	0,00	100,56	0,068	1,987	530	3,90	Andl + Gr + + Sta + + Bi + + Mu + + Pl <sub>18</sub> + Q
	Gr <sub>r</sub>	37,16	0,04	21,50	36,70	1,56	2,33	1,54	0,00	0,00	100,83	0,102				
	Bi	34,77	0,84	19,22	22,87	0,08	10,67	0,00	0,12	9,05	97,62	0,453				
	Mu	46,57	0,42	36,60	0,97	0,00	0,51	0,04	0,87	8,46	94,44	0,480				
	Sta	27,50	0,53	54,51	13,10	0,08	1,77	0,00	0,00	0,00	97,62 <sup>2)</sup>	0,194				
	Pl	64,97	0,06	22,72	0,18	0,00	0,06	3,79	9,10	0,36	101,24	0,184 <sup>1)</sup>				
800-A	Gr <sub>c</sub>	37,20	0,08	21,67	32,31	0,26	1,84	7,25	0,00	0,00	100,61	0,092	1,984	531	5,31	Gr + Sta + + Mu + + Bi + + Pl <sub>26</sub> + Q
	Gr <sub>r</sub>	37,30	0,04	21,49	34,93	1,61	2,06	3,76	0,00	0,00	101,19	0,095				
800-A	Bi	35,13	1,41	20,19	20,29	0,07	8,71	0,02	0,33	8,65	94,80	0,433				
	Mu	47,77	0,27	34,46	1,10	0,00	1,02	0,00	0,45	9,07	94,15	0,629				
	Sta	27,18	0,29	54,51	14,33	0,11	1,25	0,00	0,00	0,00	97,67	0,134				
	Pl	64,14	0,00	24,12	0,03	0,00	0,00	5,63	8,75	0,11	99,78	0,262 <sup>1)</sup>				
	Ilm	0,12	49,48	0,00	46,52	0,82	0,03	0,09	0,01	0,00	97,07	—				

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
820-Г	Gr <sub>c</sub>	37,43	0,02	21,40	28,69	3,71	0,86	8,85	0,03	0,00	100,69	0,050	1,929	541	7,25	Gr + Sta + + Mu + + Bi + + Pl <sub>22</sub> + Q
	Gr <sub>r</sub>	37,33	0,03	21,38	33,39	1,04	2,08	5,25	0,03	0,00	100,53	0,101				
	Sta	27,74	0,42	54,44	13,41	0,07	1,37	0,00	0,04	0,02	97,51	0,152				
	Bi	36,08	1,47	19,31	19,90	0,08	8,67	0,00	0,25	9,00	94,76	0,436				
	Mu	51,54	0,10	30,14	0,18	0,01	0,05	0,67	3,19	7,52	93,40	0,333				
	Pl	63,81	0,01	23,47	0,13	0,00	0,05	4,31	8,00	0,61	100,39	0,222 <sup>1)</sup>				

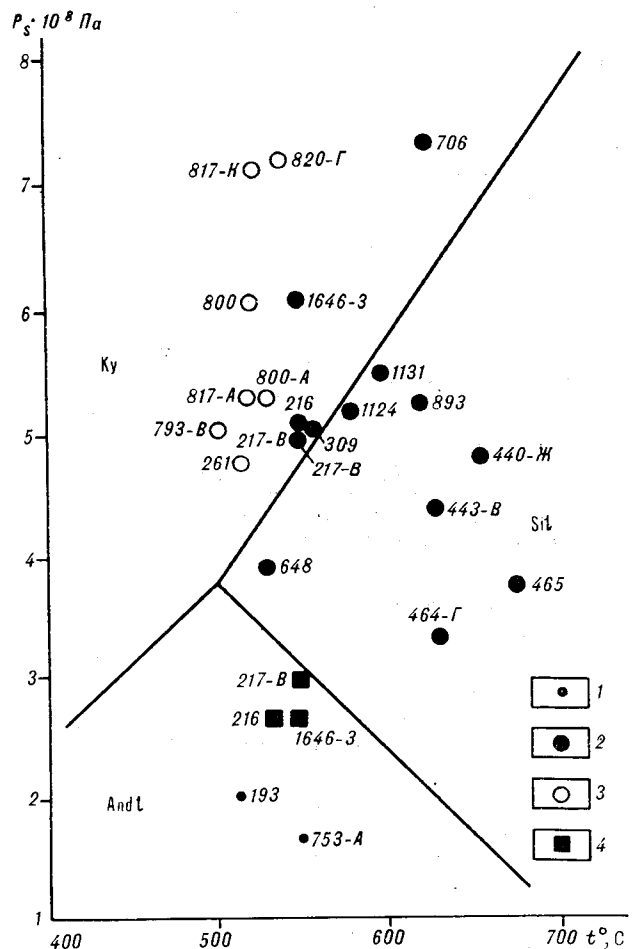
1) Содержание анортитового компонента  $X_{An} = Ca/(Na+K+Ca)$ .

2) В сумму дополнительно включено 0,13 мас. % ZnO.

Место отбора образцов: шхитинская свита — обр. 800, 800-А 817-К, 817-А, 820-Г — истоки р. Крутогорова; кейванская свита — обр. 648 — руч. Гранатовый (правый приток р. Квахоны); обр. 261 — верховья р. Озерной Камчатки. Температура определена по Gr—Bi-геотермометру [6], давление — по Gr—Bi—Mu—Pl геобарометру [19]. Анализы выполнены на микроанализаторах JXA-5А и «Самбах» И. А. Тарариным и В. М. Чубаровым в ДВГИ и Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР.

минеральной фации. Находки этих пород привели исследователей к заключению о раннем гранулитовом этапе метаморфизма отложений колпаковской серии, реликтовые парагенезисы которого сохранились при всех последующих метаморфических преобразованиях [5, 7, 8, 11, 16—18]. Однако детальные геологические исследования позволили установить контактово-реакционную природу этих пород, возникающих в ореолах габброидных массивов. Так, в контактовом ореоле габбро-норитового массива истоков р. Левый Лунтос вмещающие гранат-слюдистые и кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы колпаковской серии преобразованы в кордиерит-биотит-ортоклазовые, гиперстен-кордиерит-биотитовые и гиперстен-кордиерит-биотит-ортоклазовые роговики, температура кристаллизации которых по Bi—Нур-геотермометру [10] достигает 740°C [12]. Аналогичные высокотемпературные образования формируются в контактовом ореоле Лавкинского интрузива, прорывающего в среднем течении р. Квахоны гранат-биотитовые мигматиты и плагиогнейсы колпаковской серии [9], степень метаморфизма которых определяется следующими физико-химическими условиями: температура 550—650°C, давление  $\sim 6 \cdot 10^8$  Па. Время внедрения этого интрузива, согласно радиоизотопным определениям, датируется миоценом. Контакттово-реакционные породы Лавкинского массива, отвечающие биотит-гиперстен-ортоклазовой и гиперстен-кордиерит-ортоклазовой минеральной субфациям, достигают мощности 100—150 м и формировались при температуре 720—730°C в барических условиях устойчивости андалузита, который широко развит в экзо-контактовых зонах ореола.

Таким образом, приведенные данные по геологии, составу минералов и минеральной термобарометрии метаморфических образований Срединно-Камчатской зоны позволяют сделать следующие выводы.



$P_s$  —  $T$ -диаграмма для апотерригенных пород Срединно-Камчатской зоны. Тройная точка полиморфов силлиманитов глинозема принята, по [20].

Термодинамические параметры метаморфизма пород: 1 — I этапа (контактовых роговики); 2, 3 — II этапа (региональный метаморфизм): 2 — колпаковской, 3 — малкинской серий; 4 — рассчитанные по составу ядер сложнзональных кристаллов граната.

1. В метаморфическом комплексе выделяют-ся два структурных яруса. Нижний ярус представлен первично вулканогенно-граувакково-глинистыми породами колпаковской серии, а верхний слой сложен терригенно вулканогенными образованиями малкинской серии.

2. Метаморфизм комплекса осуществлялся в два этапа. Продукты раннего этапа представлены андалузитосодержащими контактовыми рогами, сформированными при становлении интрузивных тел трондьемит-гранодиорит-тоналитовой формации. На большей части Срединно-Камчатской зоны продукты раннего метаморфизма разрушены процессами наложенного регионального метаморфизма и сохранились только в участках его слабого проявления. Региональный метаморфизм охватил отложения обоих структурных ярусов, в результате чего возникла метаморфическая зональность киа-

нит-силлиманитового типа ( $P_s = 4,0 - 7,5 \times 10^8$  Па) с широкими вариациями температур, отвечающих условиям от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. В ядрах некоторых гнейсовокупольных структур метаморфизм достигал низов гранулитовой фации.

3. Характер сложной зональности гранатов Срединного хребта указывает на условия более высокого  $P_s$  регионального метаморфизма по сравнению с контактовыми процессами.

4. После завершения регионального метаморфизма породы срединно-камчатского комплекса подверглись интенсивным процессам гранитизации и мигматизации, происходившими на фоне снижения давления, о чем свидетельствуют реакционные структуры замещения кианита андалузитом в метаморфических и жильных гранитоидных образованиях.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О. В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород.— М.: Наука, 1982.
2. Аранович Л. Я. Гранат-биотитовые равновесия в метапелитах. I. Термодинамика твердых растворов и минеральных реакций.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. XI. М.: Наука, 1983.
3. Дорогокупец П. И., Карнов И. К. Термодинамика минералов и минеральных равновесий.— Новосибирск: Наука, 1984.
4. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов.— М.: Наука, 1979.
5. Кузьмин В. К., Чухонин А. П. О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива.— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 4.
6. Лаврентьева И. В., Перчук Л. Л. Фазовое соответствие в системе биотит — гранат: экспериментальные данные.— Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 3.
7. Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг.— М.: Наука, 1975.
8. Марченко А. Ф. О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки.— В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
9. Мишкин М. А., Авченко О. В., Тарарин И. А. Гранулитовые комплексы Востока Азии.— Тихоокеан. геология, 1984, № 6.
10. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов.— М.: Наука, 1970.
11. Смирнов А. М., Марченко А. Ф. Комплекс основания меловой геосинклинали Камчатки.— В кн.: Геологический и палеонтологический аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
12. Тарарин И. А. Особенности минералогии и зональность гранатов как показатели полиметаморфизма срединно-камчатского комплекса.— Геология и геофизика, 1981, № 6.
13. Тарарин И. А. Коматиит-базальтоидный комплекс Срединно-Камчатской метаморфической зоны и его место в геологической истории региона.— Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 5.
14. Тарарин И. А., Авченко О. В. О сложной зональности гранатов (на примере метаморфических пород Срединного хребта Камчатки).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 4.
15. Тарарин И. А., Чубаров В. М. Зональность гранатов и полиметаморфизм отложений Срединного хребта Камчатки.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 6.
16. Ханчук А. И. Геология и происхождение срединно-камчатского кристаллического массива.— Тихоокеан. геология, 1983, № 4.
17. Ханчук А. И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985.
18. Шульдинер В. И., Ханчук А. И. и др. Два типа домезозойского метаморфизма в Срединном хребте Камчатки.— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 2.
19. Ghent E. D., Stout M. Z. Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages.— Contrib. Mineral. Petrol., 1981, v. 76, N 1.
20. Holdaway M. J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram.— Amer. J. Sci., 1971, v. 271, N 1.



УДК 553.45 (577.63)

С. М. Родионов, Л. Н. Родионова

**ЗОНАЛЬНОСТЬ ОЛОВЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ  
АРМИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА**

(Центральный Сихотэ-Алинь)

Арминский рудный район характеризуется как линейной, так и кольцевой зональностью. В целом линейную форму имеет зона развития касситерит-кварцевых месторождений. Она окаймляется полукольцевой зоной развития оловорудных проявлений кассите-

рит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций. По периферии района развиты оловопорфировые месторождения. Для каждой оловорудной формации устанавливаются свои специфические особенности зональности оруденения.

На сравнительно ограниченной площади Арминского рудного района Центрального Сихотэ-Алиня сконцентрированы разнотипные месторождения и рудопоявления олова. Закономерности размещения различных по формационной принадлежности оловорудных месторождений района рассматривались в ряде работ [1—4]. При этом если в ранних публикациях [1, 3] зональность представляется в виде протяженных линейных зон, сменяющих друг друга последовательно с запада на восток, то в последнее время появились высказывания о концентрически зональном распределении разнотипной минерализации [2]. Новые данные, полученные нами в содружестве с геологами Таежной ГРЭ ПГО Приморгеология и касающиеся систематики оловорудных объектов Арминского района и закономерностей их размещения, свидетельствуют о наличии в районе элементов как линейной, так и кольцевой зональности.

В целом линейную форму имеет зона развития касситерит-кварцевых месторождений (рис. 1). Она расположена в западной части района и вытянута в север-северо-восточном направлении вдоль зоны Центрального структурного шва Сихотэ-Алиня. Пространственно зона связана с площадями развития крупных батолитоподобных интрузивных тел гранодиорит-гранитной формации раннемелового возраста. Положение отдельных рудных объектов касситерит-кварцевой формации контролируется здесь интрузивно-купольными структурами различного масштаба. Зона касситерит-кварцевого оруденения окаймляется зоной развития оловорудных проявлений касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, которая является наиболее широкой в восточной части района (см. рис. 1). Для этой зоны ха-

рактерен слабо проявленный интрузивный магматизм габбро-диорит (монцонит)-гранодиоритовой формации, входящей в состав позднемеловой вулканоплутонической ассоциации. Оруденение контролируется в основном линейными структурами при подчиненной роли интрузивно-купольных или вулканотектонических построек. В пределах зоны выделены подзоны с преимущественным развитием того или иного минерального типа оруденения. В северной, восточной и южной частях Арминского района

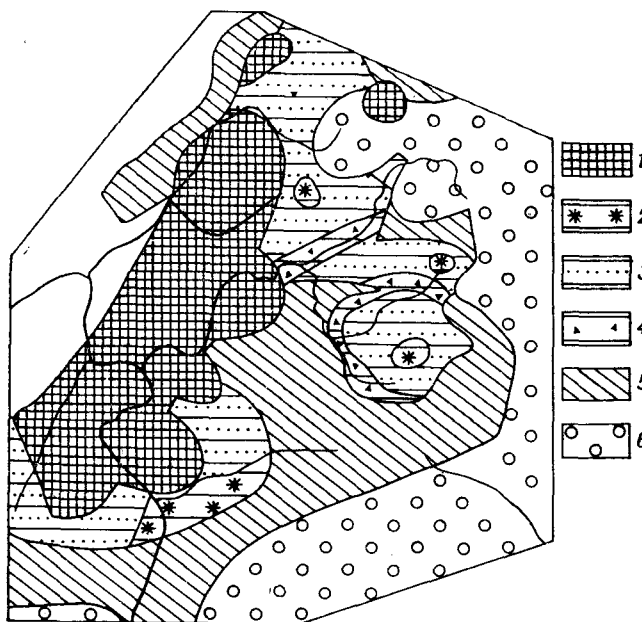


Рис. 1. Зональность оловянной минерализации Арминского рудного района.

Зоны преимущественного развития оловорудных формаций: 1 — касситерит-кварцевой; 2—4 — касситерит-силикатной; 2 — турмалиновый, 3 — хлоритовый, 4 — многосульфидный типы; 5 — касситерит-сульфидной; 6 — оловопорфировой.

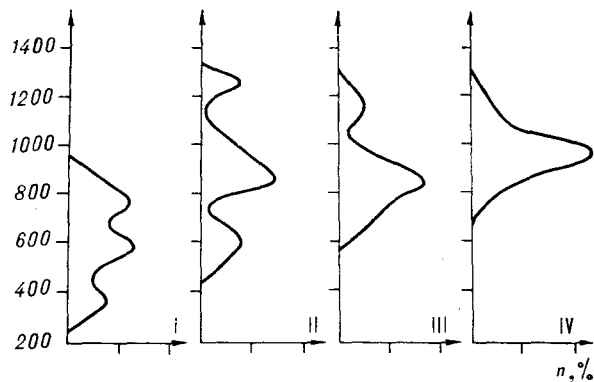


Рис. 2. Гистограммы абсолютных отметок выходов на поверхность рудных тел месторождений оловорудных формаций: I — касситерит-кварцевой, II — касситерит-силикатной, III — касситерит-сульфидной, IV — оловопорфировой.

широко развит специфический тип оловорудных проявлений, для которых характерна тесная пространственная и парагенетическая связь с жерловыми фациями и субвулканическими интрузиями кислых, умеренно кислых и средних пород. Эти оловорудные объекты мы назвали оловопорфировыми [5]. В зоне их развития проявлены преимущественно субвулканические интрузии и покровы дат-палеогеновой вулканоплутонической ассоциации субщелочного профиля при резко подчиненной роли интрузивного магматизма. Пространственное положение оловопорфировых объектов контролируется локальными вулканотектоническими структурами, сформировавшимися в узлах пересечения крупных линейных разломов.

По результатам анализа гипсометрических уровней месторождений и рудопроявлений в Арминском районе установлена вертикальная зональность разнотипной минерализации. Оруденение касситерит-кварцевой формации распространено в интервале абсолютных отметок от 200 до 1000 м с тремя максимумами соответственно 300—400, 500—600 и 700—800 м. Оруденение касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций располагается в интервале от 450 до 1350 м с максимумами 500—700, 800—900 и 1200—1300 м (касситерит-силикатная) и 800—900, 1100—1200 м (касситерит-сульфидная). Оловопорфировые месторождения и рудопроявления известны на высотах от 650 до 1350 м с одним максимумом 900—1000 м (рис. 2).

Как отмечалось выше, общая рудная зональность района осложнена зональностью отдельных рудных узлов. Рассмотрим зональность второго уровня на примере некоторых узлов, различающихся по геологическому строению, характеру развитой в их пределах минерали-

зации и отвечающих определенным стадиям геологического развития района.

Нижне-Арминский рудный узел (рис. 3, А) представляет собой интрузивно-купольную структуру, центральная часть которой занята крупным интрузивным массивом. Он сложен преимущественно гранитами и гранодиоритами с различными, менее распространенными фациальными разностями, вплоть до гранит-порфиров, слагающими небольшие тела в центральной части массива. Отмечается петрографическая зональность, выражающаяся в смене в южном и западном направлениях кислых разностей основными. По периферии купола развита серия мелких интрузивных тел. Магматические породы слагают около 40% площади узла. Остальная часть сложена терригенными образованиями раннемелового возраста. В пределах Нижне-Арминского рудного узла развита широкая гамма различных по составу месторождений и рудопроявлений. Здесь известны молибден-порфировые рудопроявления, связанные со штоками гранит-порфиров, олововольфрамовые с молибденитом, локализующиеся в апикальной части интрузивного массива либо в его экзо- и эндоконтактах, олово-полиметаллические, развитые по южной и восточной периферии узла среди терригенных пород, интрузивированных мелкими интрузиями кислого состава. В целом зональность выражается в локализации высокотемпературной оловянной, олововольфрамовой и комплексной олововольфрам-молибденовой минерализации преимущественно в обширной центральной части узла. При этом некоторые рудные проявления, расположенные непосредственно в центре, характеризуются несколько повышенными содержаниями сульфидов. Более низкотемпературная олововольфрамовая с сульфидами меди и полиметаллов, а также оловополиметаллическая минерализация развиваются по периферии.

Аналогичное строение имеет Средне-Арминский рудный узел (см. рис. 3, Б). Он также представляет собой купольную структуру, северная часть которой занята крупным интрузивным массивом. В южной и юго-восточной частях купола, сложенных терригенными нижнемеловыми породами, развиты штокообразные тела интрузивных пород, варьирующих по составу от гранитов и гранит-порфиров до диоритов. В пределах узла развиты разнообразные по составу рудопроявления и месторождения, располагающиеся зонально. При этом намечаются два фокуса зональности — северный и южный. Северный приурочен к юго-западной эндоконтактной зоне крупного интрузивного массива, южный — к серии штокообразных тел диоритового состава. В соответствии с этим выделяются два зональных ара-

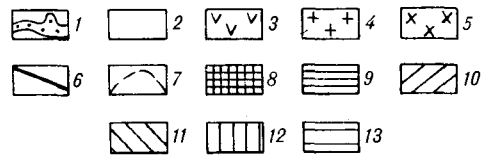
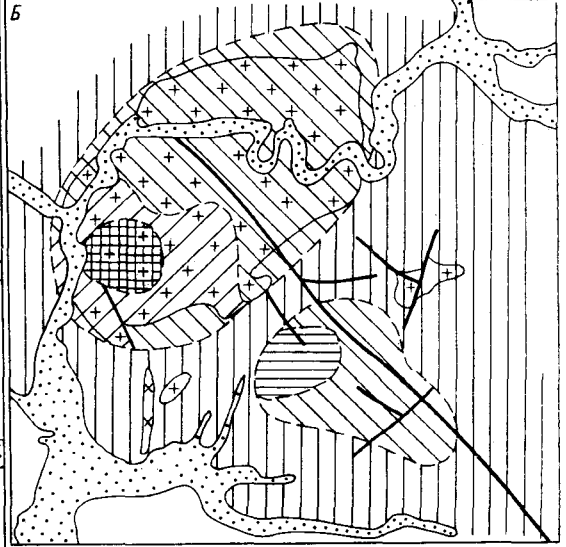
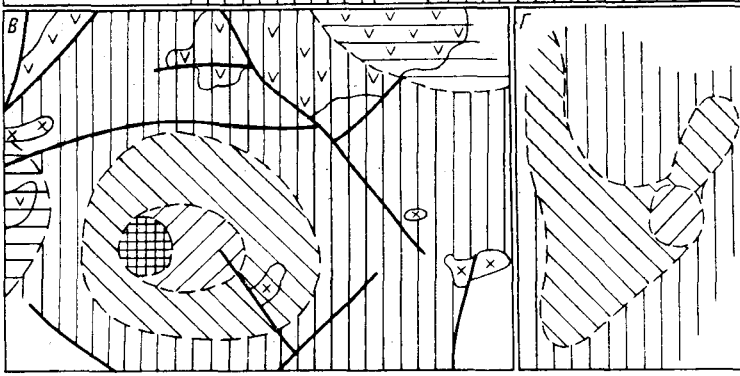
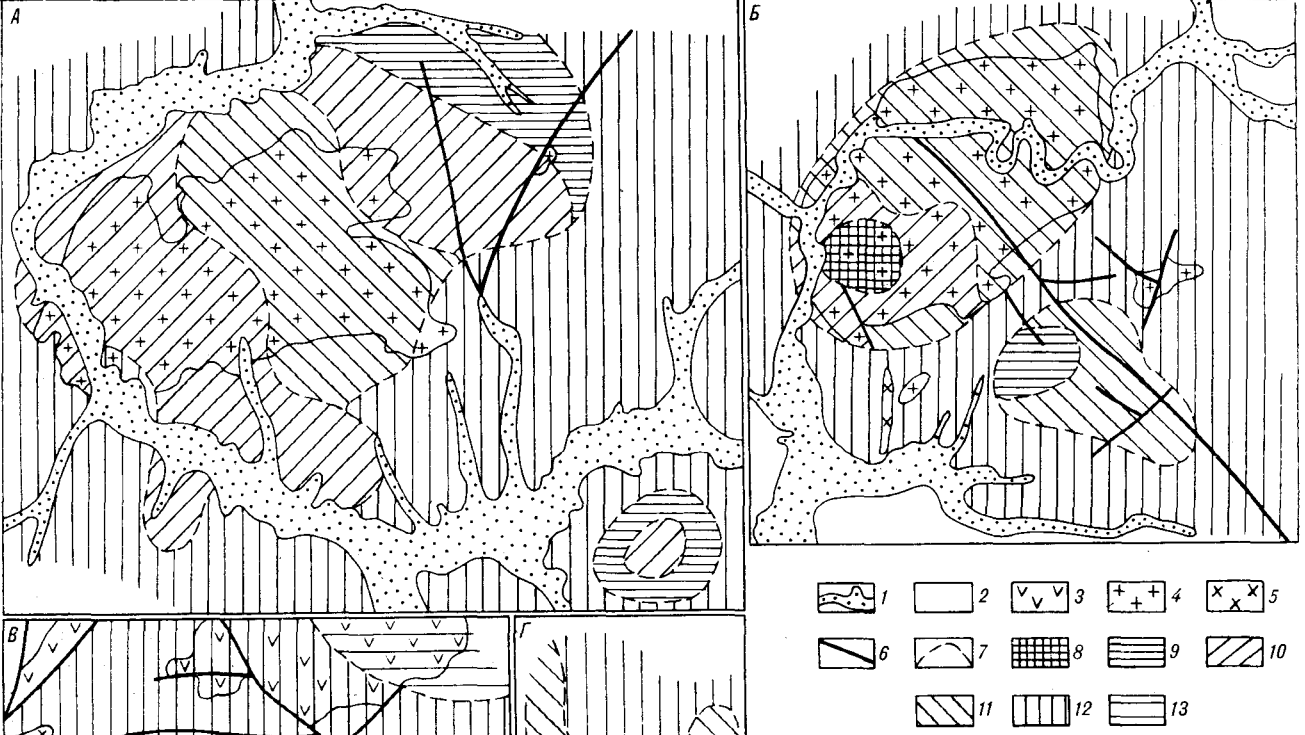


Рис. 3. Зональность оловорудных узлов Арминского района.

Узлы: А — Нижне-Арминский, Б — Средне-Арминский, В — Ленинградский, Г — Широкодольненский. 1 — аллювий; 2 — терригенные отложения; 3 — эффузивы среднего состава; 4 — граниты; 5 — гранодиориты; 6 — разрывные нарушения; 7 — границы зон минерализации; 8 — зоны преимущественного развития минерализации: 8 — олово-вольфрамовой, 9 — собственно оловянной, 10 — олововольфрам-молибденовой, 11 — оловополиметаллической, 12 — полиметаллической, 13 — ртутной.

ла минерализации. В пределах северного ареала зоны высокотемпературной олововольфрамовой минерализации тяготеют к юго-западной части интрузивного массива, а к северо-востоку от них располагается зона среднетемпературной олововольфрамово-сульфидной и полиметаллической минерализации. Южный локальный ареал состоит из зоны собственно оловянных проявлений, пространственно связанных с мелкими штокообразными телами диоритов, и расположенной юго-восточнее зоны оловополиметаллической минерализации. По периферии локальных ареалов развита широкая зона полиметаллических проявлений.

Ленинградский рудный узел (см. рис. 3, В) расположен в северной части района, в пределах приподнятого блока, ограниченного разломами. Его площадь сложена терригенными образованиями раннемелового возраста, прорванными мелкими штоками позднемеловых гранитов, гранодиоритов и диоритов. Вдоль северной окраины узла развиты средние и кислые верхнемеловые эффузивы. В пределах уз-

ла известны олововольфрамовые, оловополиметаллические, полиметаллические и барий-ртутные рудопроявления. Зоны преимущественного развития тех или иных рудных объектов имеют более симметричное строение по сравнению с описанными выше. В центральной части узла очерчивается зона высокотемпературной олововольфрамовой минерализации, которая по мере удаления от центра (фокуса зональности) сменяется зоной оловополиметаллической и полиметаллической минерализации. По периферии, на локальных площадях, развита бариевая и ртутная минерализации, тяготеющие к полям эффузивов.

Расположенный южнее Широкодольненский рудный узел (см. рис. 3, Г) имеет более сложное строение. Он находится в центральной части рудного района, на площади развития песчано-алевролитовых пород нижнего мела, интрудированных несколькими штоками гранитов и гранит-порфиров. Узел связан с локальным купольным поднятием, ограниченным с севера мощной субширотной зоной повышенной тре-

пциноватости. Рудопроявления располагаются в виде полукольца, в центре которого находится относительно крупное штокообразное тело гранитов. В юго-восточной части полукольца выделяется зона олововольфрамовой (с шепелитом) минерализации, за пределами которой развиты оловополиметаллические рудопроявления. С внешней стороны олововольфрамовой и оловополиметаллической зон выделяется зона преимущественного развития собственно полиметаллической минерализации.

Зональность рудных узлов, в свою очередь, осложнена зональностью входящих в их состав месторождений. При этом для разнотипных месторождений устанавливается различный характер зональности.

#### **Касситерит-кварцевые месторождения.**

Месторождение I ассоциирует с небольшим штоком порфировидных гранитов и гранит-порфиров, прорывающим песчано-сланцевые породы раннемелового возраста. Отчетливая зональность штока выражается в смене биотитовых среднезернистых порфировидных гранитов центральной части гранит-порфирами по периферии. Рудные тела представлены жилами и линейными штокверковыми зонами преимущественно субмеридионального простирания. Метасоматические изменения вмещающих пород проявились в грейзенизации, серицитизации и слабо развитой хлоритизации. При этом грейзенизированные породы пространственно тяготеют к штоку гранит-порфиров, образуя вокруг него отчетливый ореол. С запада и юга этот ореол окружен серицитизированными породами. Наиболее интенсивно серицитизация проявлена вдоль жил и прожилковых зон в виде узких полос. Хлоритизация отмечалась лишь в юго-западной части месторождения. Определенная зональность проявлена и в распределении минеральных ассоциаций. В рамках всего месторождения выделяется центральная часть с развитой в ее пределах комплексной кварц-вольфрамит-касситеритовой с молибденитом и топазом минерализацией. В отдельных рудных телах зональность выражается в увеличении относительного количества молибденита с глубиной и в локализации кварц-вольфрамитовой и кварц-касситеритовой ассоциаций в разных жилах, хотя и входящих в единую структуру рудной зоны. По периферии центральной части наряду с кварц-вольфрамит-касситеритовой минерализацией появляются сульфидные жилы и прожилки. Отмеченная зональность подчеркивается вариациями кристалломорфологических характеристик касситерита и изменениями содержаний FeO и MnO в вольфрамитовых. Установлено, что от северных флангов отдельных рудных жил к южным, расположенным гипсометрически выше, содержание в

вольфрамитовых FeO уменьшается, а MnO увеличивается.

Месторождение II локализовано в апикальной части крупного Дальне-Арминского гранитного массива. Дайковые породы в рудном поле представлены кварцевыми диоритами, диоритовыми порфиридами, гранит-порфирами, аплитовидными гранитами, фельзитами, экзоплзивными брекчиями. На месторождении известна серия рудных тел, представленных зонами кварц-мусковитовых грейзенов с касситеритом и редким вольфрамитом, кварц-вольфрамитовыми жилами, минерализованными зонами дробления с касситеритом, крутопадающими кварц-полевошпатовыми и кварц-слюдистыми жилами с касситеритом. При этом пологие рудные тела сконцентрированы в центральной части участка, а к периферии они приобретают более крутое падение. Структура месторождения может рассматриваться в виде локального купола, подчеркивающего форму апикального выступа гранитоидного массива. Зональность минерализации на площади всего рудного участка достаточно контрастная и выражается в смене центральной зоны преимущественного развития вольфрамового оруденения периферической зоной оловянной минерализации. Зональность отдельных рудных тел проявлена слабо. Отмечается типичная для грейзеновых месторождений зональность околожилных изменений вкрест простирания рудных тел.

Месторождение III представляет собой оловянно-вольфрамовый штокверк северо-западной ориентировки, расположенный в центральной части локальной купольной структуры, сложенной песчано-сланцевой толщей. Интрузивные породы представлены штоком субвулканических гранит-порфиров и серией разнообразных даек, среди которых выделяются догранитные (плагноклаз-роговообманковые порфириды), дорудные (гранит-порфиры), внутрирудные (диоритовые порфириды, керсантиты, спессартиты, дацитовые порфиры) и послерудные (щелочные оливковые базальтовые порфириды). Руды сложены несколькими минеральными ассоциациями. Проведенное изучение минералогических особенностей месторождения позволяет выделить два основных типа руд: собственно касситерит-вольфрамитовые и касситерит-вольфрамит-сульфидные. В последнем типе выделяется два подтипа: халькопирит-пирротиновые и станный-сфалеритовые. В простирании оба типа руд достаточно отчетливо разделены: центральная часть штокверковой зоны сложена преимущественно касситерит-вольфрамитовыми рудами, а периферическая — сульфидными. На границе этих двух зон отмечается некоторое совмещение разных типов руд, что обусловлено телескопированным

развитием рудоносной структуры. Более заметное телескопирование отмечается для двух подтипов сульфидных руд. Станнин-сфалеритовые руды на флангах месторождения пространственно совмещены с халькопирит-широтитовыми таким образом, что выделить четкие границы зон, представленных только одним подтипом, не представляется возможным. Все же отмечается значительно более широкое развитие зоны станнин-сфалеритовых руд на северном фланге по сравнению с южным. Зональность распространения типов оруденения подтверждается изменениями типоморфных свойств касситерита и вольфрамитов, а также вариациями температур образования продуктивных минеральных ассоциаций.

Таким образом, на месторождениях и рудопроявлениях касситерит-кварцевой формации отчетливо проявленным литофильным профилем оруденения сульфидные минеральные ассоциации, за редким исключением, развиты слабо. В соответствии с этим очень слабо развита и зональность рудных минеральных ассоциаций, которая выражается лишь в появлении на флангах рудных зон незначительного количества сульфидов в виде наложенной вкрапленности и тонких прожилков. Слабо выраженная зональность распределения разновозрастных минеральных ассоциаций (стадийная, полиасцендентная) обусловлена, кроме того, сравнительно спокойной тектонической обстановкой в период формирования структуры месторождения и развитием трещин в основном в дорудный этап. Исключение в данном случае составляет месторождение III, формирование структуры которого продолжалось в течение «рудного» этапа, что подтверждается наличием многочисленных внутрирудных даек.

Более отчетливо устанавливается метасоматическая зональность, выражающаяся в закономерной смене на площади всего месторождения (рудопроявления) зон высокотемпературных метасоматических изменений в центральной части более низкотемпературными по периферии. В локальном масштабе симметрично-зональное строение имеют кварцево-слюдистые жилы, сопровождающиеся оторочками грейзенизированных пород.

Для рудных объектов касситерит-кварцевой формации определенно можно говорить об одностадийности зональности (моноасцендентной, отложения). Одним из ее элементов следует считать неравномерность распределения в жилах основных рудных минералов — касситерита и вольфрамитов — и их спутников. В общем случае содержание вольфрама (или олова) снижается от центральных частей жил к флангам. Устанавливается также зональность отдельных свойств минералов или руд.

Месторождение IV расположено в зоне экзо- и эндоконтактов крупного гранитоидного массива, на участке пересечения двух систем нарушений: субширотной и север-северо-западной. Дайковые породы представлены диабазовыми и диоритовыми порфирами преимущественно север-северо-западной ориентировки. Оловянное и оловополиметаллическое оруденение связано с метасоматическими телами сложной морфологии сидерофиллитового и хлоритового состава. Зональность минерализации слабо контрастная. В центральной части месторождения развиты преимущественно сидерофиллитовые и хлоритовые метасоматические залежи с касситеритом, арсенопиритом и на небольшой площади в центре галенитом. К периферии они сменяются зонами слабо грейзенизированных гранитов, еще далее появляются зоны кварц-мусковитовых грейзенов с редкими касситеритом и вольфрамитом. Таким образом, намечается обратная последовательность смены в горизонтальном направлении минеральных зон — низкотемпературные зоны располагаются в центре, высокотемпературные — на периферии. Зональность отдельных рудных тел проявлена слабо и выражается в колебаниях содержания полезного компонента по мощности и простиранию метасоматических залежей.

Месторождение V расположено в центральной приподнятой блоке Горно-таежной вулкано-структуры, в зоне экзоконтакта крупного диоритового массива, представляющего интрузивную разность позднемельовой вулканоплутонической ассоциации. Вмещающими породами являются осадочные нижнемеловые и эффузивные верхнемеловые образования. Оруденение приурочено к узлу пересечения трех систем разломов, фиксируемых дайками диоритовых порфиров и гранодиорит-порфиров. Оловянная минерализация, сопровождающаяся обширными ореолами площадной турмалинизации, локализуется в сложных по морфологии жилах и сериях прожилков. При этом в центральной части месторождения оконтуривается зона бессульфидных кварц-касситерит-турмалиновых руд, по периферии — зона кварц-касситерит-турмалиновой минерализации с сульфидами меди и железа, с самородным висмутом. Границы минеральных зон не согласуются с геологическими границами: зоны прослеживаются в различных по составу породах без видимого изменения. Влияние литологического состава вмещающих пород проявилось лишь в том, что по терригенным и дайковым образованиям более интенсивно развивалась хлоритизация, тогда как по кислым эффузивам — серицитизация. Зональность рудных тел прояв-

ляется в падении от центральных частей к флангам содержания олова и изменении морфологии рудных тел от жилообразных на верхних горизонтах до прожилкововкрапленных и метасоматической вкрапленности на нижних горизонтах.

В целом месторождения касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций характеризуются разнообразными типами проявления зональности, которая устанавливается в пределах как месторождения, так и отдельных рудных тел. Особое значение имеет зональность разновозрастных минеральных ассоциаций (пульсационная, полиасцентная). На рудных объектах, где имеется незначительная примесь вольфрамовых минералов, наблюдается отчетливая пространственная разобщенность вольфрамовой и собственно оловянной минерализаций. На месторождении VI проявления вольфрама тяготеют к северо-западной части, к штоку гранитов, тогда как максимум оловянной минерализации находится юго-восточнее. На месторождении VII вольфрамит-кварцевая минеральная ассоциация связана с участками наиболее интенсивно биотитизированных пород, расположенных восточнее основного рудного участка. В отдельных рудных телах зональность разновозрастных минеральных ассоциаций проявляется в приуроченности сульфидных минералов к флангам рудных зон. Западный фланг оловянной зоны месторождения V характеризуется повышенными содержаниями сульфидов (главным образом халькопирита), тогда как восточнее преобладают малосульфидные турмалин-касситеритовые руды. В рудных телах месторождения VII сульфидные ассоциации, более низкотемпературные по сравнению с основной продуктивной, локализируются на флангах. На месторождении VIII снизу вверх отмечается смена оловянной и оловополиметаллической минерализации собственно полиметаллической с незначительной примесью олова.

На многих месторождениях устанавливается также смена снизу вверх и от центра к флангам одних типов метасоматических изменений другими. На месторождении V на фоне проявления площадной минерализации выделяется центральная часть интенсивно турмалинизованных пород с незначительным количеством серицита, хлорита и периферийная, в которой относительная роль последних двух минералов существенно повышается. На месторождении IX зоны хлоритовых метасоматитов с глубокой сменяются зонами турмалинитов.

**Оловопорфировые месторождения.** На месторождениях и рудопроявлениях этой формации устанавливаются многие типы зональности. В первую очередь обращают на себя внимание зональность метасоматических изменений и зо-

нальность морфологических типов рудных зон. Метасоматическая зональность проявляется в смене снизу вверх и от центра к периферии ореолов серицитизации полями хлоритизированных, окварцованных и каолинизированных пород. На самых нижних горизонтах в некоторых случаях устанавливается турмалинизация. В пределах ореола серицитизации, пространственно тесно связанного со штоками и некками субвулканических пород, рудные тела представлены метасоматическими зонами с вкрапленным оловянным оруденением. Иногда в этих зонах присутствует в том или ином количестве хлорит. В большинстве случаев рудные зоны визуально не отличаются от безрудных пород и выделяются только по результатам опробования. В периферийных частях месторождений и иногда на самых верхних горизонтах в породах, перекрывающих субинтрузию, развиты жильные рудные тела. Сложены они преимущественно сульфидными рудами с большим количеством галенита, сфалерита и пирротина.

Месторождение X расположено в периферийной части вулканотектонической структуры и пространственно связано с неким риолитом и эксплозивных брекчий. Внутреннее строение нека неоднородно и характеризуется нечетко выраженной зональностью, обусловленной чередованием полос эксплозивных брекчий риолитов и флюидальных риолитов. Рудная зональность месторождения достаточно сложная и характеризуется наличием двух центров. Первый расположен в северо-восточной части площади и отличается широким развитием площадной турмалинизации с мощными телами сливных турмалиновых метасоматитов. В юго-западном направлении турмалиновая минерализация сменяется хлоритовой и кварц-хлоритовой. Второй фокус зональности находится в западной части месторождения и связан с неким риолитом. В центральной части нека развита вкрапленная и прожилково-вкрапленная оловянная и оловополиметаллическая минерализация, локализующаяся в альбит-серицит-кварцевых и серицит-кварцевых метасоматитах. Юго-западнее и северо-восточнее этого центра проявлена прожилковая и прожилково-гнездовая кварцево-сульфидная с редким касситеритом минерализация.

Месторождение XI приурочено к одноименной купольной структуре небольших размеров, центральная часть которой фиксируется субвулканическим штоком риолитов, интродуцированных в толщу верхнемеловых кислых эффузивов. Основание купола сложено алевролитосланцевыми образованиями нижнего мела. По морфологии и минеральному составу выделяются два основных типа рудных обособлений. К первому относятся кварцевые прожилки с

редким касситеритом и мшироловыми пустоты, выполненные мелкими темноокрашенными короткопризматическими кристалликами касситерита, локализованные непосредственно в штоке риолитов, ко второму — многочисленные касситерит-сульфидные с хлоритом жилы, прожилки и минерализованные зоны дробления в экзоконтактной зоне штока. По периферии Звездного купола известны низкотемпературные флюоритовые жилы с халцедоновидным кварцем. Более отчетливо зональность проявлена в пределах жильных тел, где она выражается в смене сверху вниз и от флангов к центру сплошных галенитовых руд сфалерит-пирротиновыми с касситеритом и касситерит-пирротиновыми.

Месторождение XII приурочено к центральной части локальной вулканоструктуры. Оруденение в виде метасоматических зон прожилково-вкрапленной минерализации локализовано преимущественно в пределах нека эксплозивных брекчий риолитов. Зональность минерализации является многофокусной. В качестве геологических образований, определяющих частные фокусы зональности, выступают тела эксплозивно-гидротермальных брекчий. В центральной части этих тел развита малосульфидная оловянная минерализация, а в краевых частях и по внешней периферии — медная и полиметаллическая с тем или иным количеством олова.

Месторождение XIII расположено в пределах локальной вулканотектонической впадины, нижний ярус которой сложен интенсивно дислоцированными песчано-сланцевыми нижнемеловыми породами, а верхний — вулканогенными породами позднемелового возраста. За пределами месторождения осадочные и вулканогенные породы прорваны многочисленными интрузиями гранитоидов, комагматичных с вулканитами. Рудные тела образуют жильную серию север-северо-западной ориентировки. Выделяется несколько типов руд, распределенных зонально. При этом вырисовывается труднообразная форма распространения жильной минерализации. Ядерная минеральная зона, прослеживающаяся без изменения на всем разведанном интервале, сложена оловосульфидными рудами с касситеритом, пиритом и пирротинном. Ее сменяет промежуточная зона с

касситеритом, галенитом, сфалеритом и кальцитом. Внешняя зона представлена практически безоловянными галенит-кальцитовыми рудами. Зональность рудной минерализации совпадает с зональностью гидротермально измененных пород. В центре развиты кварц-серцитовые изменения с редким турмалином, по периферии — хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация. Зональность распределения различных по составу типов руд в пределах отдельных жильных тел достаточно четкая и контрастная и соответствует общей зональности месторождения. Центральная часть жил сложена касситерит-халькопирит-пирит-пирротиновыми рудами, за ней следует зона касситерит-халькопирит-сфалерит-галенитовых руд, которая окаймляется зоной карбонатной минерализации.

#### Выводы

1. Зональность минерализации на всех уровнях — от зональности района до зональности рудных узлов и месторождений — характеризуется ядерно-кольцевым строением. В фокусе кольцевых зон на уровне районной зональности находится зона крупного разлома, контролирующая интенсивные проявления интрузивного магматизма, на уровне зональности рудных узлов — крупные интрузивные массивы, группы интрузивных тел, центры вулканотектонических и вулканоконтинентальных структур, на уровне месторождений — отдельные интрузивные тела.

2. Для рудных узлов и месторождений, приуроченных к крупным гранитоидным массивам, характерно большей частью эксцентрическое расположение различных по составу минеральных зон. При этом внешние зоны охватывают более обширные площади над погружающейся кровлей массива.

3. На всех уровнях в большинстве случаев проявляется «прямая» горизонтальная минералогическая зональность — в центре располагаются зоны высокотемпературной минерализации, а по периферии — низкотемпературной.

4. Для каждой оловорудной формации устанавливаются свои специфические особенности зональности оруденения. При этом разнообразие проявленных типов зональности и ее контрастность возрастают в ряду от касситерит-кварцевых к оловопиритовым объектам.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Иванюк Ю. Г. Металлогения олова Приморья.— М.: Недра, 1971.
2. Кравцов В. С., Середин В. В. и др. Орогенные структуры Приморья, методы их выявления и металлогеническое значение.— В кн.: Эндеогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980.
3. Радкевич Е. А. Металлогения Приморья.— М.: АН СССР, 1958.

4. Радкевич Е. А. Очерк металлогении Тихоокеанского рудного пояса.— М.: Наука, 1977.
5. Родионов С. М., Родионова Л. Н. Оловопиритовая формация — новый генетический тип оловорудных месторождений Приморья.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. Новосибирск, 1981.

УДК 551.243.8

*Б. Г. Саксин, Л. Г. Долгопят*

## ОПЫТ СТРУКТУРНЫХ ПОСТРОЕНИЙ В РАЙОНАХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА С МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

На примере Юрин-Каменушинского района мезозойско-кайнозойской минерализации Буреинского массива показаны некоторые возможности использования комплексного анализа морфоструктурных, геологиче-

На востоке СССР мезозойско-кайнозойская металлогеническая эпоха является наиболее продуктивной в отношении целого ряда металлов. Рудные месторождения этой эпохи пространственно тяготеют к местам проявления магматизма, имеют преимущественно гидротермальный генезис и отчетливо контролируются зонами разломов или участками их пересечения. В этой связи при прогнозировании подобных месторождений (особенно слабопроявленных или скрытых) весьма существенна роль структурных факторов контроля оруденения.

В проблеме изучения структурных особенностей рудных районов обособляются два аспекта: 1) собственно выделение различных тектонических элементов (прямыми и косвенными методами), 2) их классификация.

Потенциально рудные и рудные районы занимают значительные площади, которые в геологическом отношении, как правило, изучены крайне неравномерно. Отмеченное обстоятельство вынуждает при расшифровке структуры таких территорий опираться на данные косвенных методов (геофизических, морфометрических, дистанционных), отвечающих принципу равномерности. При этом второй аспект проблемы решается неудовлетворительно, особенно если под классификацией понимать не только ранжирование выделенных тектонических элементов, но и разделение их по времени заложения и подновления, а также по отношению к сводово-глыбовым движениям и магматизму определенных этапов либо к оруденению.

Авторы ставили перед собой задачу показать на примере Юрин-Каменушинского района (юго-восточная часть Буреинского массива) возможность частичного восполнения существующего пробела путем комплексного анализа

ских и гравиметрических данных для расшифровки структуры больших территорий и для изучения закономерностей размещения эндогенного оруденения.

данных различных косвенных методов и имеющихся геологических материалов.

С мезозойско-кайнозойским этапом тектономагматической активизации названной части Буреинского массива связано формирование промышленных месторождений олова, непромышленных месторождений фтора, сурьмы, а также многочисленных проявлений перечисленных металлов, полиметаллов, редких элементов, ртути и др.

По радиологическим данным [1] возраст оруденения, локализованного в меловых вулканах, варьирует от 97—89 млн лет на относительно высокотемпературных объектах до 50 млн лет на низкотемпературных.

Предпосылкой совместного анализа гравиметрических и морфоструктурных материалов послужила доказанность региональными исследованиями положений о тесной связи (обусловленности) гравитационного поля (И. И. Шапочка, Э. Л. Рейнлиб, Э. Л. Лишневецкий, Ю. Ф. Малышев) и поля высот современного рельефа (Е. М. Заблоцкий, В. В. Соловьев, Г. Ф. Уфимцев и др.) с мезозойскими и более поздними эндогенными процессами, т. е. с процессами, синхронными с продуктивным оруденением. С учетом геологических данных это позволяет в первом приближении выделить класс тектонических элементов, которые возникли или подновились одновременно или почти одновременно с рудообразованием. Основой построения явились данные морфоструктурного анализа, исходя из того, что топоосновой обеспечена вся территория (единственный детальный площадный материал одинаковой достоверности), а сам метод в условиях региона обладает повышенной избирательной способностью по отношению к классу структур, связанному с мезозойско-кайнозойским орогене-



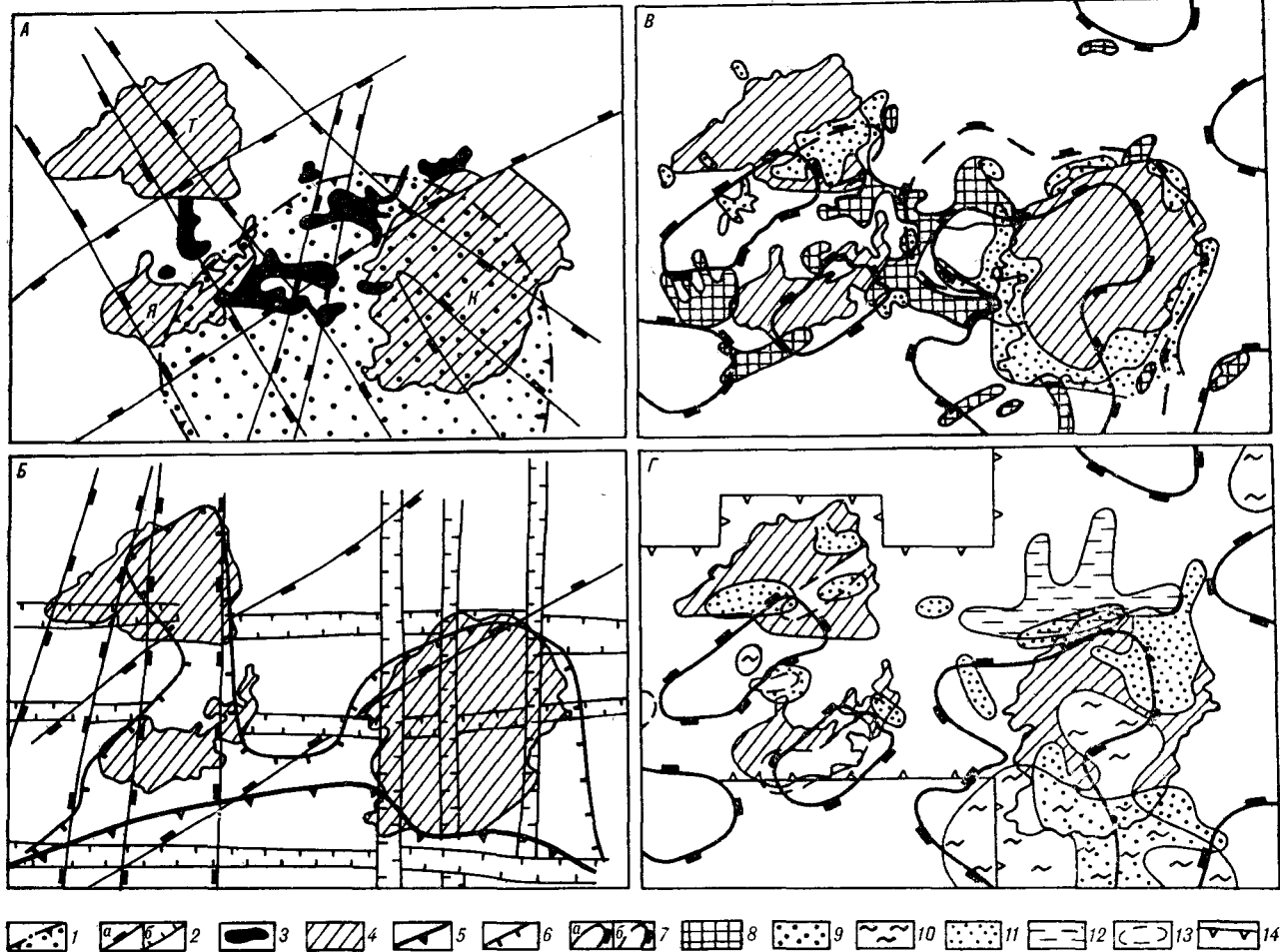


Схема эволюции структуры Юрин-Каменушинского района.

А — позднепалеозойский — раннемезозойский этап; Б, В и Г — позднемезозойский — кайнозойский этап; Б — позднемезозойско-кайнозойская структура и основные элементы поля силы тяжести, В — положительные формы рельефа (неотектонические сводово-купольные структуры, блоки) и ареалы даек мезозойского возраста, Г — положительные формы рельефа (магматогенные поднятия) и эндогенная минерализация.

1 — область преимущественного развития домезозойских процессов гранитизации в верхней части земной коры, устанавливаемая по максимальным значениям концентраций кремнезема в домезозойских породах Мало-Хинганского блока Бурейского массива (по А. И. Ромашкину [2]); 2 — основные зоны разломов и разломы (по данным морфоструктурного анализа): а — шириной более 4,0 км, б — шириной 1—2,5 км (на рис. А неразделенные); 3 — выходы гранитов позднепалеозой-Я — Юринская); 4 — граница регионального гравитационного минимума, по данным мелкомасштабных съемок; 5 — ского — мезозойского возраста; 6 — меловые вулканотектонические структуры (К — Каменушинская, Т — Тланджинская, то же, по данным крупномасштабных съемок; 7 — контуры положительных форм рельефа (среднего с радиусом 3 км): а — отчетливо выраженные, б — слабо выраженные; 8 — ареалы даек среднего и основного состава (преимущественно ранний и ранний — поздний мел); 9 — ареалы даек кислого состава (преимущественно поздний мел); 10—13 — преобладающая минерализация: 10 — олово, 11 — свинец, цинк (мышьяк, медь), 12 — ртуть, 13 — ниобий; 14 — контур площади, изученной геологической съемкой и поисками масштаба 1 : 50 000.

зом. Геологические образования, слагающие Юрин-Каменушинский район, разделяются на два структурных этажа: нижний — интрузивные и метаморфические породы фундамента (протерозой — верхний палеозой); верхний — вулканогенно-осадочные и осадочные породы чехла (мезозой — четвертичные). На уровне современного эрозионного среза среди пород фундамента преобладают гранитоиды.

Образования верхнего структурного этажа выполняют три разобщенных наложенных вулканотектонических структуры (ВТС): Каменушинскую, Таланджинскую, Юринскую (см. рисунок, А). В строении их принимают уча-

стие преимущественно лавы и туфы кислого состава (покровные, экструзивные и субинтрузивные фации), хотя в отдельных блоках нижние части разреза представлены мощными толщами туфогенно-осадочных пород и вулканитами среднего и основного состава (покровные и жерловые фации). Для всех ВТС характерна гомодромная направленность вулканических процессов.

В настоящее время для тектонического анализа рельефа разработано большое количество методик и методических приемов (В. П. Философов, А. В. Орлова, И. К. Волчанская, Н. Г. Шубина, Л. Б. Аристахова, Г. И. Ху-

дяков, М. М. Василевский и многие другие). Большинство из них нацелено на выделение крупных структурных элементов при региональных работах и не учитывает необходимости последующей комплексной увязки полученной информации с данными других методов. На материалах района разными авторами апробировано несколько наиболее распространенных методик. Однако это не позволило существенно продвинуться в понимании структуры и в расшифровке закономерностей локализации эндогенного оруденения (данные поисковых работ частично отражены на рисунке, Г). Дополнительные исследования в этом направлении показали эффективность для конкретного района следующих методических приемов.

1) Метод анализа исходных материалов разного уровня обзорности с использованием эффектов уменьшения (без искажения деталей) и широты охвата территории. Применялся для выделения и классификации линейных и дуговых элементов разного ранга. Суть метода заключается в следующем. На кальке изготавливают попланшетные копии карт рельефа (м-ба 1 : 50 000) на территорию, в 2—3 раза превышающую площадь работ. Столь широкий охват площади необходим для правильного выделения и классификации тектонических элементов низкого порядка. Затем проводят уменьшение (фотопутем или другим способом) до масштаба 1 : 100 000 и 1 : 200 000 и составляют соответствующие монтажные схемы. Последовательное дешифрирование монтажных схем поля высот проводят по тем же принципам, которые традиционно используют при дешифрировании карт физических полей. Способ позволяет производить районирование территории по особенностям морфологии поля высот, уверенно выделять, трассировать и ранжировать линейные и дуговые элементы. Практически достигается тот же эффект, что и при комплексном анализе разновысотных снимков. Преимущество предлагаемого варианта заключается в его доступности (можно изготовить копии необходимого масштаба на любой район, обеспеченный крупномасштабной топоосновой) и повышенной достоверности (за счет исключения мешающих факторов, свойственных разновысотным снимкам, — облачность, лесной покров, неравномерность освещения и т. д.).

2) Метод разделения поля высот. Применялся для выявления разноуровневых блоков, сводов, куполов, а также линейных элементов низкого порядка. Для разделения поля высот оказались эффективными способы, хорошо зарекомендовавшие себя при разделении геофизических полей, — осреднение с различными радиусами и построение карт полного горизон-

тального градиента. В качестве оптимальных определены радиусы 1 и 3 км. Осреднение с указанными радиусами позволяет в основном исключать влияние эрозионных и склонообразующих процессов и выделять разнопорядковые сводово-глыбовые дислокации, отвечающие поднятиям или опусканиям первичного рельефа (в том числе унаследованным от более древних движений) либо полосам или областям их упорядоченного расположения.

Некоторые результаты комплексного анализа геолого-геофизических данных по Юрин-Каменуштинскому району отражены на рисунке. Как и ожидалось, морфометрический метод дал самую обильную и во многих отношениях новую информацию о структуре района. Однако интерпретационная схема, построенная по данным первого способа анализа поля высот, оказалась перегруженной. С целью ее упрощения проведена генерализация, а затем основные линейные элементы разделены на дорудные или унаследованные (позднепалеозойско-раннемезозойские) и синрудные (поздне-мезозойско-кайнозойские). Критерием разделения служили контроль ортогональной системой разломов положения и формы разновозрастных геологических тел либо соответствие направления структур ориентировке основных элементов гравитационного поля.

Домезозойская структура района определяется наличием крупного тектонического узла, образованного пересечением систем разломов северо-восточного и северо-западного простирания (более отчетливо тектонический узел выделяется на картах района, которые здесь не приводятся) (см. рисунок, А). Аналогичные направления имеют складчатые структуры и границы многих геологических образований фундамента, а также оси зон гранитизации субстрата и гидротермально-метасоматического преобразования пород. Тектонический узел образовался на северной периферии древней области гранитизации коры, положение которой на уровне современного эрозионного среза грубо устанавливается по максимальным значениям концентраций кремнезема в домезозойских породах (см. рисунок, А). Разрозненные выходы позднепалеозойских — раннемезозойских гранитов закономерно располагаются в центральной части тектонического узла.

В мезозойскую эру на самом юге района (см. рисунок, Б) образовалась обширная область разуплотнения земной коры (устанавливается по наличию регионального минимума гравитационного поля). В соответствии с ее конфигурацией изменился план тектонических деформаций — наиболее активно развиваются системы разломов субмеридиональной и субширотной ориентировки, которые образуют крупный тектонический узел на северной пе-

риферии области разуплотнения. В его пределах обособляются два тектонических узла более высокого порядка. Один из них контролирует положение Каменушинской ВТС, другой — Таланджинской и Юринской. Здесь же гравиметрической съемкой выявлены два «залива» пониженного поля  $\Delta g$ , ориентированные в меридиональном направлении. Можно предполагать, что «заливы» соответствуют глубинным путям перемещения на север магматического материала из области разуплотнения. На поверхности они маркируются вулканотектоническими структурами, а на глубине им могут отвечать скрытые интрузии позднемезозойских гранитоидов (картируются на поверхности в составе соседней Бирско-Беренджинской вулканической зоны).

Изложенная общая направленность изменения плана тектонических деформаций во времени подтверждается расположением мезозойских даек в районе. Как видно из рисунка, *B*, северо-восточная и северо-западная упорядоченность характерна только для ареала развития более ранних даек среднего и основного состава. Дайки кислого состава (поздний мел) тяготеют к ВТС, а ареал их развития не обнаруживает какой-либо отчетливой ориентировки.

По данным морфоструктурного анализа, в пределах тектонического узла выявлены сводово-глыбовые поднятия современного рельефа (см. рисунок, *B*), магматогенная природа которых доказывается предпочтительной приуроченностью к их периферии даек мезозойского возраста.

Эндогенная минерализация района контролируется субмеридиональными и субширотными разломами (см. рисунок, *Г*). Практически

вся она сосредоточена в зоне влияния двух субмеридиональных систем, проходящих: первая — через Каменушинскую, вторая — через Юринскую и Таланджинскую ВТС. Вдоль этих же систем ориентированы и «заливы» поля  $\Delta g$ .

Другим важным элементом рудоконтроля в пределах мезозойского тектонического узла являются молодые магматогенные поднятия (см. рисунок). Непосредственно к ним или к их периферии приурочено абсолютное большинство проявлений рудной минерализации. На примере крупного Конхойского поднятия, охватывающего всю территорию Каменушинской ВТС, устанавливаются элементы зональности относительно вероятного энергетического центра эндогенных мезозойских процессов в районе — области разуплотнения земной коры. С юга на север (от регионального гравитационного минимума на его периферию) минерализация изменяется от относительно высокотемпературной (олово, олово + полиметаллы) к более низкотемпературной (полиметаллы, ртуть). Указанная закономерность позволяет определенным образом ориентировать нацеленность детальных поисковых работ в различных частях площади.

В заключение отметим, что при изучении структурных особенностей потенциально рудных районов на Дальнем Востоке наиболее важным является вычленение, хотя бы в первом приближении, тектонических элементов синрудного этапа. Такое вычленение можно провести при помощи целенаправленного анализа данных, полученных комплексом методов, каждый из которых в общем случае может выявить разные стороны одних и тех же явлений и в то же время нести специфическую информацию о структуре изучаемой территории.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бондаренко Е. И. Эволюция позднемезозойского и кайнозойского магматизма и оруденение Восточного Приамурья по радиологическим данным. — В кн.: Магматизм и металлогения Дальневосточного региона. Владивосток, 1980.

2. Ромашкин А. И. Опыт петрохимического районирования фундамента Буреинского массива в металлогенических целях. — В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск: Кн. изд-во, 1972.

ДВИМС  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
3 января 1984 г.

*А. Н. Филиппов, Е. В. Михайлик, Ю. Г. Воложин*

## СОСТАВ РАННЕМЕЗОZOЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Исследован вещественный состав триасово-юрских песчаников раннегеосинклиналичного комплекса в различных тектонических зонах северо-западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы. Породообразующие компоненты и акцессорные минералы изученных пород свидетельствуют о сложном характере питания геосинклиналичного бассейна на раннем этапе его развития, что, в свою очередь, объясняется существованием участков с разными тектоническими условиями седиментации. Аркозовый состав породообразующих компонентов и цирконовая ассоциация акцессорных минералов песчаников терригенно-кремнистой

толщи Бикинской зоны и джаурской свиты в северной части Центрально-Сихотэ-Алинской зоны указывают, что основными источниками обломочного материала в этих районах были спалические блоки земной коры, а отложения формировались вблизи активных континентальных окраин. Граувакковый состав песчаников киселевской свиты в Нижнем Приамурье и преобладание в них акцессориев основных пород свидетельствуют об их образовании за счет разрушения тектонических подводных поднятий и вулканических построек в обстановке, близкой к «океанической».

В различных тектонических зонах северо-западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы нижнюю часть геосинклиналичного комплекса слагают триасово-юрские существенно кремнистые отложения. Они рассматриваются либо как эвгеосинклиналичные образования рифтогенных зон, заложившихся на палеозойском гранитно-метаморфическом слое [18], либо считается, что их формирование происходило в условиях океанического дна [13]. Уточнить палеогеографические и палеотектонические условия образования осадков помогают обломочные породы, в частности песчаники, минеральный и (или) химический состав которых тесно связан с типом области питания и может характеризовать тектоническое положение бассейна седиментации в прошлом [20—23, 25]. Поэтому мы исследовали вещественный состав песчаников из триасово-юрских отложений трех участков, расположенных в разных структурах Сихотэ-Алиня и на различном удалении от возможных источников обломочного материала — Ханкайского и Буреинского массивов (рис. 1). В Бикинской зоне, на участке, ближе других расположенном к Ханкайскому массиву, по нескольким разрезам изучены песчаники терригенно-кремнистой толщи, которая обычно сопоставляется с поздне триасово-раннеюрской краснореченской свитой, развитой в районе г. Хабаровска. В северной части Центрально-Сихотэ-Алинской зоны, по рекам Джаур и Гур, исследовались песчаники джаурской свиты. В наиболее удаленном участке, на левом берегу р. Амур у с. Киселево изучены песчани-

ки киселевской свиты, которая слагает узкий горст, выступающий среди нижнемеловых отложений в центральной части Амуро-Уссурийской зоны.

Терригенно-кремнистые отложения Бикинской зоны ранее считались палеозойскими [6, 11]. В последние годы в них обнаружены поздне триасовые радиолярии, а также ранне- и поздне триасовые конодонты [3, 14]. Нами дополнительно собраны поздне триасовые, а в нескольких местах найдены и средне триасовые конодонты (определения Г. И. Бурий). Кроме того, в верхней части толщи из кремнистых и терригенных пород выделены радиолярии, которые, по мнению Л. М. Олейник, указывают на позднеюрский возраст вмещающих их отложений. Стратиграфический объем джаурской свиты, считавшейся верхне триасово-нижнеюрской [5, 15], в связи с находками юрских радиолярий в кремнистых и кремнисто-глинистых породах [7] расширен до верхней юры, до низов волжского яруса включительно [14]. Недавно одним из авторов по правому борту р. Джаур в отложениях, относимых к джаурской свите, были обнаружены средне триасовые конодонты [4]. Детальными работами, проведенными авторами на стратиграфическом разрезе верхней части свиты по правому борту долины р. Гур, ниже ее правого притока — руч. Дюкали в кремнях и известняках также установлены как анизийско-ладинские, так и карнийско-норийские конодонты (определения Г. И. Бурий). В верхней части разреза киселевской свиты известны геттангские и синеморские дву-

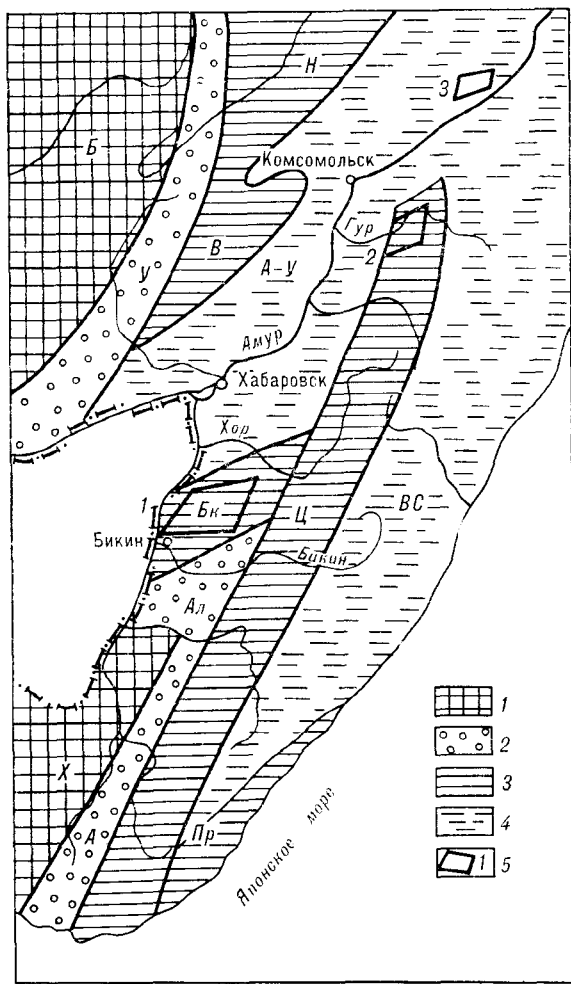


Рис. 1. Схема расположения участков изученных триасово-юрских отложений на геолого-структурной схеме Сихотэ-Алинской складчатой системы. Составлена по материалам Е. Б. Бельгенева, С. А. Салуна, Ю. Н. Олейника, А. О. Мазаровича и др.

1 — кристаллические массивы: Х — Ханкайский, Б — Буринский; 2 — оградные прогибы: У — Урмийский, Ал — Алчанский, А — Арсеньевский; 3, 4 — тектонические зоны геосинклинальной складчатой системы Сихотэ-Алиния: 3 — с широким распространением триасово-юрских и (частично) верхнепалеозойских карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений: Н — Нилапская, В — Ванданская, Бн — Бикинская, Ц — Центрально-Сихотэ-Алинская, Пр — Прибрежная, 4 — с преобладанием нижнемеловых терригенных отложений: А-У — Амуро-Уссурийская, ВС — Восточно-Сихотэ-Алинская; 5 — участки изученных триасово-юрских, преимущественно кремнистых отложений и их номера: 1 — Бикинский, 2 — реки Джаур и Гур, 3 — р. Амур у с. Киселево.

створчатые моллюски и гастроподы [9]. Не исключается, что низы свиты, сложенные преимущественно кремнистыми породами, имеют поздне триасовый возраст [15]. Таким образом, на рассматриваемых участках существенно кремнистые отложения нижней части геосинклинального разреза примерно одновозрастны, и время их формирования охватывает триасовый и частично юрский периоды.

Изученные триасово-юрские отложения Бикинской зоны — терригенно-кремнистые, с подчиненным значением вулканитов и известня-

ков. В бассейне рек Джаур — Гур они представлены терригенно-карбонатно-кремнистыми отложениями, а в Нижнем Приамурье — вулканогенно-кремнистыми, существенно яшмовыми. Песчаники в этих отложениях распространены незначительно, редко превышают 3—5% объема толщ и образуют маломощные (до 1—20 м) пласты.

В терригенно-кремнистой толще Бикинской зоны песчаники серые, зеленовато-серые, мелко- и тонкозернистые, плохо сортированные с большим количеством глинисто-алевритового матрикса. По классификации В. Д. Шутова [19] они относятся к граувакковым аркозам и в меньшей степени к аркозам, кварцево-полевошпатовым и полевошпатово-кварцевым грауваккам (рис. 2, А). Один образец, взятый из прослоя песчаника среди основных вулканитов, попадает в поле граувакк. Детальным изучением породообразующих компонентов установлено, что среди обломочного кварца наиболее распространены зерна с типоморфными признаками [17] кварца гранитоидных и эффузивных пород (см. рис. 2, Б). Метаморфический кварц имеет подчиненное значение. Полевые шпаты на 60—90% представлены кислыми плагиоклазами — альбитом и олигоклазом. Калишпаты: ортоклаз, решетчатый микроклин и микропектиты менее характерны (5—30%), а основных плагиоклазов очень мало. Среди обломков пород (см. рис. 2, В) преобладают кислые эффузивы и их субинтрузивные аналоги: фельзиты, микрограниты, аплиты и другие. Обломки полнокристаллических гранитоидов редки. Осадочных и метаморфических пород — кварцево-сланцевых и глинистых сланцев, микрокварцитов, кремней и алевролитов — мало. В некоторых образцах повышено количество угловатых зерен основных вулканитов (до 30% обломков пород).

Состав породообразующей части песчаников хорошо согласуется с минеральным составом тяжелой фракции (рис. 3, А). Среди аксессуаров наиболее распространены минералы, связанные с разрушением кислых изверженных и метаморфических пород: циркон, апатит, гранат, турмалин (до 75% тяжелой фракции), а ассоциация минералов основных пород резко подчинена.

Песчаники джаурской свиты по текстурным и структурным признакам близки к бикинским. Во многом они сходны и по составу (см. рис. 2). Некоторое отличие выражено тем, что поле джаурских песчаников по сравнению с бикинскими несколько смещено к левой нижней вершине классификационного треугольника. Кроме того, при общем преобладании среди полевых шпатов кислых плагиоклазов в джаурских песчаниках больше калишпатов (20—52%, в среднем 38%), представленных пелитизиро-

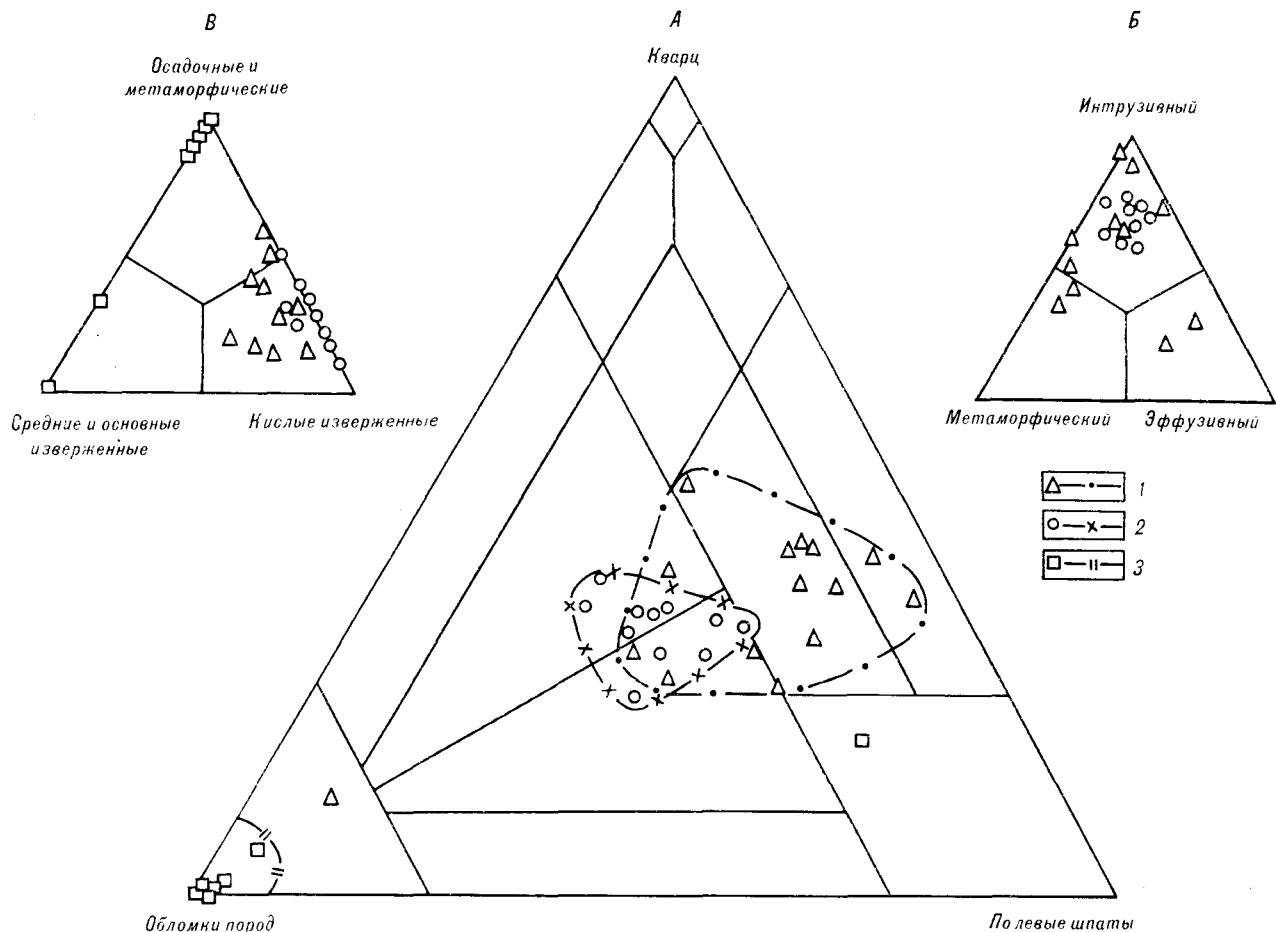


Рис. 2. Породообразующие компоненты песчаников триасово-юрских, существенно кремнистых отложений северо-западной части Сихотэ-Алиня.

А — основной треугольник; В — генетические типы обломочного кварца; В — обломки пород. Песчаники: 1 — терригенно-кремнистой толщи Бикинской зоны, 2 — джаурской свиты, реки Джаур и Гур, 3 — киселевской свиты, р. Амур у с. Киселево.

ванном ортоклазом, микроклином и микропертитами, причем доля двух последних составляет 20—25%. Соотношение различных типов полевых шпатов коррелируется с составом обломков пород, среди которых при общем широком развитии кислых изверженных пород (48—75%) существенное значение имеют фрагменты полнокристаллических гранитов (26—46%). Обломки осадочных и метаморфических пород (до 49%) представлены аргиллитами, глинистыми сланцами и в меньшей степени микрокварцитами. При этом обломки осадочных пород имеют изометричную, неправильную форму, которая указывает на их внутрибассейновое происхождение.

Минеральный состав тяжелой фракции песчаников джаурской свиты и терригенно-кремнистой толщи Бикинской зоны также сходен (см. рис. 3, В). Наиболее распространены минералы тяжелой фракции — циркон, лейкоксен и апатит.

Песчаники киселевской свиты резко отличаются от вышерассмотренных пород. Это зеле-

новато-серые, красные и пестрые, мелкозернистые до гравийных, средне- и плохо сортированные породы, состоящие из неокатанных и полукатанных зерен. На классификационном треугольнике они размещаются в поле граувакк (см. рис. 2, А). В кластической части преобладают основные вулканогенные и осадочные породы, слагающие киселевскую свиту. Выделяются разновидности, состоящие только из зерен различных по структуре основных вулканитов, а также песчаники, где обломки пород почти полностью представлены яшмами, кремнями, кремнисто-глинистыми сланцами и аргиллитами. Литокластические песчаники иногда сложены только обломками кремнистых пород, а среди вулканокластических изредка встречаются разновидности с высоким содержанием плагиоклазов.

В тяжелой фракции киселевских песчаников преобладают минералы основных пород: пироксен, амфиболы, ильменит, магнетит, хромит (см. рис. 3, В). Содержание отдельных минералов в тяжелой фракции варьирует от 10 до

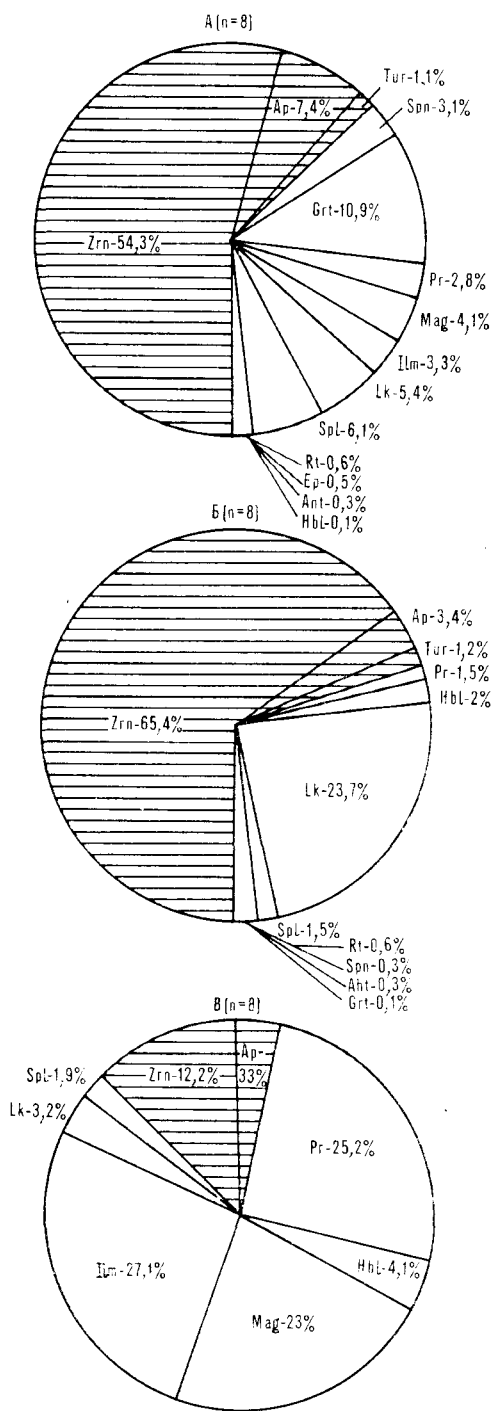


Рис. 3. Диаграммы среднего минерального состава тяжелой фракции песчаников триасово-юрских, существенно кремнистых отложений северо-западной части Сихотэ-Алиня.

Песчаники: А — терригенно-кремнистой толщи Бикинской зоны, Б — джаурской свиты, реки Джаур и Тур, В — киселевской свиты, р. Амур у с. Киселево, n — количество проб. Символы минералов: Ap — апатит, Ant — анатаз, Chr — хромит, Er — элидот, Grt — гранат, Hbl — роговая обманка, Ilm — ильменит, Lk — лейкоксен, Mg — магнетит, Px — пироксен, Rt — рутил, Spn — сфен, Tur — турмалин, Zrn — циркон. Заштриховано — ассоциация аксессуарных минералов кислых изверженных пород.

90% и коррелируется с составом основных породообразующих компонентов. Например, пироксена и роговой обманки обычно всегда больше в вулканокластических песчаниках.

Таким образом, в различных частях северо-запада Сихотэ-Алинской складчатой системы триасово-юрские песчаники отличаются как по основным породообразующим компонентам, так и по комплексу тяжелых минералов. Песчаники терригенно-кремнистой толщи Бикинской зоны состоят в основном из продуктов размыва сиалических пород, среди которых большую роль играли полнокристаллические гранитоиды и разнообразные кислые эффузивы. Меньше распространены метаморфические и осадочные породы, а продукты собственно геосинклинальных осадочных пород и базальтоидов редки. В песчаниках джаурской свиты также преобладают продукты размыва изверженных пород кислого состава. Однако основным «оставщиком» кластики здесь были интрузивные образования. Небольшое количество включений осадочных пород свидетельствует о дополнительном внутрибассейновом питании. Песчаники киселевской свиты в отличие от бикинских и джаурских сформировались в основном из продуктов размыва местных, геосинклинальных осадочных и вулканических базальтовых пород. Аркозный материал в триасово-юрское время почти не поступал в эту часть бассейна. Данные материалы указывают на достаточно сложный характер питания обломочным материалом геосинклинального бассейна на раннем этапе его развития.

Многочисленными современными исследованиями выявлена связь между составами основных породообразующих компонентов и типами области питания, которая регулируется тектоническими процессами [22—26]. В. Дикинсон и К. Сучек [23, 25] предложили эмпирически построенные диаграммы для минералогической классификации песчаников в соответствии с предполагаемыми типами области сноса (рис. 4). Ими показано, что средние составы песчаников из различных тектонических структур на этих диаграммах группируются в поля, обозначающие источники сноса трех главных категорий: I — континентальные блоки, II — вскрытые эрозией орогены, III — магматические дуги. Кроме того, в каждой категории могут быть выделены разновидности.

Источники питания — «континентальные блоки» представляют собой устойчивые щиты и платформы, а также поднятое основание вдоль зарождающихся рифтовых поясов, трансформных и глубинных разломов. Песчаники, образующиеся за счет этих областей сноса, — кварцево-полевошпатовые, бедные обломками пород, хотя местами последних может быть много благодаря переотложению «чехла», перекры-

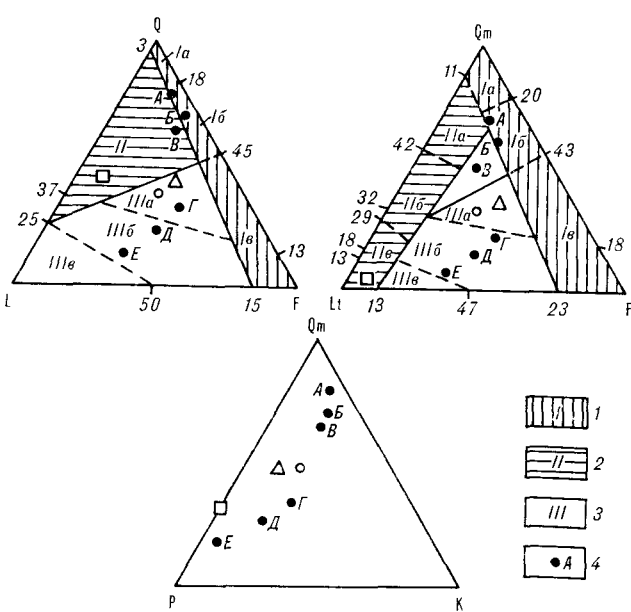


Рис. 4. Диаграммы минералогической классификации песчаников в соответствии с предпологаемыми типами области сноса. Q—F—L и Qm—F—Lt по В. Дикин-сону [25, с. 223], Qm—P—K, по В. Дикин-сону и Р. Валлони [24, с. 85].

Символы порообразующих компонентов. Кварц: Qm — монокристаллический, Q — моно- и поликристаллический, включая микрокварциты и кремни. Полевые шпаты: P — плагиоклазы, K — калишпаты, F — полевые шпаты в целом. Обломки пород: L — в целом, Lt — за исключением кремней и микрокварцитов. 1—3 — песчаники различных типов области питания: 1 — континентальных блоков (I), существенно кварцевые внутренних частей кратонов (Ia), переходные (Iб), существенно полевошпатовые приподнятых блоков основания (Iв); 2 — вскрытых эрозией орогенных областей (II), существенно кварцевые (IIa), переходные (IIб) и лититовые (IIв); 3 — магматических дуг (III), кварцево-полевошпатовые: участков, вскрытых эрозией (IIIa), переходные (IIIб), существенно вулканокластические (IIIв). На диаграмме Qm—F—Lt римскими цифрами не обозначено поле смешанных песчаников, 4 — средние составы глубоководных песков из различных тектонических обстановок [24]. А — В — осадочные бассейны пассивных континентальных окраин, примающие: А — только к кратонам, В — к кратонам с рифтовыми поясами, В — к кратонам, освоенным орогенными поясами; Г — Е — осадочные бассейны активных континентальных окраин, примающие к районам развития: Г — трансформных разломов, Д — окраинно-континентальных дуг, Е — океанических дуг. Остальные усл. обоз. см. на рис. 2.

ващего фундамента. Наиболее кварцевые песчаники в этой группе произошли от внутренних частей кратонов с низким рельефом (Ia на рис. 4); несколько более полевошпатовые образуют переходную группу (Iб), а наиболее полевошпатовые возникли из приподнятых блоков основания в результате глубокой эрозии континентальной коры (Iв).

Исходные породы в орогенных областях представлены в основном осадочными, частично метаморфизованными комплексами, выведенными в зону денудации орогенными и надвиговыми процессами. Эти обстановки включают зоны субдукции, коллизионные пояса и складчато-покровные пояса вдоль фронтальной части дуг. Песчаники, происходящие из таких областей питания, в общем бедны полевыми шпатами,

поскольку изверженные породы уже не являются первостепенным источником. В этой группе на диаграмме Q—F—L условно выделяются три разновидности песчаников. Считается, что наиболее кварцевые песчаники образовались в результате разрушения миегосинклинальных разрезов (IIa, см. рис. 4), а богатые обломками пород, в основном осадочных, произошли за счет размыта эвгеосинклинальных поясов, содержащих кремни (IIв). Кроме того, существует промежуточная группа (IIб).

Источники обломочного материала магматических дуг расположены в пределах островных дуг или активных континентальных окраин. Они представляют собой вулканические образования, а также гранитные плутоны, вскрывающиеся в «корнях» дуг. Песчаники с этим источником образуют спектр литополевошпатового и полевошпатово-лититового типов и расположены примерно в средней части треугольника. Наиболее литические разности — существенно вулканокластические (IIIв, см. рис. 4), они происходят из слабо эродированных дуг. Менее лититовые образуют промежуточный тип (IIIб), а существенно кварцево-полевошпатовые разности — это вулканоплутонические песчаники, происходящие из расчлененных, глубоко эродированных дуг, где эрозия достигла батолитов полнокристаллических пород, подстилающих вулканиты (IIIa).

Средние составы триасово-юрских песчаников терригенно-кремнистой толщи и джаурской свиты попадают в поле области питания «расчлененных и глубоко эродированных магматических дуг». Причем песчаники Бикинской зоны в большей степени приближены к полю питающей провинции «приподнятых блоков основания». Отметим, что аркозовые песчаники с этих двух соседних типов источников сноса имеют очень близкий состав и часто неотличимы петрографическими методами [25]. Песчаники киселевской свиты формально попадают в поле «орогенных областей», где разрушаются в основном эвгеосинклинальные отложения. Это связано с высоким содержанием в них обломков кремнистых пород. Однако присутствие вулканокластических песчаников, а также угловатая форма обломочных зерен осадочных пород, представляющих местные геосинклинальные образования, позволяют более уверенно относить их к песчаникам, образованным из «слабо эродированных дуг».

На эти диаграммы, а также на диаграмму Qm—P—K (см. рис. 4) нанесены средние значения современных глубоководных песков из различных тектонических обстановок [24]. Кроме того, проведено сравнение основных петрологических параметров этих песков с триасово-юрскими песчаниками северо-западной части Сихотэ-Алиня (см. таблицу).



Сравнение соотношений породообразующих компонентов триасово-юрских песчаников Сихотэ-Алиня со средними соотношениями для современных глубоководных песков из различных тектонических обстановок [24]

Петрологические параметры	1 (15)	2 (11)	3 (8)	4 (155)	5 (15)	6 (30)	7 (35)	8 (40)	9 (85)
Q—F—L	41—40—19	37—33—30	44—9—47	76—18—6	69—26—5	63—26—11	31—45—24	20—41—39	11—34—55
Qm—F—Lt	35—40—25	32—33—35	4—9—87	71—18—11	62—26—12	51—26—23	22—45—33	15—41—44	8—34—58
Qp—Lv—Ls	23—68—9	13—70—17	46—25—29	—	—	52—3—45	27—26—47	11—79—10	5—90—5
Qm—P—K	47—40—13	49—32—19	31—69—0	80—5—15	70—13—17	66—16—18	33—42—25	27—55—18	19—74—7
P/K	0,75	0,62	1,0	0,25	0,43	0,48	0,63	0,75	0,91
Lv/L	0,68	0,7	0,2	—	—	0,06	0,36	0,89	0,95

Примечания. Средние значения соотношений породообразующих компонентов приведены к 100%. Qp — кварц поликристаллический, включая кварциты и кремни. Обломки пород: Lv — вулканитов, Ls — осадочных, за исключением кремней. Остальные символы минералов см. на рис. 4. 1—3 — песчаники Сихотэ-Алиня: 1 — терригенно-кремнистой толщи, 2 — джаурской и 3 — киселевской свит; 4—9 — современные глубоководные пески из различных тектонических обстановок. Цифры соответствуют буквенным индексам на рис. 4. В скобках количество проб.

В результате сравнения видно, что песчаники терригенно-кремнистой толщи Бикинской зоны и джаурской свиты занимают промежуточное положение между средним составом песков из обстановок пассивных и активных континентальных окраин, а по некоторым параметрам они весьма близки к средним значениям песков из бассейнов, связанных с трансформными дислокациями типа Калифорнийского залива и расположенных вблизи окраинно-континентальных дуг. Киселевские песчаники наиболее приближены к пескам из бассейнов, сопряженных с внутриокеаническими дугами.

Таким образом, исследования вещественного состава раннемезозойских геосинклинальных песчаников северо-западной части Сихотэ-Алиня указывают на существование на раннем этапе развития геосинклинального бассейна различных тектонических обстановок. Песчаники терригенно-кремнистой толщи Бикинской зоны и джаурской свиты формировались в условиях активной континентальной окраины. По представлениям многих исследователей [8, 24, 27], бассейны активных континентальных окраин развивались на участках с мощной континентальной корой или по соседству с ними. Осадки преимущественно образуются в результате разрушения гранитов и кислых вулкани-

тов как приподнятого основания, так и окраинно-континентальной магматической дуги. Эти данные хорошо согласуются с нашими выводами о составе исходных пород для песчаников и типах области сноса. Источником сиалического материала, поступавшего в геосинклинальный бассейн, для Бикинской зоны, по-видимому, была северная окраина Ханкайского массива, а для Центрально-Сихотэ-Алинской зоны (реки Джаур и Гур), слишком удаленной от Ханкайского массива, областью сноса мог служить Анюйский выступ кристаллического фундамента [2, 12].

В северной части складчатой системы, в Нижнем Приамурье, на значительном удалении от континента влияние континентальной суши почти не ощущалось и песчаники киселевской свиты отлагались в обстановке, близкой к океанической, за счет разрушения внутрибассейновых подводных тектонических поднятий и вулканических построек. Существование таких раннегеосинклинальных поднятий, соответствующих, как считает А. И. Кянно [10] на основании геофизических данных, тектоновулканическим дугам, устанавливается в этом районе.

Приведенные в статье материалы подтверждают концепцию структурной неоднородности Сихотэ-Алинской складчатой системы [1, 16].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бельгенов Е. В., Плотников И. А. Особенности и некоторые проблемы тектоники Приамурья.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974.
2. Бельгенов Е. В., Золотов М. Г. и др. Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области в мезозое и кайнозое.— В кн.: Мезозойский тектогенез (Материалы VII сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1972.
3. Бурий Г. И. Триасовые конодонты в кремнистых толщах Сихотэ-Алиня.— Тихоокеанская геол., 1985, № 2.
4. Волохин Ю. Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985.
5. Геология СССР. Т. XIX: Хабаровский край и Амурская область.— М.: Недра, 1966.
6. Геология СССР. Т. XXXII: Приморский край.— М.: Недра, 1969.
7. Жамойда А. И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР.— Л.: Недра, 1972.
8. Зоненшайн Л. П., Казьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения.— М.: Недра, 1976.

9. *Кипарисова Л. Д.* Новая нижнеюрская фауна Приамурья.— М.: Госгеолтехиздат, 1952.
10. *Кянно А. И.* Раннемезозойские вулканические дуги в Нижнем Приамурье (по материалам геофизических исследований).— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
11. *Лихт Ф. Р.* К вопросу о стратиграфии верхнепалеозойских отложений в юго-западной части Бикинской структурно-фациальной зоны.— В кн.: Сообщение ДВФ СО АН СССР. Сер. геол. Вып. 27. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток: Кн. изд-во, 1968.
12. *Мартынюк М. В.* Соотношение эффузивного и интрузивного магматизма в мезо-кайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского синклиория (в пределах Аюйского блока).— Автореф. канд. дис.— Новосибирск, 1972.
13. *Парфенов Л. М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозой Северо-Востока Азии.— Новосибирск: Наука, 1984.
14. *Решения 3-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР.*— Владивосток, 1978; Магадан, 1982.
15. *Савченко А. И.* Мезозой Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья.— Сов. геол., 1961, № 12.
16. *Салун С. А.* Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы.— М.: Недра, 1978.
17. *Симанович И. М.* Кварц песчаных пород.— М.: Наука, 1978. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 314).
18. *Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана.*— М.: Наука, 1980.
19. *Шутов В. Г.* Классификация песчаников.— Литология и полез. ископаемые, 1967, № 5.
20. *Шутов В. Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов.— М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 278).
21. *Bhatia M. R.* Plate tectonics and geochemical composition of sandstones.— J. Geol., 1983, v. 91, N 6.
22. *Crook K. A.* Litogenesis and geotectonics: The significance of compositional variation in flysh arenites (graywackes).— In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation (Dott R. H., Shaver R. H., eds) SEMP Spec. Publ., Tulsa (Okla), 1974, 19.
23. *Dickinson W. R., Suczek C. A.* Plate tectonics and sandstone compositions.— Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1979, v. 63, N 12.
24. *Dickinson W. R., Valloni R.* Plate settings and provenance of sand in modern ocean basins.— Geology, 1980, v. 8, N 1.
25. *Dickinson W. R., Beard L. S. et al.* Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting.— Geol. Soc. Am. Bull., 1983, v. 94, N 2.
26. *Maynard I. B., Valloni R., Yu H. S.* Composition of modern sea sands from arc-related basins.— In: Trench-Forearc geology, Sedimentation and tectonics of modern and ancient active plate margins. (Leggett I. K., ed.). L. 1982.
27. *Mitchell A. H., Redding H. G.* Continental margins geosynclines and ocean-floor spreading.— J. Geol., 1969, v. 77, N 6.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
5 мая 1986 г.

*Н. Г. Шкабарня, В. С. Москвичев*

## АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ МЕТОДОВ СОПРОТИВЛЕНИЙ И ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ, ПОЛУЧЕННЫХ В СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ РАЙОНАХ

Предлагается методика автоматизированной интерпретации данных традиционных методов электроразведки, которая обеспечивает районирование площадей исследования на участки с выделением блоков однотипных моделей, обнаружение и локализацию отдельных геологических объектов, определение физических и геометрических параметров по каждому блоку. В основе методики лежат созданные алгоритмы расчета кажущихся сопротивлений и поляризуемостей для моделей сред, аппроксимирующих основные типы физико-геологических разрезов, и установленные законо-

мерности электрического поля в зависимости от разных классов моделей сред и изменения их параметров. Массовая интерпретация результатов полевых наблюдений осуществляется с помощью пакета прикладных программ и выполняется в виде взаимосвязанных процедур с промежуточными принятиями решений. К настоящему времени по методике обработаны десятки тысяч кривых электрического зондирования и в результате получена ценная информация о геологическом строении различных районов страны.

Методы сопротивлений и вызванной поляризации интенсивно применяются в рудных провинциях в модификации вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП) для получения детальных количественных сведений о геоэлектрическом разрезе изучаемых территорий. Однако эти районы характеризуются весьма сложным строением, что делает практически невозможным применение традиционных ручных и машинных способов количественной интерпретации, использующих горизонтально-слоистую модель геоэлектрического разреза [1, 2, 5, 6, 9, 13, 20]. Геологическое истолкование результатов наблюдений все чаще сводится к качественной интерпретации, обеспечивающей выделение только аномальных областей в поле измеренных значений. Главная задача интерпретации материалов электроразведки — построение геоэлектрической модели среды — выполняется на низком уровне. В последнее время возникла острая необходимость как разработки методологии интерпретации данных зондирований, полученных в сложнопостроенных районах, так и ее технологической реализации с использованием современных вычислительных средств в виде автоматизированной системы обработки и интерпретации.

Предлагаемая авторами методика интерпретации результатов полевых наблюдений обеспечивает районирование площадей исследования на участки с выделением блоков однотипных моделей, обнаружение и локализацию отдельных геологических объектов и определение

физических и геометрических параметров по каждому блоку. Это удалось осуществить благодаря следующему:

1. Решены прямые задачи и созданы устойчивые алгоритмы расчета кажущихся сопротивлений и поляризуемостей для моделей сред, аппроксимирующих основные типы физико-геологических разрезов с наклонными либо крутопадающими границами, клиновидными структурами, локальными объектами (рис. 1, 2) и применяемых в производстве трех- и четырех-электродных установок [7, 10, 12, 15, 16]. Для учета влияния рельефа местности используется частная модель клиновидной среды (см. рис. 1) — «долины» и «хребты» с бесконечными склонами.

2. Установлены закономерности поведения кривых ВЭЗ и ВЭЗ-ВП в зависимости от разных классов моделей сред и изменения их параметров, на основании которых определены критерии выделения блоков однотипных моделей с обнаружением и локализацией геологических объектов определенного типа.

3. Обнаружены и исследованы зависимости смещения экстремальных значений аномалий по разностям для серии кривых зондирования и по профилю на графиках электропрофилеирования от углов наклона границ в разрезе, которые использованы в процессе уточнения типа модели и определения предварительных параметров.

4. Установлена идентичность объемной структуры полей  $\rho_k$  и  $\eta_k$  для моделей сред с

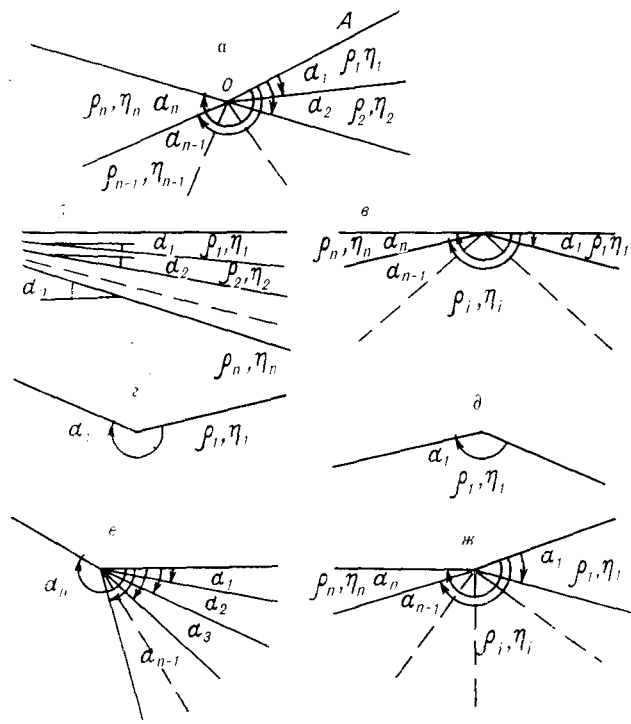


Рис. 1. Обобщенная модель среды с наклонными границами раздела в разрезе (а) и частные случаи: наклонно-слоистые среды (б), неоднородности в виде клина (в), простейшие формы рельефа (г, д), слоистые среды и клин, осложненные рельефом (е, ж).

локальными неоднородностями, которая использована для выделения в разрезе объектов рудной природы на основании комплексного анализа результатов ВЭЗ-ВП.

5. Применяемые в способах количественной интерпретации расчетные поля по разнообразию классов моделей сред, расположению источников и приемников, точности вычислений позволили уменьшить ошибки определения параметров разреза за счет лучшего приближения расчетных значений к экспериментальным.

Интерпретационный процесс состоит из этапов предварительной обработки и количественного анализа и выполняется в виде взаимосвязанных процедур в квазидialogовом режиме, что позволяет использовать интуицию и опыт геофизика-интерпретатора в условиях решения многопараметрической оптимизационной задачи. При этом исходная информация подразделяется на основную и априорную. Основной информацией являются матрицы кажущихся сопротивлений  $G = [\rho_{kij}]$  и кажущихся поляризуемостей  $F = [\eta_{kij}]$ , формируемые по профилям для трех- и четырехэлектродных установок с реальным расположением источников и приемников. Конкретная задача интерпретации должна быть обеспечена полнотой исходного материала. Для выделения и прослеживания

пологих и наклонных границ, протяженных по профилю локальных объектов, требуется более плотная информация по столбцам, а для выделения крутопадающих границ и протяженных на глубину объектов нужна достаточная информация по строкам. Априорной информацией является совокупность предполагаемых сведений о строении разреза, задаваемых геофизиком-интерпретатором с целью сужения класса возможных решений обратной задачи.

Предлагаемая методика реализована в виде автоматизированной системы обработки электроразведочных данных АСОД-ЭР (рис. 3).

Как известно, типовой задачей предварительной обработки данных инструментальных геофизических исследований является обнаружение и локализация объектов [18]. Конкретизируя это общее положение, сформулируем его следующим образом: основными задачами этапа предварительной обработки данных электроразведочных, полученных в горизонтально-неоднородных средах, являются обнаружение, локализация и классификация геоэлектрических неоднородностей по типам моделей с установ-

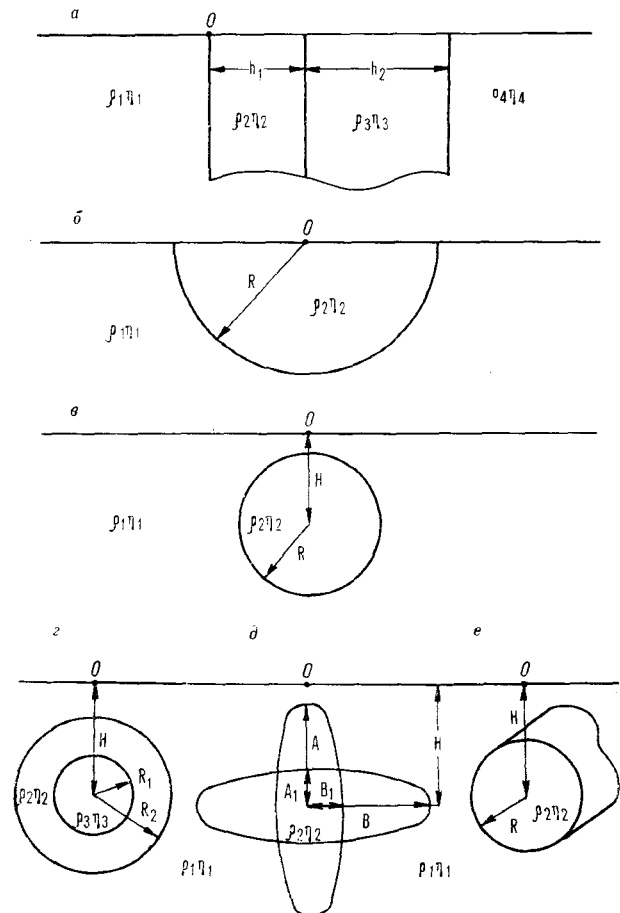


Рис. 2. Модели сред с тремя вертикальными границами (а), полушаром, выходящим на поверхность (б), шаром (в), сферическими оболочками (г), сфероидом (д) и горизонтальным цилиндрическим цилиндром (е).

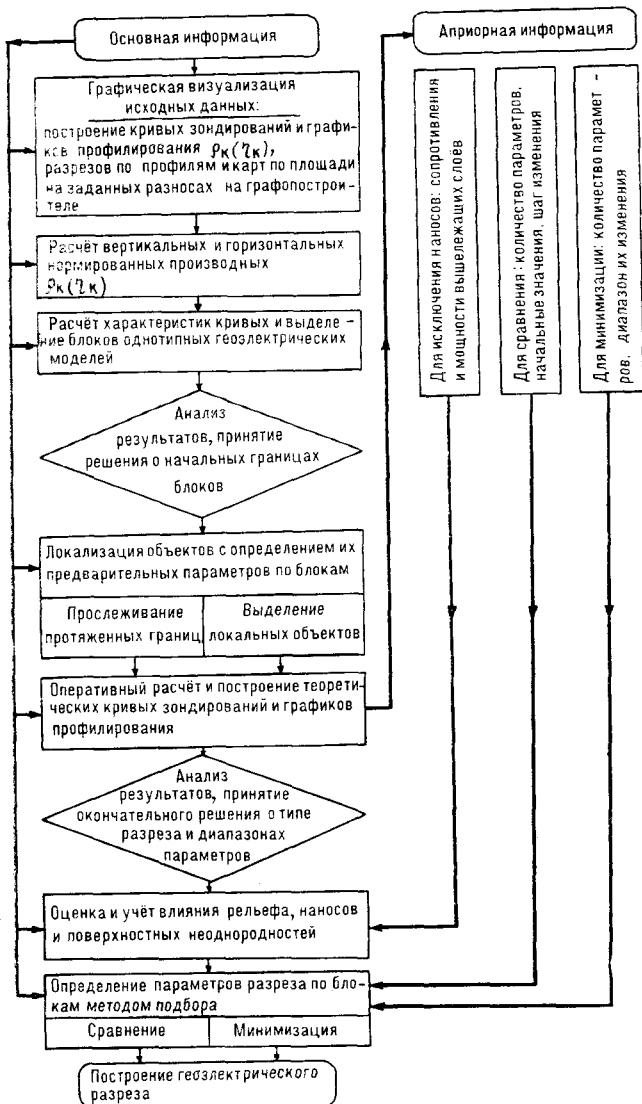


Рис. 3. Принципиальная блок-схема автоматизированной обработки и интерпретации данных ВЭЗ и ВЭЗ-ВП с использованием системы АСОД-ЭР.

лением их предварительных параметров. Следует отметить, что в аналогичных интерпретационных системах [2, 5, 9, 20] этот этап практически отсутствует в связи с тем, что все многообразие реальных геологических ситуаций втискивается в прокрустово ложе горизонтально-слоистой модели геоэлектрического разреза.

Обработка исходных данных начинается с визуального анализа кривых зондирования и графиков профилирования с целью выявления закономерных особенностей, связанных с типом геоэлектрического разреза. Для этого исходные данные вычерчиваются на графопостроителе в удобном для интерпретатора виде. Кривые зондирования строятся от горизонтальной линии в билогарифмическом масштабе с произвольно

заданным модулем. Ниже кривых располагаются графики профилирования для заданных интерпретатором разностей.

Затем программно определяются основные характеристики кривых  $\rho_k$  и  $\eta_k$  — гладкость (поведение градиента), изменение градиентов по профилю, экстремальные значения и их поведение по профилю, изломы кривых с учетом амплитуды и знака, расхождение значений при переходе с меньшей приемной линии на большую, углы наклона восходящих и нисходящих ветвей. В соответствии с выработанными на основе анализа результатов моделирования критериями отнесения кривых или их фрагментов к определенному типу геоэлектрического разреза производится его районирование на блоки, в пределах которых превалирует влияние одной из моделей. Конечный результат выдается в виде разреза — таблицы в условных буквенных символах.

На этапе предварительной обработки полевых материалов для получения общего представления о геологическом строении исследуемой площади используется визуализация полей  $\rho_k$  и  $\eta_k$  в виде соответствующих разрезов и карт и их трансформация в горизонтальные и вертикальные нормированные производные по известным алгоритмам [8, 9, 17]. Эффективность применения этого приема в системе определяется возможностью анализа результативных материалов на основе сравнения полученных разрезов с тестовыми для всех классов горизонтально-неоднородных моделей. При плотных системах наблюдений по конфигурациям изолиний  $\rho_k(\eta_k)$  можно судить о присутствии определенных геологических объектов, а по их изменению делать выводы о границах этих объектов. Разрезы и карты нормированных производных  $\delta_\rho$  и  $\delta_\eta$  обладают большей разрешающей способностью по выделению пологих границ раздела и вертикальных неоднородностей, протяженных на глубину.

На основе анализа полученного материала интерпретатором принимается решение о положении в разрезе блоков однотипных моделей, в пределах которых производятся локализация геоэлектрических неоднородностей и определение их предварительных параметров.

Прослеживание протяженных пологих, наклонных и крутопадающих границ основывается на регулярности аномальных значений  $\rho_k$  и  $\eta_k$  по строкам или столбцам соответствующих цифровых матриц и производится путем суммирования и накопления измеренных значений в виде осредненных зависимостей  $\bar{\rho}_k(r)$ ,  $\bar{\eta}_k(r)$ ,  $\bar{\rho}_k(x)$ ,  $\bar{\eta}_k(x)$ . При этом суммирование строго по строкам или столбцам эффективно для выделения аномалий соответственно от горизонтальных и вертикальных границ раздела. Для выделения аномалий от наклонных

границ необходимо суммировать кривые с некоторым сдвигом по разному, так как форма кривых повторяется со смещением по  $r$ . При наличии крутопадающих границ суммирование производится по столбцам со сдвигом по  $x$ . По наибольшему аномальному отклонению осредненных зависимостей интерпретатор уточняет количество границ в разрезе, местоположения контактов на поверхности и значения углов наклона границ.

Для выделения в разрезе локальных геоэлектрических неоднородностей, характеризующихся тесной корреляционной связью между сопротивлением и поляризуемостью (зоны минерализации, рудные тела), применяется свертка полей  $\rho_k$  и  $\eta_k$  в комплексный параметр с учетом их амплитудных значений и объемной структуры полей. При этом каждой  $l$ -й точке нижнего полупространства ставятся в соответствие псевдовекторы  $R_l$  и  $T_l$ , длинами которых являются амплитудные значения  $\rho_{kl}$  и  $\eta_{kl}$ , а направления оцениваются азимутами полных градиентов  $F_\rho$  и  $F_\eta$  в элементарных объемах  $d\rho_k$  и  $d\eta_k$  вокруг  $l$ -й точки. Таким образом, поля  $\rho_k$  и  $\eta_k$  формально трансформируются в псевдовекторные поля  $R$  и  $T$ , которые и сворачиваются в комплексный параметр  $A$  на основе их скалярного произведения. При этом максимальными значениями  $A$  будут отмечаться участки нижнего полупространства с локальными неоднородностями, обладающие идентичной объемной структурой полей  $\rho_k$  и  $\eta_k$  и их аномальными значениями.

Проведение вышеописанных процедур и анализ полученных результатов позволяют интерпретатору решить основные задачи этапа предварительной обработки исходных данных — обнаружение, классификация и локализация геоэлектрических неоднородностей с установлением их предварительных параметров. Точное определение этих параметров для выделенных блоков однотипного разреза производится на этапе количественной интерпретации методами подбора в автоматическом режиме. Однако в ряде случаев переход к этому этапу невозможен как без знания границ изменения физических и геометрических характеристик искомого объектов, так и без решения таких важных задач, как оценка влияния рельефа местности, определение параметров «наносов» и исключение их влияния на кривые, оценка влияния поверхностных неоднородностей. Поэтому в автоматизированной системе предусмотрены соответствующие дополнительные операции (см. рис. 3).

Проверку правильности разделения разреза на отдельные блоки и оценку диапазонов изменений количественных параметров объектов осуществляет интерпретатор в интерактивном режиме путем оперативного расчета и построе-

ния теоретических кривых зондирований для различных моделей и установок. Расчеты производятся с заданием реальных параметров разреза, применяемых систем наблюдений и разносов. При необходимости имеется возможность производить наращивание горизонтальных слоев («наносов») на среды с различными неоднородностями. Рассчитанные кривые программным путем сравниваются с практическими, вычисляются отклонения в процентах, на основании чего интерпретатор оценивает степень соответствия заданных им параметров разреза конкретной геологической обстановке.

Учет влияния рельефа на результаты ВЭЗ весьма актуален для большинства рудных провинций. На основе результатов физического и математического моделирования полей в работах [3, 4, 14] показано влияние рельефа местности на измеряемые параметры  $\rho_k$  и  $\eta_k$ . Однако в связи с отсутствием эффективного решения прямой задачи на производстве до настоящего времени отсутствует методика практического учета влияния рельефа. В системе реализован автоматизированный способ оценки и учета влияния таких форм рельефа, которые можно представить в виде «хребтов» и «долин» с бесконечными склонами (см. рис. 1). Методика учета основана на следующих положениях. Токовое поле точечного источника имеет шаровую симметрию относительно источника. При отклонении рельефа от полупространства уменьшается или увеличивается объем  $\delta V$ -среды, в котором происходит распространение тока. Изменение объема среды на величину  $\delta V$  вызывает изменение плотности тока в данном объеме, что приводит к появлению аномальных отклонений  $\delta\rho_k$ . Вычисляя программным путем величину  $\delta V$  на каждом разносе и пользуясь массивом зависимостей  $\delta\rho_k = f(\delta V)$ , получаем значение для соответствующего разноса, на величину которого и исправляется измеренное значение  $\rho_k$ . Предложенный алгоритм является оценочным в силу следующих ограничений: рельеф должен иметь форму «долины» или «хребта» с бесконечными (относительно размеров установок) склонами, нижнее полупространство однородное.

На участках, где глубинные блоки горизонтально-неоднородной среды перекрыты слоистым разрезом («наносами»), интерпретатор имеет возможность определить количественные характеристики «наносов» и исключить их влияние на кривые зондирования. Решение этой задачи производится на основе пересчета кривых зондирования в нижнее полупространство на подошву каждого выделяемого слоя с использованием алгоритма последовательного определения параметров слоистого разреза [11, 20]. Для оценки влияния локальных поверхностных неоднородностей на результаты изме-

рений осуществляется их моделирование путем расчета значений  $\rho_k$  для полушара, выходящего на дневную поверхность, сфероида и шара вблизи этой поверхности (см. рис. 2).

Этап количественной интерпретации предназначен для определения параметров среды в пределах выделенных однотипных блоков разреза методом подбора путем минимизации функционала невязки между наблюдаемой матрицей  $G$  или  $F$  и теоретическими матрицами, рассчитанными для неоднородных сред. В зависимости от полноты априорных сведений о строении разреза и его сложности используются два алгоритма. В первом определению параметров производится на основе сравнения наблюдаемых кривых с заданным набором теоретических кривых. Сначала сравнение производится в точках экстремумов. Если расчетные кривые не совпадают в этих точках с заданной точностью, то они исключаются из дальнейшего рассмотрения. Оставшиеся расчетные кривые из набора сравниваются с практическими в каждой точке. При отсутствии экстремумов на кривых выполняется только последняя операция. Если при сравнении сумма квадратов относительных отклонений окажется меньше заданной величины, то параметры теоретической кривой объявляются «верным» решением. В результате интерпретации три решения, соответствующие минимальным значениям функционала невязки, представляются в виде таблиц и графиков. Выбор наилучшего решения производит интерпретатор с учетом предполагаемых сведений о строении разреза и корреляции параметров в пределах блока.

Во втором алгоритме поиск искомого параметров сводится к определению в многомерном пространстве минимума функции отклика по заданному массиву параметров с двухсторонними ограничениями по каждому из них. В основе применяемого метода положен алгоритм по координатного спуска с периодическим вращением координат. Процесс минимизации происходит путем вычисления функции отклика  $F$  при изменении  $i$ -й координаты начального приближения, а в дальнейшем любого текущего приближения. Если последовательность  $F$  убывает, то шаг по координате считается удачным и определяется новое приближение. При выполнении операции по всем координатам происходит пересчет матрицы базы пространства векторов с целью поворота осей координат таким образом, чтобы одна из них совпала с направлением «оврага» функции отклика. Интер-

претация с помощью данного алгоритма дает одно решение, которое при неоправданном расширении границ поиска может быть эквивалентным.

Каждый из двух алгоритмов подбора обладает своими достоинствами и недостатками. Поэтому для повышения точности интерпретации и рационального использования машинного времени геофизик-интерпретатор имеет возможность комплексировать алгоритмы. В частности, задав на начальном этапе решения обратной задачи достаточно широкие диапазоны количественных параметров разреза и грубый шаг их дискретизации, интерпретатор с помощью алгоритма сравнения определяет в пределах этих диапазонов интервалы нахождения истинных значений параметров, а затем, применяя алгоритм минимизации, локализует в границах этих интервалов их истинные значения.

Для повышения надежности результатов количественной интерпретации особое значение имеет задание начального приближения и использование предполагаемых сведений о геоэлектрическом разрезе. В процессе обработки массовых наблюдений используются приемы задания начального приближения по результатам интерпретации параметрических кривых, закрепление физических параметров определенных объектов (слоев, тел), выбор узких пределов их изменения.

Массовая интерпретация результатов полевых наблюдений на ЭВМ осуществляется с помощью пакета прикладных программ, который включает программную систему. Обращение к системе реализуется в форме запроса, содержащего требования к обработке данных по операциям и сами данные. Управление работой пакета заключается в выборе исследователем графа интерпретации, контроля правильности прохождения программ, в оперативном использовании априорной информации, оценке получаемых результатов и принятии промежуточных и окончательных решений. К настоящему времени пакет программ опробован на материалах экспедиции ПГО Приморгеология, Якутгеология, Дальгеология, Камчатгеология.

Можно не сомневаться, что новый этап развития математического обеспечения для электрических зондирований, не ограниченный рамками математического аппарата горизонтально-слоистой среды и предельными установками, приведет к повышению эффективности методов, дальнейшему расширению их возможностей.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамова Е. Ш. Новая методика оперативного машинного решения прямой задачи ВЭЗ.— Сер. Физика Земли, 1979, № 2.

2. Абрамова Е. Ш. Алгоритм решения обратной задачи ВЭЗ с учетом геологической интерпретации.— Экспресс-инф. Ред. разв. и промысл. геофизика. М.: ВИЭМС, 1979, № 1.

3. *Вешев В. А.* Электропрофилирование на постоянном и переменном токе.— Л.: Недра, 1980.
4. *Блох Н. М.* Электропрофилирование методом сопротивлений.— М.: Госгеолтехиздат, 1962.
5. *Гудзь В. Н., Ряполова В. А.* Новый способ машинной интерпретации кривых вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ).— М.: Изд-во ВНИИТранс. стр-ва, 1976.
6. *Изогова Е. Б.* Программа «Поле-75» для решений прямой и обратной задачи ВЭЗ и ВЭЗ-ВП для ЭВМ М-222.— Л.: НИО «Геофизика», 1979.
7. *Израильский Ю. Г., Шкабарня Н. Г.* Алгоритм расчета кажущихся сопротивлений и поляризуемостей для среды с неоднородностью в виде сфероида.— В кн.: Прикладная геофизика, вып. 110. М.: Недра, 1984.
8. *Киричек М. А., Бугрова А. С., Шкабарня Н. Г.* Об аномалиях нормированных производных от газонефтяных залежей при наблюдениях ДЭЗ.— В кн.: Прямые поиски месторождений нефти и газа геофизическими методами. Сер. Регион., развед. и промысл. геофизика, № 22. М.: ВИЭМС, 1971.
9. *Колесников В. П.* Обработка и интерпретация результатов вертикального электрического зондирования с помощью ЭВМ.— М.: Недра, 1981.
10. *Липская Н. В.* Поле точечного электрода, наблюдаемое на поверхности земли вблизи погруженной сферы.— Изв. АН СССР. Сер. геол. и геофиз., 1949, т. 13, № 5.
11. *Матвеев Б. К.* Интерпретация электромагнитных зондирований.— М.: Недра, 1974.
12. *Морозов В. А., Шкабарня Н. Г.* Расчет кажущихся сопротивлений и поляризуемостей для горизонтально-слоистых сред при использовании установок не-предельного типа.— В кн.: Морская геология и геофизика, вып. 6. М.: ВИЭМС, 1983.
13. *Мыцкич Н. В.* Автоматическая интерпретация кривых ВЭЗ с использованием дополнительной информации о разрезе.— В кн.: Материалы IV науч. конфер. аспирантов и молодых ученых. МГУ. Секция «Геофизика».— М.: ВИНТИ, № 4022—77. Деп., 1977.
14. *Поляков А. С.* Влияние рельефа на кривые комбинированного профилирования.— Сб. тр. Казахского геофиз. треста, НТО Горное. Алма-Ата, 1958.
15. *Сахарников Н. А.* Поле точечного источника в среде, состоящей из клиновидных однородных частей.— Уч. зап. ЛГУ, № 329, вып. 16. Л.: ЛГУ, 1966.
16. *Скальская И. П.* Поле точечного источника тока, расположенного на поверхности земли над наклонным контактом.— Журн. тех. физики, 1948, вып. 10, т. 18.
17. *Способ* нормированных производных для интерпретации материалов электроразведки в Западном Узбекистане.— Экспресс-инф. Сер. регион. развед. и промысл. геофизика, № 79. М.: ВИЭМС, 1971.
18. *Страхов В. Н.* Становление геофизической кибернетики — фундаментальная проблема разведочной геофизики ближайших десятилетий.— Геофиз. сб. АН УССР, 1979, вып. 87.
19. *Холфин Л. А.* Поле точечного источника в присутствии сжатого и вытянутого сфероидов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 6.
20. *Шкабарня Н. Г., Гриценко Б. Г.* Интерпретация кривых вертикального электрического зондирования с применением ЭВМ.— М.: Недра, 1971.



О. В. Авченко, М. М. Кузнецова

МИНЕРАЛЬНЫЕ ГЕОБАРОМЕТРЫ

На основе согласованных термодинамических данных и принятых моделей твердых растворов минералов предложено семь геобарометрических уравнений для определения литостатического давления при известной температуре в богатых и бедных кальцием породах. Установлена удовлетворительная точность

оценок  $P_s$  по выведенным уравнениям, исключая минеральные парагенезисы с крайне железистыми и ма- локальциевыми составами гранатов. Определены условия образования гранат-гиперстен-силлиманитовых гнейсов юга Алданского щита:  $P_s \sim 8-9$  кбар,  $T \sim 920-1000^\circ\text{C}$ .

Для определения величины давления минералообразования при известной температуре в петрологической практике применяются некоторые геобарометрические уравнения. Они выводятся либо с помощью экспериментально изученных минеральных равновесий [2, 6], либо расчетным путем, исходя из термодинамических свойств минералов [17, 18]. При использовании этих геобарометров обычно трудно согласовать полученные по ним данные, так как геобарометры построены на разных исходных данных. Так, при определении  $P_s$  в гранулитовых толщах или в областях зонального метаморфизма в настоящее время приходится пользоваться геобарометрами, имеющими разную основу: в богатых кальцием кристаллосланцах — «чарнокитовым» геобарометром [17, 18], выведенным термохимически, а в кислых породах — гранат-кордиерит-силлиманитовым [6] или гранат-плагноклазовым [2] геобарометрами, действие которых основано на экспериментально изученных фазовых равновесиях. Поэтому существует необходимость иметь набор геобарометров, выведенных на единой термодинамической основе.

Появившаяся недавно сводка согласованных термодинамических свойств минералов [4] совместно с данными по активностям различных минералов [8, 11, 16] позволяет вывести целый ряд внутренне согласованных минеральных геобарометров. Такой вывод и анализ наиболее надежных геобарометрических уравнений представляют задачу настоящей работы.

В процессе анализа выведенных уравнений уточняются старые, предлагаются новые геобарометры и решается вопрос о  $P-T$ -условиях образования парагенезиса Gr—Orx—Sill—Pl—Q\*, встречающегося в глубокометаморфи-

зованных комплексах Лапландии, юга Алданского щита, Антарктиды и Канады.

ТВЕРДОФАЗОВЫЕ ГЕОБАРОМЕТРЫ

Если между компонентами равновесных минеральных фаз L, M, N... существует стехиометрическое соотношение:

$$l \cdot L + m \cdot M + n \cdot N + \dots = 0, \quad (1)$$

где  $l, m, n$  — коэффициенты, то между величинами химических потенциалов этих компонентов существует взаимосвязь

$$\sum v_i \mu_i = 0, \quad (2)$$

где  $v_i$  — коэффициент при компоненте  $i$ ,  $\mu_i$  — химический потенциал компонента  $i$ .

Уравнение (2) можно выразить через константу равновесия  $K_p$ , приращения энтропии  $\Delta S_T^0$ , энтальпии  $\Delta H_T^0$  и объемного эффекта  $\Delta V_s^0$  реакции (1) для данных  $P, T$  [3, 10, 16]:

$$0 = \Delta H_T^0 - \Delta S_T^0 + RT \ln K_p^{(1)} + P_s \cdot \Delta V_s^0. \quad (3)$$

Уравнение (3) благодаря включению в него константы равновесия применимо к минеральным фазам любого химического состава, тогда как  $\Delta H_T^0, \Delta S_T^0, \Delta V_s^0$  представляют собой термодинамические эффекты реакции (1), рассчитываемые по свойствам чистых компонентов.

Величины  $\Delta H_T^0, \Delta S_T^0, \Delta V_s^0$  для твердофазовых реакций являются практически постоянными коэффициентами, в силу чего уравнение (3) является геотермометром.

Выбор уравнения (3) в качестве геобарометра или геотермометра определяется степенью влияния на  $K_p$  температуры или дав-

\* См. примечание к табл. 1.

Значения коэффициентов  $A$ ,  $B$ ,  $C$  в уравнении геобарометра  $P_s = \frac{A + BT + RT \ln K_p}{C}$ , где  $T$  — температура в К,  $P_s$  — давление в барах,  $R = 1,987$ ,  $K_p$  — константа равновесия

№ п/п	Реакция	T, К	A	B	$K_p$	C
1	$3An = Gro + 2Sill + Q$	873 973 1173	-7262 -7455 -7828	27,31 27,60 28,01	$\frac{a_{Gro} \cdot (a_{Sill})^2 \cdot a_Q}{(a_{An})^3}$	$1,213 + 4,566(0,2 - X_{Gro}^{Gr})^2$
2	$3An = Gro + 2Ky + Q$	773 873 973	-10426 -10332 -10436	32,88 32,75 32,87	$\frac{a_{Gro} \cdot (a_{Ky})^2 \cdot a_Q}{(a_{An})^3}$	$1,492 + 4,566(0,2 - X_{Gro}^{Gr})^2$
3	$3An = Gro + 2And + Q$	773 873	-8306 -8287	28,30 28,26	$\frac{a_{Gro} \cdot (a_{And})^2 \cdot a_Q}{(a_{An})^3}$	$1,140 + 4,566(0,2 - X_{Gro}^{Gr})^2$
4	$3An + Phl = Py + Gro + Mu$	873	498	27,32	$\frac{a_{Py} \cdot a_{Gro} \cdot a_{Mu}}{(a_{An})^3 \cdot a_{Phl}}$	$1,678 + 4,566(0,2 - X_{Gro}^{Gr})^2$
5	$En + An = 1/3Gro + 2/3Py + Q$	973 1073 1173	866 592 485	7,709 7,99 8,20	$\frac{(a_{Gro})^{1/3} \cdot (a_{Py})^{2/3} \cdot a_Q}{a_{An} \cdot a_{En}}$	$0,524 + 1,522(0,2 - X_{Gro})^2$
6	$Di + An = 2/3Gro + 1/3Py + Q$	1073	-1268	10,86	$\frac{(a_{Gro})^{2/3} \cdot (a_{Py})^{1/3} \cdot a_Q}{a_{Di} \cdot a_{An}}$	$0,484 + 3,044(0,2 - X_{Gro})^2$
7	$En + 2/3Sill = 2/3Py + 2/3Q$	1173	+3095	-1,137	$\frac{(a_{Py})^{2/3} \cdot (a_Q)^{2/3}}{a_{En} \cdot (a_{Sill})^{2/3}}$	0,119

Примечания.  $X_{Gro} = \frac{n_{Ca}}{n_{Ca} + n_{Mg} + n_{Fe} + n_{Mn}}$  — концентрацияgrossуляра в Gr;  $X_{Py} = \frac{n_{Mg}}{n_{Mg} + n_{Ca} + n_{Fe} + n_{Mn}}$  — концентрация пироба в Gr;  $X_{An} = \frac{n_{Ca}}{n_{Ca} + n_{Na} + n_K}$  — концентрация An в Pl;  $n_{Ca}^{Crx}$ ,  $n_{Mg}^{Crx}$  — число атомов Ca и Mg в формуле Crx;  $n_{Mg}^{Orx}$  — число атомов Mg в формуле Орх;  $X_K = n_K$  — число атомов калия в формулах Vi и Mu;  $X_{Mg} = \frac{n_{Mg}}{n_{Vi}}$  — концентрация атомов Mg в октаэдре Vi;  $n_{AlIV}$  — число атомов тетраэдрического алюминия в формулах Vi и Mu;  $n_{AlIV} = 4 - n_{Si}$ ;  $X_{AlVI} = \frac{n_{AlVI}}{n_{Vi}}$  — концентрация AlVI в октаэдрах Vi и Mu;  $n_{Si}$  — количество атомов кремния в формулах Vi и Mu;  $X_{OH} = \frac{n_{OH}}{A}$  — концентрация атомов OH в анионных группах;  $n_{VI} = n_{Mg} + n_{Fe} + n_{Mn} + n_{Ti} + n_{AlVI}$  — сумма катионов в октаэдрах Vi и Mu;  $A = n_{OH} + n_F + n_O + n_{Cl}$  — сумма анионов в анионных группах. Формулы минералов рассчитываются на 12 кислородов для Gr, на 6 — для Орх и Crx, на 8 — для Pl, на 11 — для Vi и Mu, если не определена группа OH;  $\nu_i$  — коэффициент активности компонента  $i$ ;  $a_i$  — активность компонента  $i$ . Индексы минералов и минералов: An — анортит, Py — пироп, Gro — grossуляр, Sill — силлиманит, Ky — киданит, And — андалузит, Q — кварц, Phl — флогопит, Mu — мусковит, En — энстатит, Di — диопсид, Gr — гранат, Pl — плагиоклаз, Орх — ортопироксен, Vi — биотит, Crx — клинопироксен;  $f$  — железистость минерала.

ления, что зависит от величины объемного или теплового эффекта реакции (1).

Ниже рассматриваются в основном геобарометрические уравнения, хотя все они в разной степени зависят и от температуры. Вывод геобарометрических уравнений (табл. 1) произведен следующим образом. Вначале по справочным данным [4] находились  $\Delta H_T^0$ ,  $\Delta S_T^0$  минеральных реакций (коэффициенты  $A$ ,  $B$ , см. табл. 1) по обычным формулам [3]:

$$\Delta H_T^0 = \Delta H_{298}^0 + \int_{298}^T \Delta C_p^0(T) dT,$$

$$\Delta S_T^0 = \Delta S_{298}^0 + \int_{298}^T \frac{\Delta C_p^0}{T}(T) dT,$$

где  $\Delta H_{298}^0$ ,  $\Delta S_{298}^0$  — стандартные тепловые и энтропийные эффекты реакций между чистыми минералами,  $\Delta C_p^0$  — изменение теплоемкости реакции. Объемный эффект реакции (1) рассчитывался по объемам чистых минералов, приводимых в справочнике [4], в приближении  $V_s^0 = \text{const}$ , т. е. без учета теплового расширения и сжимаемости компонентов.

Вместе с тем, поскольку установлено значительное изменение парциального объема grossуляра в Ca — Mg- и Ca — Fe-гранатах при  $X_{Gro}^{Gr} < 0,3$  [8], в выражение объемного эффекта реакций (коэффициент  $C$ , см. табл. 1) нами вводилось уравнение, описывающее изменение избыточного объема grossуляра ( $V_{Gro}^e$ ) в зависимости от состава граната [2]:

Уравнения активностей миналов \*

Индекс минала	Формула минала	Формула активности и литературная ссылка	Формула коэффициента активности согласно [2, 16]
Gr <sub>0</sub>	Ca <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	$a_{Gr_0} = (X_{Gr_0} \cdot \gamma_{Gr_0})^3$ , [17]	$RT \ln \gamma_{Gr_0} = (2404 + 0,258 T) \cdot X_{Gr_0} \cdot (2 - X_{Gr_0}) + (5704 - 1,242 T) \cdot X_{Py} \cdot (1 - X_{Gr_0}) - (234 + 0,748 T)$ ; [2]
Py	Mg <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	$a_{Py} = (X_{Py} \cdot \gamma_{Py})^3$ , [17]	$RT \ln \gamma_{Py} = (3300 - 1,5 T) \cdot X_{Gr_0}^2 + (5704 - 1,242 T) \times X_{Gr_0} \cdot X_{Alm}$ ; [2]
An	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	$a_{An} = \gamma_{An} \cdot \frac{X_{An} \cdot (1 + X_{An})^2}{4}$ , [16]	$RT \ln \gamma_{An} = (1 - X_{An})^2 \cdot (2050 + 9392 X_{An})$ ; [16]
Di	CaMgSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	$a_{Cpx} = n_{Ca}^{Cpx} \cdot n_{Mg}^{Cpx}$ , [17]	—
En	Mg <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	$a_{Opx} = \left(\frac{n_{Mg}^{Opx}}{2}\right)^2$ , [17]	—
Phl	KMg <sub>2</sub> AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	$a_{Phl} = X_K \cdot X_{Mg}^3 \cdot n_{AlIV} \cdot \frac{(n_{Si})^3}{3} \cdot X_{OH}^2$ ; [2]	—
Mu	KAl <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	$a_{Mu} = X_K \cdot X_{AlVI}^2 \cdot n_{AlIV} \cdot \frac{(n_{Si})^3}{3}$ ; [2]	—

\* См. примечание к табл. 1.

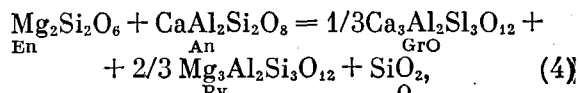
$V_{Gr_0}^e = 0,075 - 4,566(0,2 - X_{Gr_0})^2$  кал/бар. Парциальный объем компонента гроссуляра в реакциях равен, следовательно,  $V_{Gr_0} = V_{Gr_0}^0 + V_{Gr_0}^e = 3,068 - 4,566(0,2 - X_{Gr_0})^2$  кал/бар.

Для корректного вычисления  $P_s(T)$  по уравнениям типа (3) необходимо знать зависимости активностей миналов от химического состава минералов. На основе статистической механики разработаны различные модели твердых растворов [5, 15], пользуясь которыми можно вычислить активность минала в идеальном растворе (табл. 2).

В формулы активностей гроссуляра, пироба и анортита входят также коэффициенты активностей миналов. Формулировка коэффициентов активностей гроссуляра и пироба (см. табл. 2) выбрана по [2]. Эти формулы заметно отличаются от формул коэффициентов активностей миналов граната, предложенных позднее [11]. Нами производились расчеты по этим двум системам и установлено, что более сложные формулы коэффициентов активности работы [11] не повышают относительной точности расчетов. Кроме того, в этой работе тройная константа  $C_{123} = -5300$  кал в формулы коэффициентов активностей вводится скорее искусственно.

Анализ минеральных равновесий с помощью термодинамических уравнений, подобных (3), является чрезвычайно удобным методом исследова-

вания и позволяет не только количественно рассчитывать величину  $P_s(T)$ , но и разобраться в сложных случаях химической зональности минералов. Например, если в породе существуют гранат, ортопироксен, плагиоклаз и кварц, то между компонентами этих минералов существует такое стехиометрическое соотношение



для которого при 973 К вычислено (см. табл. 1, № 5)

$$P_s = \frac{866 + 7,709 T + RT \ln \frac{a_{Gr_0}^{1/3} \cdot a_{Py}^2 \cdot a_Q}{a_{An} \cdot a_{En}}}{0,524 + 1,522(0,2 - X_{Gr_0})^2}. \quad (5)$$

Из уравнения (5) видно, что с ростом  $P_s$  (падением  $T$ ) гранат в равновесии Gr—Opx—Pl—Q должен обогащаться кальцием и магнием, плагиоклаз — становиться более кислым, а ортопироксен — повышать железистость, поскольку  $K_p$  в уравнении в этом случае возрастает. Одновременное обогащение граната кальцием и магнием, а плагиоклаза анортитом может, как видно из уравнения (5), происходить практически при постоянных  $P_s$  и  $T$ , т. е. являться метасоматическим процессом. Степень и направленность изменения составов минералов в равновесии Gr—Opx—Pl—Q контроли-

руются, помимо внешних факторов состояния. валовым составом породы. В частности, как видно из уравнения (5), могут быть случаи, когда с ростом давления содержание пиропа будет уменьшаться, а необходимое увеличение  $K_p$  происходит только за счет возрастания содержания гроссуляра и уменьшения основности плагиоклаза.

### АНАЛИЗ ГЕОБАРОМЕТРОВ

**Геобарометры Gro—Sill (Ky, And)—An—Q и Gro—Py—Mu—Phl—An.** С их помощью определяется  $P_s$  в равновесиях Gr—Bi—Sill—(Ky, And)—Pl—Q (№ 1—3, см. табл. 1) и Gr—Bi—Mu—Pl ± Q (№ 4, см. табл. 1). Для оценки  $P_s$  необходимо знать температуру минерального равновесия, определяемую по Gr—Bi-термометру [6]. Затем из таблицы выбираются коэффициенты  $A, B, C$  пужного уравнения при температуре, наиболее близкой к установленной по термометру. Несовпадение последней с температурой выбранного геобарометра в пределах 100—150° не влияет на оценку  $P_s$ . По коэффициентам  $A, B, C$  и установленной по геобарометру температуре строится уравнение (см. табл. 1). В формулы констант равновесий уравнений (№ 1—3, см. табл. 1) входят активности Sill (Ky, And) и Q, величины которых равны 1 в случае наличия в породе кварца и силиката глинозема. Если этих минералов в породе нет, то можно определить верхний предел  $P_s$ , т. е.  $P_s$  истинное в этом случае будет меньше или равно  $P_s$ , определенного по уравнению.

Из табл. 3 видно, что расхождение в оценках  $P_s$ , вычисленных по выведенным минеральным уравнениям и уравнениям из работ [7, 11], небольшое и в диапазоне температур 500—900°C составляет менее 1 кбар. Расхождение с оценками  $P_s$ , вычисляемыми по уравнениям [2], более значительно и достигает величины 2 кбар при 800—900°C. Результаты обсчета контрольной выборки, составленной из выборки [2] и данных [13], показаны на рис. 1, из которого видно, что большинство парагенези-

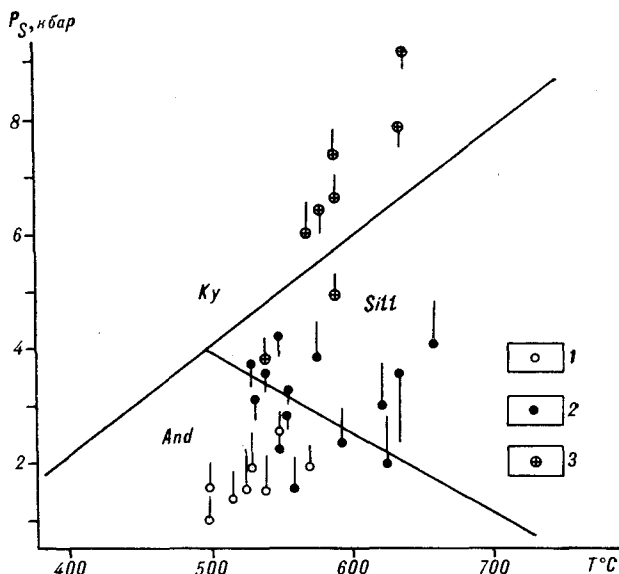


Рис. 1. Оценки  $P_s, T$  минерального равновесия Gr—Bi—Mu—Sill (Ky, And)—Pl—Q на диаграмме Холдавэя [14]: 1—с андалузитом; 2—с силлиманитом; 3—с кианитом. Кружок—оценка  $P_s$  по Gro—Sill (Ky, And)—An—Q-барометрам, конец вектора—оценка  $P_s$  по Py—Gro—Mu—Phl—An-барометру. Температура определена по Gr—Bi-термометру [6].

сов, содержащих Ky, Sill, And, укладывается в соответствующие поля полиморфов  $Al_2SiO_5$ , показанных по [14]. Кроме того, очевидно, что предложенные уравнения несколько занижают оценки  $P_s$ , так как отдельные образцы с Ky попадают в поле Sill, а Sill-содержащие породы несколько смещены в поле And (см. рис. 1). Однако занижение оценок  $P_s$  меньше 1—1,5 кбар и оно, скорее всего, действительно только для относительно низкотемпературных пород ( $T^0 < 700^0C$ ). Для многих образцов, особенно расположенных в кианитовом поле, видна очень хорошая сходимость оценок  $P_s$ , определяемая по разным геобарометрам—Gro—Sill (Ky)—An—Q и Gro—Py—Mu—Phl—An (см. рис. 1), что свидетельствует о равновесии минерального парагенезиса Gr—Bi—Mu—Pl—Sill (Ky, And)—Q в этих образцах.

**Геобарометры Gro—Py—En—An—Q; Gro—Py—Di—An—Q; Py—En—Sill—Q.** Методом, описанным выше, выведены уравнения (№ 5, 7, см. табл. 1), по которым можно определить  $P_s$  (при известной температуре) в ассоциациях Gr—Pl—Orx—Q и Gr—Orx—Sill—Q. Если в породах свободный кварц отсутствует, то можно установить верхний предел оценки  $P_s$ . Сопоставление оценок  $P_s$ , определенных по данным уравнениям (№ 5, см. табл. 1), с оценками  $P_s$ , вычисленными по последнему варианту Gro—En—Pl—Q-барометра [18], показано на рис. 2, из которого видно, что расхождение в оценках  $P_s$  минимально, если состав граната

Таблица 3

Равновесное давление (кбар) для реакций с Ky и Sill по данным настоящей работы (a), [7] (b), [2] (c), [11] (d), [16] (e)

Gro + 2Ky + Q = 3An $V_s = 1,566$ кал/бар					Gro + 2Sill + Q = 3An $V_s = 1,288$ кал/бар				
T°C	a	b	c	e	T°C	a	b	c	d
500	9,6	10,0	10,6	9,5	500	10,7	11,3	12,1	10,7
600	11,6	12,1	12,9	11,8	600	12,9	13,5	14,5	13,1
700	13,8	14,3	15,3	14,1	700	15,1	15,7	16,9	15,5
800	15,8	16,5	17,6	16,4	800	17,2	17,9	19,3	17,9
900	17,9	18,7	19,9	18,8	900	19,4	20,3	21,7	20,2

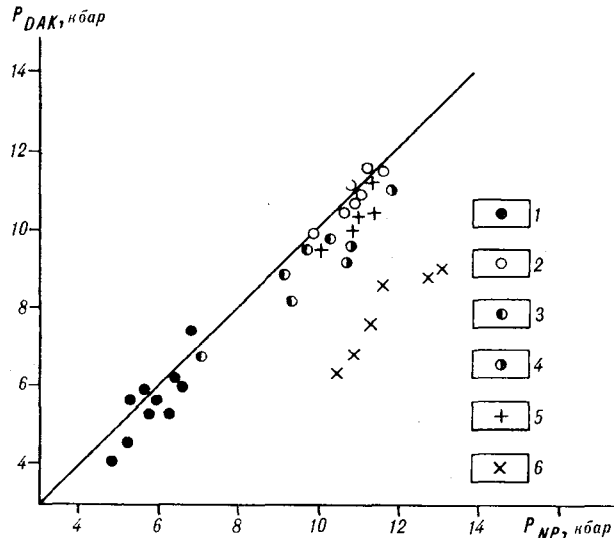


Рис. 2. Сопоставление оценок  $P_s$ , полученных по уравнению № 5 (см. табл. 1) — ось ординат ( $P_{DAK}$ ), и по геобарометру Перкинса и Чипера [18] — ось абсцисс ( $P_{NP}$ ). 1—6 — метаморфические комплексы: Финляндии (1), Танзании (2), юга Индии (3), Китая (4) и Адирондака (5, 6), 5 — гранаты с  $X_{Py} > 0,1$ , 6 — гранаты с  $X_{Py} < 0,1$ . Использована выборка, помещенная в статье [18].

ограничен условиями:  $X_{Py} > 0,1$ ;  $X_{Gro} > 0,08$ . Если концентрации миналов  $Pu$  и  $Gro$  в  $Gr$  меньше указанных пределов, то расхождения в оценках  $P_s$  могут достигать 3—4 кбар. Это обусловлено тем, что авторы работы [18] принимают формулировку активностей  $Gro$  и  $Pu$  в гранате по данным [11]. Однако кажется маловероятным, чтобы крайне железистые гранаты Адирондака ( $f > 90\%$ ) кристаллизовались при  $P_s = 10$  кбар, как это следует из расчетов Перкинса и Чипера [18]. Вместе с тем нельзя исключить и некоторое занижение оценок  $P_s$  (по-видимому, до 2 кбар) по выведенным уравнениям (№ 5, см. табл. 1) в том случае, если гранат имеет состав:  $X_{Py} < 0,1$  и  $X_{Gro} < 0,08$ . Геобарометр  $Pu-Sill-En-Q$  выгодно отличается от вышеописанных слабой зависимостью от состава минералов. К сожалению, парагенезис  $Gr-Orx-Sill-Pl-Q$  встречается редко. В этой ассоциации возможно определить  $P_s$  и

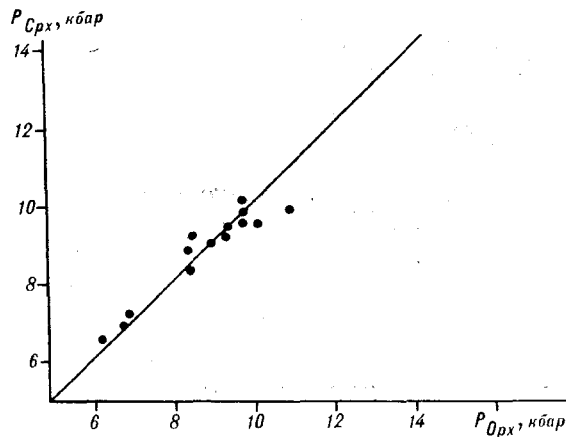


Рис. 3. Сопоставление оценок  $P_s$ , вычисленных по уравнениям № 5 —  $P_{Orx}$  и № 6 —  $P_{Srx}$ , (см. табл. 1). Использована выборка [19] по гранулитам юга Индии. Температура определена по геотермометру Эллиса и Грина [9].

$T$  на основе совместного решения уравнений № 5, 7 или 1,5 (см. табл. 1). В табл. 4 приводятся оценки  $P_s$  и  $T$ , вычисленные методом постепенного приближения по уравнениям № 1, 5 для парагенезиса  $Gr-Orx-Sill-Pl-Q$ , встречающегося в раннеархейских глубокометаморфизованных комплексах. Как видно из табл. 4, температура минерального равновесия  $Gr-Orx-Sill-Pl-Q$ , определяемая таким образом, составляет 920—1000°C, близка к температуре  $Gr-Orx$ -термометра Харлиа [12] и не согласуется с температурой, определяемой по  $Gr-Vi$ -термометру. Причины несоответствия связаны или с большой чувствительностью  $Gr-Vi$ -равновесия к последующим регрессивным стадиям преобразования пород, или обусловлены более поздним образованием  $Vi$  при другой температуре и неравновесностью его со всем наблюдаемым парагенезисом  $Gr-Orx-Sill-Pl-Q$ .

**Геобарометр  $Gro-Pu-Srx-An-Q$ .** Уравнение этого геобарометра, выведенное по термодинамическим данным справочника [4], приводит к оценкам  $P_s$ , отличающимся от показаний гранат-ортопироксен-плаггиоклазового барометра (№ 5, см. табл. 1) на 1,5—2 кбар. Нами

Таблица 4

Параметры составов минералов в ассоциации  $Gr + Orx + Sill + Pl + Q$  чогарской (обр. Г-621-Е, Ч-2) и сугамской (обр. В-114-3) фаций глубинности и вычисленные оценки  $P$  и  $T$

Номер образца	$X_{Gr-Pu}$	$X_{Gr-Gro}$	$X_{Gr-Alm}$	$X_{An-Pl}$	$\alpha_{Orx}$	$\ln K_D_{Gr-Orx}$	$P_1$	$T_1, ^\circ C$	$T_2, ^\circ C$	$T_3, ^\circ C$
В-114-3	0,567	0,023	0,407	0,27 *	0,410	0,729	9,2	1005	894	—
Г-621-Е	0,578	0,022	0,395	0,27 *	0,470	0,721	8,2	930	899	718
Ч-2	0,598	0,022	0,372	0,24	0,486	0,765	9,1	920	880	650

\* Оптические данные: обр. Г-621-Е, по [1], обр. Ч-2, по [6];  $P_1, T_1$  — расчет по уравнениям № 1, 5 (см. табл. 1),  $T_2$  —  $Gr-Orx$ -термометр [12],  $T_3$  —  $Gr-Vi$ -термометр [6].

предлагается уравнение (№ 6, см. табл. 1), выведенное по усредненным термодинамическим данным работы [17] и справочника [4]. Как видно из рис. 3, два геобарометра (№ 5, 6, см. табл. 1) в широком интервале значений  $P$ , дают согласованные оценки, различающиеся менее чем на 1 кбар. Однако большие содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в клинопироксенах могут искажать определения  $P$ , ввиду приблизительной оценки активности диопсидового минала по принятой идеальной двухпозиционной модели.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе оптимальных согласованных термодинамических данных [4] и принятых моделей твердых растворов, описывающих активно-

сти миналов, предложена система геобарометрических уравнений для определения литостатического давления при известной температуре. В минеральном парагенезисе Gr—Orx—Sill—Pl—Q возможно одновременное определение  $P$ , и  $T$  на основе двух геобарометров (№ 1, 5 или № 5, 7, см. табл. 1). Определения  $P$ , в парагенезисах с Sill (Ky, And), а также  $P$ , и  $T$  в парагенезисе Gr—Orx—Sill—Pl—Q показали удовлетворительную точность выведенных геобарометров.

Вместе с тем оценки  $P$ , вычисляемые по предложенным уравнениям, могут быть несколько заниженными (примерно на 1—2 кбар) относительно истинных значений в области малокальциевых ( $X_{\text{GrO}} < 0,08$ ) и железистых ( $X_{\text{Py}} < 0,10$ ) составов граната.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О. В. Равновесие глиноземистого ортопироксена с гранатом в плагиоклазосодержащих породах как геобарометр.— Докл. АН СССР, 1984, т. 279, № 1.
2. Аранович Л. Я. Биотит-гранатовые равновесия в метapelитах. I. Термодинамика твердых растворов и минальных реакций.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. XI. М.: Наука, 1983.
3. Вуд Б., Фрейзер Д. Основы термодинамики для геологов.— М.: Мир, 1981.
4. Дорогокупец П. И., Карпов И. К. Термодинамика минералов и минеральных равновесий.— Новосибирск: Наука, 1984.
5. Курепин В. А. Термодинамика минералов переменного состава и геологическая термобарометрия.— Киев: Наук. думка, 1981.
6. Перчук Л. Л., Лаврентьева И. В. и др. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма.— М.: Наука, 1983.
7. Chatterjee N. D., Johannes W., Leistner H. The system  $\text{CaO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ : new phase equilibria data, some calculated phase relations and their petrological applications.— Contrib. Miner. and Petrol., 1984, v. 88.
8. Cressey G., Schmid R., Wood B. J. Thermodynamic properties of almandine — grossular garnet solid solution.— Ibid, 1978, v. 67, N 4.
9. Ellis D. J., Green D. H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet — clinopyroxene Fe — Mg exchange equilibria.— Ibid, 1979, v. 71.
10. Ferry J. M.  $P$ ,  $T$ ,  $f_{\text{CO}_2}$  and  $f_{\text{H}_2\text{O}}$  during metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro Area, South-Central Maine.— Ibid, 1976, v. 57.
11. Ganguly J., Saxena S. K. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry.— Amer. Miner., 1984, v. 69.
12. Harley S. L. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene.— Contrib. Miner. and Petrol., 1984, v. 86, N 4.
13. Hodges K. V., Spear F. S. Geothermometry, geobarometry and the  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire.— Amer. Miner., 1982, v. 67.
14. Holdaway M. J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram.— Amer. J. Sci., 1974, v. 271, N 2.
15. Kerrick D. M., Darken L. S. Statistical thermodynamic models for ideal oxide and silicate solid with application to plagioclase.— Geochim. et Cosmochim. acta, 1975, v. 39, N 10.
16. Newton R. C., Haselton H. T. Thermodynamics of the garnet — plagioclase —  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  — quartz geobarometer.— In: Thermodynamic of minerals and melts. N.— Y.: Spring-Verl., 1981.
17. Newton R. S., Perkins D. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet — plagioclase — orthopyroxene — (clinopyroxene) — quartz.— Amer. Miner., 1982, v. 67.
18. Perkins I. D., Chipera S. J. Garnet — orthopyroxene — plagioclase — quartz barometry: refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River valley.— Contrib. Miner. and Petrol., 1985, v. 89.
19. Raith M., Raase P. et al. Regional geothermobarometry in the granulite facies terrane of South India.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sciences, 1983, v. 73.

УДК 55.001 + 550.8 : 528(09)

Ю. С. Салин

## ПРЕДЫСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

В представлениях о некоторых компонентах теоретической системы, на которой базируются методы стратиграфии и геологического картирования, у А. Г. Вернера были предшественники (фундаментальная геометрическая модель геологии, описание и расчленение разрезов), в представлениях о других

компонентах — их не было (выделение слоистой структуры среди всего множества геологических тел, корреляция разрезов), однако лишь вернеровская геогнозия предоставила современной геологии цельный работоспособный механизм стратиграфии и построения геологических карт.

Повсеместно наметившийся в Тихоокеанском регионе массовый переход к крупномасштабному геологическому картированию поставил перед общей и теоретической геологией множество новых проблем. На Дальнем Востоке трудности усугубляются чисто региональными особенностями. К ним относятся в первую очередь слабая общегеологическая изученность здешних территорий и акваторий, несовершенство стратиграфо-палеонтологической базы геолого-съёмочных и поисковых работ. Не менее важны и такие специфические черты, как широкое развитие сложнопостроенных, дислоцированных, метаморфизованных комплексов, значительная доля в общем разрезе земной коры вулканогенных, эвгеосинклиналиных, немых или слабо палеонтологически охарактеризованных толщ, большие площади закрытых территорий, почти не затронутых бурением, существенно меньшая, чем в других регионах, геофизическая изученность.

Последствия отмеченной специфики каждый геолог, имеющий достаточный опыт работы на Дальнем Востоке, испытал на себе. Если для отдельно взятого съёмочного планшета трудности еще как-то преодолеваются, то сбойка листов становится настоящей бедой геологических управлений и объединений. В результате снижается эффективность геокартирования. На Восточной Камчатке, например, значительная часть законченных съёмок признается не отвечающей требованиям заданного масштаба, нуждающейся в пересъемке и проведении редакционно-увязочных работ.

Создавшаяся ситуация вынуждает обратить особое внимание на ключевые, принципиальные вопросы картирования и геологии вообще, рассмотреть такой теоретический конструкт, как геологическая карта, с самых широких по-

зиций и прежде всего с точки зрения ее происхождения.

Основания геологии были заложены работами А. Г. Вернера (см. [16, 17]). Попытаемся проанализировать, что он дал науке о земных недрах сам, а что взял у предшественников, как происходило становление отдельных компонентов единой теоретической геологической системы, ставших затем составными частями геологии как науки.

## ВЫДЕЛЕНИЕ СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЫ

Первым рубежом, который предстояло преодолеть на пути от геологической преднауки к собственно науке, чтобы получить возможность выявлять упорядоченность геологических явлений, было выделение слоистой структуры среди всего множества геологических объектов. Только отвлечение на первых порах от более сложных объектов и систем и даже, более того, от всех сложностей в строении самих слоистых толщ позволяло воспользоваться главным стратегическим приемом построения основ любой науки — последовательным приближением к многообразию реальной действительности, когда сначала строится предельно упрощенная модель, а затем она шаг за шагом пополняется, усложняется и обогащается.

Понятно, что ни о какой структурной специфике слоистых толщ не могло быть и речи, пока слои не были окончательно отделены от жил.

В XVI в. [1] все плитообразные геологические тела рассматривались как жилы (*vena*). Правда, современные переводчики трактата Г. Агриколы назвали пологозалегающие («расширенные») жилы слоями, чтобы отличить их

от «глубоких», крутопадающих жил, но в латинском оригинале и то и другое — *vena: vena profunda* — глубокие жилы, *vena dilatata* — расширенные жилы [1].

Дж. Стрэчи [52, 53] называет угольные и песчано-глинистые пласты то слоями (*strata*), то жилами (*veyns*). Ж. Э. Геттар пользуется терминами «слои» (*couches*) и «жилы» (*veines*) как синонимами [37].

В дальнейшем возникла тенденция разделять слои и жилы по углу падения. Как писал первый в Европе [42] профессор минералогии Т. О. Бергман в геологических главах своего самого авторитетного и обстоятельного физико-географического трактата довернеровского периода, «...слои вертикальные или от горизонта далее 10 и 20 градусов отходящие называются жилами» [3, с. 47; 28, с. 177].

Непоследовательную позицию в отношении разделения слоев и жил занимают И. А. Шлаттер [26] и А. Цеплихаль [25]. Первый, хотя и подчеркивает, что один из флецов не пересекается с другим, все-таки определяет флец как жилу с углом падения менее 20 градусов. «Что называют пластами или флецами? — ставит вопрос А. Цеплихаль [25, с. 198]. — Такие земляные или каменные слои, кои не так как жилы в глубину идут, но или в горизонтальных плоскостях лежат один на другом, или гораздо острый угол с горизонтом составляют». И далее пишет: «Когда же два пласта сходятся, то они никогда, так как жилы, один сквозь другой не переходят, но ложатся один на другой, от чего нередко могут произойти весьма толстые пласты» [25, с. 201].

М. В. Ломоносов [12, с. 560], упоминая о тенденции различения жил и слоев по углу падения, выражает свое несогласие с этим критерием: «Однако сие разделение не может быть точно и требует помощи от признаков самой материи, из чего слои и гора сложены». Если наиболее обычное выполнение слоев — песчаник, сланец, известняк, каменный уголь, то жилы или рудные слои «...суть великие в горах цели, наполненные рудами и с ними находящимися жильными минералами» [12, с. 560], среди которых перечисляются хрусталь, кремль, селинит, шпат, слюда, дресва, зинтер и «металловидные камни» — галмей, вольфрам, ширл, магнезия, бленда. И хотя А. В. Хабаков [24, с. 703] в своих примечаниях пишет, что «ломоносовское определение отвечает ныне принятому наукой понятию о жильных и пластовых рудных телах», подход М. В. Ломоносова гораздо шире, он охватывает и нерудные тела. Кроме того, он не решает проблемы разделения (вспомним хотя бы нептунические песчаные дайки, кремнистые и магнезитовые слои) и не создает больших перспектив в построении структурно-геологической теории.

Перечисленные определения и классификации геологических объектов не могли служить предпосылками разработки фундаментальной модели геологии.

К вернеровскому решению (см. [16]) ближе других подошли Ф. Л. Канкрин и К. А. Гергард. Последний [5] отделяет жилы от слоев по отношениям пересечения — непересечения, Ф. Л. Канкрин [8] — по сохранению вертикального порядка для системы слоев и несохранению — для жил. Эти решения позволяли перейти к построению «луковичной модели» для стратифицированных объектов, но не получили развития.

## ЗАРОЖДЕНИЕ ИДЕИ «ЛУКОВИЧНОЙ МОДЕЛИ»

Авторство предельно простой модели слоистого строения Земли, утверждающей непрерывность и одинаковый порядок стратиграфических подразделений, протягивающихся подобно «лепесткам луковицы» вокруг всего земного шара, безоговорочно приписывают А. Г. Вернеру, обвиняя его при этом в наивности представлений, примитивности и поспешности построений (см. [16]). Однако у саксонского профессора были единомышленники и предшественники. В числе первых необходимо назвать французского иезуита Ж. Э. Геттара. В 40—50-х гг. XVIII в. он сформулировал идею о геогностических группах формаций, которые подобно древесным годовым кольцам (*Jahresringe*) окружают всю Землю [42]. Почти одновременно с ним сравнивал большие геогностические формации с годовыми кольцами Дж. Ардуино [42]. Т. О. Бергман ([28], первое издание на шведском языке в 1766 г.) представлял земную кору состоящей из шарообразных скорлуп (*kugelformige Schalen*), различных по своему вещественному выполнению и мощности. П. С. Паллас в 1777 г. писал о гладких и твердых скорлупах (*glatte und feste Schale*), окружающих земной шар [49].

Однако и у геологов середины XVIII в. есть свои предшественники. В 1683 г. английский натуралист, профессор физики Оксфордского университета М. Листер в докладе, представленном Королевскому научному обществу, говорил о песке, залегающем на горах и возвышенностях и образующем оболочку или покров Земли (*an outside or cover to be Globe of the Earth* [44, p. 741]), и о глине, обнажающейся в пониженных местах и являющейся подстилающим общеземным покровом (*another Coat of the Terrestrial Globe in the more depressed and hollow parts* [44, p. 744]).



И все-таки современная геология восприняла «луковичную модель» у А. Г. Вернера, а не у его предшественников. Почему?

Как считает А. Пуанкаре [45], определения даются для того, чтобы ими пользоваться. По аналогии можно высказать предположение, что для тех же целей разрабатываются и модели и даже, более того, фундаментальные модели предназначены служить фундаментом некоторой науки.

Так вот, в работах вернеровских предшественников «луковичная модель», или «модель годовых колец», не нашла себе применения для выявления структуры недр, не стала основанием геологической картины слоистого строения Земли.

Единственное отношение, имеющее смысл в «луковичной модели» — это налегание стратифицированных тел. У Т. О. Бергмана же, когда он пытается отобразить структуру некоторого фрагмента геологического пространства, наиболее распространенный тип взаимоотношений тел — прислонение. В «Физическом землеописании земного шара» — самом известном в XVIII в. трактате по нерасчлененной тогда науке о Земле, выдержавшем только на немецком языке три издания и опубликованном на русском и шведском, возрастные соотношения определяются прилеганием все менее высоких и более молодых гор к древнему ядру самых высоких гор, и лишь в одном случае отмечено отношение налегания [28, S. 303, fig. 43]. Ни о корреляции, ни о прослеживании, картировании, структурной геологии, ни об антиклиналях и синклиналях, согласиях и несогласиях, нормальном и опрокинутом залегании не могло бы быть и речи, если бы прислонение было принято в качестве системообразующего отношения.

Последовательность накопления и разрушения геологических образований Т. О. Бергман увязывал с постепенным понижением уровня Мирового океана, в силу чего для него и представляло первостепенный интерес мысленное моделирование этого процесса. Прислонение, трансгрессивное и регрессивное залегание занимают свое место и в современной структурной геологии; последовательность прилеганий и сейчас, как и при Т. О. Бергмане, используется для расшифровки возрастных взаимоотношений. Более того, для тех же целей используются еще и последовательности пересечения, включения. Все эти типы отношений были известны и А. Г. Вернеру, и его не меньше, чем Т. О. Бергману, занимали проблемы реконструкции стояния водного зеркала, и все же они не помешали ему выбрать налегание в качестве исходного отношения для построения фундаментальной модели геологии, при усложнении и детализации которой естествен-

ным образом вводились и прислонение, и пересечение, и включение. Иной путь построения геологии невозможно и представить.

Не большее влияние оказала «луковичная модель» и на построения М. Листера, Ж. Э. Геттара, П. С. Палласа, Дж. Ардуино. П. С. Паллас [49], как и Т. О. Бергман, а возможно, просто вслед за ним анализирует предполагаемое постепенное понижение уровня моря и отступление береговой линии от древнего гранитного ядра, накопление более молодых образований за счет разрушений древних и их прислонение к поверхности склона последних. Возрастная последовательность выделенных П. С. Палласом подразделений устанавливается не по их последовательности напластования. Как считает К. Ф. Циттель, П. С. Паллас имел несовершенные представления об установлении возраста слоистых толщ [54].

Карты Ж. Э. Геттара и сопроводительные тексты к ним [34—39] не содержат указаний на хронологическое расчленение пород и использование при этом отношений напластования. К тому же заключению приходит и К. Ф. Циттель [54].

О распространении сферы действия «луковичной модели» в построениях Т. О. Бергмана, П. С. Палласа и Ж. Э. Геттара на более далекие области геологии нет ни малейшего намека. Осталась незамеченной и неиспользованной модель «годовых колец» Дж. Ардуино и идея М. Листера о двух покровах Земли. Таким образом, в работах предшественников А. Г. Вернера модель оставалась сама по себе, а все геологические построения — сами по себе. Правильнее, видимо, говорить не о модели в довернеровский период, а об отвлеченных умозрительных представлениях, не имеющих отношения к основам геологии.

Подведение фундамента под науку представляло собой действие, на которое мог отважиться только мыслитель, способный охватить всю систему данной научной области целиком. Доказать необходимость применения «луковичной модели» в геологии можно было, лишь построив на ней значительную часть здания самой геологии и продемонстрировав перспективы дальнейшего достроения этого здания.

Г. Галилей и И. Ньютон лишь потому вошли в историю как первооткрыватели закона инерции, что они создали механику в целом. Закон инерции был бы воспринят как произвольное высказывание, не имеющее эмпирического подтверждения, если бы в качестве доказательства его действительности на нем не была бы построена вся механика.

Утверждение о сохранении порядка напластования в разных местах, составляющее стержень «луковичной модели», подвергалось жесткой критике: «И хотя иные стараются пока-

зять между слоями некоторый порядок в их положении, якобы в одной слоистой горе происходил так же, как в другой, однако самые от них представленные примеры в довод их мнения и наблюдения показывают совсем противное, как только лишь сличить с надлежащим вниманием» [12, с. 557]. Далее М. В. Ломоносов повторяет свое возражение в еще более категорической форме: «...гор в порядочное положение... привести невозможно, как некоторые тщетно стараются» [12, с. 587].

Конечно, «луковичная модель» без дополнений и усложнений отвечала реальным наблюдаемым данным так же, как закон инерции без введения понятия сил, как закон кратных отношений весовых количеств веществ, вступающих в реакцию, сформулированный Дж. Дальтоном и послуживший основой молекулярной теории строения вещества, как закон комбинирования наследуемых признаков Г. Менделя, заложивший основания современной генетики. До А. Г. Вернера никому из геологов не приходило и в голову, что подобное вопиющее несоответствие исходной модели наблюдениям не является препятствием для ее использования в качестве фундамента конкретной науки.

## ПРЕДЫСТОРИЯ СТРАТИГРАФИИ

Геологическое картирование в областях развития слоистых толщ сводится к последовательному решению задач описания разрезов, их расчленения, корреляции и прослеживания выделенных подразделений. Проанализируем зарождение каждого компонента стратиграфии по отдельности.

Первые описания разрезов на русском языке появляются в публикациях М. В. Ломоносова, написавшего статью «О слоях земных» в 1757—1759 гг. и впервые ее напечатавшего в 1763 г. Он приводит следующую последовательность мансфельдских слоев Ильфельдской мульды на южных склонах Гарца: «Под черноземом и верхнею землею разной толщины: 1) слой вонючего камня, который, будучи потерт, пахнет кошачьею уриною, толщиной в 6 сажен; 2) алебастр — от 4 до 30 сажен; 3) рухлый камень в 12 сажен; 4) известной камень в 2 сажени...; 30) каменный слой, к самой рудной горе принадлежащий» [12, с. 556, 557].

У И. Г. Лемана в 1756 г. [43] разрез фледовых толщ у Ильфельда приведен в следующем виде: 1) чернозем; 2) вонючий камень (Stinkstein); 3) алебастр; 4) туф или зернистая вакка (Tuffstein oder Rauhacke); 5) известняк (цехштейн)...; 31) слой, принадлежащий к единому комплексу жильных гор (Ganggebirge).

Еще раньше, в 1709 г., Г. Ф. Милиус в книге «Саксонские диковины подземной природы», содержащей прекрасные зарисовки отпечатков ископаемых рыб на плитах мансфельдских сланцев (Mansfeldische Schiefer, Fisch-schiefer), изображения папоротников и ракушняков с двустворками и брюхоногими, описывает тоже в последовательности сверху вниз, разрез эйслебенской шахты и приводит сводный разрез мансфельдской и эйслебенской шахт из 49 слоев: 1. Дерн. 2. Земля. 3. Липкая глина (Leimen). 4. Полевая вакка (Feld Wacke)... 29. Гнейс (Geneitz)... 31. Верхний дымчатый камень (Ober-Rauchstein). 32. Цехштейн (Der Zechstein)... 48. Белый лежень (Das Weisse liegende). 49. Красный или мертвый лежень (Das Rothe oder Todte liegende) [48].

И все же первым был не Г. Ф. Милиус, а врач из Торгау И. Кентман, описавший в 1556 г. в тех же мансфельдских и эйслебенских рудниках последовательность из 12 слоев от гнейса (Gneist) и цехштейна до медистого сланца [42].

Отображение последовательности слоев на профиле было предпринято в 1756 г. И. Г. Леманом [43]. В 1719 г. англичанин Дж. Стрэчи построил графическую схему гораздо более сложных взаимоотношений слоистых толщ [52]. На этом профиле, имеющем классический вид, безупречный с позиции современных требований, однозначно распознаются стратиграфическое несогласие и вертикальный разлом со смещением крыльев.

Доказывает, что построить такую схему без отчетливых представлений о специфике стратифицированных объектов нельзя, первый в истории [42] геологический профиль, составленный Иоханнесом Шойхцером в 1708 г. Свою статью «Строение гор» (De structura montium), иллюстрированную зарисовкой с натуры береговых обрывов озера Урнерзее около Людерна в Швейцарии, И. Шойхцер послал во Французскую королевскую академию наук, но она не была принята к печати, так как автор не состоял членом академии. В 1715 г. профиль был опубликован в работе итальянского профессора А. Валлиснери [31, 42]. Различимые на копии в книге Х. Фишера слои причудливо изогнуты, сливаются и расщепляются, их возрастные соотношения не поддаются однозначной распифровке, из чего можно сделать единственный вывод — не имел четких представлений о порядке напластования сам автор. Ту же оценку вынужден поставить и Х. Фишер. По И. Шойхцеру, все слоистые толщи и заключенные в них окаменелости отложились при всемирном потопе (Sündflut) не слой за слоем, а одновременно [31].

В расчленении всего набора слоев земной коры на отдельные комплексы у А. Г. Вернера

также было много предшественников. Первым, по свидетельству Х. Кеферштейна [42], разделение горных масс на первичные и вторичные предпринял, не приводя обоснования и пояснения, Ф. Марсильи в 1715 г. В 1740 г. А. Л. Моро в качестве первичных (primarj) выделял неслоистые, массивные породы без окаменелостей, а в качестве вторичных (secondarj) — слоистые толщи, содержащие органические остатки [47]. Вряд ли, однако, это разделение можно считать собственно стратиграфическим или геохронологическим, потому что в первичные толщи А. Л. Моро попали в основном новейшие вулканы Италии.

Дж. Ардуино в 50-х г. XVIII в. объединял различные горные массы земной коры в три большие группы: 1) первичные, неслоистые или крутопадающие породы; 2) вторичные, слоистые толщи; 3) наиболее молодые, третичные образования. Особняком стояли в его классификации вулканические породы [42, 54].

Т. О. Бергман [28] различал первозданные (Uraldrige), слоистые (Flötzlagerige) горы, намытые отложения равнин (Höroräkte Land) и вулканы. К первозданным или жильным горам (Ganggebirge) были отнесены массивы гранитов и других пород, отложившихся до появления первых животных и растений. Полого наклоненные слоистые толщи с большим количеством окаменелостей составили подразделение «флеповых гор». В третий класс попали рыхлые накопления разрозненных впадин и низменностей.

«В 1786 г. Вернер опубликовал свою „Краткую классификацию различных видов горных пород“ и тем самым представил первую систематику пород, на которую обратили внимание в научном мире» [7, с. 329].

И снова возникает вопрос — почему широчайшее распространение (см. [17]) получила именно вернеровская систематика, хотя у «оракла геологии» было много предшественников, и преемственность развития геологии не прерывалась, самые ценные результаты вернеровской геологии заняли достойное место и в теоретической системе А. Г. Вернера? Почему, в конце концов, уничтожающие обвинения в искусственности, примитивности, поспешности построений обрушились только на саксонского профессора, хотя в тех же грехах можно было обвинить и многих других? К анализу этой загадки мы еще вернемся.

Что же касается Н. Стенона [49], различавшего шесть периодов в геологической истории Тосканы (Северная Италия), то выделены периоды не путем расчленения описанных разрезов, это построения чисто умозрительны, догадки, хотя и не лишены геологического смысла.

Высказывая Н. Стенона [49, с. 60] относительно этих периодов: «То, что индуктивно

показано для Тосканы на основании данных, полученных при посещении многих мест, я утверждаю и в отношении всей Земли, исходя из описаний у различных авторов», — К. В. Симаков и В. И. Оноприенко [48] интерпретируют как формулировку «положения об универсальности стратиграфических подразделений». Такая интерпретация не может быть принята по той причине, что у Н. Стенона стратиграфических подразделений не было. Для шести периодов не приведено ни индивидуальной характеристики, ни вещественного содержания, ни последовательности, ни процедуры выделения, ни эмпирического обоснования, поэтому, хотя приоритет Н. Стенона в формулировке «принципа последовательности напластования» и не подлежит сомнению, считать его основоположником стратиграфии нельзя. Можно согласиться с Б. П. Высоцким, что «Стенону принадлежат зародыши (выделено Б. П. Высоцким.— Ю. С.) стратиграфического, тектонического и кристаллографического методов» [4, с. 47].

Корреляция в довернеровские времена никем не проводилась. Стратиграфия в своем законченном виде, со всеми процедурами описания, расчленения и корреляции разрезов, а также геологическое картирование впервые появляются в вернеровской школе.

Существует, однако, мнение [2, 21], что в своем построении стратиграфии и общей модели земной коры А. Г. Вернер лишь развил взгляды, изложенные П. С. Палласом [49] и И. Г. Леманом в статье «Опыт генеральной орографии или описание главнейших по земному нашему шару простирающихся гор» [41]. С этим мнением трудно согласиться.

У И. Г. Лемана речь идет в полном соответствии с названием работы, именно об орографии, об описании горных хребтов, а не о стратиграфии — описании слоев. Среди горных хребтов выделяются первородные, или первоначальные, — главнейшие, высочайшие, протягивающиеся на наибольшие расстояния, существовавшие от сотворения мира, и горы второго рода, образовавшиеся после потопа. И. Г. Леман подробно анализирует имеющиеся к его времени знания о металлогенической специализации хребтов. В его построении можно видеть «...будущую структурную географию полезных ископаемых и геотектоническое районирование» [23, с. 154], но никак не стратиграфию и не общую модель слоистого строения земной коры.

Тема работы П. С. Палласа тоже не стратиграфическая, не связана ни с описанием разрезов, ни с их расчленением, ни с корреляцией. П. С. Паллас выявляет закономерности в строении горных хребтов и на примере Урала и Кавказа утверждает, что в центре горных цепей обыкновенно находится гранит, далее к

нему прислонены сланцы (не налегают на него, а прислонены — именно этот термин используют при изложении работы П. С. Палласа А. В. Хабаков [23] и В. В. Тихомиров [20]). Ч. Лайель [9] говорит о залегании сланцев «по бокам» гранитных пород — «...at their sides» [45], и далее известняков — тоже «по бокам», «outside» [9, 45].

Сам П. С. Паллас пишет о том, что «полоса сланцев» (Schieferstrich) по всей земле сопровождается (begleitet) гранитные горы, а известняковые горы (kalkartige Gebürge) прилегают (anlegt) к сланцевой полосе [49]. От ядра хребтов к равнине, согласно П. С. Палласу, происходит выполаживание залегания.

По-видимому, можно говорить в этом случае о началах тектонического районирования, которое затем и было воспроизведено на других материалах многими геологами. «А. Г. Вернер отметил, что в ядре горных сооружений выступают „первозданные“ породы, а по периферии их облекают более молодые („вторичные“ и „третичные“) образования, причем по мере удаления от осевой части возвышенности пласты все более и более выполаживаются». В. В. Тихомиров и В. Е. Хаин [22, с. 51], охарактеризовав таким образом выводы А. Г. Вернера на данную тему, справедливо замечают, что изложенные им закономерности являются лишь четкой формулировкой выводов П. С. Палласа, на что указывал еще Ж. Кювье. К другим построениям А. Г. Вернера (принципы стратиграфии, слоистая модель Земли) эти закономерности отношения не имеют.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ И КАРТИРОВАНИЕ ДО А. Г. ВЕРНЕРА

А. Буэ [29], К. Пич [50], В. Штайнер [51] и Р. Мёллер [46] называют старейшей карту француза Л. Кулона, на которой символами были обозначены местонахождения руд, минералов, пород. Опубликована она была в 1644 г. в Париже.

В 1683 г. М. Листер [44] предложил при построении минералогических карт (Mineral maps) изображать свойства почвы различными красками или штриховкой («The Soil might either be coloured, by variety of Lines, of Etchings» [44, p. 739]). Его предложение реализовал лишь спустя шестьдесят лет Кр. Пэйк, построивший в 1743 г. философско-хорографическую карту (philosophical-chorographical Chart) участка в 32 мили в окрестностях Кентерберри графства Кент (Уэльс). Как пишет В. Н. Павлинов [13], карта показывала изолированные холмы, сложенные различными породами, и поле аллювиальных образований между ними. Кроме пород, были символами обозна-

чены почвы, леса, каменоломни, местонахождения некоторых минералов, источники минеральных вод [46]. К. Циттель [54] и К. Гуммель [40] считают карту Кр. Пэйка первой в истории геологии.

В 1746 г. первую из многочисленных своих «минералогических карт» (carte mineralogique) построил Ж. Э. Геттар. Она охватывала Англию, Францию, часть Германии и была опубликована в 1751 г. [34]. Вскоре последовали карты Египта, Палестины и Сирии [35], Швейцарии и Канады [36], французской провинции Шампань [37], Польши [38], провинции Овернь [39]. Все они выполнены на основе одних и тех же принципов и в одинаковой технике. Помимо россыпи многочисленных символов, обозначающих каменный уголь (Charbon de Terre), кремни (Pierre a fusil), железо, серебро, марказиты, окаменелости (Corps marins fossils), минеральные источники (Fontane minerales froide) и другие проявления, на них красным или штриховкой наносилось распространение «полос» (Bande) или «земель» (Terrain). На территории Франции и Англии, например, были показаны песчаная (Bande sablonneuse), мергельная (Bande marneuse), сланцевая (Bande shisteuse) полосы. В Польше и на западе России различались сланцевая, соленосная (Bande saline), мергельная и песчаная полосы.

В 1775 г. Ф. Г. Глезер опубликовал «Географический план графства Хеннеберг» (Geographischer Plan der gefürsteten Grafschaft Henneberg), на котором помимо нагрузки физико-географического и экономико-географического характера было отобрано разными цветами распространение «гранитных гор» (granitartige Gebürge), «известняковых» (Kalkgebürge) и «песчаных (Sandgebürge) гор», значками было показано также местонахождение соляных шахт, соленых источников (Salzquelle), проявления золота, серебра, каменного угля [33].

Спустя три года И. Ф. В. Шарпантье издал «Петрографическую карту Саксонии и прилегающих стран» (Petrographische Karte des Churfürstenthums Sachsen und der Incorporierten Lande), выполненную в близкой манере [30]. Главные породы (Hauptgesteinarten), выходы которых занимают большие площади, обозначены разными цветами. Это гранит, гнейс (Gneuss), сланец, известняк, гипс, песчаник, песок и глина. Те же породы, образующие небольшие участки в поле распространения другой породы, обозначаются специальными символами. Породы, известные только в отдельных обнажениях или в небольших участках, показаны одними значками: порфириобразные породы, «роговиковые сланцы» (Hornschiefer), базальт, серпентин.

Существенных отличий от проанализирован-

ных выше не обнаруживают и первые русские карты, на характере которых еще не отразилось влияние вернеровской школы. Это карта Северного Кавказа, составленная в 1772 г. С. Л. Волявиным (используемые изобразительные средства — значки, см. [6]), маршрутные карты Ангары, Селенги и Байкала С. Сметанина, Е. Копылова, Н. Корелина и П. Фролова [40], площадная карта Забайкалья М. Иванова и Д. Лебедева [44], на которых широко распространенные породы также отображались цветом, мало распространенные — внемасштабными значками.

Все перечисленные карты нельзя назвать настоящими геологическими. Изображаемые на них объекты не были стратиграфическими подразделениями, не образовывали хронологической последовательности. Карты не содержали третьего измерения, не давали никакого представления о строении недр под поверхностью, не позволяли выявлять геологические закономерности, не годились для прогноза. На них лишь фиксировались наблюдаемые данные. В. Штайнер [51] удачно сравнил карту Л. Кулона с современными полевыми картами фактического материала. То же самое можно было бы сказать и о многих других вышеописанных конструкциях. Каждому геологу наших дней ясно, что построение настоящей геологической карты состоит отнюдь не в регистрации наблюдений, а начинается после ее завершения.

И. Ф. В. Шарпантье, собственно, и сводил цель своих исследований к выяснению «минералогической географии» (*mineralogische Geographie*), т. е. к установлению географического распределения выходов горных пород на дневную поверхность. Дело несколько не меняет то, что в отдельных случаях и он и Ж. Э. Геттар изучали строение разреза — их стратиграфические результаты существовали сами по себе, а карты сами по себе.

Совершенно особняком среди первых попыток геологического картирования стоит карта окрестностей Ильменау, Иены и Веймара, построенная в 1761 г. врачом Г. Х. Фюкселем [27, 32, 41, 46, 51, 54]. На этой маленькой, около 20 × 20 см, карте сплошными линиями проведены границы слоистых пачек. Полосы пространства между двумя соседними границами заполнены многократно повторяющимися цифрами: 10, 10, 10, ..., или 14, 14, 14... Цифры соответствуют номеру пачки в стратиграфической последовательности. Карта снабжена профилями, облегчающими ее чтение.

Совместное рассмотрение самой карты и графических приложений к ней приводит к однозначному заключению о закартированной моноклиальной серии слоев. В пояснительном тексте содержалась формулировка «биостратиграфического принципа»:

«Различия слоев можно распознавать по родам раковин» («Und hieraus kann man die Verschiedenheit der Schichten die Art der Schalen erkennen»), немецкий перевод латыни Г. Х. Фюкселя принадлежит Р. Мёллеру [46, S. 20]. Выполненная Г. Х. Фюкселем конструкция удовлетворяет всем требованиям, предъявляемым к современным геологическим картам.

Однако широкое распространение геологического картирования началось тем не менее не с Г. Х. Фюкселя, а с А. Г. Вернера. И снова приходится ставить вопрос — почему?

Объяснений давали много, но все они сводились к тому, что стремления и способности к популяризации своих достижений у Г. Х. Фюкселя и А. Г. Вернера были резко неодинаковы. Главный труд Г. Х. Фюкселя написан тяжелой латынью, уже выходящей тогда из употребления. Малоизвестным был и журнал «Акты Эрфуртской академии». Блестящие же вернеровские лекции распространялись в многочисленных переложениях по всему тогдашнему цивилизованному миру.

Но если это так, то расчленение на первозданные, флюэвые, намывные и вулканические горы геология как наука могла заимствовать у Т. О. Бергмана, чьи книги на многих европейских языках считал своим долгом знать каждый ученый XVIII — начала XIX в., однако распространилась по всему свету вернеровская схема с добавлением единственного, отсутствующего у Т. О. Бергмана, подразделения переходных гор.

Ж. Э. Геттар публиковал свои работы в одном из самых престижных и читаемых европейских изданий — мемуарах Французской королевской академии наук. Петербургская речь академика П. С. Палласа 1777 г. стала в том же году общенаучным достоянием. В произведениях этих ученых были высказаны первые соображения об идеальной картине слоистого строения Земли, но опять-таки «луковичная модель» неразрывно увязывается для многих поколений геологов с именем А. Г. Вернера.

Конечно, дело здесь не в каких-то привходящих ненаучных обстоятельствах. Единая, цельная теоретическая система оснований геологии впервые появилась в своем законченном виде только в трудах А. Г. Вернера. Она охватывала выделение моделируемого объекта — слоистых толщ, фундаментальную «луковичную модель», построенные на базе модели принципы описания, расчленения, корреляции и прослеживания геологических тел, программу и язык полевых наблюдений, совокупность понятий и терминов структурной геологии. Любые компоненты цельного механизма, какими бы важными они ни были, оставались не-

жизнеспособными, не могли обладать свойством самовоспроизводимости. Вернеровская единая теоретическая система агитировала са-

ма за себя своей практической эффективностью и завоевала признание ученых без специальных усилий ее автора.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Агрикола Г.* О горном деле и металлургии.— М.: Изд-во СССР, 1962.
2. *Батюшкова И. В.* при участии А. Н. Иванова.— В кн.: История естествознания в России. Т. 1. Ч. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
3. *Бергман Т. О.* Бергманново естественное землеописание. Ч. 1.— Спб., 1791.
4. *Высоцкий Б. П.* Проблемы истории и методологии геологических наук.— М.: Недра, 1977.
5. *Гергард К. А.* Опыт повести о царстве ископаемых. Ч. 1.— Спб., 1790.
6. *Гольденберг Л. А.* Карты Северного Кавказа (1768—1772 гг.) и Краткое изъяснение или опыт моего знания о горном деле (1767 г.) С. Л. Вонявина.— В кн.: Очерки по истории геологических знаний. Вып. 8. М.: Углетехиздат, 1959.
7. *Гунтау М., Мюльфридель В.* Труды Абраама Готтлоба Вернера по минералогии и геологии.— В кн.: История геологии. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1970.
8. *Канкрин Ф. Л.* Первые основания искусства горных и соляных производств. Часть четвертая, содержащая в себе подземельное описание.— Спб., 1786.
9. *Лайель Ч.* Основные начала геологии или новейшие изменения Земли и ее обитателей. Т. 1.— М., 1866 (Перед загл. авт. Ч. Ляйэлль).
10. *Ламакин В. В.* Первая геологическая съемка р. Аргары.— В кн.: Очерки по истории геологических знаний. Вып. 2.— М.: Изд-во АН СССР, 1953.
11. *Леман И. Г.* Опыт генеральной орографии, или описания главнейших по земному нашему шару простирающихся гор.— Спб.: Имп. Акад. Наук, 1762.
12. *Ломоносов М. В.* О слоях земных. Соч., т. 5.— М.; Л.; Изд-во АН СССР, 1954.
13. *Павлинов В. Н.* История геологического картирования и его связь с другими науками.— В кн.: История геологической картографии. М.: Наука, 1982.
14. *Пресняков Е. А.* О геологической съемке восемнадцатого века в Нерчинском округе.— Геол. вест., 1926—1927, т. V, № 4, 5.
15. *Пуанкаре Г.* Наука и метод.— Одесса, 1910.
16. *Салин Ю. С.* У истоков геологии.— Тихоокеан. геология, 1986, № 1.
17. *Салин Ю. С.* «Вернеровская эра» и «героический период» в истории геологии.— Там же, 1987, № 2.
18. *Симаков К. В., Оноприенко В. И.* Начальный этап становления представлений о временной определенности геологических объектов.— В кн.: Развитие учения о времени в геологии. Киев: Наук. думка, 1982.
19. *Стенон Н.* О твердом, естественно содержащемся в твердом.— Л.: Изд-во АН СССР, 1957.
20. *Тихомиров В. В.* Геология в России первой половины XIX века. Ч. 1.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.
21. *Тихомиров В. В.* Геология в Академии Наук (от Ломоносова до Карпинского).— М.: Наука, 1979.
22. *Тихомиров В. В., Хаин В. Е.* Краткий очерк истории геологии.— М.: Госгеолтехиздат, 1956.
23. *Хабаков А. В.* Очерки по истории геолого-разведочных знаний в России.— М.: Изд-во МОИП, 1950.
24. *Хабаков А. В.* Примечания к работе М. В. Ломоносова «Первые основания металлургии или рудных дел».— В кн.: М. В. Ломоносов. Соч., т. 5. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1954.
25. *Цеплихаль А. А.* Цеплихаль введение в горное познание земного шара. Ч. 1. Подземная география.— Спб., 1780.
26. *Шлаттер И. А.* Обстоятельное наставление рудному делу.— Спб., 1760.
27. *Baumer J. W.* Naturgeschichte des Mineralreichs mit besonderer Anwendung auf Thüringen.— Gotha, 1763.
28. *Bergmann T. O.* Physikalische Beschreibung der Erdkugel. 1 Band.— Greifswald, 1791.
29. *Boue A.* Guide de géologie-voyager, t. 1. Paris, 1836.
30. *Charpentier J. F. W.* Mineralogische Geographie des Chursachsischen Lande.— Leipzig, 1778.
31. *Fischer H.* Johann Jakob Scheuchzer, Naturforscher und Arzt.— Zürich, 1973.
32. *Fuchsel G. Ch.* Historia terrae et maris, ex historia Thuringiae, per montium descriptionem.— Actorum Academiae electoralis moguntinae scientiarum utilium quae Erfordiae est. T. 2.— Erfordia, 1761.
33. *Gläser F. G.* Versuch einer mineralogischen Beschreibung der Gefürsteten Grafschaft Henneberg.— Leipzig, 1775.
34. *Guettard J. E.* Memoire & Carte minéralogique sur la nature & la situation des terrains qui traversent la France et l'Angleterre — Memoire de l'Academie Royale des Sciences. Annee M. DCC XLVI.— Paris, 1751.
35. *Guettard J. E.* Memoire sur les Granits de France, comparés a ceux D'Egypte.— Memoire de l'Academie Royale des Sciences. Annee M. DCCLI.— Paris, 1755.
36. *Guettard J. E.* Memoires Dans lequel on Compare le Canada a la Suisse, par rapport a fes mineraux.— Memoire de l'Academie Royale des Sciences. Annee M. DCCLII.— Paris, 1756.
37. *Guettard J. E.* Memoire ou l'on examine on general le terrain les pierres & les differens fossiles de la Champagne et de quelques endroits des Provinces qui l'avoisement. Memoire de l'Academie Royale des Sciences. Annee M. DCCLIV.— Paris, 1759.
38. *Guettard J. E.* Memoire sur la Nature du Terrain de la Pologne et des Mineraux qu'il renferme.— Memoire de l'Academie Royale des Sciences. Annee M. DCCLXII.— Paris, 1764.
39. *Guettard J. E.* Memoire sur la Mineralogie de L'Auvergne.— Memoire de l'Academie Royale des Sciences. Annee M. DCCLIX.— Paris, 1765.
40. *Hummel K.* Geschichte der Geologie.— Berlin und Leipzig, 1925.
41. *Keferstein Ch.* Notice sur Fuchsel et ses ouvrages.— Journal de Geologie, t. 2, 1830.
42. *Keferstein Ch.* Geschichte und Literatur der Geognosie.— Halle, 1840.
43. *Lehman J. G.* Versuch einer Geschichte von Flöz — Gebürgen.— Berlin, 1756.
44. *Lister M.* An Ingenious Proposal for a New Sort of Maps of Countries.— Philosophical Transactions, 1684, v. XIV, N 164.

45. *Lyell Ch.* Principles of Geology. V. 1.— London, 1840.
46. *Möller R.* Mitteilungen zur Biographie Georg Christian Fücksels.— Leipzig, 1963.
47. *Moro A. L.* De'Grostacei e degli altri Marini Corpi Che si trovano su'monti.— Venezia, 1740.
48. *Mylius G. F.* Memorabilium Saxoniae subterraneae. Pars prima, i. e. der unterirdischen Sachsens seltsamer Wunder der Natur.— Leipzig, 1709.
49. *Pallas P. S.* Betrachtungen über die Beschaffenheit der Gebürge und die Veränderungen der Erdkugel, besonders in Beziehung auf das russische Reich.— SPb, 1777.
50. *Pietzsch K.* Geologische Karten und geologisches Kartieren.— In: Die Entwicklungsgeschichte der Erde. Brockhaus— Taschenbuch der Geologie.— Leipzig, 1955.
51. *Steiner W.* Zur Geschichte der geologischen Karte.— Zeitschrift für angewandte Geologie, Heft 8/9, 1957.
52. *Strachey J.* Curious Description of the Strata Observed in the Coal-Mines of Mendip in Somersetshire.— Philosophical Transactions, 1720, v. XXX, N 360.
53. *Strachey J.* An Account of the Strata in Coal-Mines.— Ibid, 1726, v. XXXIII, N 391.
54. *Zittel K. von.* Geschichte der Geologie und Paleontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts.— München und Leipzig, 1899.

ИТыГ ДВНЦ АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
18 августа 1986 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.312 : 551.462

Л. А. Маслов

ИЗУЧЕНИЕ ИЗОСТАЗИИ БЕРИНГОВА И ОХОТСКОГО МОРЕЙ ПО ДАННЫМ АНОМАЛИЙ ВЫСОТ ГЕОИДА И БАТИМЕТРИИ

Путем сопоставления высот альтиметрического геоида и батиметрии получены сведения о степени изостатической уравновешенности литосферы Берингова и Охотского морей. Выделены отдельные структуры, такие как Командорская котловина, котловины Бауэр-

са, Алеутская, шельф Берингова моря, впадина Типро в Охотском море, степень изостатической уравновешенности и характер нарушения изостазии которых различны. Показано, что приведенная методика проста и эффективна при изучении динамики литосферы.

По-новому подойти к изучению равновесия поверхностного слоя позволило применение спутников в геофизических исследованиях. В работе Дж. Окендона и Д. Тёркотта [5] методом асимптотических разложений по степеням малого параметра получено выражение для высот геоида, вызванных слоем переменной мощности  $f$  и плотности  $\Delta\rho(x, z)$ :

$$H(x, z) = -\frac{2\gamma}{g} \left\{ \int_{-\infty}^{\infty} \rho^{(1)}(\xi) \ln|x - \xi| d\xi + \right. \\ \left. + \pi \operatorname{sgn}(z) [\rho^{(2)}(x) + \rho^{(1)}(x)(z - f(x))] \right\}, \quad (1)$$

где  $\rho^{(1)}(x) = \int_0^f \Delta\rho(x, z) dz$ ,  $\rho^{(2)}(x) = \int_0^f \int_0^{z'} \Delta\rho(x, z) \times \times dz' dz$ . Здесь  $\gamma$  — гравитационная постоянная,  $x$  — горизонтальная,  $y$  — вертикальная координаты. В качестве малого параметра принято отношение величины, характеризующей изменение мощности слоя к ее горизонтальному масштабу.

Высоты геоида находятся с помощью измерения расстояния от спутника до невозмущенной волнами и течениями поверхности океана. Из (1) видно, что если слой находится в состоянии изостатического равновесия, то  $\rho^{(1)}(x) = 0$ , и тогда значения  $H$  определяются вторыми членами разложения. В этом случае аномалии геоида обусловлены плотностной структурой слоя, находящегося в состоянии изостатического равновесия, и пропорциональны первому моменту распределения плотности:

$$H(x) = \frac{-2\pi\gamma}{g} \int_0^f z \Delta\rho(x, z) dz. \quad (2)$$

Возьмем модель изостазии по Пратту, в которой плотность  $\rho_p$  слоя, имеющего подводный рельеф  $w$ , связана со стандартной плотностью  $\rho_0$  ( $w = 0$ ) и глубиной компенсации  $W$  соотношением

$$\rho_p = (\rho_0 W + \rho_w w) / (W + w), \quad (3)$$

и подставим это соотношение в выражение (2). После интегрирования получаем

$$H = \frac{\pi\gamma}{g} (\rho_0 - \rho_w) W w. \quad (4)$$

Подобным же образом может быть получено соотношение между  $H$  и  $w$  для модели изостазии по Эри:

$$H = \frac{\pi\gamma}{g} (\rho_c - \rho_w) \left[ 2T w + \frac{\rho_m - \rho_w}{\rho_m - \rho_c} w^2 \right]. \quad (5)$$

Здесь  $T$  — средняя мощность коры,  $\rho_c$  — ее плотность,  $\rho_m$  — плотность мантии. Проверка гипотезы изостазии осуществляется путем опытной проверки теоретических соотношений (4) и (5), связывающих высоты геоида и батиметрию. В. Хэксби и Д. Тёркотт применили эти формулы для исследования изостатического состояния литосферы Атлантического океана [4].

Для некоторых океанских областей характерна так называемая термическая изостазия, которая вызвана постепенным остыванием литосферы в связи с ее раздвижением от рифта, увеличением мощности и погружением. Модель термической изостазии, так же как и модели Пратта и Эри, позволяет рассчитывать теоретические высоты геоида. Сравнение теоретических и наблюдаемых высот геоида в районе Срединно-Атлантического хребта, проведенное В. Хэксби и Д. Тёркоттом [4], пока-



В настоящей работе сделана попытка применения рассмотренной методики для изучения изостатического состояния литосферы окраинных морей — Берингова и Охотского.

На рис. 1, а, в приведены значения наблюдаемых высот геоида и батиметрии вдоль профилей I и II Берингова моря, показанных на рис. 2, а. На рис. 3 приведены графики высот геоида и батиметрии для профилей Охотского моря (см. рис. 2, б). Использовались высоты геоида, полученные спутником GEOS-3 [6].

Построенные по наблюдаемым данным точки на плоскости ( $w, H$ ) показали значительный разброс. Поэтому осуществлялось осреднение данных. На рис. 1, б, г приведены осредненные значения  $w$  и  $H$  для Берингова моря. По Охотскому морю осреднение не проводилось. Известно, что коротковолновые формы рельефа с характерным размером порядка 100 км могут сильно отклоняться от изостатического состояния в результате действия различных факторов. Проведившееся осреднение скользящим средним по пяти точкам с шагом между точками 50 км позволило выделить локальные нарушения изостазии, связанные с реологической неоднородностью и жесткостью слоя. Осредненные значения геоида и батиметрии для Берингова моря нанесены на плоскости ( $w, H$ ) на рис. 4, а, б. Экспериментальные точки для профиля I Охотского моря показаны на рис. 4, в. Здесь видно, что часть точек может быть достаточно хорошо аппроксимирована прямой

$$H = Kw + H_0. \quad (6)$$

Другая часть точек (обозначены буквами А, В, С, D, E) «выпадает» из этой зависимости и на всех графиках образует самостоятельную группу. Так, для профиля I Берингова моря точка А находится в центральной части Командорской котловины, а точка E — на западном склоне хребта Ширшова. Точки В, С и D занимают промежуточное положение. Точка А на профиле II Берингова моря находится в южной части котловины Бауэрса, а точка E — в ее северной части. Значения ( $w, H$ ), отмеченные на рис. 4, а, б кружком с точкой внутри, относятся к шельфу и его склону.

В Охотском море на профиле I точки А — E располагаются на северо-восточном склоне впадины Тинро. Эти точки образуют отдельную группу на плоскости ( $w, H$ ). Остальные точки графика находятся в «коридоре», образованном двумя наклонными прямыми.

Такое разделение точек на группы позволяет выделять структуры, находящиеся в различной степени уравновешенности — чем более область неуравновешена, тем далее характеризующая ее точка ( $w, H$ ) расположена от

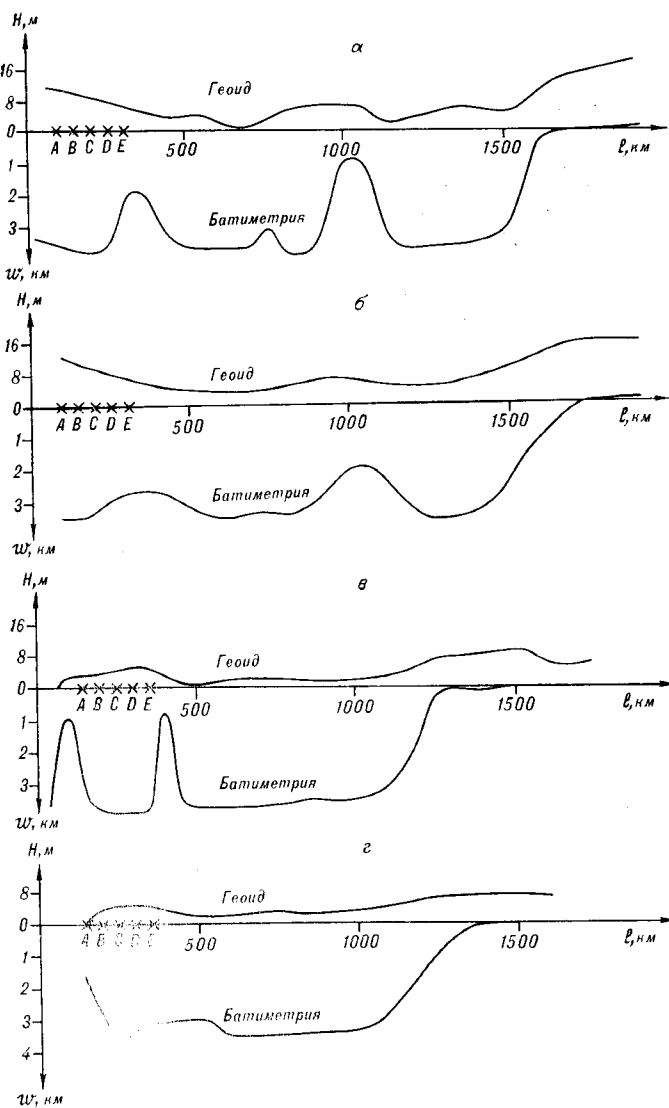


Рис. 1. Высоты геоида и батиметрия: а — для профиля I Берингова моря, б — осредненные значения для этого же профиля, в — высоты геоида и батиметрия для профиля II Берингова моря, г — осредненные высоты для этого профиля.

зало хорошую применимость термической изостазии к океанской литосфере. Равновесие ряда океанических структур было проанализировано с помощью геоида также Д. Тёркоттом и Р. Харрисом [7].

Рассмотренная выше теория справедлива в приближении, при котором осреднение геофизических полей и физических свойств поверхностного слоя производится в радиусе около тысячи километров. Для региональных структур ее применимость становится сомнительной. Однако говорить *a priori* о применимости или неприменимости высот геоида для изучения изостатического состояния региональных структур, видимо, нельзя.

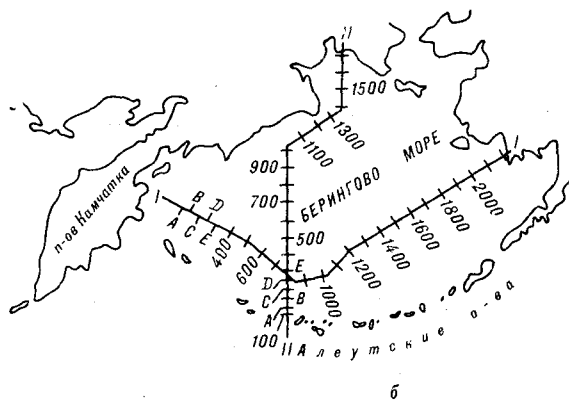
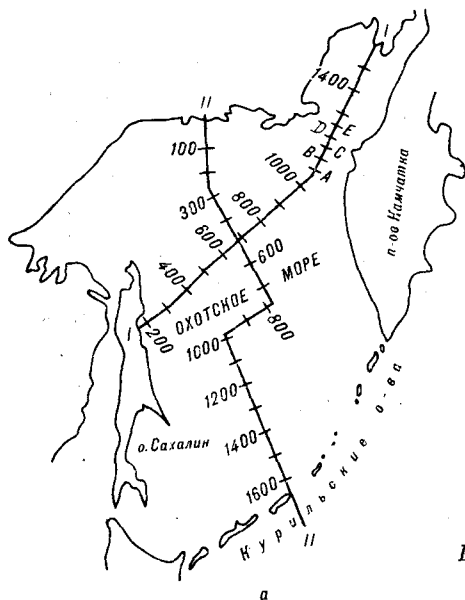


Рис. 2. Схема профилей: а — Охотского, б — Берингова морей.

наклонной прямой, отвечающей точной изостазии.

Рассмотрим теперь профиль II Охотского моря. Как видно из рис. 3, а, высоты геоида, оставаясь положительными на всем профиле, монотонно повышаются в направлении от континента к Курильской дуге. В районе Охотоморской глубоководной котловины наблюдается некоторое снижение высот геоида и их резкое уменьшение на склоне желоба. График батиметрии обнаруживает, как видно, обратную тенденцию. Уже одно это обстоятельство затрудняет применение соотношений (4) и (5) для изучения изостазии, так как согласно этим

формулам должно наблюдаться *подобное* поведение высот геоида и батиметрии. Ясно, что снятием постоянного фона поля ситуации в данном случае нельзя улучшить. Выбор какого-либо другого фона, например, линейного, может превратить исследование в подгонку. Несомненно, однако, что поведение здесь геоида и батиметрии резко отличается от того, что наблюдается в Беринговом море. Возможно, это связано с действительным нарушением изостазии, вызванном давлением Тихоокеанской плиты на литосферу Охотского моря. По отношению к Берингову морю, согласно современным представлениям, движение литосферы Тихого океана скользящее, в то время как на литосферу Охотского моря она давит «в лоб».

Согласно данным профиля I литосфера Охотского моря находится в состоянии, близком к изостатическому, в то же время данные профиля II указывают на ее антиизостатическое поведение. Наблюдающееся противоречие объясняется тем, что профиль I параллелен границе контакта, которую условно можно обозначить Курило-Камчатской вулканической дугой, и поэтому нарушения равновесия, создаваемые давлением Тихоокеанской плиты, переменные по длине профиля II, для профиля I всюду одинаковы и могут выражаться только в появлении постоянного фона  $H$  и  $w$ .

Как следует из формул (4) и (5), нулевым значениям батиметрии должны соответствовать нулевые значения высот геоида. Это обстоятельство учитывалось при определении фоновой составляющей  $H_0$  геоида в формуле (6). Значения  $H_0$  хорошо видны из графиков (на рис. 4, а—в) как точки пересечения изостатических прямых с осью  $H$ .

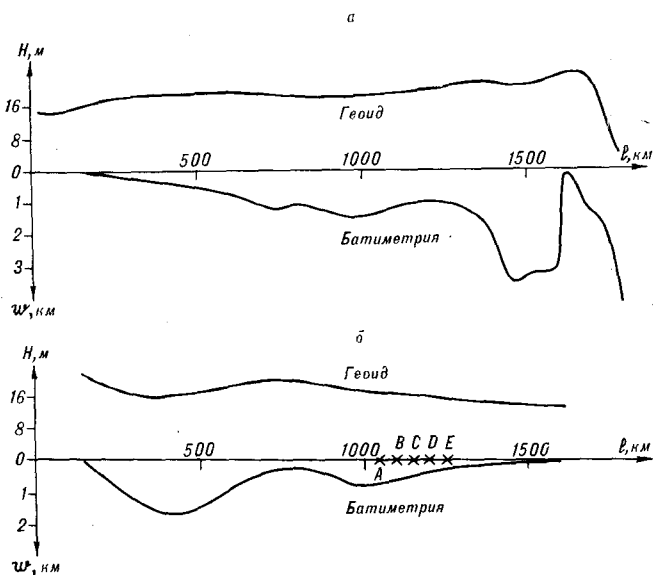


Рис. 3. Высоты геоида и батиметрия: а — для профиля II, б — для профиля I Охотского моря.

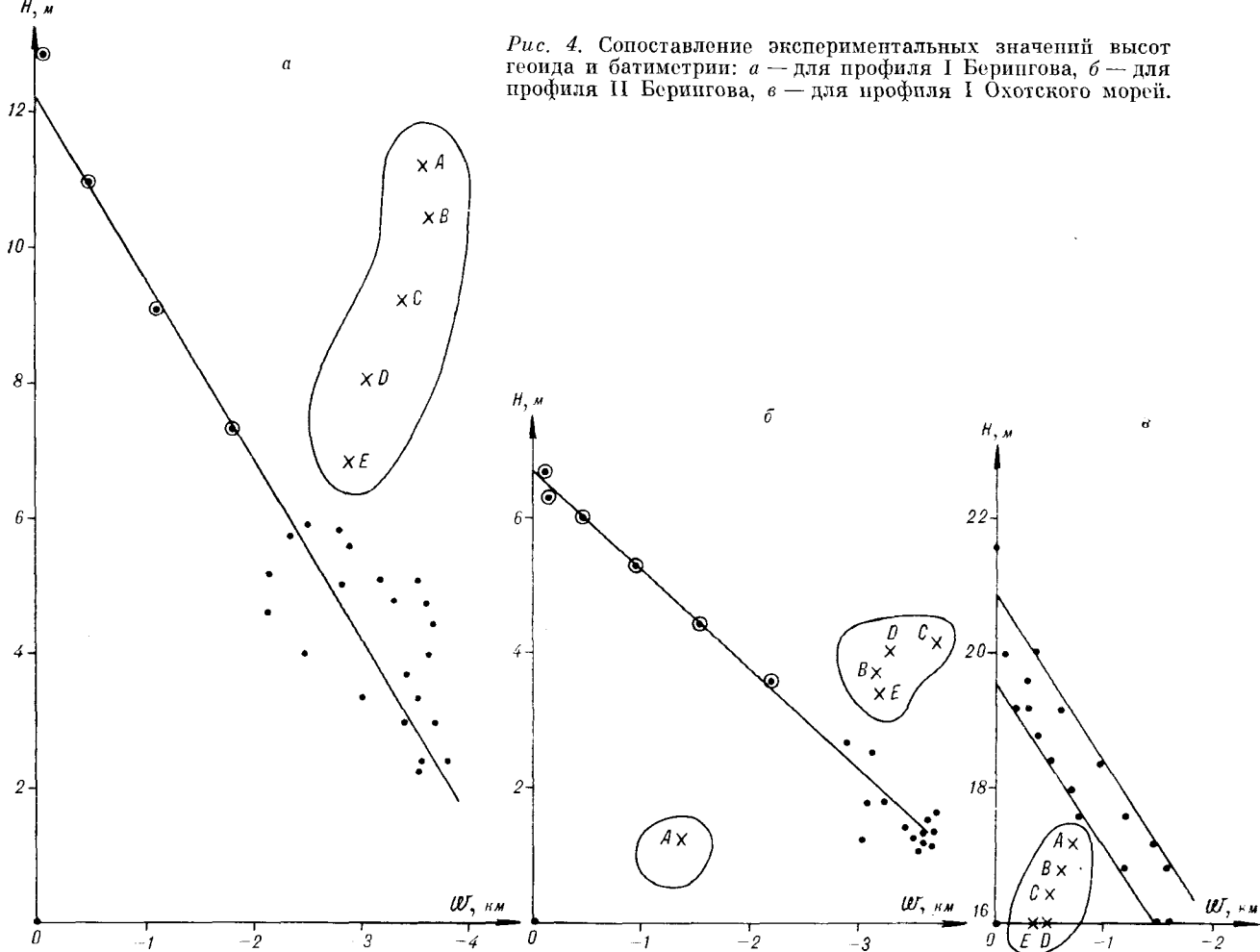


Рис. 4. Сопоставление экспериментальных значений высот геоида и батиметрии: *a* — для профиля I Берингова, *б* — для профиля II Берингова, *в* — для профиля I Охотского морей.

Так как экспериментальные данные аппроксимируются прямыми, то отсюда следует, что изостазия осуществляется по схеме Пратта. С учетом фоновых значений  $H_0$  высот геоида и стандартных величин  $\rho_0 = 3,16 \text{ г/см}^3$ ,  $\rho_w = 1,03 \text{ г/см}^3$ ,  $\gamma = 6,672 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/(\text{г} \cdot \text{с}^2)$ ,  $g = 980 \text{ см/с}^2$ , по экспериментальным графикам рис. 4, *a—в* из формулы (4) находим эффективную глубину компенсации  $W$ . Для профиля I Берингова моря  $W = 59$ , а для профиля II — 35 км. Для Охотского моря  $W = 60$  км. Известно, что глубина компенсации по Пратту и средняя мощность коры по Эри связаны зависимостью  $W = 2T$ , [3]. Отсюда следует, что для Охотского моря средняя мощность коры  $T \sim 30$  км. Для центральной части Берингова моря по профилю II средняя мощность коры составляет  $\sim 18$  км. В то же время по результатам изучения профиля I, проходящего в южной части Берингова моря, средняя мощность коры здесь  $\sim 30$  км. Такое расхождение, видимо, связано с тем, что данный метод дает некоторые эффективные параметры слоя, отвечающие определенному профилю.

Расположение экспериментальных точек ( $w, H$ ) относительно линии, характеризующей изостатическое состояние слоя, позволяет установить не только степень, но и характер нарушения равновесия.

Действительно, рассмотрим точку  $A (w, H)$ , лежащую левее изостатической прямой  $OC$  (рис. 5). Здесь видно, что для данного значения высоты геоида  $H_1$  глубина  $w_1$  меньше  $w_2$ , соответствующей изостатическому состоянию блока. Для произвольной точки  $B (w_2, H_2)$ , лежащей правее прямой  $OC$ , глубина  $w_2$  больше изостатической  $w_1$ , отвечающей высоте геоида  $H_2$ . Это указывает на то, что здесь, возможно, действуют силы, определяющие более быстрое погружение по сравнению с изостатическим, в то время как в первом случае погружение отстает от изостатического. Возможны и другие варианты интерпретации расположения экспериментальных точек на плоскости ( $w, H$ ), но в задачу настоящей работы их рассмотрение не входит.

Учитывая размещение точек  $A, B, C, D$  и  $E$  на графике (см. рис. 4, *a, б*), характеризующих

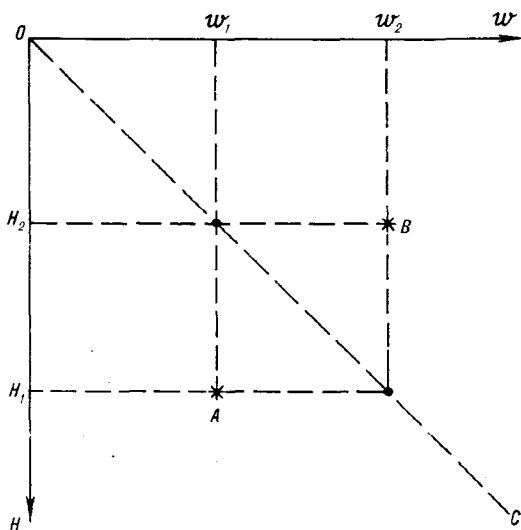


Рис. 5. Схема, поясняющая характер нарушения изостазии в зависимости от расположения экспериментальных точек относительно изостатической линии  $OC$ .

котловины Командорскую и Бауэрса, можно сделать вывод об активном характере процессов, приводящих (или приведших) к нисходящим движениям литосферы в этих структурах. Наибольшее отклонение литосферы Командорской котловины от изостазии наблюдается в центральной ее части. Этот вывод находится в противоречии с расчетами Ю. А. Павлова [2], согласно которым Командорская котловина лучше уравновешена, чем Алеутская и шельф Берингова моря. Однако результаты исследования Н. И. Богданова [1] указывают как раз на то, что в районе Командорской глубоководной котловины происходят активные тектони-

ческие процессы, приводящие к растяжению и, возможно, погружению ее литосферы. Точки  $A$  и  $B$ , характеризующие котловину Бауэрса, нарушают (см. рис. 4, б) предложенную закономерность (точка  $A$  находится вообще по другую сторону изостатической прямой). На наш взгляд, это связано с тем, что они, по существу, относятся к Алеутской островной системе, геодинамика которой определяется другими процессами.

Нарушение изостазии впадины Тинро носит, как видно из рис. 4, в, принципиально иной по сравнению с впадинами Берингова моря характер. Применяющаяся в настоящей работе методика не позволяет дать однозначный ответ на причины наблюдающегося здесь нарушения равновесия. Для этого необходимо проведение специальных исследований.

Подводя итоги, можно сказать что представленная методика сопоставления высот геоида и батиметрии проста и эффективна при решении целого ряда вопросов геодинамики. Она позволяет выделять структуры, степень и характер уравновешенности которых различны, вычислять параметры уравновешенного слоя и способ установления равновесия.

Методика может быть применима к исследованию и региональных структур. В рассмотренных конкретных примерах это связано с высокой гибкостью поверхностного слоя и, следовательно, с локальным характером установления изостазии.

Выражаю благодарность Н. П. Романовскому и Ю. В. Шевалдину за замечания, способствовавшие значительному улучшению работы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Н. А. Геология Командорской глубоководной котловины.— В кн.: Тектоника Восточно-Азиатских окраинных морей. М.: Наука, 1987.
2. Павлов Ю. А. Оценка изостатического состояния земной коры акватории Берингова моря и прилегающих частей Тихого океана по корреляционной зависимости аномалий силы тяжести от рельефа земной поверхности.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1972. (Тр. СахКНИИ, вып. 26, № 3).
3. Цубои Т. Гравитационное поле Земли.— М.: Мир, 1982.

4. Haxby W. F., Turcotte D. L. On isostatic geoid anomalies.— J. Geophys. Res., 1978, v. 83, N B11.
5. Ockendon J. R., Turcotte D. L. On the gravitational potential and field anomalies due to thin mass layers.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1977, v. 48.
6. Rapp R. H. Global anomaly and undulation recovery using Geos-3 altimeter data.— Report N 285, Dept. of Geodetic Science, The Ohio State University, Columbus, 1979.
7. Turcotte D. L., Harris R. A. Relationship between the oceanic geoid and structure of the oceanic lithosphere.— Marine Geophys. Res., 1984, v. 7.

## О ФАКТОРАХ КОНТРОЛЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ОДНОМ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В результате сопоставления закономерностей распределения промышленных концентраций металла, определенных геолого-геометрическим анализом, со структурными особенностями месторождения установлено отсутствие литолого-структурного контроля в пространственном расположении обогащенных золотом

к настоящему времени накоплен обширный опытный материал о характерных особенностях золотосульфидных месторождений, заключающихся, прежде всего, в неравномерной концентрации золота и в наличии наиболее обогащенных металлом локальных участков — рудных столбов — в пределах рудных тел. В специальной литературе пространственное положение рудных столбов, как правило, связывается со структурными и литологическими особенностями рудного поля, а их морфология — с внутренним строением рудоносных разрывов. Вместе с тем вышеупомянутые структурные позиции далеко не во всех случаях сопровождаются богатым оруденением.

Примером этому может служить одно из золоторудных месторождений Дальнего Востока, относящееся к жильному малосульфидному типу золотокварцевой формации и расположенное во флишевых отложениях палеозойского возраста, прорванных диоритовыми штоками, порфиритовыми дайками и осложненными субмеридиональными нарушениями. Ранее на месторождении отмечался структурно-литологический контроль в распределении кварцево-рудных жил и рудных столбов [2]. Избирательный характер оруденения связывался с неоднородностью физико-химических свойств вмещающих пород, а также со степенью трещиноватости кварцевого материала в местах изгибов жил и их сочленений. Однако в процессе разведки и эксплуатации месторождения возник ряд несоответствий с этими положениями. Обработка месторождения показала, что повышенные концентрации полезного компонента зачастую отмечались на тех участках, на которые не указывали факторы структурно-литологического контроля промышленного оруденения, и наоборот, руды с повышенным содержанием металла не было в местах, где согласно этим факторам можно было бы ожидать ее присутствие.

Результаты сопоставления геолого-структурного плана одного из горизонтов месторождения с системой пространственного распределения промышленного оруденения на месторождении, установленной геолого-геометрическим

участков. Предполагается, что характер распределения металла, отмеченный в кварцево-рудных жилах месторождения, обусловлен физическими свойствами рудообразующей динамической системы, в частности электромагнитными силами компонентов, слагающих рудные тела.

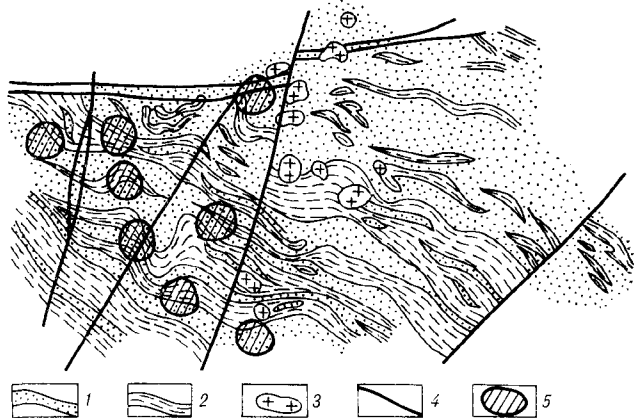


Рис. 1. Геолого-структурный план одного из горизонтов месторождения.

1 — песчаники; 2 — глинистые сланцы; 3 — тектонические нарушения; 4 — диоритовые штоки; 5 — участки повышенных концентраций золота, установленные геолого-геометрическим анализом.

анализом данных разведочного и эксплуатационного опробования кварцево-рудных жил [7], наглядно показывая, что ни литологический, ни структурный факторы не оказывают существенного влияния на размещение оруденения на месторождении (рис. 1).

Как видно из рисунка, на горизонте не наблюдается какой-либо прямой связи участков повышенных содержаний золота с определенной литологической разновидностью пород. Обогащенные металлом участки тяготеют и к песчаникам, и к филлитизированным глинистым сланцам. В распределении промышленных концентраций золота не устанавливается рудоконтролирующей роли и структурных факторов. Во-первых, обогащенные золотом участки располагаются независимо от пространственного положения разломов. В основном они отмечены на значительных расстояниях от последних и лишь в редких случаях тяготеют к ним. Во-вторых, все участки находятся как во внутренних, так и во фронтальных частях флексуобразных изгибов пластов песчаников и глинистых сланцев. Наконец, промышленных концентраций металла не наблюдается и вблизи внедрений диоритовых штоков, в которых,

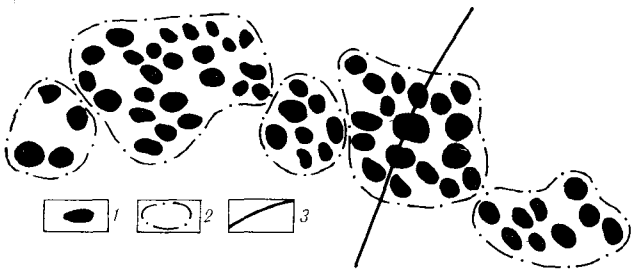


Рис. 2. Схема распределения концентраций золота в плоскости кварцевой жилы.

1 — пространство кварцево-рудной жилы, обогащенное золотом, — «базовые» элементы геометризации; 2 — более значительные по площади участки повышенных содержаний металла; 3 — тектонические нарушения.

если следовать выводам [1], должны находиться вторичные «регенерированные» рудные столбы.

Отсутствие структурно-литологического контроля в распределении промышленных концентраций металла отмечается и в кварцево-рудных жилах месторождения. При этом распределение оруденения в их пределах, установленное обобщением исходной количественной информации по методике [6], в значительной степени отличается от ранее определенного [7]. Так, поэтапным выделением максимальных скоплений исследуемого признака в плоскости жилы сначала с помощью изолиний, а затем объединением концентрационных участков — бананц — в более низкие уровни неоднородности с учетом минимальных расстояний между «базовыми элементами» и их качественности [4] установлено, что распределение золота в пределах жил весьма своеобразно.

С одной стороны, все места максимальных скоплений металла группируются в несколько соприкасающихся друг с другом участков, различающихся по площади (рис. 2). Все они в плане имеют изометричную форму и расположены относительно друг друга таким образом, что расстояния между геометрическими центрами как крупных, так и малых обогащенных золотом участков постоянны. С другой стороны, промышленное оруденение концентрируется в пределах двух полос повышенной продуктивности, ориентировка которых с учетом простирания и падения кварцево-рудной жилы определяется как северо-восточная для западного фланга рудного тела и северо-западная для ее восточной части (рис. 3).

Внутреннее строение полос повышенной продуктивности также закономерно. Детальным выделением практически безрудных пространств в промышленной части жилы устанавливается «четковидная» структура распределения металла. При этом в центральных частях «четковидных» концентрационных раздувов фиксируются безрудные пространства изо-

метричной формы. Форма же периферийных частей самих раздувов такова, что почти во всех случаях в них вписываются отдельные фрагменты ромбической сети, являющейся структурной основой распределения золота на месторождении\*.

Казалось бы, данная упорядоченность и закономерное распределение рудного вещества в пространстве рудных тел должны контролироваться визуальными структурно-литологическими факторами. Тем не менее, как упоминалось выше, подобного контроля в данном случае не наблюдается. Не обнаруживается и зависимости между пространственным распределением золота в кварцево-рудной жиле и ее мощностью, которая по всему рудному телу остается постоянной.

Подобное парадоксальное явление отсутствия связей между рудоконтролирующими факторами и распределением вещества Г. Л. Поспелов [3] связывает с деятельностью рудообразующей динамической системы, а точнее, с ее особенностями (элементами внутреннего саморазвития, динамической дифференциацией, авторегуляцией и т. д.), носящими временный характер. По-видимому, и наблюдаемая концентрационная структура является не чем иным, как «следами» деятельности динамической рудообразующей системы. При этом основными причинами ее возникновения могли быть как электромагнитные силы слагающих жилу минеральных компонентов (в частности, золота), упорядоченное действие которых предопределило наблюдаемый порядок в размещении промышленных концентраций, внешне сходный со скелетной конституцией отложенного в жиле металла [4], так и факторы самоорганизации диссипативной флюидно-динамической рудной системы, возникающие в неравновесных динамических условиях [5].

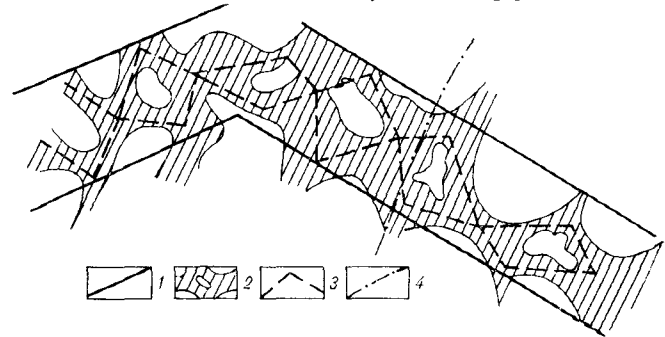


Рис. 3. Структура распределения металла в жиле, установленная окомтуриванием безрудного пространства. 1 — полосы повышенной продуктивности; 2 — «четковидные» концентрационные раздувы; 3 — фрагменты ромбической сети; 4 — тектонические нарушения.

\* Структурной основой распределения золота на месторождении является сеть ромбической формы, в узлах которой сосредоточены концентрационные скопления металла различных рангов [7].

Таким образом, изложенные в статье факты свидетельствуют о наличии причинных связей системы распределения золота на месторождении с физическими свойствами рудоносных гидротерм среды рудоотложения. Установлен-

ный порядок расположения промышленных концентраций в кварцево-рудных жилах месторождения может быть полезен при разведочных и горно-подготовительных работах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Моисеенко В. Г. Поведение золота и серебра при осадконакоплении, вулканизме и метаморфизме.— Новосибирск: Наука, 1974.
2. Моисеенко В. Г., Фатьянов И. И. Рудные столбы в некоторых месторождениях золота Приамурья.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972.
3. Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза.— Новосибирск: Наука, 1973.
4. Сенчило Н. П. Упорядоченность (организация) рудного вещества в кварцевых жилах.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 3.
5. Филонюк В. А. Об автономном и упорядоченном распределении золота в кварцево-жильных зонах.— Геология руд. месторождений, 1983, т. 25, № 1.
6. Филонюк В. А. К методике геолого-геометрического анализа рудных аномалий.— Иркутск, 1972. (Тр. Иргиредмста, вып. 24).
7. Филонюк В. А., Сухинин В. Б. О закономерно-прерывистом характере концентрирования золота в эпидогенных месторождениях жильного типа.— В кн.: Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых, № 6. Иркутск, 1983.

*Иргиредмет  
Иркутск*

*Поступила в редакцию  
15 мая 1986 г.*

---

#### ДИСКУССИЯ

Закономерности распределения полезного ископаемого в рудных телах до сих пор не имеют удовлетворительного объяснения. Одни авторы их связывают со структурными особенностями рудных тел, другие — с вмещающими породами, третьи — с минеральным составом самих рудных тел. Автор вышеприведенного краткого сообщения в процессе разведки и отработки рудной жилы связал эту закономерность с общей эволюцией рудной системы в период формирования месторождения, в частности с «электромагнитными силами компонентов». В общем нужно согласиться с

интерпретацией В. Б. Сухинина этого явления, однако электромагнитные силы тут вряд ли имеют какое-то значение, так как речь идет о немагнитных минералах. В то же время с высадкой золота на сульфиды такая зависимость возможна, но тогда следовало бы проанализировать порядок образования минералов, и только в этом случае возможна конкретная привязка золота к какому-то сульфиду с высоким потенциалом. Такого анализа автор, к сожалению, не сделал, поэтому его тезис повис в воздухе.

*Н. А. Шило*

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24 : 553.2

А. Д. Щеглов

ИНТЕРЕСНАЯ КНИГА О МЕТАЛЛОГЕНИИ  
ОХОТСКО-ЧАУНСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Изложена рецензия на книгу Р. Б. Умитбаева «Охотско-Чаунская металлогеническая провинция», которая, по мнению рецензента, представляет собой крупное научное произведение, доказывающее существование на Востоке Азии нового типа металлогени-

ческих провинций в области перехода от континента к океану. Несмотря на спорность некоторых положений, монография выделяется среди других работ четкостью авторской позиции и новизной взглядов.

В последние годы вновь возрос интерес к геологии и металлогении континентальных вулканических поясов [1—5]. Это обусловлено прежде всего тем, что в их пределах в различных регионах мира выявлены новые типы рудных месторождений, открыты новые рудные провинции. В то же время природа этих структур остается до конца не раскрытой. Одни исследователи полагают, что их формирование связано с развитием молодых геосинклинально-складчатых областей и происходит в пределах жесткого обрамления последних в орогенный этап развития геосинклиналей; другие считают, что вулканические пояса возникают на стыке плит в процессе субдукции и являются структурами — показателями становления континентальной коры. Существует и другая точка зрения, согласно которой континентальные вулканические пояса рассматриваются как совершенно самостоятельные, независимые от развития геосинклиналей, крупнейшие структуры земной коры, связанные с эволюцией мантийных частей литосферы, причем в некоторых регионах (Забайкалье, Казахстан, Дальний Восток) такие пояса действительно формируются на сочленении разновозрастных складчатых областей над зонами глубинных разломов. Такой характер проявления континентальных вулканических поясов позволяет говорить о связи этих структур с геосинклинально-складчатыми областями, на жестком субстрате которых они развиваются. В то же время они могут рассматриваться как совершенно самостоятельные тектонические элементы, формирующиеся независимо от геосинклиналей и принадлежащие к особой группе структур тектономагматической активизации.

Примером таких структур в первую очередь служат вулканические пояса, располагающиеся

на границе континента Восточной Азии с внутренними морями Тихого океана. В региональном плане они приурочены к береговой линии внутренних морей и протягиваются на тысячи километров от Чукотки до Вьетнама, образуя в совокупности единый Чукотско-Катазиатский (по М. С. Нагибиной и Ю. М. Пупаровскому) вулканогенный пояс или Восточно-Азиатский вулканический линеамент. Последний состоит из ряда поясов и зон, наиболее масштабно выраженных на территории Советского Союза. Вулканические пояса, образующие Восточно-Азиатский вулканический линеамент, в совокупности представляют собой совершенно самостоятельную континентальную структуру западной части Тихоокеанского сегмента Земли. Эти пояса формируются в наземных, континентальных условиях; они являются наложенными образованиями, развивающимися, как правило, на консолидированном жестком субстрате независимо от предшествующих геологических структур. В то же время для отдельных отрезков (звеньев) Восточно-Азиатского линеамента и входящих в его состав вулканических поясов выявлены интересные данные, свидетельствующие о формировании некоторых частей пояса одновременно или несколько позднее развития геосинклиналей, когда создается впечатление, что образование пояса продолжает геосинклинальное развитие и является унаследованным.

Эти факты, как отмечает М. И. Ициксон [3], являются частными случаями и не противоречат представлению о самостоятельном, автономном развитии континентальных вулканических поясов. Ю. А. Косыгин с соавторами [4] указывают, что заложение окраинно-континентальных вулканических поясов происходило вслед за мощными орогеническими дви-



жениями на континенте. Формирование таких поясов, по-видимому, неразрывно связано с развитием геологических структур ложа Тихого океана и проявлением океанического магматизма; оно отражает особенности эволюции глубинных частей его тектоносферы [2]. Не исключено, что окраинно-континентальные вулканические пояса, сложенные в основном кислыми и средними эффузивами, и поля океанических базальтов представляют собой магматические дифференциаты единого процесса эволюции тектоносферы Тихоокеанского сегмента; они, возможно, возникли в процессе сложной эволюции мантийного вещества на риолитовую и базальтовую составляющие. Перечисленные вопросы не имеют однозначного решения, требуют дальнейшей всесторонней разработки на основе широкого анализа нового фактического материала. В этом плане значительный интерес представляет монография Р. Б. Умитбаева [5], вышедшая недавно в издательстве «Наука». Она посвящена всесторонней характеристике Охотско-Чаунской окраинно-континентальной металлогенической провинции, возникшей над палеосейсмофокальной зоной и состоящей из Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и его перивулканического обрамления. Монография Р. Б. Умитбаева рассматривает один из интереснейших в геологическом и металлогеническом отношениях регион Советского Союза, который остается, несмотря на значительные успехи, достигнутые в его изучении, все еще наиболее слабо исследованной территорией нашей страны. В то же время этот регион обладает крупными потенциальными возможностями на открытие месторождений разных металлов. Книга Р. Б. Умитбаева — широкое сводное обобщение по геологии и металлогении Охотско-Чаунской металлогенической провинции, которое содержит большой фактический материал, собранный автором за многие годы исследований, и с новых позиций рассматривает металлогенические особенности этого региона.

Главный смысл работы состоит в том, чтобы выделить Охотско-Чаунскую провинцию в качестве особой металлогенической структуры — области позднемезозойско-кайнозойской тектономагматической активизации, объединяющей Охотско-Чукотский вулканический пояс и его перивулканическую зону, дать характеристику рудных месторождений, развитых в пределах этой структуры и выявить закономерности их размещения.

В последние годы по Северо-Востоку СССР опубликовано ряд обобщающих работ, различных по своему профилю. Данная монография рассматривает в широком плане материал по рудным месторождениям и закономерностям их размещения с учетом новых сведений по гео-

логии региона и восполняет пробел, наметившийся в освещении металлогенических особенностей рассматриваемой территории. В этом большая ценность работы.

Книга состоит из четырех глав, различных по своему значению.

В небольшой 1-й главе рассматриваются современные представления о геологическом строении региона, дается краткая характеристика его основных структурных элементов. Она представляет как бы введение в геологию и тектонику региона. Основное содержание книги излагается в трех следующих главах, посвященных геологическому строению (гл. 2), металлогеническому анализу (гл. 3) и общим закономерностям проявления процессов поздне-мезозойской и кайнозойской активизации притихоокеанских окраин континентов (гл. 4).

Во 2-й главе дана характеристика главных особенностей геологического строения Охотско-Чаунской области активизации и показаны ее соотношения с мезозойскими структурами Северо-Востока Азии. Известно, что в геологическом строении этого региона еще много спорных вопросов; это обстоятельство следовало бы более четко отразить в работе. Так, в частности, вызывает возражение «ликвидация» Колымского срединного массива. Хотя Р. Б. Умитбаев и занимает «нейтральное» положение по этому вопросу, в книге следовало бы более четко осветить эту важную для понимания геологической эволюции Северо-Востока Азии проблему. Остается не вполне ясным тектоническое положение Уяндино-Ясачинского вулканического пояса. Нет четкости в авторском понимании орогенного режима развития и орогенных структур. Отмечается широкое развитие орогенных впадин на срединных массивах при локальном их развитии в миогеосинклиналиях, однако характеристики этих необходимых для понимания особенностей тектонического развития региона структур в работе практически нет.

Очень важным для оценки авторских представлений является раздел главы второй, в котором рассматриваются принципы выделения области тектономагматической активизации, ее границы и вопросы терминологии. Неудачны, на наш взгляд, термины «вулканогенная дуга» и «плутогенные поднятия», применяемые Р. Б. Умитбаевым. Он пишет: «...в понятие „вулканогенная дуга“ мы пока не вкладываем особого генетического смысла и называем дугами те вулканические прогибы, которые обладают удлинённой и дугообразно изогнутой формой», а „плутогенные“ поднятия — это «...приподнятые участки земной коры, сопряженные с вулканогенными прогибами и обычно служащие перемычками между ними» [5, с. 28]. Во второй главе обосновывается зональное

строение Охотско-Чаунской металлогенической провинции с выделением внутренней вулканогенной и внешней перивулканогенной зон. Следует отметить, что в настоящее время уже недостаточно сказать «зона тектономагматической активизации», необходимо очень четко показать сущность этих процессов, их тип и правомерность отнесения к явлениям тектономагматической активизации определенного типа и ранга. В работе эти вопросы освещены схематично. Интересны разделы главы второй, посвященные объему и возрасту стратифицированных образований и характеристике главных глубинных разломов. В книге отчетливо показано, что сложная система разломов в субстрате вулканического пояса создает структурный каркас всей Охотско-Чукотской области тектономагматической активизации. Дано сжатое, но содержательное описание глубинных разломов.

При характеристике стратифицированных образований особое место уделено «предвулканогенной» молассоидной формации. Эти образования действительно являются своеобразным ренером в геологической истории Северо-Востока Азии и им заслуженно уделяется должное внимание. Однако, по нашему мнению, практически не исследованным оказался вопрос о природе и характере вулканогенной базальной молассы, целиком состоящей из галек эффузивов. Не исключено, что это гальки орогенных эффузивов, а если последнее верно, то «предвулканогенная» моласса налагает на орогенные образования и сформировалась позднее орогенных эффузивов. Из работы следует, что эффузивы Охотско-Чукотского пояса перекрывают терригенные образования Омсукчанской депрессии, в том числе конгломераты, которые относят к «предвулканогенной» молассе. Однако не исключено, что Омсукчанская впадина выполнена не «предвулканогенной» молассой, а отложениями самостоятельной группы осадочных орогенных формаций. Если это так, то становится более понятной природа названной своеобразной грабеноподобной структуры, очень близкой по своим особенностям к терригенным угленосным впадинам забайкальского типа — типичным структурам областей тектономагматической активизации. Из монографии Р. Б. Умитбаева с очевидностью вытекает один очень важный вывод, к сожалению, не сформулированный четко, но практически следующий из всего хода построений: «На Северо-Востоке Союза выделяются геологические образования (и структуры), свойственные орогенному этапу, сопоставимому с процессами тектономагматической активизации, и формации, возникающие в процессе формирования Охотско-Чукотского пояса и его перивулканической зоны — совершенно самостоятельной региональ-

ной структуры, наложенной и на геосинклинальные структуры и на структуры областей (зоны) тектономагматической активизации». В последние годы для районов Сихотэ-Алиня это положение доказывается достаточно аргументировано и отражено в монографии «Вулканические пояса Востока Азии» [2].

3-я глава книги посвящена региональному металлогеническому анализу Охотско-Чаунской области тектономагматической активизации, рассмотрению особенностей размещения эндогенных месторождений в региональных и локальных структурах. Здесь обобщен большой фактический материал по связи типов месторождений с очаговыми и купольными структурами. Представляется, однако, что автор чрезмерно увлекается выделением очаговых концентрических структур, многие из которых не имеют геологического обоснования. На схемах, сопровождающих работу, весь Северо-Восток СССР — «сплошное море» кольцевых структур, колец, овалов и их секторов. Обычные геологические структуры этого региона: линейные, складчатые, отдельные блоки и срединные массивы — практически исчезают и не влияют на размещение месторождений.

Р. Б. Умитбаев при характеристике месторождений часто употребляет термин «сложноформационные» месторождения, приводит примеры таких рудных образований [5, с. 154, 221]. Однако остается неясным, что это за месторождения и почему они наиболее просты по генетическим особенностям и минеральному составу. Также остается не доказанной ассоциация этих месторождений с возникающими в связи с процессами тектономагматической активизации разрывными структурами в перивулканической зоне. Почему эти месторождения вулканогенно-плутогенные; имеет ли этот термин право на существование применительно к рудным гидротермальным образованиям? На наш взгляд, нет. Термин «вулканогенно-плутогенные» по отношению к гидротермальным рудным образованиям очень нечеток, а отнесение к этой группе рудных образований конкретных объектов всегда субъективно. При характеристике месторождений не рассматривается важный вопрос о соотношении и взаимосвязях, с одной стороны, оловянных и вольфрамовых, с другой — золотых и серебряных месторождений. Являются ли первые принадлежностью перивулканических зон, связаны ли они с их развитием непосредственно, и если да, то почему оловянные и вольфрамовые месторождения отсутствуют в вулканическом поясе, а золотые и серебряные, наоборот, «уходят» в перивулканические структуры?

Рассматривая особенности размещения месторождений молибдена и меди, Р. Б. Умитбаев склонен их объяснить с позиций

подползания одной плиты под другую. Вряд ли такой подход для конкретной геологической обстановки Северо-Востока правомерен. Более того, он считает, что Охотско-Чаунская металлогеническая провинция обладает региональной рудной зональностью, которая находит объяснение с позиций палеосейсмофокальной зоны. Последнее представляется нам недоказанным и несогласующимся с фактическим материалом прежде всего по особенностям размещения профилирующих для региона золотых и серебряных месторождений. Для этих месторождений, по Р. Б. Умитбаеву, районы перивулканической зоны перспективны в той же степени, что и районы вулканогенного пояса, однако если объяснять зональность региона с позиций тектоники плит, месторождения золота и серебра в перивулканической зоне проявляться не должны. В работе рассматриваются вопросы влияния субстрата вулканического пояса на характер оруденения. Подчеркивается, что для эвгеосинклиального субстрата характерны медное и медно-молибденовое оруденение; для миогеосинклиального терригенного — золотое и золотосеребряное, для миогеосинклиального терригенного, а местами эвгеосинклиального — олово и серебро; для терригенно-карбонатного субстрата — олово и полиметаллы и т. д. Иными словами, автор важное значение придает коровому субстрату, он определяет специализацию месторождений, хотя в ряде случаев допускается их связь с мантийными источниками.

В четвертой, последней главе рассматриваются общие вопросы проявления процессов позднемезозойской — кайнозойской активизации притихоокеанских окраин Востока Азии. Показано, что окраинно-континентальные области тектономагматической активизации являются важнейшими металлогеническими провинциями Тихоокеанского подвижного пояса. Р. Б. Умитбаев пытается доказать, что образование Охотско-Чукотского пояса связано с синхронно развивающимися и прилегающими к поясу со стороны океана молодыми эвгеосинклиналями. Иными словами, окраинно-континентальные вулканические пояса принадлежат к структурам отраженной тектономагматической активизации. С таким выводом следует согласиться. Анализ материала по окраинно-континентальным поясам многих регионов Тихоокеанского сегмента Земли показывает, что эти пояса представляют собой совершенно особый класс структур земной коры. Их развитие связано с формированием структур ложа Тихого океана, синхронно им и обусловлено эволюцией мантийных геосфер в зонах перехода от континента к океану [2, 3]. Монография заканчивается общими выводами по проявлению процессов позднемезозойской — кайнозой-

ской активизации притихоокеанских окраин континентов и их металлогеническому значению. При этом выделение Р. Б. Умитбаевым «сложноформационной» группы месторождений настораживает, ибо, по нашему мнению, в перивулканической зоне «сложноформационных» месторождений нет.

В заключение отметим, что монография Р. Б. Умитбаева суммирует значительный объем фактического материала по геологии и рудным месторождениям Северо-Востока СССР. На основе его всестороннего анализа автором сделаны важные теоретические выводы, имеющие большое научное и прикладное значение. Р. Б. Умитбаевым достаточно обоснованно выделена самостоятельная Охотско-Чаунская металлогеническая провинция, которая относится к особой группе окраинно-континентальных рудоносных структур, формирующихся в связи с процессами тектономагматической активизации консолидированных складчатых областей и срединных массивов. Дана характеристика рудных месторождений и закономерностей их размещения в пределах выделенной металлогенической провинции. Показана важная роль «предвулканогенной» молассы для понимания тектонического положения Охотско-Чукотского вулканического пояса; в пределах Охотско-Чаунской металлогенической провинции установлена как самостоятельная структура перивулканическая зона. Помимо этого, Р. Б. Умитбаевым детально исследованы зоны глубинных разломов и показано, что, являясь различными по своей природе, они образуют сложный каркас тектонических глубинных нарушений, определяющих, по существу, появление и внутреннюю структуру Охотско-Чукотского вулканического пояса. В работе даны характеристика и классификация очаговых вулканических структур и проиллюстрирована их связь с рудными месторождениями региона.

В данной монографии охарактеризованы рудные месторождения Охотско-Чаунской области активизации, выделены их типы, намечены наиболее благоприятные для локализации месторождений группы тектонических структур и тем самым выявлены главные закономерности размещения эндогенного оруденения. Намечены перспективные площади для постановки поисковых работ: привлечено внимание к высоким потенциальным возможностям так называемой перивулканической зоны на открытие новых рудных месторождений. Выполнены теоретические обобщения по природе сейсмофокальных зон и характеру окраинно-континентальных провинций Востока Азии.

Все это позволяет высоко оценить интересный труд Р. Б. Умитбаева, хорошо иллюстрированный и содержащий большой объем фактического материала. Геологи страны, прежде

всего изучающие континентальные вулканические пояса и их металлогению, а также интересующие общими вопросами геологии и рудными месторождениями Востока Азии, получили содержательную монографию, представляющую собою крупное научное произведение, доказывающее существование на Востоке Азии нового типа металлогенических провинций в области перехода океан — континент, принадлежащих к геоструктурам тектономагматической активизации и сформировавшихся вдоль

континентальных окраин Азии и Америки синхронно с развитием сопредельных позднемезозойских — кайнозойских эвгеосинклиналей. Таким единым подходом автора к аргументации указанного выше положения пронизана вся рецензируемая книга, которая, несмотря на спорность некоторых положений, выделяется среди других работ четкостью авторской позиции и новизной взглядов. Несомненно, книга Р. Б. Умитбаева привлечет внимание широкого круга исследователей.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами.— М.: Недра, 1982.
2. Вулканические пояса Востока Азии/Под ред. А. Д. Щеглова.— М.: Наука, 1984.
3. Пиксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли.— М.: Недра, 1979.
4. Косыгин Ю. А., Паталин Б. А., Парфенов Л. М. Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов.— Тихоокеан. геология, 1982, № 3.
5. Умитбаев Р. Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция.— М.: Наука, 1986.

Ленинградский  
научный центр АН СССР

Поступила в редакцию  
25 марта 1987 г.

УДК 551.24

Н. А. Шило

### К ПРОБЛЕМЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ПЕРЕСТРОЙКИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР \*

Реферирована и положительно оценивается монография А. В. Долицкого «Образование и перестройка тектонических структур».

В недавно вышедшей монографии А. В. Долицкого проблема образования и перестройки тектонических структур рассмотрена в нетрадиционном плане. Правильное понимание подхода автора в решении поставленных задач может пролить свет на историю Тихоокеанского региона, которая сейчас довольно успешно и почти независимо объясняется с точки зрения двух противоположных глобальных концепций. В реферлируемой работе обнаруживается смелый шаг вперед в направлении снятия трудностей, которые испытывает современная геология. В новой концепции ведущая роль принадлежит Тихоокеанскому региону. Интересно, что в эту идею прекрасно вписываются циркумтихоокеанские системы современ-

ных сдвигов и главных нормальных сжимающих напряжений, установленных по сейсмическим данным Х. Беньюфом.

Автор предложил и обосновал гипотезу связи структурных планов Земли с относительным вращением оболочки и ядра. Гипотеза опирается на три группы фактов: планетарную трещиноватость, палеомагнитные данные и геологические данные, представленные на литолого-палеогеографических картах фанерозоя Северной Евразии. Анализ матернала позволил установить траектории движения географического и геомагнитного полюсов, подтвердить правильность их нахождения путем сравнительного анализа траекторий, сделать выводы о направлении действия кориолисовых сил, вызванных движением географических полюсов. Анализ литолого-палеогеографических карт привел автора к выводу о существовании крупнейших региональных структур, имеющих в плане V-образные очертания и определяющих структурные планы Земли, ориентированные относительно Южной Африки по или против часовой стрелки в разные тектонические этапы. Единство ориентации кориолисовых сил и

\* О книге А. В. Долицкого «Образование и перестройка тектонических структур».— М.: Недра, 1985.

V-образных структур послужило основанием для вывода о связи структурных планов Земли с движением географических полюсов.

Анализ планетарных трещин с целью выяснения их пространственно-временных закономерностей еще в 60-х гг., как известно, проводился С. С. Шульцем, его учениками и последователями, среди которых был и А. В. Долицкий. Ими были доказаны ротационная природа планетарных трещин и связь их с современным расположением оси вращения Земли; возможность замены анализа полевых замеров трещин на анализ пространственного расположения прямолинейных отрезков речных долин. А. В. Долицкий усовершенствовал применявшуюся методику анализа планетарных трещин, что позволило выявить среди них концентрически-радиальные системы, а также системы, включающие диагональные направления. Первые рассматриваются как отвечающие направлениям главных нормальных напряжений, а вторые — и направлениям максимальных касательных напряжений ротационного поля. Найдены и положения полюсов симметрии этих систем трещин и разломов. Таким путем обнаружены три системы, чьи оси оказались взаимно перпендикулярными. Одна из них, пользующаяся универсальным распространением и содержащая концентрически-радиальные и диагональные направления, рассматривается А. В. Долицким как первичная. Найдено еще 26 систем, содержащих только концентрически-радиальные направления. Обнаружено, что их полюса можно объединить осесимметричной (с полюсом в Южной Африке) системой четырех спиралей с размахом  $90^\circ$  каждая. Расположение полюсов на них явно закономерное: на двух спиральных (второй и третьей) их насчитывается по 11, а полюса одного номера, считая от начала спирали, находятся на одинаковых угловых расстояниях; четвертая спираль не завершена, на ней насчитывается пять полюсов, причем пятый отвечает современному географическому полюсу, угловые расстояния между полюсами одного номера — те же, что и на двух других спиральных.

Для датировки систем трещин использованы многие опубликованные сведения о возрасте тектонических структур, но их оказалось явно недостаточно. Требовалось найти иной подход к установлению возраста систем трещин, и А. В. Долицкий его нашел, положив в основу сравнительный анализ развития на тех или иных площадях тех или иных систем трещин и фаз тектономагматической активизации. Этот подход основан на следующих допущениях: 1) пользующаяся глобальным распространением система радиально-концентрических и диагональных направлений трещин и разломов является первичной, возникшей при длительном

и неизменном расположении географических полюсов, 2) все другие системы трещин и разломов радиально-концентрического строения возникли путем оживления и достройки первичных при их совпадениях на больших площадях с направлениями главных нормальных напряжений (радиально-концентрических направлений) действующего ротационного поля (в моменты остановок движения полюсов), 3) оживление трещин и разломов приводит к ослаблению прочностных свойств земной коры, что способствует течению деформации, выражающейся в виде фазы тектономагматической активизации.

Конечно, эти допущения надо доказать, и доказательством послужило расположение полюсов на спиральных в найденный возрастной последовательности. Оказалось, что интервалу времени движения полюса по спирали отвечает геохронологическая эра. Это означает, что движение полюса по спирали, имеющей размах  $90^\circ$ , вызывает полную смену географической зональности и вносит глобальную ритмичность в развитие биосферы, выражающуюся геохронологическими эрами. Отмечается постоянное сокращение длительности эр в связи с ускорением движения географического полюса.

Известно, что еще в 60-х гг. Хибберд провел анализ суммарных палеомагнитных данных по всем материкам за фанерозой и получил круговую траекторию движения усредненного по геохронологическим периодам палеомагнитного полюса. Эти результаты не были опровергнуты специалистами, но не получили ни продолжения, ни объяснения. А. В. Долицкий обнаружил, что круговая траектория Хибберда имеет тот же полюс симметрии, что и найденная им система четырех спиралей, по которой движется географический полюс. Проведенный им анализ полученных за последние 20 лет палеомагнитных данных по всем материкам подтвердил выводы Хибберда и уточнил найденную траекторию, которая оказалась эпициклоидой, близкой по своей форме к окружности. Малые петли эпициклоиды оказались отвечающими по возрасту начальным частям спиралей движения географического полюса. Анализ палеомагнитных данных по геохронологическим периодам позволил А. В. Долицкому показать, что палеомагнитные полюса, найденные по остаточной намагниченности пород разных материков, образуют эллипсы концентрации, чьи длинные оси пересекаются в точке, отвечающей одновозрастному им географическому полюсу на спирали его траектории — в среднем его положении для данного геохронологического периода. Интересно, что положение за геохронологический период северного геомагнитного полюса приходится на центральную часть Тихого океана. Это открывает новый под-

ход к интерпретации палеомагнитных датировок, на которых построено здание глобальной концепции плитовой тектоники.

Движение географического полюса по поверхности Земли свидетельствует о смещении масс Земли или ее внешних геосфер относительно географической оси. Это явление мною объяснено, как изменение изотропии (перераспределение масс или напряжений), реализующееся по осям и плоскостям симметрии куба, октаэдра, гексаоктаэдра и шара (Земля). Связь движений географических и геомагнитных полюсов, магнитного поля Земли с токами в верхнем ядре — факты, которые позволили автору высказать гипотезу о том, что относительно географической оси смещаются массы не всей Земли, а оболочки, в то время как ядро сохраняет свое положение относительно географической оси. Это означает, что оболочка и ядро испытывают относительное смещение, которое выражается движением по поверхности Земли географических и геомагнитных полюсов.

Установление траектории движения географического полюса позволило определить направления действия кориолисовых сил на протяжении фанерозоя. По отношению к Южной Африке (полюсу симметрии траектории движения географического полюса) они действуют в байкальском, герцинском и альпийском этапах (когда географический полюс удаляется от полюса симметрии траектории) по часовой стрелке, а в каледонском, киммерийском и

постальпийском этапах (когда географический полюс приближается к полюсу симметрии траектории) против часовой стрелки. Кориолисовы силы меняют свое направление в раннем кембрии, силуре, перми, поздней юре и позднем палеогене, когда удаление географического полюса от полюса симметрии траектории сменяется его приближением к нему, и наоборот.

Анализ литолого-палеогеографических карт Северной Евразии, куда входит значительная часть Тихоокеанской области, позволил обнаружить, что структурные планы прогибов и поднятий, имеющими в плане V-образные очертания и охватывающими платформы вместе с обрамляющими их подвижными областями. Региональные V-образные структуры ориентируются по или против часовой стрелки относительно Южной Африки — в направлении действия кориолисовых сил, установленных на основании анализа траектории движения географического полюса. Это означает, что образование структурных планов, их перестройка и складчатости связаны с действием меняющих свою ориентацию кориолисовых сил, обусловленных относительным вращением оболочки и ядра Земли при ее приливном взаимодействии с Луной и Солнцем. Этим определяется, согласно А. В. Долицкому, глобальная ритмичность тектонического процесса, который энергетически обусловлен глубинными источниками.

ствами и группами исследователей под руководством Т. З. Вербицкого (Институт прикладных проблем механики и математики АН УССР) и О. Б. Хаврошкиным (ИФЗ АН СССР). Отличительными свойствами лазерных деформографов являются их широкополосность по частотным измерениям, высокая чувствительность и абсолютный характер процесса регистрации, который основывается на физических свойствах фотона. Достоверность измерений и интерпретации данных гарантируется успехами квантовой оптики, которая развивается быстрыми темпами и использует в своем экспериментальном и теоретическом аппарате достижения современной физики и математики. Интенсификация промышленного выпуска лазерных деформографов и их внедрение в науку и производство является важным фактором ускорения научно-технического прогресса.

Школа-семинар вынесла следующее постановление.

1. Отметить важность тематики и наличие серьезного задела для развития широкого фронта работ в данном направлении.

2. Проводить подобные школы-семинары регулярно на базе институтов ДВО АН СССР, ИФЗ АН СССР и других учреждений АН СССР.

3. Просить Президиум ДВО АН СССР ежегодно выпускать сборники работ по данному направлению.

4. Учитывая исключительно благоприятные условия Дальневосточного региона для детектирования естественных геофизических полей, важность изучения геофизической структуры Дальнего Востока и высокий научно-практический уровень лазерных деформографических исследований, достигнутый в ТОИ ДВО АН СССР под руководством У. Х. Копвиллема, просить Президиум ДВО АН СССР поддерживать и укрепить данное научное направление созданием специального подразделения, выделением дополнительных штатных единиц и научного оборудования. Такое подразделение может служить базой для реализации глобального использования лазерных деформографов в качестве одного из основных приборов мониторинга геофизического состояния Земли. Логично начинать этот мониторинг с Дальнего Востока.

5. Все космофизические и планетарные измерения, проводимые на Земле, или использующие метрологию, связанную с Землей, должны учитывать все типы движений земной коры, которые с наибольшей точностью выполняются при помощи лазерных деформографов. Отсюда вытекает необходимость создания сети лазерных деформографов, которые должны войти в обязательный комплект геофизических станций.

6. Отметить важную роль научного приборостроения в развитии указанного направления, необходимость создания лазерных деформографов и их компонентов с предельными техническими характеристиками. В качестве положительного примера провести подготовку к серийному производству разработанного ВНИИМ им. Д. И. Менделеева He—Ne/I<sub>2</sub>-лазера типа «СТАНДАРТ-V» (стабилизированного по естественному реперу) на заводе уникальных физических приборов АН СССР.

7. Отметить, что положение с разработкой и производством лазерных измерителей переменений (ЛИП) нельзя считать удовлетворительным. Необходимо не только увеличить количество имеющихся ЛИП, но и начать разработку и производство ЛИП с погрешностью измерений ( $10^{-9}$ — $10^{-10}$ ) м. Для этого наряду с имеющимся производством привлечь НТО АН СССР к выпуску ЛИП с указанными параметрами на основе лазеров, стабилизированных по естественному реперу. Возможные участники реализаций данной программы: Институт атомной энергии (ИАЭ) СО АН СССР, Государственный оптический институт (ГОИ), ВНИИМ, Ленинградский институт точной механики и оптики (ЛИТМО), НТО АН СССР, ТОИ ДВО (Владивосток).

8. Обратить внимание на необходимость выпуска серии лазерных деформографов, которые в настоящее время существуют лишь в виде лабораторных макетов. Возможные участники данной программы: НПО «Дальстандарт» (Хабаровск), ИТиГ (Хабаровск), ИРЭ (Москва), ГОИ и ЛИТМО (Ленинград), ТОИ ДВО (Владивосток). Просить Президиум АН СССР поручить НТО АН СССР начать выпуск опытной партии лазерных деформографов (ЛД) с 1989 г.

9. Отметить необходимость разработки и выпуска к 1990 г. опытной партии многокоординатных ЛД. Состав участников — тот же, что и по п. 8.

10. Отметить целесообразность включения ЛД в список стандартного оборудования сейсмостанций.

11. Разработать средства автоматизации и телеметризации ЛД-измерений.

12. Разработать единый подход к установлению и применению ЛД в геофизике, методику калибровки ЛД.

13. Рекомендовать получение информации с абсолютной калибровкой по следующим полям и проблемам: деформациям земной коры, сейсмическим шумам, астрофизическим и космическим процессам, реологическим свойствам земной коры, уточнению моделей земной коры и глубинного строения Земли, по оперативным прогнозам геофизических явлений.

14. Считать важнейшей задачей проведение синхронных измерений в масштабе СССР при

## ХРОНИКА

РЕГИОНАЛЬНАЯ ШКОЛА-СЕМИНАР ПО ПРИМЕНЕНИЮ  
ДЛИННОБАЗИСНЫХ ЛАЗЕРНЫХ ИНТЕРФЕРОМЕТРОВ  
В ГЕОФИЗИКЕ

С 25 июля по 2 августа 1987 г. в г. Владивостоке и на Морской экспериментальной базе ТОИ ДВО АН СССР (мыс Шульц Хасанского района Приморского края) проходила Первая региональная школа-семинар по применению длиннобазисных лазерных интерферометров в геофизике. Организаторами школы-семинара были Комиссия по прикладной физике Межведомственного Совета по Координации Президиума ДВО АН СССР и Тихоокеанский океанологический институт ДВО АН СССР. В работе школы-семинара принимало участие 30 человек из Москвы, Ленинграда, Владивостока, Новосибирска, Хабаровска, Львова. Было заслушано 17 обзорных докладов по экспериментальным и теоретическим проблемам когерентной и нелинейной сейсмологии, по физике и технике лазерных интерферометров, применяемых в геофизических исследованиях, о возможности использования методов магнитной радиоспектроскопии и нелинейной акустике в геофизике, в том числе использование лазерных деформографов для регистрации и изучения спектральных и динамических свойств микросейсмических колебаний Земли, собственных колебаний планеты, откликов системы геоблоков земной коры на сейсмоакустические возмущения, солнечно- и космико-земных связей, солнечно-лунных приливов, крупномасштабных наземных и подземных сооружений, уединенных тектонических возмущений, гидродинамических, атмосферных и ионосферных воздействий на литосферу, взрывных, лавинных и эхо-процессов, рассматривались также радиофизические и метрологические проблемы, связанные со стабилизацией работы лазеров и повышения чувствительности лазерных деформографов.

Вызвали интерес сообщения об измерениях поля времени протонной релаксации молекул воды в литосфере, атмосферных электрических полей и спектра флуктуаций фазы электромагнитных волн СДВ-диапазона одновременно с микросейсмами посредством лазерного деформографа. Показано, что датчики флуктуаций фазы акустических волн и акустической нелинейности в земной коре открывают новые

возможности в сейсмологии и геофизике. Лазерные деформографы и акустические детекторы возмущений литосферы оказались перспективными для краткосрочного прогнозирования землетрясений и извержений вулканов.

Большое внимание было уделено теоретическим вопросам лазерной интерферометрии и когерентной и нелинейной сейсмологии как аналогии между теорией двухуровневых систем в физике твердого тела и теорией интерферометров, рассмотрению геофизических систем методами кибернетики, сейсмической синергетики, процессам самоорганизации и хаотизации в геофизике, уединенным волнам и солитонам в геофизике. Дискуссии и обсуждения по перечисленным вопросам, а также обсуждение вопросов установления и эксплуатации лазерных деформографов в сложных геофизических условиях были проведены при ознакомлении с работами геофизического комплекса лаборатории квантовой океанологии, включающего 105-метровый деформограф, расположенный на Морской экспериментальной базе ТОИ ДВО АН СССР на мысе Шульца.

Рассмотренные научно-технические материалы, результаты экспериментальных и теоретических исследований, основанных на использовании лазерного интерференционного деформографа, проведенных в ТОИ ДВО АН СССР с 1979 г. под руководством профессора У. Х. Копвиллема, создание стабилизированных лазерных систем в ВНИИМ им. Д. И. Менделеева под руководством профессора В. Е. Привалова и разработки лазерных датчиков линейных перемещений НПО «Дальстандарт» (г. Хабаровск), Новосибирским приборостроительным заводом им. Ленина, представленные А. В. Золотовым, и высокоточные измерения деформаций земной поверхности, выполненные Ф. Г. Корчагиным и С. А. Чеботовым (Институт тектоники и геофизики ДВО АН СССР, г. Хабаровск), показали, что в СССР лазерные деформографы вышли на уровень практического приборостроения и конкретного их использования в науке и технике. Эти выводы подтверждаются и развиваются геофизическими исследованиями, выполненными другими сред-



помощи ЛД, а также сопряженных измерений других геофизических и естественных полей, в том числе биологических, акустических, электрических и ионосферных. Установить научные контакты с социалистическими и другими странами для охвата всей Планеты сетью ЛД.

15. Отметить высокую геофизическую информативность полей скорости звука и акустической нелинейности в литосфере. Считать перспективным дальнейшее усовершенствование соответствующих приборов на базе разработок Института прикладной механики и математики АН УССР (в области автоматизации записи и повышения скорости опроса). Предусмотреть выпуск опытной партии этих приборов.

16. Разработать ЛД специальных типов (для морских и подводных исследований, для использования в автономном режиме, для выполнения измерений в скважинах), выдерживающих большие перегрузки и пригодных для сбрасывания и внедрения в грунт с вертолетов.

17. Отметить перспективность использования электронного и ядерного магнитного резонансов и эхо для мониторинга геофизических и биологических полей, в частности протонного спинового эха на молекулах воды, внедренных в геологические породы и живые организмы. Предусмотреть разработку и тиражирование соответствующих полевых и автономных спек-

рометров спинового эха, управляемых со спутников, разрабатываемых в Лаборатории квантовой океанологии ТОИ ДВО АН СССР.

18. Предусмотреть разработку принципов и создание сверхнизкочастотных измерителей сейсмических волн для передачи информации по сейсмическим каналам с использованием явления обращения волнового фронта. Использовать для развития ЛД волоконную оптику.

19. Отметить перспективность работ Н. Г. Сушкова и Л. В. Сушковой на Владивостокской сейсмостанции по изучению релаксационных колебаний интенсивности микросейсм и выполнению сопряженных калибровочных измерений для интерпретации данных лазерного деформографа.

20. Для координации исследований по ЛД и смежным проблемам при Президиуме ДВО АН СССР создать соответствующий научный совет.

21. Для воспитания научных кадров в области ЛД и смежных проблем и повышения их квалификации создать при Президиуме ДВО АН СССР специализированный Совет по защите кандидатских диссертаций по специальностям геофизики, радиофизики. Учреждениям АН СССР, разрабатывающим задачи данного профиля, привлечь через аспирантуру и выполнение курсовых и дипломных работ новые научные силы в данную область науки.

*ИТuГ ДВО АН СССР  
Хабаровск*

*Л. А. Маслов*

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСЕЙ

(несоблюдение правил задерживает публикацию статьи)

1. В журнале публикуются результаты изучения состава и глубинного строения коры и мантии Земли, работы, освещающие геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых в Тихом океане, окраинных морях и прилегающих территориях, геологические условия проявления магматизма и сейсмичности, проблемы тектоники литосферных плит, результаты неотектонических, геоморфологических и геодезических исследований в Тихоокеанском регионе, а также теоретические, методические и философские статьи по общим вопросам геологии, геофизики и геохимии.

Журнал печатает также критические статьи, рецензии, хронику важнейших событий научной жизни, библиографии.

2. Статьи, соответствующие профилю журнала, принимаются от авторов, работающих в научных, производственных организациях, в высших учебных заведениях.

3. Объем статьи не должен превышать 24 страниц машинописного текста, включая таблицы и список литературы.

4. На публикацию материала требуется письменное разрешение, подписанное руководителем организации, в которой проводилась работа. Если авторы работают в разных организациях, от каждой из них необходимо разрешение.

5. Статья представляется в двух экз., один из них обязательно первый. Рукопись, в том числе приложения, список литературы, должны быть напечатаны на одной стороне листа через два интервала (27 строк на стр. 60 знаков в строке, поля: верхнее 20, правое 10 мм, лента машинки — средней жирности).

6. К статье необходимо приложить аннотацию, кратко излагающую содержание статьи и основные выводы автора, и шифр по УДК.

7. Представленная в редакцию статья должна быть окончательно проверена, датирована и подписана авторами.

Корректурa представляется авторам лишь для контроля, стилистическая правка, дополнения, сокращения в ней не допускаются.

8. Фамилии иностранных авторов в тексте должны приводиться в русской транскрипции.

9. Сокращения слов, кроме общеупотребительных, например «и т. д.», «и т. п.», 1 м, 2 кг, не допускаются.

10. Используемые в статье величины и единицы измерения должны соответствовать Международной системе единиц СИ.

11. Латинские названия фауны и флоры, формулы, тексты, приводимые в иностранной транскрипции, должны быть впечатаны. Необходимо соблюдать различия между прописными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (*K* и *k*, *O* и *o*, *C* и *c* и т. д.), подчеркивая двумя черточками прописные буквы снизу, строчные — сверху, а также между буквами, похожими одна на другую (*g* и *q*, *l* и *e* и т. д.). Латинскую букву *I* следует писать как римскую единицу и отличать ее от буквы *J* (йот).

12. Индексы и степени должны быть написаны строго ниже или выше символов, к которым они относятся, и отмечены простым карандашом соответственной дугой  $\frown$  или  $\smile$ . Штрихи, единицы, запятые необходимо четко различать.

13. Греческие буквы следует подчеркивать красным карандашом, готические — синим, рукописные — желтым.

14. Векторы набираются буквами полужирного шрифта, для отличия их необходимо подчеркивать снизу прямой черточкой и на полях пометить «п/ж».

15. Цифровые таблицы химических, минералогических и других анализов должны подписываться авторами с указанием, по какой методике проведены эти анализы.

16. Используемая литература дается общим списком в конце статьи. Фамилии авторов помещаются в алфавитном порядке (вначале русские источники, затем иностранные) и обозначаются порядковой нумерацией. В тексте ссылки на литературу даются соответствующей порядковой цифрой в квадратных скобках.

17. Список литературы оформляется в соответствии с ГОСТ 7.1-84 по следующему образцу: *Леонов М. Г.* Олистростромы в структуре складчатых областей.— М.: Наука, 1981; *Бурый И. В., Шарикова Н. К.* К стратиграфии триасовых отложений Прибрежной зоны Сихотэ-Алиня // Новые данные по деталям биостратиграфии фанерозоя Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984; *Юшманов Ю. П.* К вопросу о тектонических движениях по Нежданкинскому разрезу (Приморье) // Тихоокеанская геол.— 1985.— № 3. Если у статьи или книги число авторов не более 4-х, то указываются все, если более 4-х — то три и словосочетание «и др.».

18. Иллюстрирование статей возможно лишь в полном соответствии с текстом, когда это необходимо для уяснения излагаемого материала. Общее количество иллюстраций — не более пяти, вклейки не допускаются.

19. Иллюстрационный материал, выполненный с учетом размера журнальной полосы, прилагается к рукописи в конверте в двух экз., один из которых выполнен на кальке. Фото должны быть контрастными и четкими, выполненными на глянцевой фотобумаге.

20. Рисунки необходимо пронумеровать и приложить (в двух экз.) напечатанный через два интервала список подписей к ним. На обороте каждого рисунка указать его номер, фамилию автора и название статьи.

21. На чертежах, картах должно быть приведено минимальное, соответствующее тексту количество буквенных и цифровых обозначений, объяснения которых обязательно в подписи к рисунку.

22. Место расположения рисунков и таблиц необходимо указать на полях рукописи.

23. Правка иллюстрационного материала в корректуре не допускается.

24. Для обеспечения качественного перевода журнала просим в ссылках на иностранную литературу указывать полное наименование источника на иностранном языке без произвольных сокращений, а также представлять вместе с рукописью список упомянутых в статье зарубежных геофизических названий и имен иностранных авторов в оригинальном написании в именительном падеже ед. числа; русские географические названия также выносить отдельным списком в именительном падеже ед. числа.

25. Просим авторов указывать свои имена, отчества (полностью), домашние и служебные адреса и телефоны.

Цена 1 р. 80 к.

---

(адрес подписчика)

Индекс 70985