

ISSN 0207-4028

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



3

1994

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор *Н.А. ШИЛО*

**Ю.А. Косыгин** (зам. главного редактора), *Г.Л. Кириллова* (отв. секретарь), *Ю.И. Бакулин*, *Б.И. Васильев*, *Г.М. Власов*, *А.А. Врублевский*, *Н.И. Лаврик*, *Ю.Ф. Малышев*, *В.Г. Моисеенко*, *Л.И. Попеко*, *О.В. Равдоникас*, *Е.А. Радевич*, *В.В. Ревердатто*, *Н.П. Романовский*, *К.Ф. Сергеев*, *А.А. Сидоров*, *К.В. Симаков*, *В.И. Сухов*, *В.Н. Шарпов*, *М. Хэлбути* (США), *Х. Аоки* (Япония), *Чень Го* (КНР)

## РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

*В. Патон* (США), *Д. Грайбек* (США), *С. Портер* (США), *Я. Красон* (США), *М. Сесили* (Канада), *А. Пантелеев* (Канада), *Х. Окада* (Япония), *М. Шимазу* (Япония), *Т. Нозава* (Япония), *Лю Гуандин* (КНР), *Сунь Шу* (КНР), *Ки-хун Чанг* (Корея), *К. Крук* (Австралия), *В.П. Пан*, *В.Б. Троян*, *В.Н. Гагаев*, *Е.И. Бедокуров*, *Ю.Я. Ващлов*, *В.А. Буряк*, *П.М. Сычев*, *М.Л. Красный*, *И.Я. Некрасов*

---

Адреса редакции: 680063 Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65, ИТиГ ДВО  
РАН. Тел. 38-58-50  
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18. ВО "Наука". Сибирская издательская фирма.  
Тел. 35-72-52

Зав. редакцией *Н.А. Лившиц*  
Мл. редактор *М.А. Языкова*  
Художественный редактор *Л.В. Матвеева*  
Технический редактор *Л.П. Минсва*  
Корректоры *С.М. Поудина*, *Л.А. Шербакова*  
Оператор электронной верстки *И.В. Меретина*

---

Сдано в набор 16.02.94. Подписано к печати 17.05.94. Бумага типографская. Формат 70 × 108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Офсетная печать.  
Усл. печ. л. 12,6. Усл. кр.-отт. 13,1. Уч.-изд. л. 13,5. Тираж 278 экз. Заказ № 90.

Ордена Трудового Красного Знамени ВО "Наука". Сибирская издательская фирма. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

Оригинал-макет изготовлен на настольной издательской системе.  
Новосибирская типография № 4 ВО "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

**ТИХООКЕАНСКАЯ  
ГЕОЛОГИЯ**

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

МАЙ—ИЮНЬ

№ 3, 1994

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Дубинин Е.П. Палеограницы плит океанической литосферы . . . . .	3
Астахов А.С. Минералого-геохимическая специализация шельфовых отложений окраинных морей Востока Азии . . . . .	21
Варнавский В.Г. О перспективах нефтегазоносности приматерикового шельфа Татарского пролива . . . . .	33
Соболев Р.Н., Туан Д.Ч. Рудоносные гранитоидные комплексы Южного Вьетнама . . . . .	44
Коростелев П.Г., Гвоздев В.И., Демашов С.Б., Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Кухсенко В.А., Недашковский А.П., Семеняк Б.И., Сняжков Е.Я., Сучков В.И. Соотношение оловянной и молибденовой минерализации в оловорудных месторождениях Дальнего Востока . . . . .	57
Раткин В.В., Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Симаненко Л.Ф. Состав и физико-химические условия кристаллизации сфалерита как отражение зональности Партизанского скарново-полиметаллического месторождения (Приморье) . . . . .	72
Филиппова Г.Г. Стратиграфия и флора меловых отложений северной части хр. Пекульней (Чукотка) . . . . .	82
Степашко А.А., Столяров С.А. Петрохимическая структура дунитового ядра Чадского массива (Алданский щит) . . . . .	94
Вердников Н.В., Карсаков Л.П. Термобарогеохимические исследования метаморфизованных габброидов из расслоенного массива в бассейне р. Холодникан (южная Якутия) . . . . .	102
Шнай Г.К. Лампрофиры Южного Верхоянья . . . . .	111
Приходько А.Ю. Магнитно-минералогический принцип реконструкции геодинамической обстановки формирования магматических пород . . . . .	123

ХРОНИКА

О первом совещании региональных координаторов Международного проекта 350 "Изменение окружающей среды и биоты Восточной и Южной Азии в течение мелового периода" . . . . .	136
---	-----

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

55-летие Галины Леонтьевны Кирилловой . . . . .	143
---	-----

# GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN

RUSSIAN SCIENTIFIC JOURNAL

Appears from January 1982

Periodicity 6 issues in a year

MAY—JUNE

№ 3, 1994

## CONTENTS

Dubinin E.P. Plate paleoboundaries of oceanic lithosphere . . . . .	3
Astakhov A.S. Mineralogical-geochemical specialization of shelf deposits of the marginal seas, Asia's East . . . . .	21
Varnavsky V.G. Prospects for oil-and-gas presence on the circumcontinental shelf, Tatar Strait . . . . .	33
Sobolev R.N., Tuan D.Ch. Ore-bearing granitoid complexes of South Vietnam . . . . .	44
Korostelyov P.G., Gvozdev V.I., Demashov S.B., Kokorin A.M., Kokorina D.K., Kuksenko V.A., Nedashkovsky A.P., Semenyak B.I., Sinyakov Ye.A., Suchkov V.I. Correlation between tin and molybdenum mineralization in the tin deposits of the Far East . . . . .	57
Ratkin V.V., Khetchikov L.N., Pakhomova V.A., Simanenko L.F. Composition and physico-chemical conditions of sphalerite crystallization as the reflection of zoning of the Partizansky skarn-polymetallic deposit (Primorie) . . . . .	72
Filippova G.G. Stratigraphy and flora of Cretaceous deposits, northern part of the Pikulnei Range (Chukotka) . . . . .	82
Stepashko A.A., Stolyarov S.A. Petrochemical structure of the Chadsky massif dunite core (Aldan shield) . . . . .	94
Berdnikov N.V., Karsakov L.P. Thermobarogeochemical research on metamorphosed gabbroids from the sheeted massif in the Kholodnikan River basin (South Yakutia) . . . . .	102
Shnai G.K. Lamprophyres of the South Verkhoyansk region . . . . .	111
Prikhodko A.Yu. The magnetic-mineralogical principle of reconstruction of geodynamic setting of magmatic rock formation . . . . .	123

## CHRONICLES

The first meeting of regional coordinators of the International Project 350 "The Change of the Environment and Biota of East and South Asia During the Cretaceous" . . . . .	136
--	-----

## JUBILEE

55th anniversary of Galina L. Kirillova . . . . .	143
---	-----

УДК 551.14

Е.П. Дубинин

## ПАЛЕОГРАНИЦЫ ПЛИТ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Выделены основные типы палеограниц плит океанической литосферы и дана их краткая характеристика. Палеодивергентные границы представляют шовные зоны контакта: а) континентального и океанического блоков литосферы в областях современных рифтогенных пассивных континентальных окраин; б) двух разновозрастных блоков океанической литосферы, сформированных в результате перескока оси спрединга или в процессе продвижения рифта в пределы старой океанической литосферы; в) двух разновозрастных блоков литосферы в зонах палеоспрединговых хребтов. Палеотрансформные границы представляют собой зоны термической спайки разновозрастных блоков океанической литосферы или блоков континентальной и океанической литосферы в областях пассивных континентальных окраин сдвигового типа. Палеоконвергентные границы плит представляют собой реликтовые зоны субдукции, на месте которых формировались нерифтогенные эписубдукционные пассивные окраины (андийский тип субдукции), либо асейсмичный хребет, сформированный при перестройке зоны субдукции островодужного типа.

## ВВЕДЕНИЕ

Современные границы плит широко распространены на поверхности Земли. Они представляют собой, как правило, зоны повышенной тектонической и магматической активности.

Известно, что существуют три основных типа границ литосферных плит: 1) дивергентные, ассоциирующиеся с рифтовыми зонами континентов и осевыми зонами срединно-океанических хребтов (СОХ), вдоль которых образуется новая океаническая кора; 2) конвергентные, связанные с зонами субдукции, где происходит поглощение океанической литосферы, и зонами коллизии, где образование складок и покровно-надвиговых структур приводит к сокращению площади континентальной литосферы; и, наконец, 3) трансформные, характеризующиеся преимущественно сдвигом соседних плит относительно друг друга без существенного формирования новой и поглощения старой литосферы.

Не менее широко на поверхности литосферы распространены и палеограницы плит — линейно вытянутые зоны, бывшие в прошлом активными границами плит. Они разделяют блоки литосферы, ранее принадлежавшие разным литосферным плитам и, следовательно, имеющие, как правило, разное строение, возраст и историю развития. Палеограницы плит отчетливо выделяются по геоморфологическим и геолого-геофизическим признакам на фоне прилегающих участков единой в настоящее время литосферной плиты. Горизонтальные относительные движения краев литосферных блоков отсутствуют вдоль палеограниц плит, а сами палеограницы представляют собой, как правило, асейсмичные зоны. Следует отметить, что под границами, а в палеоаспекте — и палеограницами, литосферных плит мы будем понимать не абстрактную линию, а зону тектономагматических нарушений литосферы с характерными морфоструктурами, петрохимическими закономерностями и глубинным строением.

В настоящей работе выделены основные типы палеограниц плит в пределах литосферы преимущественно Тихого океана, дана их краткая характеристика, приведены конкретные примеры, а также рассмотрены

ведущие геодинамические процессы, определяющие их строение и эволюцию.

### ПАЛЕОДИВЕРГЕНТНЫЕ ГРАНИЦЫ

Формирование палеодивергентных границ плит связано с процессами континентального рифтогенеза и океанического спрединга. Можно выделить несколько типов палеодивергентных границ (рис. 1, см. таблицу).

Во-первых, это шовные зоны контакта океанической и континентальной литосферы в областях рифтогенных континентальных окраин атлантического типа (рис. 2), например, восточные окраины Южной и Северной Америки, окраины южной и западной Австралии, Африки, Индии, восточной Антарктиды. При длительном растяжении континентальной литосферы происходит ее "раскол", сопровождаемый переходом от континентального рифтогенеза к океаническому спредингу. На этой стадии расплавленная магма преимущественно базальтового состава, поднимающаяся по рифтовой трещине, припаивается к краям утоненной континентальной литосферы. Процесс раскола континента, формирование пассивной континентальной окраины и молодой океанической коры подробно изучены на примерах Атлантического океана [17, 21, 40, 41], Красного моря [12, 17] и Индийского океана [3, 14].

Существует большое число теоретических геодинамических моделей, объясняющих закономерности глубинного строения и эволюции континентальных окраин этого типа [3, 29, 32]. Они свидетельствуют, что региональные тектонические условия (наличие древних ослабленных зон, неоднородности в строении литосферы) и особенности континентального рифтогенеза (термомеханический режим литосферы, степень ее утонения, длительность развития рифта и др.) в конкретных районах естественно осложняют и разнообразят глубинное строение переходных зон (см. рис. 2). В результате раскола континентальной плиты и последующего спрединга океанической коры активная дивергентная граница (осевая зона молодого срединно-океанического хребта) постепенно удаляется от краев соответствующих континентов, так что зона перехода от континента к океану представляет собой палеоположение этой границы и развивается как пассивная рифтогенная окраина атлантического типа (см. таблицу). Линейные магнитные аномалии фиксируют это удаление: номера аномалий увеличиваются по мере приближения к континенту.

Накапливающиеся осадочные отложения перекрывают фундамент переходной зоны, формируя мощные осадочные бассейны. Форма и структура бассейнов в значительной степени определяются глубинным строением литосферы переходной зоны и историей развития континентальной окраины на стадии перехода от континентального рифтогенеза к океаническому спредингу, когда скорость раздвижения изменяется от почти нулевых значений до некоторой величины. Границы зоны контакта океанической и континентальной литосферы фиксируются в аномалиях гравитационного и магнитного полей, а сама зона характеризуется, видимо, спокойным магнитным полем [10, 33, 41].

В окрестности переходной зоны происходит интенсивный теплообмен между молодой, относительно горячей океанической и древней холодной континентальной литосферами, приводящий к изменению их термического режима, выражающемуся, в частности, в относительном воздымании краев континентального блока и погружении краев океанического блока. Со временем, при удалении оси спрединга от границы континента термический режим океанической и континентальной литосферы в переходной зоне в значительной степени выравнивается. Это приводит к релаксации термического рельефа (рельефа, обусловленного термическим расширением или сжатием пород литосферы) прилегающего края континента, тогда как погружение прилегающего края океанической литосферы сохраняется. В зоне

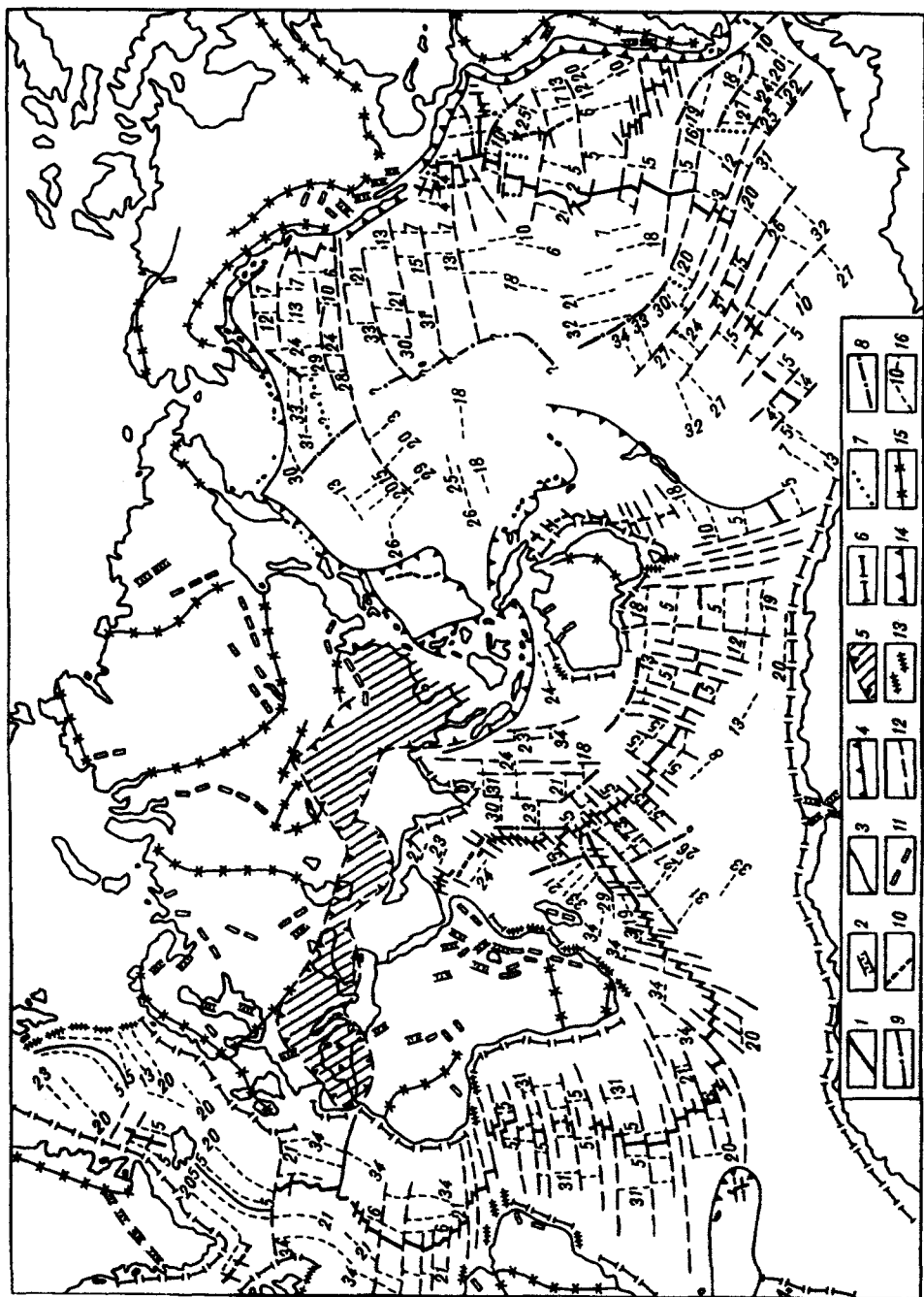


Рис. 1. Распределение границ и палеограниц литосферных плит.

Современные границы плит: 1 — зоны океанического спрединга; 2 — зоны континентального рифтогенеза; 3 — зоны трансформальных разломов; 4 — зоны субдукции; 5 — зоны коллизии. Палеограницы: 6 — зоны контакта океанической и континентальной литосферы в области рифтогенных континентальных окраин атлантического типа; 7 — зоны контакта разновозрастных блоков океанической литосферы при переходе осей спрединга; 8 — зоны контакта разновозрастных блоков океанической литосферы при неперерывном простирании осей спрединга (при эволюции тройных соединений); 9 — зоны контакта разновозрастных блоков литосферы, сформированные при продвижении центра спрединга в пределах старой океанической литосферы; 10 — палеоспрединговые хребты; 11 — авлаиты. Палеотрансформные границы: 12 — зоны контакта разновозрастных блоков океанической литосферы в области пассивных следов трансформальных разломов; 13 — зоны контакта континентальной и океанической литосферы в складчатых континентальных окраинах. Палеоовергентные границы: 14 — зоны контакта континентальной и океанической литосферы в областях палеосубдукции; 15 — зоны контакта блоков континентальной литосферы в палеоколлизонных складчатых поясах; 16 — линейные магнитные аномалии.

Типы палеограниц литосферных плит

Типы границ плит	Типы и геотектонические положения плит	Примеры	Краткая характеристика
1	2	3	4
<p>I. Дивергентные</p>	<p>Палеодивергентные:</p> <p>1. Зоны контакта океанической и континентальной литосферы в области рифтогенных континентальных окраин атлантического типа</p> <p>2. Зоны контакта разновозрастных блоков океанической литосферы при параллельном перескоке оси спрединга</p> <p>3. Зоны контакта разновозрастных блоков литосферы, сформированные при продвижении центра спрединга в пределы старой океанической литосферы</p> <p>4. Зоны контакта разновозрастных блоков океанической литосферы при не параллельном простирании осей спрединга</p> <p>5. Зоны контакта разновозрастных блоков океанической литосферы в палеоспрединговых хребтах</p>	<p>Континентальные окраины Африки, Бразилии, Австралии, Индии, Восточной Антарктиды</p> <p>Разломы Гудзон, Генри, Бауэр, Моктесума, Мичоакан</p> <p>Наклонные сопряженные швы, сформированные при продвижении Галапагосского центра спрединга</p> <p>Разлом Гумбольдта, разломные зоны, сформированные при эволюции тройных сочленений</p> <p>Галапагосское поднятие, хребет Математиков</p>	<p>Мощная осадочная толща скрывает фундамент, нарушенный литрическими сбросами. Номера линейных магнитных аномалий увеличиваются по мере приближения к континенту. Границы зоны фиксируются часто в гравитационном и магнитном полях, а сама зона, видимо, представляет собой область спокойного магнитного поля</p> <p>Разломы расположены симметрично относительно нового центра спрединга и параллельны ему. В рельефе видна система желобов и хребтов. Нарушение в правильности последовательности линейных аномалий при том же их простирании. Скачок в региональном уровне глубин разновозрастных литосферных блоков</p> <p>Две разломные зоны расположены симметрично относительно продвигающегося центра спрединга и наклонные к нему. Простирание линейных магнитных аномалий по разные стороны разломной зоны различно</p> <p>Простирание линейных магнитных аномалий по разные стороны разломной зоны различно. В рельефе наблюдается чередование желобов и хребтов</p> <p>Неактивный центр спрединга выражен в рельефе фундамента в виде относительного поднятия, иногда скрытого осадками. Фиксируется в аномалиях <math>\Delta g</math>. Линейные магнитные аномалии симметричны и параллельны относительно оси хребта</p>
<p>II. Трансформные</p>	<p>Палеотрансформные:</p> <p>1. Зоны контакта разновозрастных океанических блоков литосферы в области пассивных следов трансформных разломов</p> <p>2. Зоны контакта континентального и океанического блоков литосферы в сдвиговых континентальных окраинах</p>	<p>Широко развиты в пределах всех океанов</p> <p>Сдвиговые окраины Африки в районе Гвинейского залива на продолжении пассивного следа разлома, сдвиговая окраина Южной Африки в зоне разлома Агульяс, западная окраина литосферы Баренцева моря в районе Шпицбергенского разлома</p>	<p>Симметрично прослеживаются в океанической литосфере по обе стороны от оси спрединга. Оси линейных магнитных аномалий перпендикулярны простиранию разломной зоны и всегда смещены по разные стороны от нее. Отмечается скачок в уровне глубин между разновозрастными блоками</p> <p>Сильно расчлененный рельеф фундамента, часто перекрытый осадками. Резкий переход от континентальной литосферы к океанической. Осадочная толща скрывает шовную зону. Простирание линейных магнитных аномалий со стороны океанического блока перпендикулярно простиранию разломной зоны</p>



1	2	3	4
III. Конвергентный	<p><b>Палеоконвергентные</b></p> <p>1. Зоны контакта континентальной и океанической литосферы в области палеосубдукции</p> <p>2. Зоны контакта блоков океанической литосферы в областях палеосубдукции</p>	<p>Континентальная окраина Западной Антарктиды в районе морей Беллинсгаузена и Амундсена. Западная окраина Калифорнийского полуострова</p> <p>Возможный пример: хребт Авес</p>	<p>Омоложение линейных магнитных аномалий по мере приближения к континенту, относительно небольшая мощность осадков, реликты аккреционной призм</p> <p>Сопряженные скомпенсированные структуры хребт—желоб (запыванный осадками)</p>

термической спайки отсутствуют относительные смещения между океаническим и континентальным блоками литосферы. Исключение могут составлять небольшие коровые вертикальные подвижки, вызванные влиянием нагрузки осадков и выражающиеся в мелкофокусной сейсмичности.

Подобный механизм термической спайки и теплообмена будет осуществляться между блоками океанической литосферы и при эволюции других типов палеодивергентных границ плит, сформированных в результате рассмотренных ниже процессов.

Второй тип палеодивергентных границ плит связан с перескоком оси спрединга на расстояние в сотни километров. Это явление широко распространено в пределах океанической литосферы и наблюдается, как правило, в районах СОХ с большими и средними скоростями раздвижения (таких как восточная часть Тихого океана). Здесь имеется несколько примеров перескока оси спрединга (см. рис. 1,3). Это перескок оси спредингового хребта Алука к западу и образование отрезка Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП)

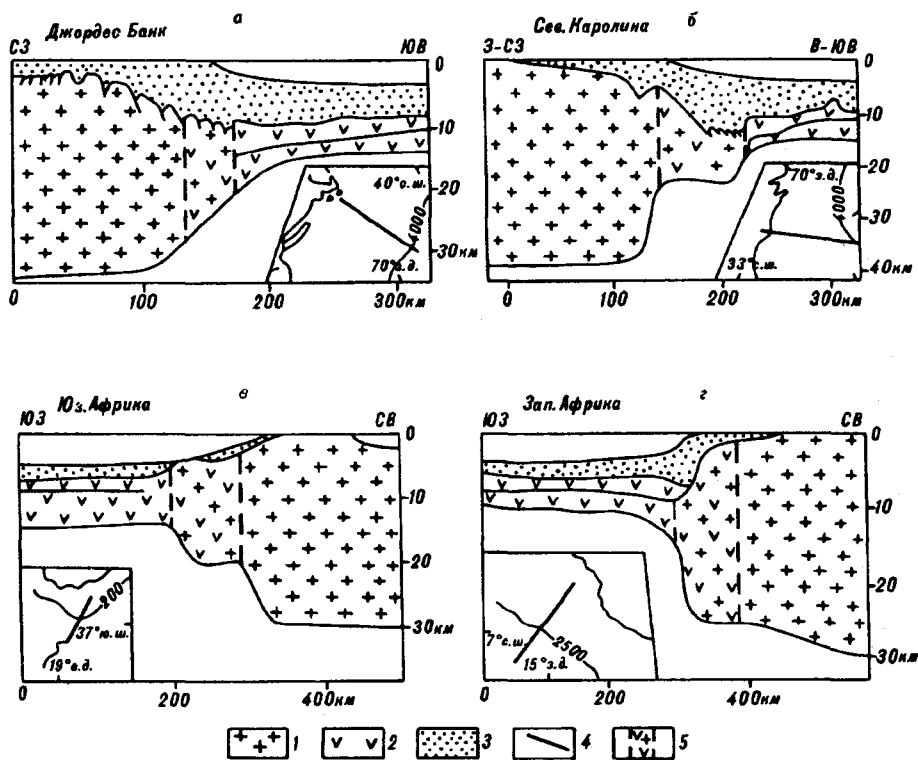
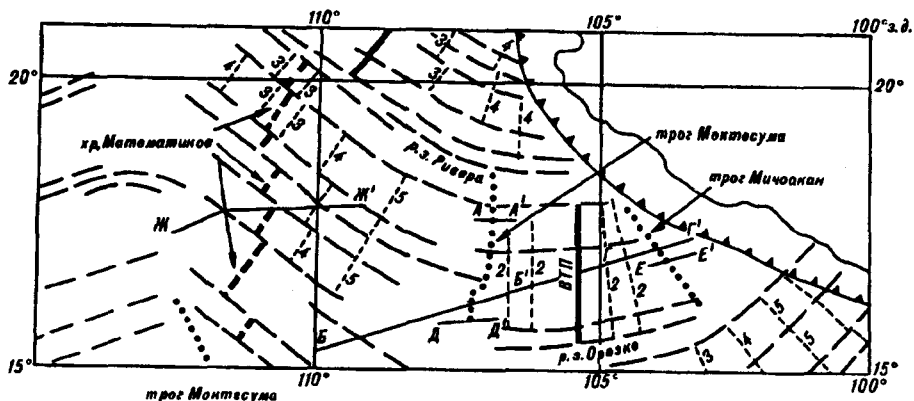
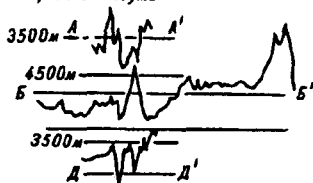


Рис. 2. Глубинные разрезы коры в районах пассивных рифтогенных континентальных окраин: а — по [18], б — по [21], в — по [36], г — по [23].

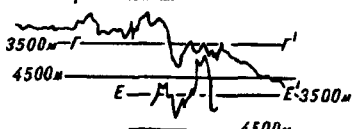
1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — осадочный слой; 4 — внутрикоровые границы слоев; 5 — зона перехода от континентальной литосферы к океанической.



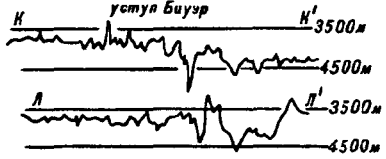
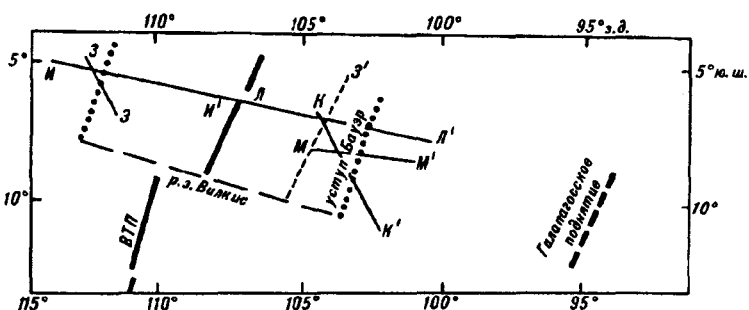
прог Моктесума



прог Мичоакан



100° 0 100км



100 0 100км

в районе 55° — 65° ю.ш. [13]; перескок отрезка оси спрединга Галапагосского поднятия на 900 км к западу и образование отрезка ВТП на участке между 50° ю.ш. и 20° ю.ш. [26]; это, наконец, перескок оси спрединга хребта Математиков на 450 км к востоку и образование нового отрезка спрединга ВТП на участке от 17° с.ш. до 22° с.ш. [26, 28].

Результат перескока оси спрединга отражается в рельефе дна в существовании закономерной системы старого отмершего спредингового хребта, нового спредингового хребта, сформированного на старой океанической литосфере, и двух зон "термической спайки", фиксирующих контакт разновозрастных литосфер, сформированных на новом и старом спрединговых хребтах. Эти зоны расположены симметрично относительно оси нового центра спрединга и субпараллельны ему. Правильная последовательность линейных магнитных аномалий, симметричных относительно "своего" спре-

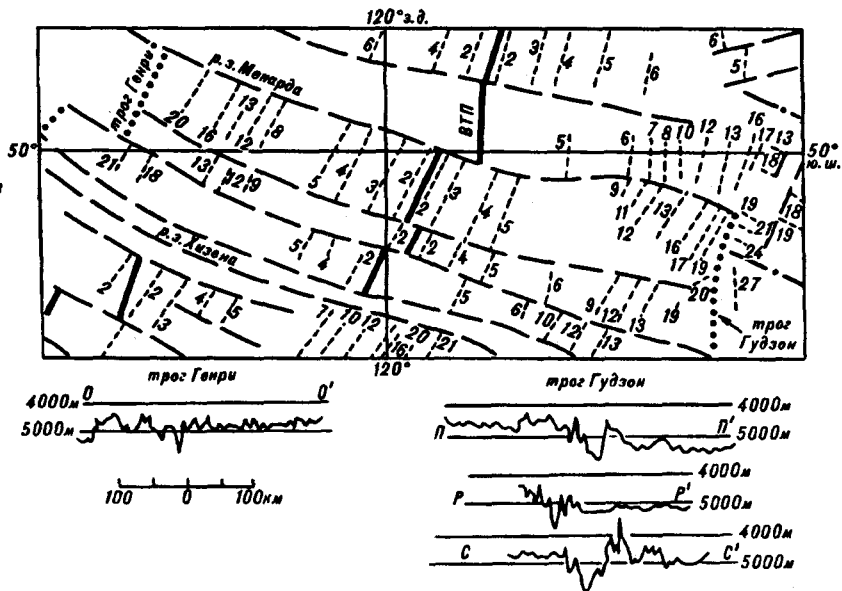


Рис. 3. Положение в плане, распределение линейных магнитных аномалий и рельеф дна палеограниц плит, сформированных при перескоке оси спрединга.  
а, б — по [26]; в — по [13]. Усл. обозн. см. на рис. 1.

дингового хребта, нарушается в районе зон контакта, сохраняя тем не менее, прежнее или почти прежнее простирание [2, 4, 26, 28].

Таким образом, перескок оси спрединга предполагает формирование нового отрезка СОХ на старой океанической литосфере. Этот процесс рассмотрен в работах [2, 26] и включает следующие основные стадии: растяжение и утонение океанической литосферы, воздымание и сводообразование вследствие подъема высокотемпературного мантийного материала, рифтинг океанической литосферы, переход от рифтогенеза к формированию нового срединно-океанического хребта и спредингу, и, наконец, установившийся спрединг на новом сегменте СОХ и прекращение спрединга на старом СОХ. В первом приближении здесь отмечается та же последовательность событий, что и при переходе от континентального рифтогенеза к океаническому спредингу и формированию пассивной континентальной окраины, естественно, с учетом геологических и термомеханических различий в строении и свойствах континентальной и океанической литосферы. Как и в случае пассивной континентальной окраины, молодая океаническая кора, формирующаяся на новом спрединговом хребте, приплавается к утоненной старой океанической литосфере, сформированной на старом спрединговом хребте. Естественно, процесс перехода от рифтогенеза на старой океанической литосфере к спредингу на новом хребте запечатлевается в рельефе дна в виде сложной системы глубоких желобов (одного или нескольких), часто обрамленных хребтами. Причем строение рельефа дна на двух сопряженных участках шовных зон, симметрично расположенных относительно нового центра спрединга и совмещаемых при реконструкции начального положения океанического рифта, видимо, не является симметричным, свидетельствуя и об асимметрии процесса океанического рифтогенеза.

Такие зоны перехода от старой океанической литосферы к молодой литосфере можно считать некоторым аналогом пассивных континентальных окраин. Поэтому изучение рельефа дна и понимание процессов, происходящих при формировании зон перехода от старой океанической литосферы к молодой, позволит в некотором приближении понять глубинное строение литосферы, скрытой под мощным покровом осадков в областях пассивных рифтогенных континентальных окраин. В окрестности рассматриваемых

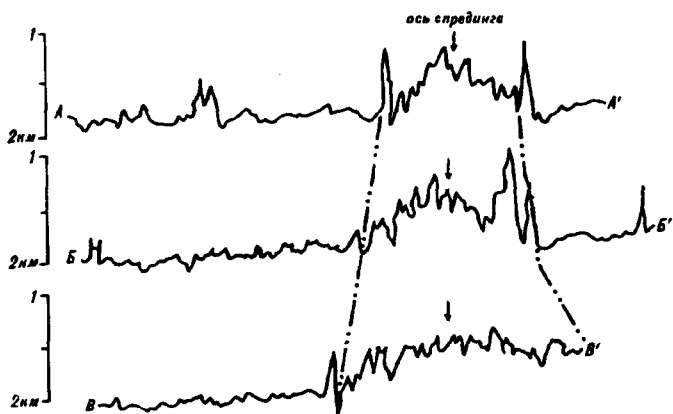
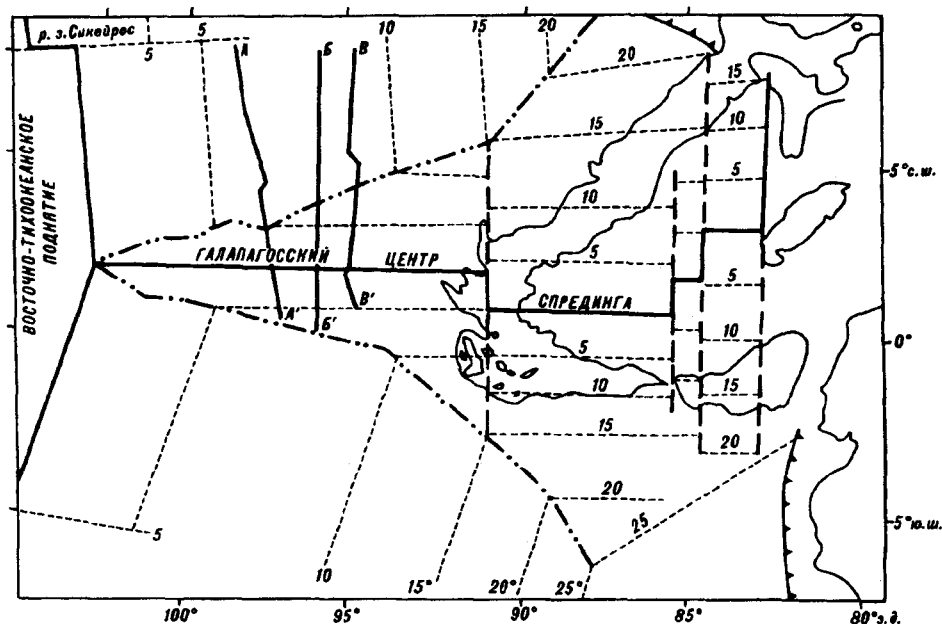


Рис. 4. Положение в плане, распределение изохрон в млн лет (вверху) и рельеф дна (внизу) палеограниц, сформированных при продвижении Галапагосского центра спрединга, по [20].  
Усл. обозн. см. на рис. 1.

шовных зон наблюдается скачок в региональном уровне глубин разновозрастных литосферных блоков. Причем в соответствии с законом " $\sqrt{t}$ " [9] уровень регионального рельефа на молодой литосфере наблюдается выше, чем на старой литосфере, более удаленной от оси нового спредингового хребта. Между разновозрастными литосферными блоками будет осуществляться перенос тепла от более молодого и нагретого блока к более старому, холодному. В результате региональный уступ будет постепенно сглаживаться, становясь со временем менее выраженным в рельефе.

Современными примерами палеограниц, образованных в результате перескока оси спрединга, могут служить сопряженные зоны Гудзон и Генри, сформированные в результате контакта более молодой литосферы, созданной на спрединговом хребте Алул [15]. Уступ Бауэр и сопряженный с ним уступ Антибауэр, расположенные соответственно восточнее и западнее отрезка ВТП между 3—6° ю.ш., образовались в результате перескока оси спрединга Галапагосского поднятия [26]. Наиболее изученными в настоящее время

являются палеодивергентные границы Моктесума и Мичоакан, образованные при перескоке спредингового хребта Математиков и формировании сегмента ВТП [26, 28]. Рассмотренные примеры приведены на рис. 3, а их обобщенные характеристики даны в таблице.

Третья возможность формирования палеодивергентных границ плит подобного типа связана с продвижением нового центра спрединга в пределы старой океанической литосферы. В этом случае наблюдаются две сопряженные зоны термической спайки, названные Р. Хейем "псевдоразломами" [20]. Эти наклонные к продвигающейся оси спрединга и симметричные относительно нее зоны лучше всего изучены на примере продвигающегося Галапагосского центра спрединга [20]. Здесь они отчетливо выделяются в рельефе дна и разделяют блоки литосферы с существенно различной картиной простирания линейных магнитных аномалий (рис. 4, см. таблицу). Вследствие особых термических условий и характера дифференциации магмы на конце оси спрединга, продвигающейся в пределы старой, мощной, холодной литосферы, возникают существенные отличия в химическом составе генерируемого здесь базальтового вещества от пород, слагающих нормальную океаническую кору, сформированную на обычном, не продвигающемся центре спрединга. Эти отличия выражаются в повышенном содержании окислов железа и титана в базальтах по сравнению с нормальной океанической корой [11]. Следовательно, "псевдоразломы" или палеограницы плит этого типа помимо того, что они разделяют разновозрастные блоки, видимо, имеют еще существенные геохимические вариации в составе базальтов, слагающих океаническую кору.

Наконец, четвертый тип палеодивергентных границ плит представляют собой зоны, связанные с эволюцией тройных сочленений, где новая океаническая кора, образующаяся на одной или нескольких спрединговых ветвях, припаивается к океанической литосфере, сформированной на другой ветви, или к более древней литосфере. Эти палеодивергентные границы имеют характеристики, сходные с предыдущими типами, за исключением того, что простирание линейных магнитных аномалий по разные их стороны существенно различно. Примером могут служить молодые зоны контакта разновозрастных литосферных блоков, расположенные в окрестности современного тройного сочленения Родригес в Индийском океане (рис. 5, а), более древние зоны, выраженные в виде разлома Гумбольдта в юго-восточной части Тихого океана (см. рис. 5, б), а возможно, также разлом Диамантина, Императорский разлом и разлом Чинук в Тихом океане (см. рис. 1, таблицу). О генезисе последних трех структур существуют и другие представления. Так разломы Диамантина и Императорский, возможно, представляют собой палеоспрединговые хребты с малой скоростью раздвижения [26], а трог Чинук фиксирует место образования нового спредингового хребта на океанической литосфере [27, 35] или является трансформным разломом [7]. Все эти структуры отчетливо выделяются в рельефе дна в виде глубокого желоба и сопутствующих хребтов. Для них характерна спайка разновозрастных блоков литосферы с корой, генерированной в центрах спрединга с различным простиранием и различными периодами активного действия.

Рассмотренные три последних типа палеодивергентных границ фиксируются в рельефе дна в виде регионального уступа, разделяющего участки литосферы, погруженные на разные глубины, вследствие различия их возраста. Различие в возрасте и эволюции блоков литосферы запечатлевается в картине простирания и последовательности линейных магнитных аномалий, различной для каждого из рассмотренных типов.

В системе палеодивергентных границ плит можно отметить и широко распространенные структуры собственно палеоспрединговых хребтов, таких как Галапагосское поднятие, хребет Математиков, погребенные спрединговые хребты в Лабрадорском, Южно-Китайском, Филиппинском, Тасмановом морях. Палеограницы этого типа отчетливо проявляются в рельефе фунда-

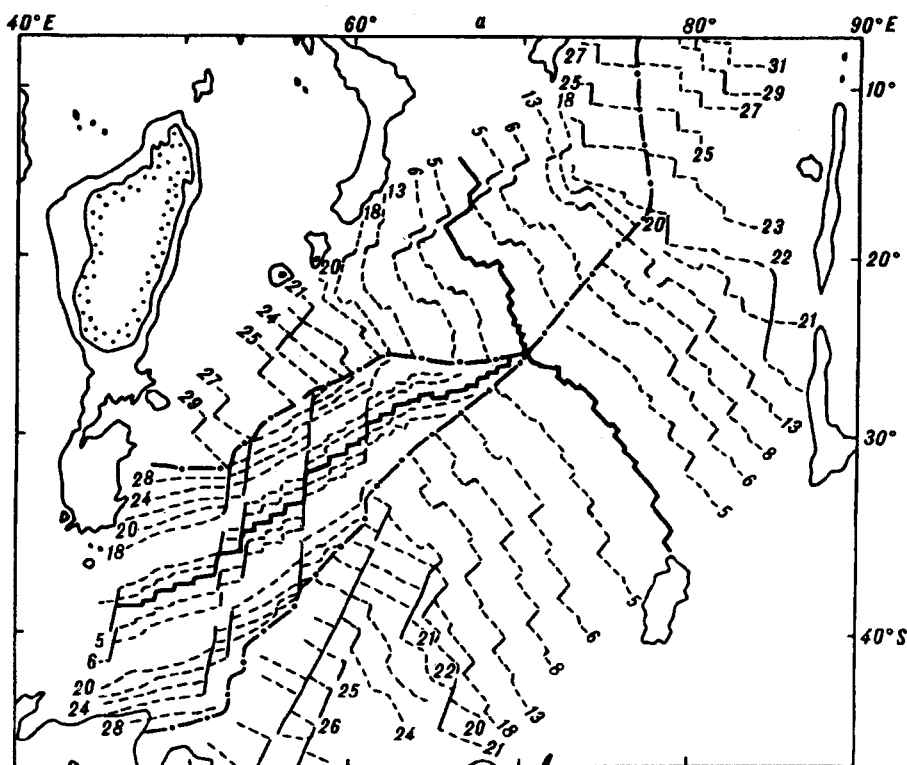


Рис. 5. Палеограницы, сформированные при эволюции тройных соединений:  
 а — тройного соединения Родригес по [31]; б — тройного соединения Гумбольдта по [13].

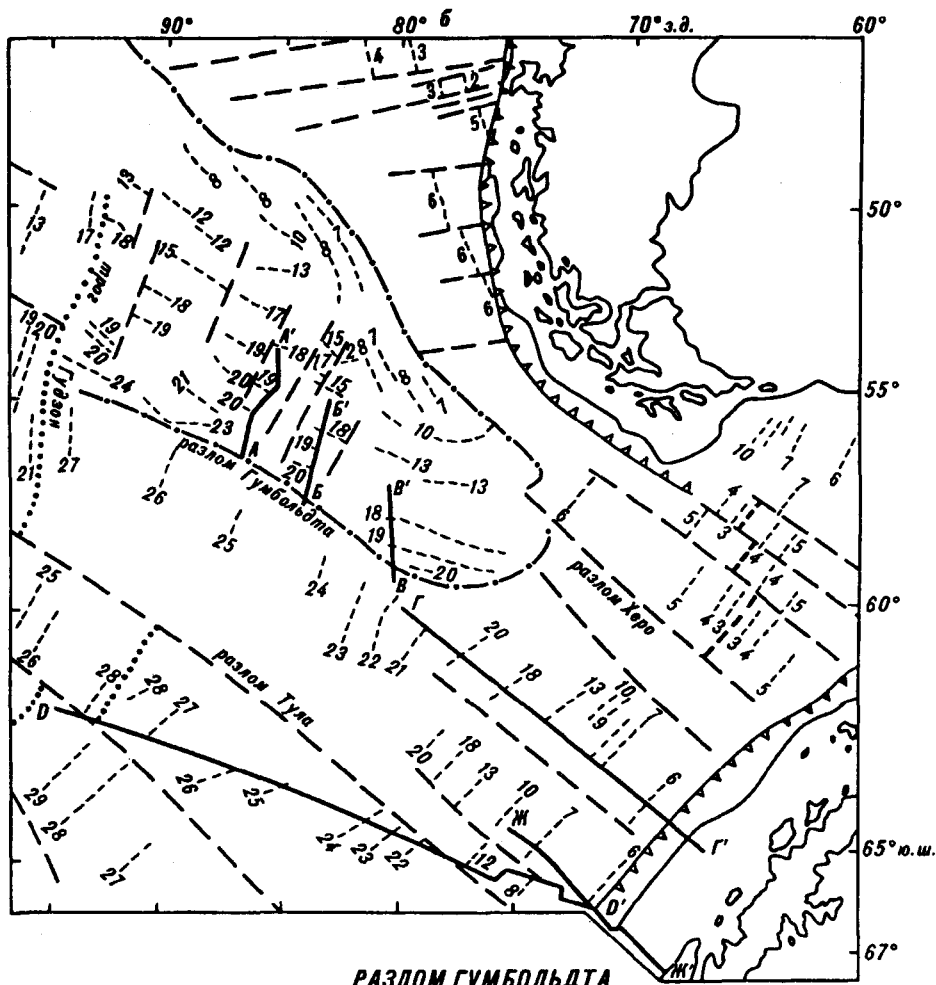
мента, гравитационном поле и симметричной картине линейных магнитных аномалий [1, 4, 6, 37, 38] (рис. 6).

Если произойдет отмирание молодого развивающегося континентального или океанического рифта, не являющегося еще границей между плитами, то в пределах континентальной и океанической литосферы мы будем наблюдать структуры типа авлакогенов. В пределах континентальной литосферы такие структуры известны довольно широко (например, Днепровско-Донецкий авлакоген, Припятский авлакоген, палеорифты Западной Сибири). Вероятным примером неразвившегося палеорифта в пределах океанической котловины, видимо, может служить трог Кинг в Атлантическом океане [8].

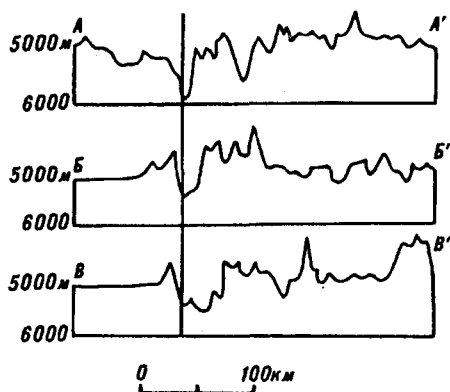
### ПАЛЕОТРАНСФОРМНЫЕ ГРАНИЦЫ

Палеотрансформные границы плит представляют собой зоны контакта, с одной стороны, разновозрастных блоков океанической литосферы, с другой, — блоков океанической и континентальной литосферы в областях сдвиговых континентальных окраин атлантического типа (см. таблицу).

Первый тип широко распространен в пределах океанической литосферы и представляет собой структуры, известные как пассивные следы трансформных разломов. Новая океаническая кора, формирующаяся на участке срединно-океанического хребта в области его пересечения с трансформным разломом, припаивается к более древнему блоку литосферы, отделенному от оси хребта трансформным разломом, и вместе с этим блоком смещается в сторону от оси хребта уже как единая плита. В результате такого процесса в структуре единой литосферной плиты остается зона термической спайки, которую естественно рассматривать как след активного участка трансформного разлома или палеотрансформную границу плит (рис. 7). Эта палеограница разделяет блоки литосферы с разными возрастом, строением и



**РАЗЛОМ ГУМБОЛЬДА**



региональными глубинами дна; она четко фиксируется в контрастном рельефе и в смещениях линейных магнитных аномалий, простирающихся ортогонально ее простиранию. Контраст глубин и величины смещения одноименных магнитных аномалий соответствуют разнице в возрасте блоков литосферы, контактирующих по разлому.

Теплообмен между разновозрастными блоками литосферы, как и для палеодивергентных границ плит, является одним из ведущих процессов в эволюции рельефа дна и глубинной структуры литосферы палеотрансформных границ. Вследствие теплообмена и остывания литосферы контраст

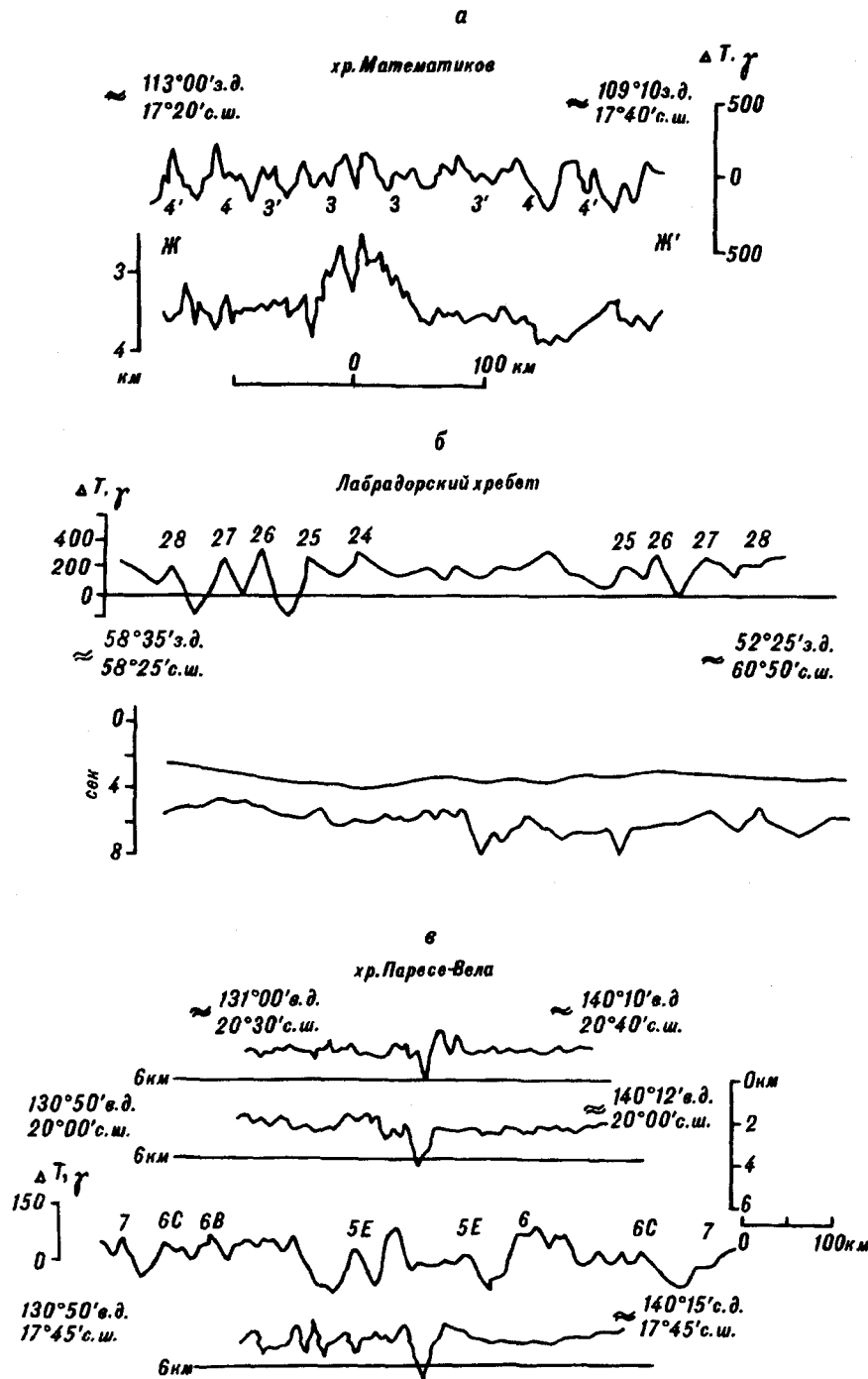


Рис. 6. Палеоспрединговые хребты.

*а* — батиметрический и магнитный профиль через хр. Математиков по [26]; положение профиля см. на рис. 3, *а*; *б* — сейсмический и магнитный профиль через Лабрадорский хребет по [38]; *в* — батиметрические и магнитный профиль через хр. Паресе-Вела по [30].

глубин дна вдоль разлома, а вместе с ним и амплитуда гравитационных аномалий уменьшаются с возрастом по мере удаления от оси хребта [6, 11, 25, 33]. Локальные формы рельефа, четко выраженные в области активного участка трансформного разлома в виде приразломных хребтов и желобов, на пассивном участке также становятся менее контрастными с возрастом в



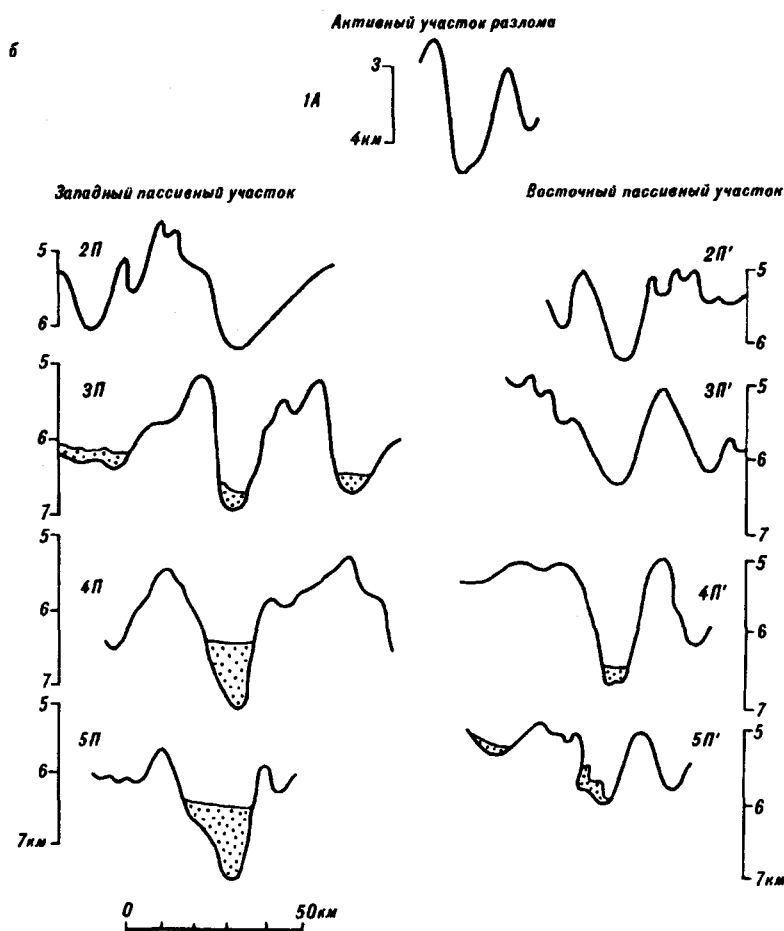
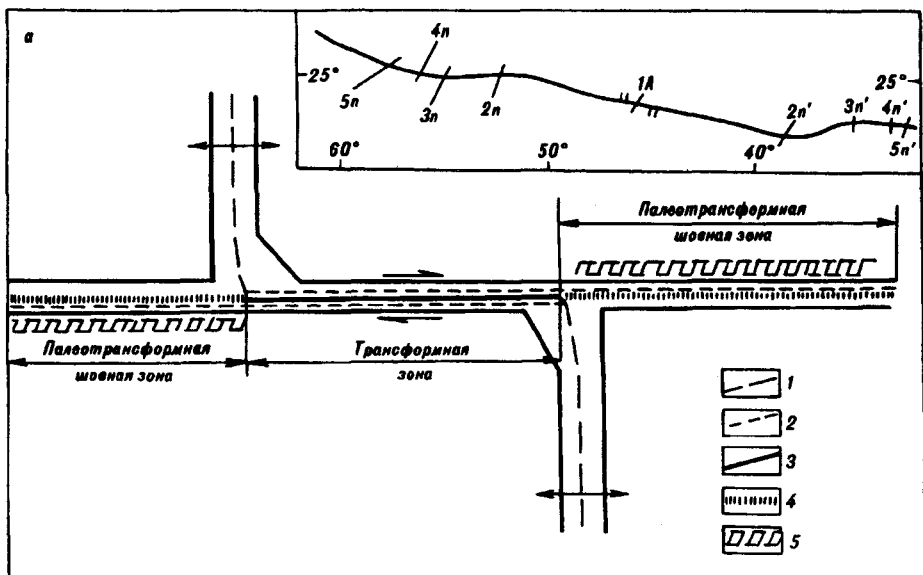


Рис. 7. Основные тектонические элементы трансформного и палеотрансформного разлома по [5] (а — на врезке положение профилей через разломную зону Кейн по [34]) и батиметрические профили через трансформный и палеотрансформный участки разломной зоны Кейн по [34] (б). 1 — ось спрединга; 2 — трансформная долина; 3 — область главных сдвиговых деформаций; 4 — область термической спайки в нетрансформной зоне; 5 — приразломные хребты.

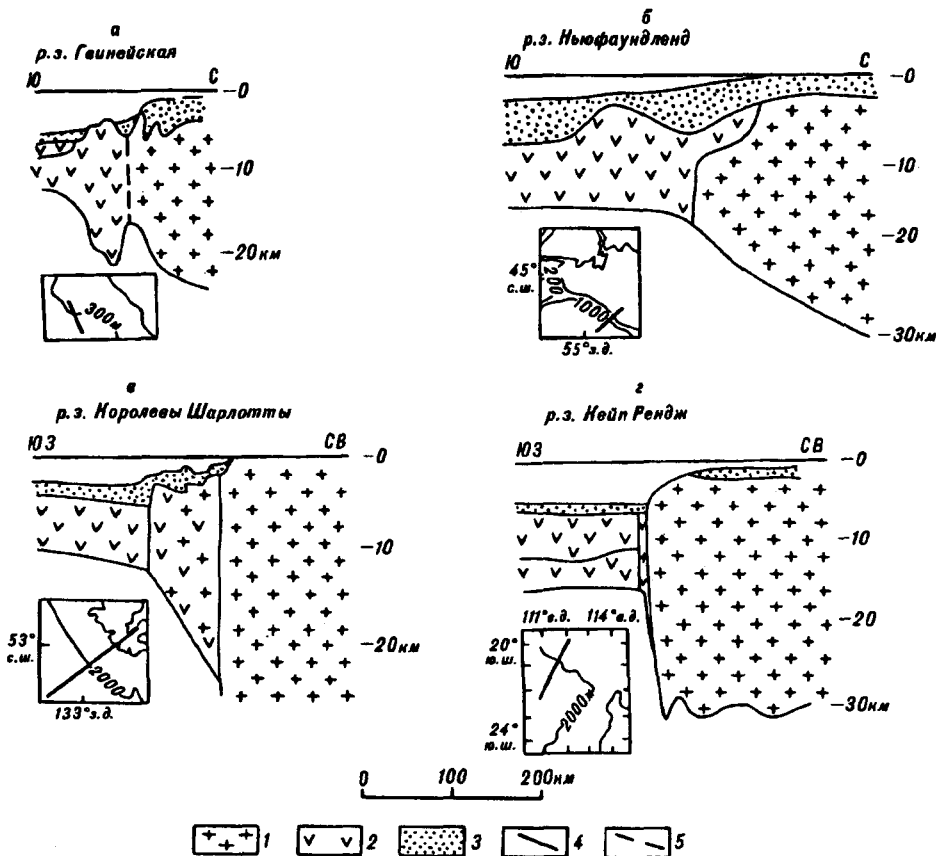


Рис. 8. Глубинные разрезы коры через сдвиговые континентальные окраины: а, б, по [36], б — по [39]; в — по [15]. Усл. обозн. см. на рис. 2.

результате остывания литосферы и осадконакопления в условиях отсутствия сдвиговых деформаций. Изменение рельефа приразломных хребтов палеотрансформной зоны показано на рис. 7,б для трансформного разлома Кейн. Асимметричные пассивные следы трансформных разломов протягиваются иногда на сотни и тысячи километров в океанической литосфере. Изредка вдоль палеотрансформных разломов наблюдается мелкофокусная сейсмичность, обусловленная различием в скоростях остывания блоков литосферы разного возраста [16].

Второй тип палеотрансформных границ характеризуется резким переходом от континентальной литосферы к океанической в районах сдвиговых или трансформных пассивных континентальных окраин. Такие окраины широко распространены и неплохо изучены [6, 33, 36, 42]. Окраины сдвигового типа образуются на ранней стадии формирования новой океанической впадины вдоль следов крупных трансформных разломов, часто nasledующих древние ослабленные зоны суперконтинента и смещающие отрезки континентальных рифтов. Новая горячая океаническая кора, образованная на оси молодого срединно-океанического хребта, припаивается к относительно холодному краю континентальной литосферы, нарушенному предшествующими сдвиговыми деформациями. Как и в предыдущих случаях, теплообмен между разными литосферными блоками приводит к относительному нагреванию края континентального и остыванию океанического блока.

На основании анализа строения большого числа сдвиговых континентальных окраин из разных регионов Р. Скраттон [36] пришел к заключению, что они характеризуются широким континентальным шельфом,

довольно крутым склоном и плохо развитым континентальным подножьем. Переходная зона от континентальной литосферы к океанической очень узкая (не более 100 км) и не имеет явного утонения литосферы, обычного для типичной рифтогенной окраины. Кроме того, вулканическая активность на трансформных окраинах, как и роль вулканогенных отложений в формирующихся здесь осадочных бассейнах, была явно не существенна по сравнению с рифтогенными бассейнами. Вдоль крупных смещений континентальных окраин часто наблюдаются окраинные приразломные хребты. Их происхождение связывают со смещением континентальных окраин по активным трансформным разломам на ранней стадии раскрытия океана, когда сдвиг происходил на контакте тонкой океанической литосферы с мощной континентальной. Приразломные хребты выполняли роль своеобразных структурных ловушек, затрудняющих перенос терригенного материала в сторону океана и способствующих формированию мощных осадочных бассейнов, часто нефтегазоносных. Примерами рассмотренных палеотрансформных зон могут служить сдвиговые окраины западной Африки в районе Гвинейского залива, окраины южной Африки в зоне разлома Агульяс, западная окраина литосферы Баренцева моря в районе Шпицбергенского разлома и др. (рис. 8).

### ПАЛЕОКОНВЕРГЕНТНЫЕ ГРАНИЦЫ

Пути эволюции конвергентных границ литосферных плит, приводящие к формированию палеоконвергентных, отличаются многообразием и зависят от конкретной геодинамической обстановки субдукции или коллизии плит.

Можно выделить два основных типа палеоконвергентных границ плит: эписубдукционные и эпиколлизионные (см. рис. 1, таблицу). Здесь мы рассмотрим только эписубдукционные границы, расположенные в области перехода от океанической литосферы к континентальной.

Формирование эписубдукционных границ, видимо, связано с приближением (параллельным или под небольшим углом) осевой зоны СОХ к зоне субдукции андийского типа, в результате чего прекращается как процесс спрединга, так и процесс субдукции [3]. Последующее изостатическое выравнивание, денудация и осадконакопление приводят к формированию профиля рельефа дна, близкого к пассивным (рифтогенным) континентальным окраинам атлантического типа с характерными элементами континентального шельфа, склона и подножья. Примером может служить эволюция переходной зоны западной Антарктиды в районе моря Беллинсгаузена, тихоокеанской окраины Южной Америки, расположенной южнее Чилийского поднятия, западной окраины Калифорнийского полуострова.

Распределение линейных магнитных аномалий в юго-восточной части Тихого океана (см. рис. 5,б) предполагает, что океаническая кора здесь генерировалась на двух срединно-океанических хребтах (Алук и ВТП) и пододвигалась под антарктический континент [13, 24]. Уменьшение номеров линейных аномалий по мере приближения к окраине западной Антарктиды свидетельствует о том, что спрединговый хребет Алук подошел к зоне субдукции, а затем либо пододвинулся вместе с погружающейся плитой, либо "заклинил" подвиг и остановился в районе глубоководного желоба.

Последняя версия представляется наиболее вероятной, так как по мере приближения к зоне субдукции облегченной литосферы осевой зоны срединно-океанического хребта Алук процесс спрединга на этом хребте затухал вследствие увеличивающегося сопротивления процессу субдукции. Процесс субдукции, по всей видимости, прекратился с приближением осевой зоны хребта к глубоководному желобу. Затухание процесса субдукции распространялось постепенно с запада на восток — от моря Амундсена в сторону Антарктического полуострова. В районе последнего еще и сейчас сохранились реликты остывающего хребта Алук и затухающего процесса субдукции. Прекращение субдукции сопровождалось изостатическим выравниванием неуравновешенных морфоструктур (дуга—желоб) в течение первых миллионов лет. Интенсивные процессы ледниковой эрозии и осадконакопления

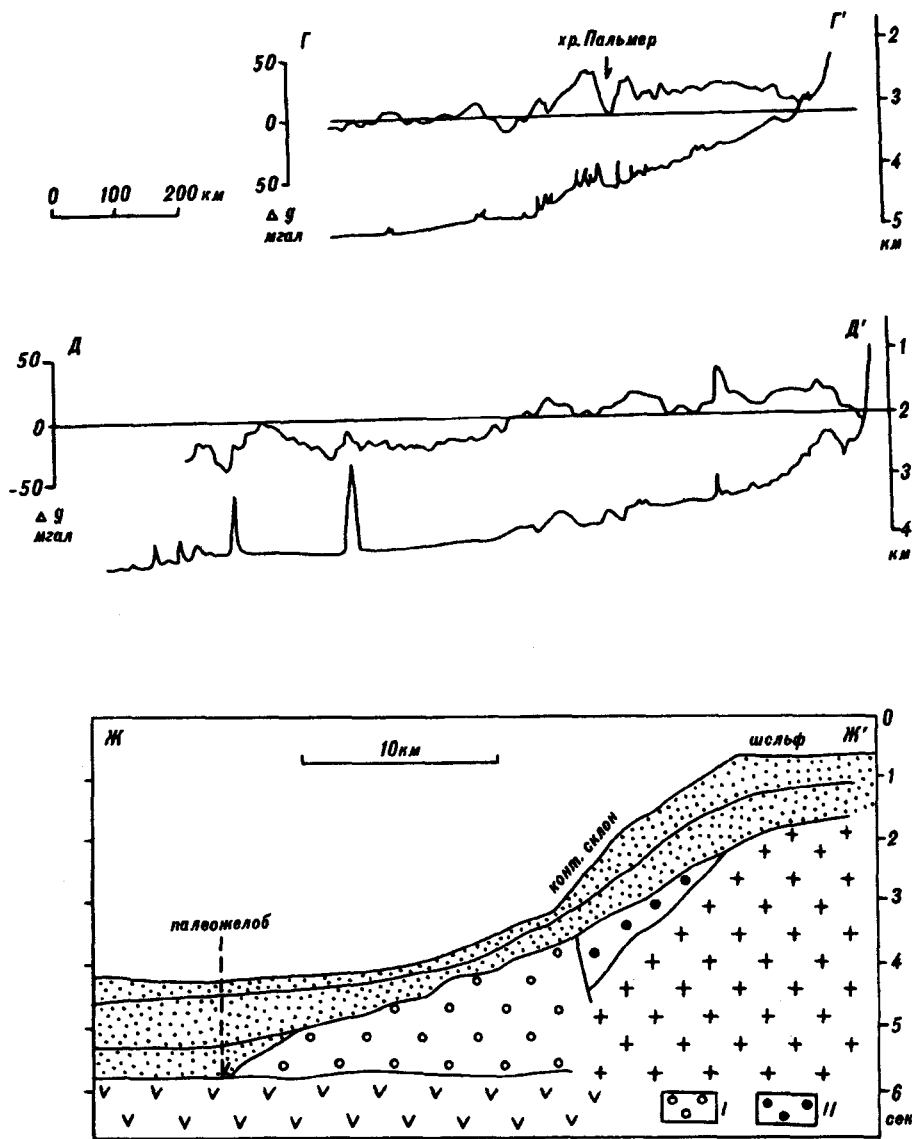


Рис. 9. Рельеф дна, гравитационные аномалии и сейсмический разрез осадков по [19, 23] в области палеосубдукции в районе Западной Антарктиды.

I — осадочный комплекс глубоководного желоба; II — осадочный комплекс преддугтового бассейна. Положение профилей см. на рис. 5, 6. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

довершили формирование характерного профиля пассивной континентальной окраины (рис. 9). Помимо уменьшения возраста океанической литосферы по мере приближения к западной Антарктиде в пользу предполагаемого развития событий свидетельствуют позднемезозойский и кайнозойский магматизм, относительно небольшая по сравнению с рифтогенными пассивными континентальными окраинами мощность осадков в переходной зоне (2—2,5 км), установленная по данным глубоководного бурения, а также реликты аккреционной призмы, обнаруженные в результате сейсмических исследований [19, 22, 24].

Другой тип эписубдукционных зон формируется после прекращения субдукции океанической литосферы одной плиты под океаническую литосферу другой. Современные примеры пододвигания океанической литосферы под океаническую можно наблюдать в районе Марианского желоба, Алеутского желоба, Южно-Сандвичева желоба и Малых Антиль. Все эти районы

довольно хорошо изучены. Перестройка или перескок зоны субдукции может привести к отмиранию старой и зарождению новой зоны поддвига. В районе отмирающей зоны субдукции постепенно прекратится вулканическая и сейсмическая активность, а характерные нескомпенсированные структуры (дуга—желоб) будут стремиться к изостатическому равновесию. Со временем на месте такой зоны субдукции останется реликтовая зона, разделяющая разнородные литосферные блоки. Вероятным примером эписубдукционной зоны такого типа, видимо, служит хребет Авес в Карибском море.

#### ВЫВОДЫ

В настоящей работе мы попытались представить основные типы палеограниц плит океанической литосферы, очень кратко рассмотреть их наиболее характерные геолого-геофизические особенности и наметить главные геодинамические процессы, управляющие их формированием и эволюцией. Несомненно, каждый из рассмотренных типов палеограниц требует более детального геолого-геофизического исследования и создания комплексных геодинамических моделей, объясняющих их морфотектонику и глубинное строение литосферы. Основные выводы этой статьи заключаются в следующем:

1. Палеограницы литосферных плит являются морфотектоническими структурами, широко распространенными в пределах океанической литосферы. Все они представляют собой зоны контакта различных в прошлом литосферных плит и играют важную роль во внутриплитной тектонике.

2. Палеодивергентные границы плит представляют собой: а) зоны контакта континентальных и океанических блоков литосферы (в зонах современных рифтогенных, пассивных континентальных окраин); б) тектонические зоны, сформированные либо в результате перескока оси спрединга, либо в процессе продвижения рифта в пределы старой океанической литосферы, либо при эволюции тройных сочленений; в) зоны контакта двух разновозрастных блоков литосферы, обусловленные отмиранием спредингового хребта и остыванием осевого магматического очага (Галапагосское поднятие и хребет Математиков).

3. Палеотрансформные границы широко развиты в пределах океанического дна и представляют собой зоны термической спайки разновозрастных блоков океанической литосферы или блоков континентальной и океанической литосферы в областях пассивных континентальных окраин сдвигового типа.

4. Палеоконвергентные (эписубдукционные для океанической литосферы) границы плит представляют собой, с одной стороны, реликтовые зоны палеосубдукции андийского типа, на месте которых формируются нерифтогенные пассивные континентальные окраины, с другой, — зоны палеосубдукции океанической литосферы под океаническую.

Автор благодарит С.А. Ушакова, В.Е. Хаина, Ю.И. Галушкина, В.Г. Казьмина за полезные советы и конструктивные замечания, которые были учтены при подготовке рукописи к печати.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аплонов С.В. Локальные палеооси спрединга: магнитные аномалии и геодинамика // Изв. АН СССР. Сер. Физика. Земли. — 1989. — № 1. — С. 3—12.
2. Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П. Эволюция рельефа дна и термического режима литосферы при перескоке оси спрединга // Тихоокеан. геология. — 1991. — № 6. — С. 123—138.
3. Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П., Прозоров Ю.И., Ушаков С.А. Строение и развитие литосферы переходных зон южного океана // Физика Земли. Т. 11/ВИНИТИ. — М., 1991.
4. Гуревич Н.И. Связь океанического аномального магнитного поля с геолого-тектоническими особенностями дна // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 1988. — Т. 63. — С. 31—37.
5. Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. — М.: Изд-во МГУ, 1987.
6. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Палеограницы плит — шовные зоны литосферы // Сов. геология. — 1989. — № 12. — С. 49—53.
7. Живаго А.В., Буданова Л.Я., Литвин В.М., Руденко М.В. Морфоструктура южной части Императорского разлома на севере Тихого океана // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. — 1985. — Т. 121. — С. 46—53.

8. *Сборщиков И.М., Шebuнин С.Ю.* Структура Кингс-Трога как внутриплитового образования // Геотектоника. — 1992. — № 2. — С. 113—121.
9. *Сорохтин О.Г.* Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения литосферных плит // Докл. АН СССР. — 1973. — Т. 208. — С. 1338—1341.
10. *Ушаков С.А., Галушкин Ю.И., Гапоненко Г.И. и др.* Гравитационное поле и рельеф дна океана. — Л.: Недра, 1979.
11. *Anderson R.N., Clague D.A., Klitgord K.D. et al.* Magnetic and petrologic variations along the Galapagos spreading center and their relation to the Galapagos melting anomaly // Geol. Soc. Am. Bull. — 1975. — V. 86. — P. 683—694.
12. *Bonatti E. (Ed.)* Zabargad Island and the Red Sea rift // Tectonophysics. — 1988. — V. 150, N 1/2. — P. 273.
13. *Cande S.C., Herron E.M., Hall B.R.* The early Cenozoic tectonic history of the southeast Pacific // Earth Planet. Sci. Lett. — 1982. — V. 57. — P. 63—74.
14. *Cochran J.R.* Somali basin and origin of the northern Somali basin gravity and geoid low // J. Geophys. Res. — 1988. — V. 93. — P. 1985—1208.
15. *Dehler S.A., Clowes R.M.* The Queen Charlotte fault zone // Can. J. Earth Sci. — 1988. — V. 25. — P. 1857—1870.
16. *De Long S.E., Dewey J.F., Fox P.J.* Displacement history of oceanic fracture zones // Geology. — 1977. — V. 5. — P. 199—202.
17. *Egloff F., Rihm R., Makris J. et al.* Contrasting structural styles of the eastern and western margins of the southern Red Sea: the 1988 SONNE experiment // Tectonophysics. — 1991. — V. 198. — P. 329—353.
18. *Grow J.A., Bowin C.O., Hutchinson D.R.* The gravity field of the U.S. Atlantic continental margin // Ibid. — 1979. — V. 59. — P. 27—52.
19. *Herron E.M., Tucholke B.E.* Sea-floor magnetic patterns and basement structure in the Southern Pacific // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. — Washington, 1976. — P. 263—278.
20. *Hey R.N., Johnson G.L., Lowrie A.* Recent plate motions in the Galapagos area // Geol. Soc. Amer. Bull. — 1977. — V. 88. — P. 1385—1403.
21. *Hutchinson D.R., Grow J.A., Klitgord K.D., Swift B.A.* Deep structure and evolution of the Caroline trough // Studies of continental Margin Geology / Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. — 1983. — N 34. — P. 129—152.
22. *Jones E.J.W., Mgbatogu C.C.* The structure and evolution of the West African continental margin off Guinea Bissau, Guinea and Sierra Leone // The Oceanic Floor/Ed. Scrutton R.A., Talwani M. Wiley. — London, 1982. — P. 165—202.
23. *Kimura K.* Geological and geophysical survey in the Bellingshausen Basin off Antarctica // Ant. Res. — 1982. — N 75. — P. 12—24.
24. *Larter R.D., Barker P.F.* Effects of Ridge Crest-Trench Interaction on Antarctic-Phoenix Spreading: Forces on a Young Subducting Plate // J. Geophys. Res. — 1991. — V. 96. — P. 19583—19607.
25. *Louden K.E., Forsyth D.W.* Thermal conduction across fracture zones and the gravitational edge effect // J. Geophys. Res. — 1976. — V. 81, N 26. — P. 4869—4874.
26. *Mammerickx J., Sandwell D.* Rifting of Old Oceanic Lithosphere // Ibid. — 1986. — V. 91, N 87. — P. 1975—1988.
27. *Mammerickx J., Sharman G.F.* Tectonic evolution of the North Pacific during the Cretaceous quiet period // Ibid. — 1988. — V. 93. — P. 3009—3024.
28. *Mammerickx J., Naar D.F., Tyce R.L.* The Mathematician Paleoplate // Ibid. — 1988. — V. 93. — P. 3025—3040.
29. *McKenzie D.P.* Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Lett. — 1978. — V. 40. — P. 243—248.
30. *Mrozowski C.L., Hayes D.E.* The evolution of Parece Vela basin, Eastern Philippine Sea // Ibid. — 1979. — V. 46. — P. 49—67.
31. *Patriat P., Parson L.* A survey of Indian Ocean triple junction trace within the Antarctic plate. Implications for the junction evolution since 15 ma // Marine Geophys. Res. — 1989. — V. 11. — P. 89—100.
32. *Pitman III W.C.* Passive continental margins: a review // Reviews Geophys. Space Phys. — 1983. — V. 21. — P. 1520—1527.
33. *Rabinowitz P.D., La Brecque J.* The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins // J. Geophys. Res. — 1979. — V. 84. — P. 5973—6002.
34. *Rabinowitz P.D., Purdy G.M.* The Kane fracture zone in the Western Central Atlantic // Earth Planet. Sci. Lett. — 1976. — V. 33. — P. 21—26.
35. *Rea D.K., Dixon J.M.* Late Cretaceous and Paleogene tectonic evolution of the North Pacific Ocean // Ibid. — 1983. — V. 65. — P. 145—166.
36. *Scrutton R.A.* Crustal structure and development of shared passive continental margins. Dynamics of Passive Margins // Geodynamics series. — 1982. — N 6. — P. 133—140.
37. *Sobczak L.W., Mayr U., Sweeney J.F.* Crustal section across the polar continent-ocean transition in Canada // Can. J. Earth Sci. — 1986. — V. 23. — P. 608—621.
38. *Srivastava S.P., Falconer R.K.H., MacLean B.* Labrador Sea, Davis Strait, Buffin Bay: geology and geophysics — review // Geology of the North Atlantic Borderlands / Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir. — 1981. — N 7. — P. 333—398.
39. *Todd B.J., Keen C.E.* Temperature effects and the geological consequences at transform margins // Can. J. Earth Sci. — 1989. — V. 26. — P. 2591—2603.
40. *Ushupi E., Emery K.O.* Pangeaean divergent margins: historical perspective // Marine Geol. — 1991. — V. 102. — P. 1—28.

41. *Watts A.B.* Gravity anomalies crustal structure and flexure of the lithosphere at the Baltimore Canyon Trough // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1988. — V. 89. — P. 221—238.
42. *Wilson R.C.L., Williams C.H.* Oceanic transform structures and the development of Atlantic continental margin sedimentary basins — a review // *J. Geol. Soc. Lond.* — 1979. — V. 136. — P. 311—320.

*МГУ, Музей земледования  
Москва*

*Поступила в редакцию  
23 ноября 1993 г.*

УДК 553.32(265)

*А.С. Астахов*

## МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ШЕЛЬФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ВОСТОКА АЗИИ

Изучен химический и минералогический состав гранулометрических фракций донных осадков окраинных морей Востока Азии. Для обломочных фракций выявлены корреляционные связи между содержанием элементов и минералов и установлены геохимические ассоциации, указывающие на концентрацию устойчивых россыпеобразующих минералов. Предложены элементы или группы элементов, являющиеся индикаторами повышенных содержаний россыпеобразующих минералов в различных типах осадков и для различных климатических зон. Наиболее универсальным показателем является Zr.

**Введение.** Для оценки перспектив участков шельфа на обнаружение прибрежно-морских или затопленных аллювиальных россыпей обычно используются общегеологические предпосылки с анализом рудоносности прилегающих участков побережья [1, 7] или прямые минералогические определения содержаний минералов. Во многих случаях это связано с большими материальными затратами, и представляется заманчивым использование дополнительных признаков на основе валовых геохимических анализов осадков, выполненных по сопоставимым методикам различными научными и производственными организациями. При этом обычно определяются и элементы, входящие в тяжелые россыпеобразующие минералы наиболее распространенных на шельфах Востока Азии прибрежно-морских россыпей ильменита-магнетита, формирующихся при размыве базитовых вулканитов, и циркона-монацита-рутила, связанных с кислыми магматическими формациями [4, 5]. Для минералов россыпей первого типа характерны Fe, Ti и Mg (как элемент пироксенов, составляющих основу тяжелой фракции), второго типа — Zr, Ti, P, Th, редкоземельные элементы. Кроме этого, могут быть и другие редкие элементы-индикаторы, входящие в рудные минералы в виде примеси.

Основным препятствием для использования геохимических данных при оценке содержаний конкретных минералов является наличие иных способов, помимо гидравлической дифференциации минералов по удельному весу, образования повышенных и аномальных концентраций в осадках большинства химических элементов: дифференциация по крупности, биогенное осаждение, физико-химическое осаждение, сорбция глинистыми минералами и органическим веществом, гидротермальный привнос, диагенетическое перераспределение... Несмотря на малую физико-химическую и биогенную миграционную способность [8], можно предполагать появление аномальных содержаний указанных элементов, обусловленных любым из указанных выше способов.

В данной работе, цель которой выявление лишь качественных признаков минералогической специализации шельфовых отложений, для частичного устранения влияния фациального, компонентного и гранулометрического состава осадков было использовано предварительное разделение их на

крупнонастные фракции. В результате исходный осадок, являющийся смесью материала различной крупности, поступившего из нескольких источников, частично разделяется на исходные компоненты: обломочная часть попадает в песчано-алевритовые фракции, глинистая — в пелитовые, биогенный карбонатный материал — преимущественно в песчаные. Необходимость предварительного разделения осадка определяется и методическими проблемами: количественный минералогический анализ кластической и глинистой компонент осадка выполняется только для определенных гранулометрических фракций.

Методика. В качестве объектов исследования были выбраны колонки донных осадков шельфа и материкового склона, вскрывшие терригенные отложения различного возраста и генезиса (рис. 1), а также пробы поверхностных осадков прибрежной зоны (см. рис. 1, станции 1, 9, 18, 29, 30). Из этих колонок были отобраны пробы на пофракционный геохимический анализ из голоценовых (пробы отбирались ниже окисленного слоя или ниже возможной глубины техногенного загрязнения) и, частично, позднплейстоценовых отложений.

Выбранные пробы разделялись на 8 фракций: 1000—500 (1), 500—250 (2), 250—100 (3), 100—50 (4), 50—10 (5), 10—5 (6), 5—1 (7) и менее 1  $\mu\text{m}$  (8). Первые три фракции выделялись ситовым методом, остальные —

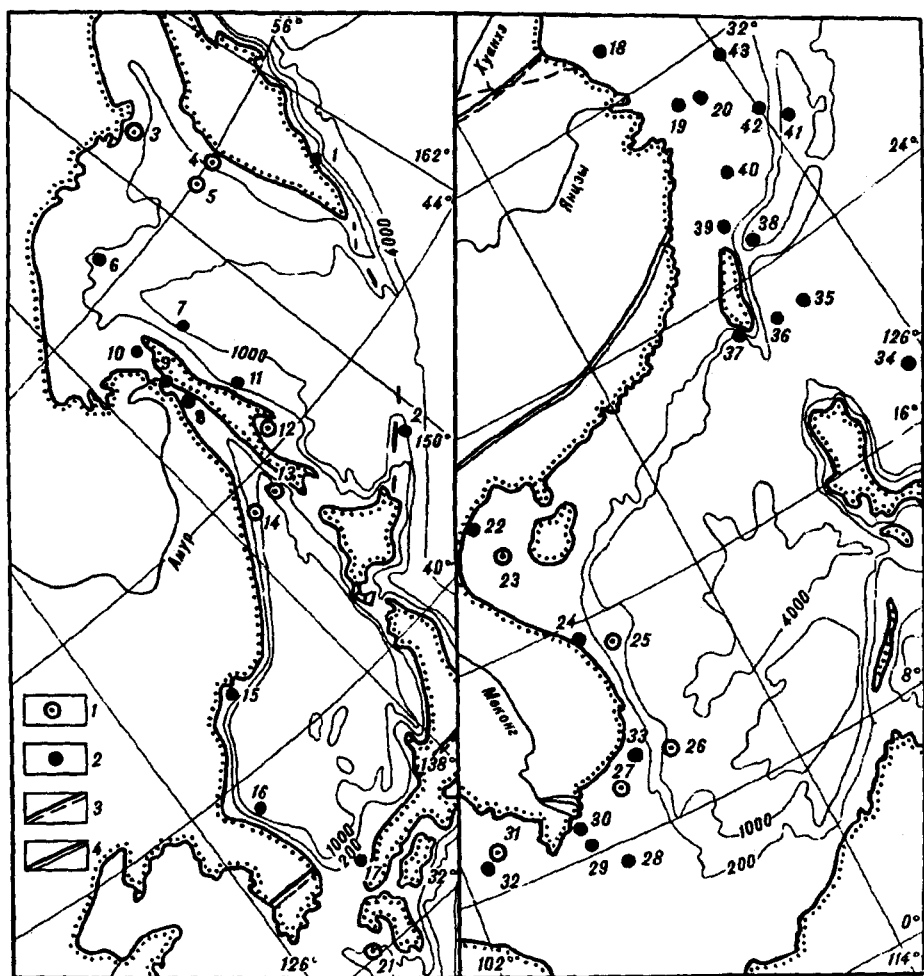


Рис. 1. Станции отбора проб для пофракционного геохимического анализа.

1 — пробы только голоценовых осадков; 2 — пробы голоценовых и позднплейстоценовых осадков; 3 — южная граница умеренной климатической зоны; 4 — южная граница субтропической климатической зоны.



пипеточным по методике гранулометрического анализа [9] с окончательной промывкой дистиллированной водой. Фракция менее  $1 \mu\text{т}$  осаждалась центрифугированием.

Определение компонентного состава производилось путем изготовления и изучения микроскопических препаратов с полуколичественным определением основных осадкообразующих компонентов (обломочная, глинистая, биогенные карбонатная и кремнистая, вулканогенная, аутигенная и др.). Для фракций 250—100 и 100—50  $\mu\text{т}$  частично был выполнен стандартный минералогический анализ в лабораториях ПГО Приморгеология, Дальморгеология, НПО Севморгео, а также сотрудниками ДВО РАН Н.В. Разжигачевой и В.И. Тихоновой. В более крупных фракциях А.В. Можеровским диагностировались аутигенные новообразования (оксиды железа, сульфиды, карбонаты) рентгеновским методом на дифрактометре Дрон-2. Минеральный состав фракций менее 1, 1—5 и 5—10  $\mu\text{т}$  частично определялся полуколичественным фазовым методом на дифрактометре Дрон-1 А.А. Карабцовым (ДВГИ ДВО РАН) и Л.А. Ганзей (ТИГ ДВО РАН).

Для определения химического состава фракций в ЦЛ ПГО Приморгеология выполнялись химический силикатный анализ, рентгенорадиометрический анализ на Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd, рентгенофлуоресцентный анализ на U и Th. В лаборатории геохимии ТИГ ДВО РАН Р.А. Макаревич на атомно-адсорбционном спектрофотометре Хитачи-180-70 определяла содержания Fe, Mn, Zn, Cu, Cd, Co, Ni, Pb во фракциях осадков Южно-Китайского моря.

Обработка результатов исследований производилась на персональной ЭВМ, статистический анализ выполнялся в пакете программ "STATGRAPH".

Характеристика изученных отложений. Изученные пробы голоценовых отложений представлены фациями шельфа, материкового склона, а также лагунными и пляжевыми. Среди позднеплейстоценовых отложений помимо морских фаций опробованы лагунные и континентальные (коры выветривания, аллювиально-дельтовые) отложения. По крупности осадки представлены различными песками (станции 1, 2, 4, 8, 10, 17, 20, 22, 28—30, 33, 39, 40—42), пелит-алевритовыми разностями (станции 3, 5—7, 11, 13, 14, 19, 21, 23, 25, 26, 31, 34—36, 43) и смешанными типами с присутствием как песчаных, так и тонкозернистых фракций (станции 9, 12, 15, 16, 18, 24, 27, 32, 38).

По компонентному составу наиболее очевидны различия между пелитовыми фракциями, преимущественно глинистыми, и алеврит-песчаными, преимущественно обломочными. Биогенные карбонатные остатки входят обычно в песчаные фракции, кремнистые — в пелитовые. Аутигенные компоненты попадают либо в самые крупные (гематит, гетит, глауконит), либо в самые мелкие (сульфиды, микроконкреции) фракции.

Обломочный материал почти повсеместно преобладает во фракциях 3 и 4. На станциях 14—20 и 40—43 он слагает также фракции 5 и 6, что может быть объяснено поступлением материала из лёссовых почв Северного Китая, в которых преобладают обломочный кварц и полевые шпаты мелкоалевритовой размерности. Состав обломочной компоненты существенно изменяется в зависимости от крупности фракций и климатических условий. Содержание кварца, например, увеличивается во фракции 4 от 39—49 % в Охотском море до 52—73 % — в Южно-Китайском. Одновременно уменьшается содержание обломков пород и тяжелой подфракции. Последнее определяется, главным образом, резким уменьшением содержаний магнетита, который в тропических условиях подвержен быстрому выветриванию и в пробах из этих районов практически отсутствует.

Различия в минералогии обломочной компоненты между гранулометрическими фракциями еще более существенны. Содержание тяжелой подфракции во всех районах резко увеличивается во фракции 4 и, частично, 5. На станции 1, например, содержание тяжелой подфракции увеличивается от 8,32 % во фракции 3 до 56,25 % во фракции 4, на станции 4 соответст-

венно от 2,31 до 11,83 %. Увеличивается, хотя и неравномерно, содержание всех тяжелых минералов. Наиболее устойчивые из них (циркон, турмалин, силлиманит) концентрируются в мелких фракциях 4 или 5, тогда как менее устойчивые (пироксены, магнетит, обломки пород) относительно равномерно распределены во всех песчаных фракциях. Кроме того, в крупных обломочных фракциях содержание кварца — в тропической зоне, или обломков пород — в умеренной, увеличивается значительно быстрее, чем содержание легкой подфракции в целом.

Минеральный состав глинистых фракций определяется соотношением гидрослюд (от 68—70 % в Филиппинском море до 36—50 % — в Охотском), каолинита-хлорита (от 23—28 % в Филиппинском море до 30—43 % — в Охотском) и смектитов (4—10 % — в Филиппинском, 13—32 % — в Охотском). В распределении по фракциям отмечается увеличение содержания хлорита в крупных фракциях (5—50  $\mu\text{m}$ ) и смектита — в мелких (менее 1  $\mu\text{m}$ ), что согласуется с данными по другим регионам [6].

Биогенные карбонатные остатки присутствуют почти во всех фракциях как примесь к основной обломочной или глинистой компоненте. Но если они практически отсутствуют во многих пробах Охотского моря, то во всех фракциях Восточно-Китайского моря их содержание составляет 5—10 %. Преимущественно карбонатными являются только самые крупные (1 и 2) песчаные фракции. В тонких (5—8) фракциях остатки фораминифер и кокколитофориды значительные количества образуют лишь в некоторых пробах из Южно-Китайского моря.

Кремнистый биогенный материал (остатки диатомей, радиолярии, спикулы губок) встречается повсеместно во фракциях 5—8, но существенные количества его отмечены лишь в некоторых пробах внешнего шельфа и материкового склона Охотского и северной части Японского морей.

Диagenетические новообразования во фракциях достаточно редки и отмечены, главным образом, в позднеплейстоценовых отложениях. Из них наиболее распространены оксиды железа, встречающиеся в виде зерен, конкреций и их обломков гетитового и гетит-гематитового состава. Они встречены во фракциях 1—4 шельфовых осадков Южно-Китайского моря [3] (станции 23, 24, 28, 30, 31) и, в единичных случаях — в пробах более северных районов. Во фракциях 5—8 мелкие зерна оксидов и гидроксидов железа встречаются повсеместно в незначительных количествах, но выделить среди них диagenетические новообразования не представляется возможным. Сульфиды железа в виде мелких фрамбоидов присутствуют в большинстве фракций 5—8. В некоторых случаях в глубоководных осадках они составляют несколько процентов от фракций 3—4. В изученных фракциях отмечены глауконит и железомарганцевые микроконкреции (станции 26, 29). Наиболее обычен глауконит в песчаных и алевритовых фракциях Восточно-Китайского и южной части Японского морей (субтропическая климатическая зона).

Результаты исследований. Для выявления зависимости между минеральным составом и геохимией фракций был проведен корреляционный анализ по 19 пробам (фракции 1—4) осадков Охотского и Южно-Китайского морей (табл. 1). При анализе таблицы можно выделить элементы, содержание которых определяется конкретным минералом или группой минералов: Zr — циркон, Ti — сумма ильменит—рутил, Si — кварц, K — полевые шпаты, Ca — карбонаты. Более сложная интерпретация требуется для анализа корреляционных связей элементов и минералов, представленных не во всех климатических зонах (пироксены, магнетит) или очень редких, не определенных при минералогическом анализе в количественных единицах (монацит, ксенотим, ортит). По матрице взаимной корреляции тяжелых минералов устанавливаются две основные группировки: пироксены—магнетит—рутил—ильменит и ильменит—гранат—циркон—турмалин—лейкоксен. Первая группировка выделяется для фракций осадков Охотского моря и с ней коррелируют Fe, Ti, Mn, Mg, P, Y. Для Fe, Ti и Mg, входящих в кристаллическую решетку указанных минералов, это вполне очевидно,

Корреляционная матрица содержания минералов и химических элементов обломочных терригенных фракций донных осадков Охотского и Южно-Китайского морей

Минералы	Химические элементы											REE*
	Si	Ca	Mg	K	P	Mn	Fe	Ti	Y	Zr		
Магнетит	-0,33	0,00	0,75	-0,53	0,78	0,92	0,44	0,50	0,31	-0,15		0,40
Ильменит	-0,26	-0,13	-0,51	-0,27	0,42	0,46	0,68	0,89	0,91	0,56		0,39
Рутил	-0,26	-0,10	-0,88	0,19	0,13	0,94	0,96	0,96	0,96	0,82		0,58
Ильменит + рутил	-0,25	-0,13	-0,86	-0,15	-0,38	0,97	0,98	1,00	0,97	0,73		0,44
Лейкоксен	0,28	-0,16	-0,07	-0,14	-0,61	0,28	-0,25	-0,11	-0,00	0,49		0,57
Циркон	-0,08	-0,14	0,03	-0,10	0,02	0,13	0,56	0,45	0,59	0,94		0,75
Амфиболы	0,21	-0,27	0,25	0,18	-0,09	-0,02	-0,17	0,02	-0,18	-0,06		-0,03
Пироксены	-0,33	-0,03	0,78	-0,59	0,80	0,81	0,45	0,33	0,37	-0,26		-0,57
Эпидот	0,30	-0,25	0,41	0,43	-0,40	-0,26	-0,27	0,19	-0,42	0,11		-0,29
Турмалин	0,14	-0,08	-0,15	-0,25	-0,14	0,10	0,01	-0,13	0,63	0,54		0,74
Гранат	-0,18	-0,12	-0,02	-0,02	-0,34	0,20	0,74	0,48	0,74	0,66		0,40
Полевые шпаты	0,54	-0,39	-0,51	0,78	-0,88	-0,56	-0,49	-0,32	-0,61	-0,13		0,10
Кварц	0,82	0,54	-0,60	0,61	-0,93	-0,75	-0,64	-0,36	-0,64	0,38		0,65
Карбонатные остатки	-0,70	0,91	-0,28	-0,28	-0,15	-0,25	-0,27	-0,23	-0,11	-0,16		-0,08
Обломки пород	0,37	-0,35	-0,39	0,65	-0,54	-0,40	-0,32	-0,21	-0,40	0,28		0,44

\* Сумма содержаний Nd, La, Ce.

Mn, P и Y, вероятно, являются элементами-примесями. При анализе монофракций магнетита, например, по 5 пробам из россыпей умеренной климатической зоны установлены средние содержания  $P_2O_5$  — 0,296 %, MnO — 0,676 %, что соответственно в 2,8 и 5,2 раза больше, чем в среднем по фракциях 1—4 умеренной климатической зоны.

Вторая группировка минералов определяется преимущественно пробам Южно-Китайского моря, и с ней связаны Zr и, частично, Ti, Fe, La, Ce, Nd, Th. Если первые три элемента входят в состав циркона и ильменита, то остальные связаны с монацитом, ксенотимом и другими очень редкими минералами. Поэтому они достаточно хорошо коррелируют с минералами, определяющими содержание тяжелой подфракции во фракциях из Южно-Китайского моря (циркон, турмалин, рутил, лейкоксен), а также кварцем.

Наилучшая корреляция установлена в парах ильменит + рутил ( $a$ , %) —  $TiO_2$  ( $b$ , %) — 0,996 и циркон ( $c$ , %) — Zr ( $d$ ,  $10^{-4}$  %) — 0,938. Уравнения регрессии между ними могут быть выражены соответственно:  $b = 0,181 + a \times 1,436$  и  $d = 33 + c \times 3738$ .

Таким образом, как и предполагалось, существует целый ряд химических элементов, повышенные содержания которых могут указывать на концентрацию в песчано-алевритовых осадках тяжелых рудных минералов, характерных для титаномагнетитовых (Mg, P, Mn, Fe, Ti, Y) или циркон-монацит-рутиловых (Fe, Ti, Zr, REE) россыпей. Для иллюстрации вклада рудных россыпеобразующих минералов в валовые содержания указанных элементов в осадках были рассчитаны средние содержания химических элементов по фракциям для умеренной, субтропической и тропической климатических зон (табл. 2, рис. 2). Эти данные иллюстрируют тенденцию уменьшения ( $SiO_2$ , CaO) или увеличения ( $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ , MnO,  $Fe_2O_3$ , Rb, Nb, La, Ce, Nd, Th, ППП) содержаний в тонких гранулометрических фракциях. Еще большее обогащение пелитовых фракций по сравнению с алеврит-песчаными отмечено для ряда тяжелых металлов (Co, Ni, Cu, Zn), оно по отдельным пробам тропической зоны составляет 1—2 порядка [2]. Максимальные изменения происходят между обломочными и глинистыми (глинисто-обломочными) фракциями. В большинстве случаев эта граница находится между крупным и мелким алевритом, но в субтропической зоне, где велика роль выноса из лёссовых толщ Северного Китая, скачок содержаний для некоторых элементов осуществляется между 5 и 6 или, даже, между 6 и 7 фракциями.

Еще одной характерной чертой распределения является закономерное увеличение или уменьшение содержаний в одинаковых фракциях из различных климатических зон (см. рис. 2). Наиболее очевидно это проявляется в увеличении содержаний MgO, MnO,  $TiO_2$  и  $Fe_2O_3$  в песчаных фракциях осадков умеренной климатической зоны по сравнению с субтропической и тропической. Вероятной причиной этого является отмеченное выше большее содержание пироксенов и магнетита (титаномагнетита) в осадках умеренной климатической зоны. Более высокое содержание  $P_2O_5$  и Na во всех фракциях умеренной зоны обусловлено, вероятно, как повышенной биопродуктивностью, так и большим содержанием минералов-концентраторов фосфора (пироксены, магнетит) в умеренной зоне.

Третьей, наиболее важной для нас особенностью распределения элементов по фракциям является резкое увеличение содержаний отдельных элементов в наиболее мелких обломочных фракциях (4 или 5) за счет концентрации в них тяжелых минералов. Если для Zr и Y эта закономерность проявляется повсеместно и весьма отчетливо (см. табл. 2), то для остальных элементов она выражена слабее ( $P_2O_5$ , Nd) или проявляется только в осадках умеренной климатической зоны (MnO,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , MgO). Обращает внимание приуроченность максимальных содержаний  $Na_2O$ ,  $P_2O_5$ , Y, Zr, Nd в субтропической зоне к фракциям 4 и 5, тогда как в остальных районах они связаны только с фракцией 4. Это может быть объяснено формированием

\*Здесь и далее подразумевается  $Fe_2O_3$  общее.

Средние содержания некоторых химических элементов в обломочных и глинистых гранулометрических фракциях донных осадков окраинных морей Востока Азии умеренной (u), субтропической (s) и тропической (t) климатических зон

Элементы	Климатические зоны	Гранулометрические фракции, $\mu\text{m}$							
		1000-500	500-250	250-100	100-50	50-10	10-5	5-1	< 1
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\text{SiO}_2$ , %	u	67,0	70,4	71,0	65,7	63,6	59,4	56,2	52,8
	s	67,4	69,7	62,7	57,4	59,9	54,3	48,9	48,9
	t	71,0	73,2	79,9	78,6	59,4	56,5	52,6	48,6
$\text{Al}_2\text{O}_3$ , %	u	10,2	10,3	11,0	13,4	13,5	13,9	15,5	16,9
	s	4,7	6,9	9,7	9,4	12,7	15,6	18,4	21,0
	t	2,3	2,5	4,4	5,3	13,7	16,8	18,4	25,8
$\text{MgO}$ , %	u	2,45	2,92	3,16	2,23	1,85	2,14	2,09	2,70
	s	0,74	0,94	1,81	1,88	2,38	2,81	3,05	3,31
	t	0,76	1,30	1,07	1,49	2,15	2,27	2,39	1,94
$\text{K}_2\text{O}$ , %	u	1,47	1,67	2,06	2,01	2,13	2,36	2,49	2,75
	s	1,91	2,84	2,27	1,88	2,20	2,60	2,88	3,72
	t	0,72	0,84	1,35	1,43	2,40	2,68	2,94	3,27
$\text{Na}_2\text{O}$ , %	u	2,53	2,35	2,34	2,95	2,74	2,33	1,66	1,03
	s	0,93	1,17	1,68	1,81	2,68	2,94	1,34	0,88
	t	0,45	0,25	0,44	0,55	0,90	1,01	0,84	0,43
$\text{P}_2\text{O}_5$ , %	u	0,11	0,09	0,09	0,13	0,16	0,18	0,31	0,38
	s	0,03	0,04	0,07	0,09	0,13	0,12	0,13	0,14
	t	0,03	0,07	0,05	0,04	0,12	0,11	0,13	0,09
$\text{MnO}$ , %	u	0,13	0,13	0,10	0,16	0,07	0,07	0,05	0,05
	s	0,02	0,02	0,08	0,07	0,08	0,07	0,10	0,11
	t	0,01	0,02	0,03	0,02	0,10	0,11	0,12	—
$\text{TiO}_2$ , %	u	0,45	0,61	0,98	1,23	0,71	0,73	0,77	0,72
	s	0,05	0,09	0,36	0,56	0,65	0,67	0,70	0,67
	t	0,17	0,09	0,22	0,48	0,74	0,80	0,84	0,94
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ общ., %	u	4,97	4,61	3,34	6,19	5,64	6,81	7,86	8,42
	s	1,01	2,49	4,45	3,85	3,98	5,72	5,34	8,83
	t	1,09	2,58	2,06	2,46	5,58	6,33	6,60	7,15
$\text{CaO}$ , %	u	5,0	3,9	3,1	3,6	2,4	2,1	1,4	2,3
	s	12,8	9,0	11,4	12,0	6,5	5,4	4,1	1,3
	t	6,4	8,7	4,6	4,0	4,9	3,6	3,9	0,4
ППП, %	u	2,8	2,9	2,4	2,4	6,7	10,1	11,6	11,8
	s	9,8	6,8	6,5	10,2	8,6	10,5	12,1	10,6
	t	6,8	9,2	5,2	4,9	8,9	9,2	9,2	9,4
$\text{Y}$ , $10^{-5}$ %	u	154	152	149	207	121	113	136	143
	s	20	50	122	140	184	174	166	195
	t	—	80	64	87	122	80	80	—
$\text{Zr}$ , $10^{-5}$ %	u	652	570	932	2270	1810	1200	1249	1230
	s	190	300	758	2360	4030	1440	1300	1124
	t	880	470	796	4470	1740	1210	1320	—
$\text{Nb}$ , $10^{-5}$ %	u	75	55	52	43	49	61	49	33
	s	—	—	37	65	92	112	117	85
	t	—	—	20	40	75	77	90	—
$\text{Ba}$ , $10^{-4}$ %	u	337	380	493	458	456	436	415	344
	s	293	350	519	412	430	444	423	388
	t	105	148	208	206	358	461	697	—
$\text{Sr}$ , $10^{-4}$ %	u	191	202	221	270	193	138	132	80
	s	309	234	343	306	257	200	173	118
	t	821	548	309	344	301	360	263	—
$\text{La}$ , $10^{-5}$ %	u	222	293	354	329	377	499	506	417
	s	190	220	258	377	494	468	484	568
	t	370	277	354	401	485	575	—	—
$\text{Ce}$ , $10^{-5}$ %	u	308	401	427	478	531	681	690	647
	s	180	250	412	647	824	750	768	768
	t	—	360	480	710	690	775	570	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Nd, 10 <sup>-5</sup> %	<i>u</i>	199	283	344	309	312	366	321	340
	<i>s</i>	180	150	242	338	393	345	318	340
	<i>t</i>	180	133	262	317	272	422	—	—

осадков материалов лёссов, размываемых в Северном Китае. С поступлением материала из лёссовых толщ связано и локальное увеличение содержаний SiO<sub>2</sub> во фракции 5, не характерное для остальных районов (см. рис. 2).

Из распределения химических элементов по фракциям донных осадков следует, что только цирконий из элементов россыпеобразующих минералов при концентрациях в осадке более 0,010—0,015 % может использоваться для оценки содержаний циркона в осадках различных климатических зон, независимо от фациальной принадлежности и гранулометрического состава. На станциях 4, 20, 27, 30, находящихся в районах с уже известной россыпенностью, содержание циркония во фракции 50—100  $\mu$ m резко повышено и составляет соответственно 0,138, 0,080, 0,125, 0,054 %. Другие элементы, входящие в тяжелые россыпеобразующие минералы (Ti, Fe, REE, P, Mn), в значительной степени связаны с иными компонентами осадков, и оценка концентрации минералов по ним может выполняться только в конкретных условиях. Например, для осадков умеренной зоны, сложенных кластическим или биогенно-кластическим материалом. В этом случае наиболее универсальным показателем является титан, который входит в минералы как титаномагнетитовых, так и циркон-монацитовых россыпей.

Анализ геохимических ассоциаций. Для выявления ассоциаций химических элементов, распределение которых в осадках определяется отдельными кластическими минералами или минеральными комплексами, был выполнен факторный анализ для обломочных фракций различных климатических зон. Ассоциации химических элементов, характерные для тяжелых устойчивых минералов, на диаграммах факторных нагрузок (рис. 3) четко обособляются только в осадках субтропической климатической зоны (см. рис. 3, Б). Они характеризуются максимальными значениями I фактора, который разделяет элементы по преобладающему присутствию в аутигенных (ППП, Ca, Sr, Mn, U, Ba, K) и терригенных компонентах фракций. По величине положительных значений I фактора элементы терригенного ряда образуют три группы. Первая — Ti, Zr, REE, P с сильными корреляционными связями внутри нее, обусловлена обособлением в осадках устойчивых россыпеобразующих минералов (циркон, монацит, рутил), поступивших из кислых магматических и метаморфических формаций. Вторая — Y, Fe, Nb, Mg определяет наличие тяжелых минералов, поступивших из базитовых формаций. Внутри этой группы корреляционные связи отсутствуют, а отдельные элементы коррелируют с элементами других групп. Иттрий и ниобий хорошо коррелируют с фосфором, что свидетельствует о нахождении их в осадке в форме обломочных фосфатов (ксенотим?) и, частично, вхождении в качестве изоморфной примеси в минералы первой ассоциации. Магний тяготеет к ассоциации Al—Na, с которыми ассоциирует в пироксенах, эпидоте, амфиболах. Третью терригенную группу по значениям I фактора образуют Si, Al, Na, Rb, частично Mg, т.е. элементы, составляющие силикатную основу фракций.

По близости элементов I и II терригенных ассоциаций и слабой корреляционной связи между ними можно предположить, что минералы-концентраторы этих элементов находятся во фракциях совместно, т.е. очень высока степень перемешивания терригенного материала из различных источников. Это может быть объяснено многократным переотложением его в пределах Китайской платформы, при котором терригенный материал полностью утратил связь с питающими провинциями и дифференцирован только по степени подвижности в зоне гипергенеза. В связи с этим повышенные содержания россыпеобразующих минералов и россыпи могут не быть тер-

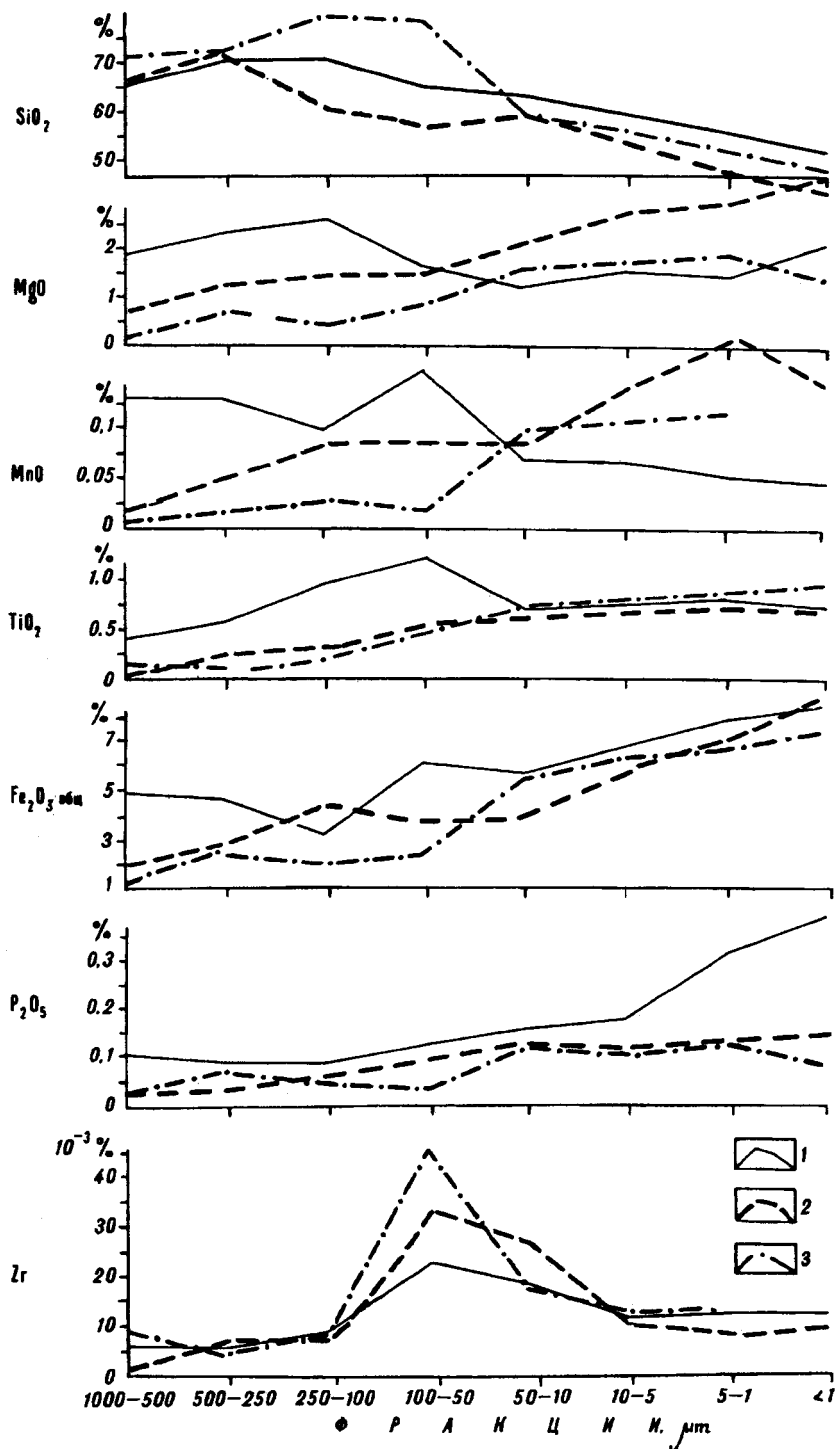


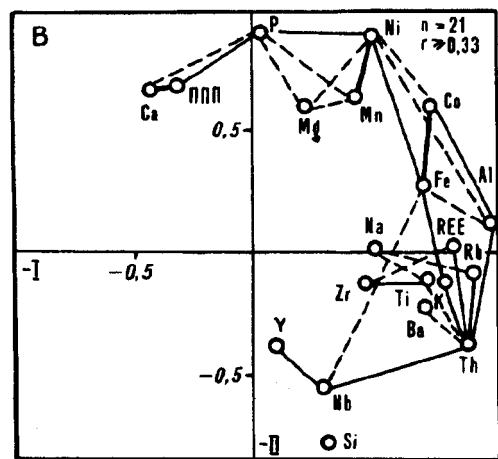
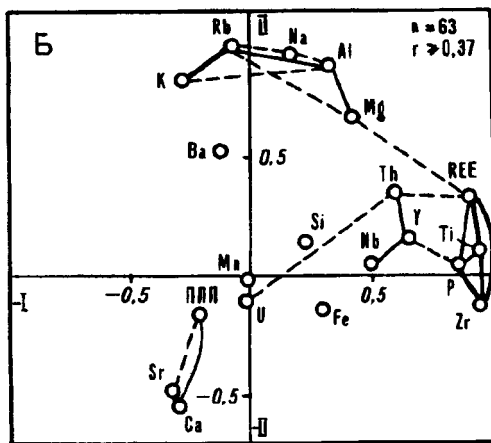
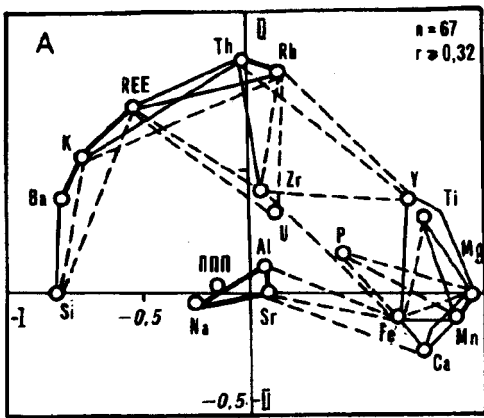
Рис. 2. Средние содержания ряда химических элементов в обломочных и глинистых минералогических фракциях донных осадков различных климатических зон.

1 — умеренной, 2 — субтропической, 3 — тропической.

риториально связаны с коренными или аллювиальными источниками. Таким образом, в факторных ассоциациях по субтропической зоне отчетливо прослеживается распределение элементов по степени их подвижности в

Рис. 3. Факторные диаграммы в пространстве I и II факторов и корреляционные связи химических элементов для обломочных фракций донных осадков умеренной (А), субтропической (Б) и тропической (В) климатических зон.

Положительные корреляционные связи между элементами: очень хорошие — жирная сплошная линия, хорошие — сплошная линия, значимые — штриховая линия.



экзогенных условиях, от наименее подвижных, входящих в тяжелые устойчивые минералы, к наиболее подвижным элементам биогенных и аутигенных компонент осадка.

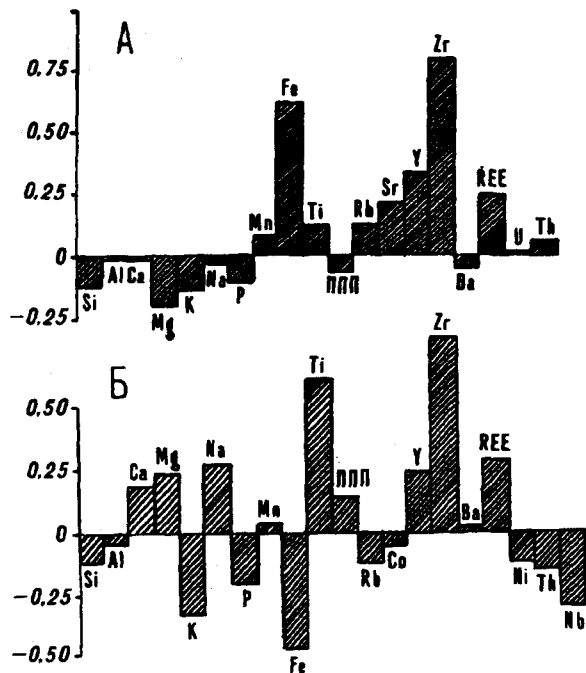
Подобные ассоциации выделяются и на диаграмме для тропической зоны (см. рис. 3, В). Здесь по степени подвижности в зоне гипергенеза элементы разделяются по значениям II фактора с весом 19,7 %. Группа элементов, обычно входящих в тяжелые россыпеобразующие минералы (Ti, Zr, Rb, REE, Th, Nb, Y), слабо обособлена и имеет слабые положительные внутренние корреляционные связи. Такого же порядка корреляционные связи у нее существуют с элементами полевых шпатов (K, Na, Al). Учитывая тяготение к этой группе и кремнезема, можно предположить, что источником материала для этих ассоциаций являются метаморфические и кислые магматические формации.

Иные выводы следуют из анализа геохимических ассоциаций фракций умеренной климатической зоны (см. рис. 3, А). Здесь химические элементы образуют ассоциации, аналогичные таковым в геологических формациях побережья, что характерно для районов с преобладанием механического выветривания [10, 11], когда на шельф поступает терригенный материал в виде неразрушенных обломков пород или определенного набора мономинеральных зерен, близкого

по составу геологическим формациям примыкающего побережья. По значениям первых двух факторов разделяются ассоциации элементов базитовых (Mg—Mn—Ca—Ti—Fe—Y), гранитоидных (Si—Ba—K—REE) и щелочных (Al—Na—Sr) формаций. Для этой климатической зоны характерна связь Si с другими элементами гранитоидных формаций, что свидетельствует о нахождении его во фракциях не в виде обособленных зерен кварца, как в теплых климатических зонах, а в составе обломков пород или полевых



Рис. 4. Значения факторов, определяющих геохимические ассоциации тяжелых устойчивых минералов в обломочных фракциях осадков умеренной (А, V фактор с весом 6,0 %) и тропической (Б, IV фактор с весом 9,2 %) климатических зон.



шпатов. В состав двух основных выделяемых на диаграмме (см. рис. 3, А) ассоциаций, гранитоидной и базитовой, входят элементы россыпеобразующих минералов: соответственно Zr—REE—Th и Ti—Fe—Mn—Y—P. Они слабо связаны друг с другом, но хорошо коррелируют с породообразующими элементами этих формаций, что указывает на территориальную близость повышенных содержаний элементов россыпеобразующих минералов и россыпей к коренным или аллювиальным источникам.

Обособление элементов россыпеобразующих минералов, подобное существующему в субтропической зоне по значениям I фактора, проявляется и в других климатических зонах (рис. 4). В умеренной зоне по значениям V фактора наиболее обособляются Zr и Fe, а также сопутствующие им элементы: REE, Th и Y, Ti, Mn. В тропической климатической зоне степень концентрации элементов в составе тяжелых рудных минералов определяется значениями IV фактора (см. рис. 4, Б). В эту ассоциацию входят Zr, Ti, REE, Y.

**Заключение.** Проведенные исследования показали, что существует принципиальная возможность выявления типа преобладающих минеральных комплексов и характера россыпенности верхней части осадочного чехла шельфов по геохимии осадков. Рудные россыпеобразующие минералы формируют в них специфические геохимические ассоциации: Zr—Ti—REE—P для циркон-монацитовых россыпей и Ti—Fe—Mn—Y — для титаномagnetитовых. В ряде случаев оказывается возможной оценка концентраций минералов по содержанию отдельных элементов или групп элементов. К сожалению, только цирконий не образует аномальных содержаний иным путем, помимо концентрации тяжелых устойчивых минералов, в данном случае циркона, и при содержании более 0,010—0,015 % может быть использован для определения содержаний циркона по приведенному выше уравнению регрессии. Остальные элементы в большей степени обогащают тонкозернистые фракции осадков, и использование их для оценки содержаний тяжелых минералов возможно только для песчано-алевритовых осадков, сложенных обломочным или биогенно-обломочным материалом.

Выявлены существенные отличия в формировании геохимических ассоциаций терригенных осадков различных климатических зон. В умеренной климатической зоне, в связи с замедленными темпами химического выветривания пород на суше, значительная часть рудных минералов находится во включениях в обломках пород и сростках с другими минералами. Это приводит к увеличению фоновых содержаний в осадках элементов указанных ассоциаций, что в конечном итоге уменьшает возможности для различного

рода типизаций и прогнозирования. В связи с лучшей сохранностью здесь магнетита и ильменита содержания железа и титана могут быть использованы для оценки их содержаний в песчаных осадках. Вышеприведенное уравнение регрессии для титана может быть использовано для определения содержаний ильменита и рутила при содержании  $TiO_2$  более 0,8—0,9 %.

Влияние структурно-геологического положения района наиболее заметно на примере особенностей геохимических ассоциаций в субтропической климатической зоне, для которой источником материала явились в значительной степени различные области Китайской платформы. Здесь, в отличие от фанерозойских складчатых областей, в шельфовых отложениях элементы гранитоидных и базитовых формаций составляют одну хорошо выраженную ассоциацию, определяющую весь геохимический облик осадков, а также резко увеличено содержание циркония (и, соответственно, циркона) в мелкоалевритовой фракции. Все это обусловлено очень высокой степенью переработки и дифференциации терригенного материала за длительный период развития области сноса.

Приведенные примеры определения минералогической специализации шельфовых отложений следует рассматривать преимущественно в качестве направления для дальнейших исследований. Для практических нужд необходима разработка признаков по отдельным, хотя и достаточно большим, регионам с близкими климатическими, геоструктурными условиями и источниками сноса. Наиболее достоверная информация может быть получена при анализе геохимических ассоциаций в целом, что позволит устранить влияние концентрации отдельных элементов в глинистых и аутигенных компонентах осадков. При использовании геохимических признаков могут быть выявлены россыпепроявления циркона с рудными минералами мельче  $50 \mu m$ , как правило, не определяемыми при шлиховом анализе. При определенных условиях они могут представить практический интерес.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, (грант 93-05-8261).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Айнемер А.И. Факторы россыпеобразования и последовательность их изучения на побережье и шельфе восточноарктических морей СССР // Геология моря / ПГО Севморгеология. — Л., 1975. — С. 78—84.
2. Астахов А.С., Макаревич Р.А. Геохимическая неоднородность размерных фракций донных осадков окраинных морей Востока Азии // Тезисы докладов III Советско-Китайского симпозиума "Геология, геофизика, геохимия и минеральные ресурсы окраинных морей". — Владивосток, 1989. — С. 201—202.
3. Астахов А.С., Макаревич Р.А., Можеровский А.В. Литология и фациальная приуроченность железистых конкреций из четвертичных отложений западной части Южно-Китайского моря // Литология и полезн. ископаемые. — 1991. — № 1. — С. 52—60.
4. Велчко Е.А., Корбут Е.А. Распространение и освоение морских прибрежных россыпей в зарубежных странах // Труды НИЛЗарубежгеология. Вып. 21. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. — М., 1970. — С. 7—68.
5. Жуков А.В., Секисов Г.В., Вачаев Б.И. Перспективы освоения титаномагнетитовых месторождений шельфа дальневосточных морей // Горный журнал. — 1992. — № 1. — С. 24—28.
6. Корренс К.В. Источники элементов в осадочных породах // Труды I Международного геохимического конгресса. Т. IV. Кн. 1. Осадочные породы / ИГиАХ АН СССР. — М., 1973. — С. 77—89.
7. Лихт Ф.Р. Россыпеобразующие формации побережья и шельфа морей Востока СССР / Проблемы морских минеральных ресурсов. — Владивосток, 1984. — С. 48—64.
8. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. — М.: Наука, 1972.
9. Петелин В.П. Методика гранулометрического анализа морских донных осадков. — М.: Наука, 1967.
10. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. — М.: Наука, 1978.
11. Формации и седиментогенез материковой окраины (на примере шельфовых зон северо-востока СССР) / Отв. ред. Егизаров Б.Х. — Л.: Недра, 1981.

## О ПЕРСПЕКТИВАХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПРИМАТЕРИКОВОГО ШЕЛЬФА ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА

Сравнительным анализом эволюции скорости кайнозойского осадконакопления в структурах Татарского пролива и сопредельного Охотоморского региона обнаружено сходство динамики ложа бассейна осадконакопления зоны шельфа Татарского пролива с нефтегазоносными структурами Северного Сахалина, что в сочетании с благоприятными для нефтегазообразования данными по мощности, составу и строению осадочного чехла Западно-Сахалинского и Татарского прогибов позволяет сделать вывод о необходимости повышения перспектив нефтегазоносности Татарского пролива с VII до V категории удельной плотности суммарных начальных потенциальных ресурсов углеводородов. При этом более высоко оцениваются перспективы нефтегазоносности приматериковых бортов структур шельфа Татарского пролива (Западно-Сахалинского и Татарского прогибов) и сопредельных с ними структур континента (Удиль-Кизинской впадины).

Дальний Восток (его суша и акватории) в нефтегазоносном отношении весьма неравномерно. Наряду с промышленно-нефтегазоносными районами здесь имеют место осадочные бассейны слабо изученные и не изученные.

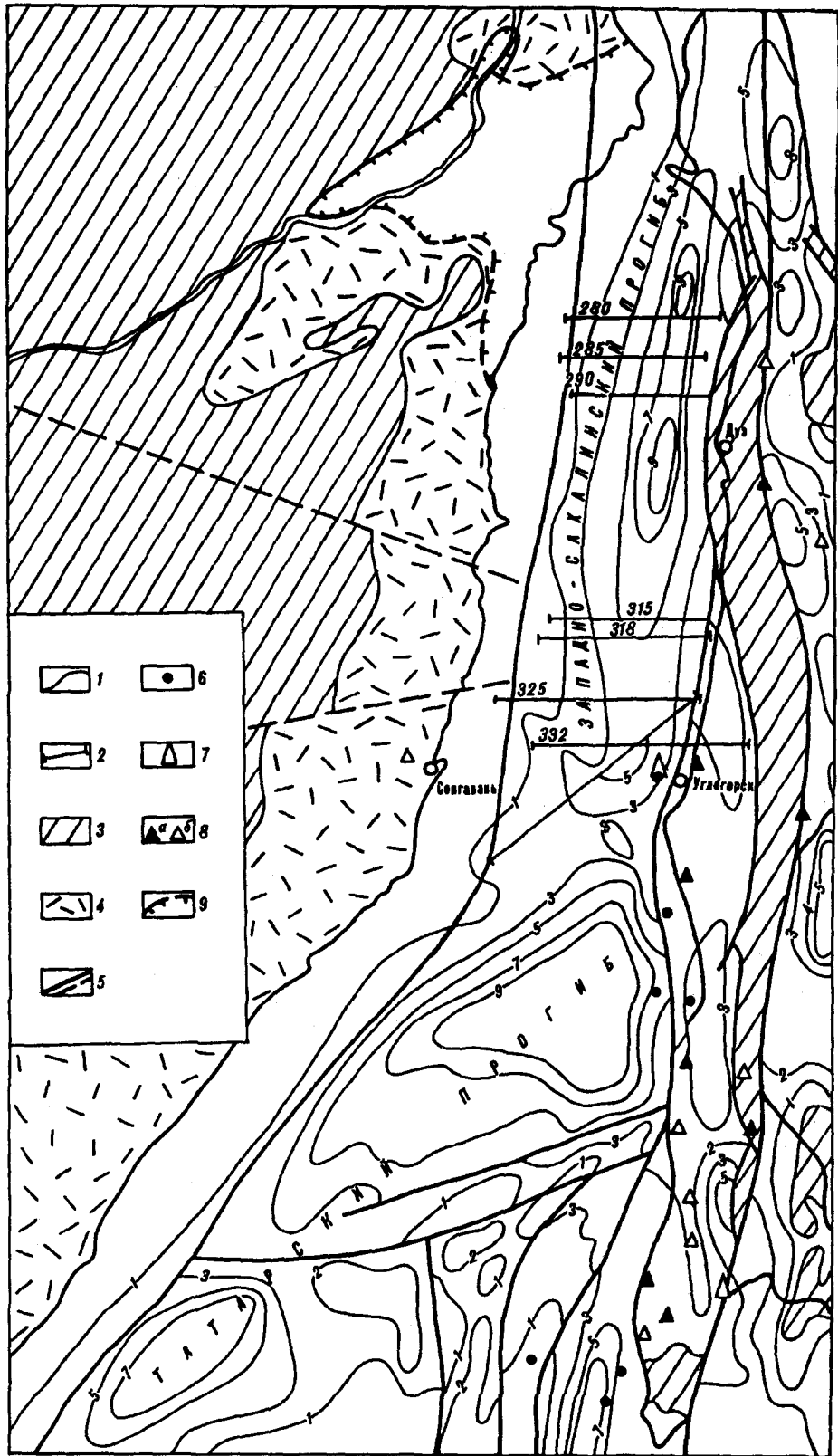
К числу слабо изученных можно отнести и область шельфа Татарского пролива, в пределах которого располагается Западно-Сахалинский и Татарский прогибы Исикари-Западно-Сахалинского осадочного бассейна (рис. 1) [2, 8].

Геолого-структурные построения осуществлены здесь в основном по данным региональных геофизических исследований и изучения геологии палеогена и неогена Западного Сахалина. Геологическая информация по Сихотэ-Алиню (западному обрамлению прогиба) не дает оснований для каких-то более или менее достоверных построений. Отсутствие сейсмических профилей в прибрежном мелководье приматериковой части шельфа не позволяет осуществить коррелирующие геолого-структурные построения, определить соотношение кайнозойских геологических тел Сихотэ-Алиня с телами Исикари-Западно-Сахалинского бассейна.

В последнее десятилетие в прибрежной зоне шельфа юго-западного Сахалина пробурена серия скважин (Кузнецовская, Виндическая, Ильинская, Старомаячинская, Красногорская, Изыльметьевская и др., см. рис. 1). Из них только в Изыльметьевской скважине были получены притоки газа.

Эти, в основном, отрицательные результаты морского бурения еще более усугубили существовавшую до сих пор неоднозначность в оценке перспектив нефтегазоносности акватории Татарского пролива различными организациями и исследователями. В целом она не была высока. Начальные суммарные ресурсы углеводородов оценивались от III до VII категорий, а в разработках по геолого-экономическому районированию ресурсов нефти и газа Дальнего Востока акватория Татарского пролива относилась к категории нерентабельных. Зато в сравнительной оценке перспективности приматериковой и присахалинской частей акватории мнения были едины. Предпочтение отдавалось присахалинской части.

В порядке выполнения заданий программы исследований по проблеме "Нефтегазоносность дальневосточных окраинных морей и сопредельных территорий" (в разработке которой принимали участие подразделения ВПО Сахалиннефтепром, треста Дальморнефтегеофизразведка, ВНИГРИ, МГУ, СВКНИИ ДВО РАН и др.) лабораторией геологии нефтегазоносных областей Института тектоники и геофизики ДВО РАН проводилось изучение геодинамики осадочных нефтегазоносных бассейнов Востока России на базе событийного анализа и на основе материалов стратиграфических, сейсмо-стратиграфических, структурно-формационных и литолого-фациальных ис-



следований. Проведены сравнительный анализ динамики развития осадконакопления в Охотоморском регионе и Татарском проливе, анализ состава и структуры палеогеновых и неогеновых литолого-формационных комплексов. При оценке перспектив нефтегазоносности шельфа Татарского пролива кроме суммарной мощности и объема осадочной толщи, возможного ее литологического состава и особенностей строения выполненного ею прогиба в расчет принимались:

динамика развития зоны пролива на различных этапах кайнозойской истории;

скорость осадконакопления в структурах зоны пролива;

характер сочленения слоев осадочного чехла с фундаментом и отдельных горизонтов чехла со смежными горизонтами;

унаследованность формирования структурного плана геологических образований зоны пролива.

В итоге сравнительного анализа параметров, по которым можно было бы реконструировать динамику ложа осадочных бассейнов в ходе формирования их осадочного чехла (мощность чехла, в целом, и отдельных его стратиграфических уровней, элементы размыва и несогласий в разрезе осадочного чехла, скорость осадконакопления и др.), и многочисленных экспериментальных построений автором настоящей статьи было отдано предпочтение скорости осадконакопления. Этот параметр наиболее показательно отражает динамику формирования осадочного чехла.

По всем наиболее крупным прогибам, впадинам и группам впадин Охотоморского региона и Татарского пролива были рассчитаны скорости осадконакопления отдельно для шести интервалов времени (по сахалинской шкале): снежинкинско-такарадайского ( $P_1 + P_2$ ), мачигарского ( $P_3$ ), Даехуринского ( $N_1^1$ ), уйнинско-дагинского ( $N_2^1$ ), окобыкайско-нутовского ( $N_2^1 - N_2^2$ ), помырского ( $N_2^2 - Q$ ). В расчет принимались максимальные мощности литолого-формационных комплексов соответствующих интервалов времени по прогибам, впадинам, время их формирования в миллионах лет.

По графикам изменения скорости осадконакопления (СО) была проведена типизация эволюции СО в кайнозое. Выделено 6 типов эволюции скорости осадконакопления: Северо-Охотский, Южно-Охотский, Западно-Сахалинский, Северо-Сахалинский, ТИНРО, Татарский (рис. 2). Обращает на себя внимание попарное сходство типов эволюции СО. Северо-Охотский тип, например, сходен с Южно-Охотским, но отличается от него увеличенной скоростью в олигоцене по сравнению с предыдущим и последующим временными уровнями; Западно-Сахалинский тип отличается от Северо-Сахалинского темпами роста и временем проявления максимума СО; Татарский тип отличается от типа ТИНРО резким увеличением СО в окобыкайско-нутовское и помырское время. От остальных типов эволюции СО каждая указанная пара отличается принципиально, существенно.

Проведенное по этому параметру районирование осадочных бассейнов (рис. 3) показало, что по типу развития, характеру изменения скорости осадконакопления Западно-Сахалинский прогиб (северная часть Татарского пролива) сходен с промышленно-нефтегазоносным Восточно-Сахалинским, имеет аналогичные с ним черты динамики развития, эволюции скорости осадконакопления [2].

Этот факт (на фоне благоприятных показателей по мощности, составу, строению осадочного чехла, степени катагенеза пород) дает нам основание оценить перспективы нефтегазоносности северной части Татарского пролива (Западно-Сахалинский прогиб) не по VII категории [4], а выше.

Рис. 1. Структурная схема северной части Исикари-Западно-Сахалинского осадочного бассейна (Татарского и Западно-Сахалинского прогибов).

1 — изопакиты, км; 2 — линии сейсмических профилей МОВ ОГТ; 3, 4 — структурно-вещественные комплексы, перспективные на нефть и газ: складчатого фундамента (3), вулканических поясов (4); 5 — разрывные нарушения установившиеся и предполагаемые; 6 — скважины в акваториях; 7 — месторождения газовые; 8 — нефте- (а) и газопроявления (б); 9 — предполагаемый контур Удиль-Кизинского палеозоостуария в начале кайнозоя.

Время		Тип геодинамики					
		Северо-Охотский	Южно-Охотский	Западно-Сахалинский	Северо-Сахалинский	ТИНРО	Татарский
$N_2 - Q$							
$N_1^2 - N_2$							
$N_1^2$							
$N_1^1$							
$P_3$							
$P_1 - P_2$							
Средняя скорость	$\Sigma$	> 210	> 190	> 240	> 350	> 230	> 350
	$N$	> 225	225	340	> 500	> 390	> 490
	$OH \left( \frac{м}{млн лет} \right)$	$P$	> 175	35	50	50	> 110
Макс. (время) скорость		$400(N_2 - Q)$	$> 400(N_2 - Q)$	$> 550(N_1^2 - N_2)$	$> 850(N_1^2)$	$> 400(N_2 - Q)$	$> 800(N_2 - Q)$

Рис. 2. Типы эволюции скорости осадконакопления (ОН) в осадочных бассейнах Охотоморья и Татарского пролива (кривых изменения скорости осадконакопления на различных этапах кайнозоя).

Справедливость наших намерений по оценке перспектив нефтегазонасности северной части Татарского пролива подкрепляется материалами исследований В.М. Никифорова (1987 г.), Б.А. Сальникова [7] и др.

В.М. Никифоров, проведя сравнительный анализ по комплексу геофизических параметров, составил карту оценки перспектив нефтегазонасности северного Сахалина, на которой зона высоких перспектив, соизмеримая с зонами восточного Сахалина, прослеживается в область севера Татарского пролива.

Далее. Оценка нефтегазонасности Татарского пролива дана преимущественно по материалам неогена [4]. Региональными сейсмическими исследованиями МОВ ОГТ в прогибе установлена мощность неогеновых отложений более 7000 м. Между тем, по данным Б.А. Сальникова [7], в Красногорско-Александровской зоне западного Сахалина (восточный борт Исикари-Западно-Сахалинского бассейна) описан разрез верхнемеловых и палеогеновых морских, прибрежно-морских и континентальных угленосных отложений мощностью, соответственно, до 5000 и 3000 м. Линзообразные тела грубообломочных континентальных и паралических угленосных образований верхнего мела прослеживаются с севера на юг по западному побережью Сахалина до широт Лесогорска, а по палеоцену и эоцену еще далее на юг. Обращает на себя внимание, что эта огромная толща меловых и палеогеновых пород "не вычитывается" на морских сейсмических профилях. Слоистая структура неогена и частично палеогена здесь сменяется ниже акустически прозрачным и беспорядочно блочным (обрывки слоистых

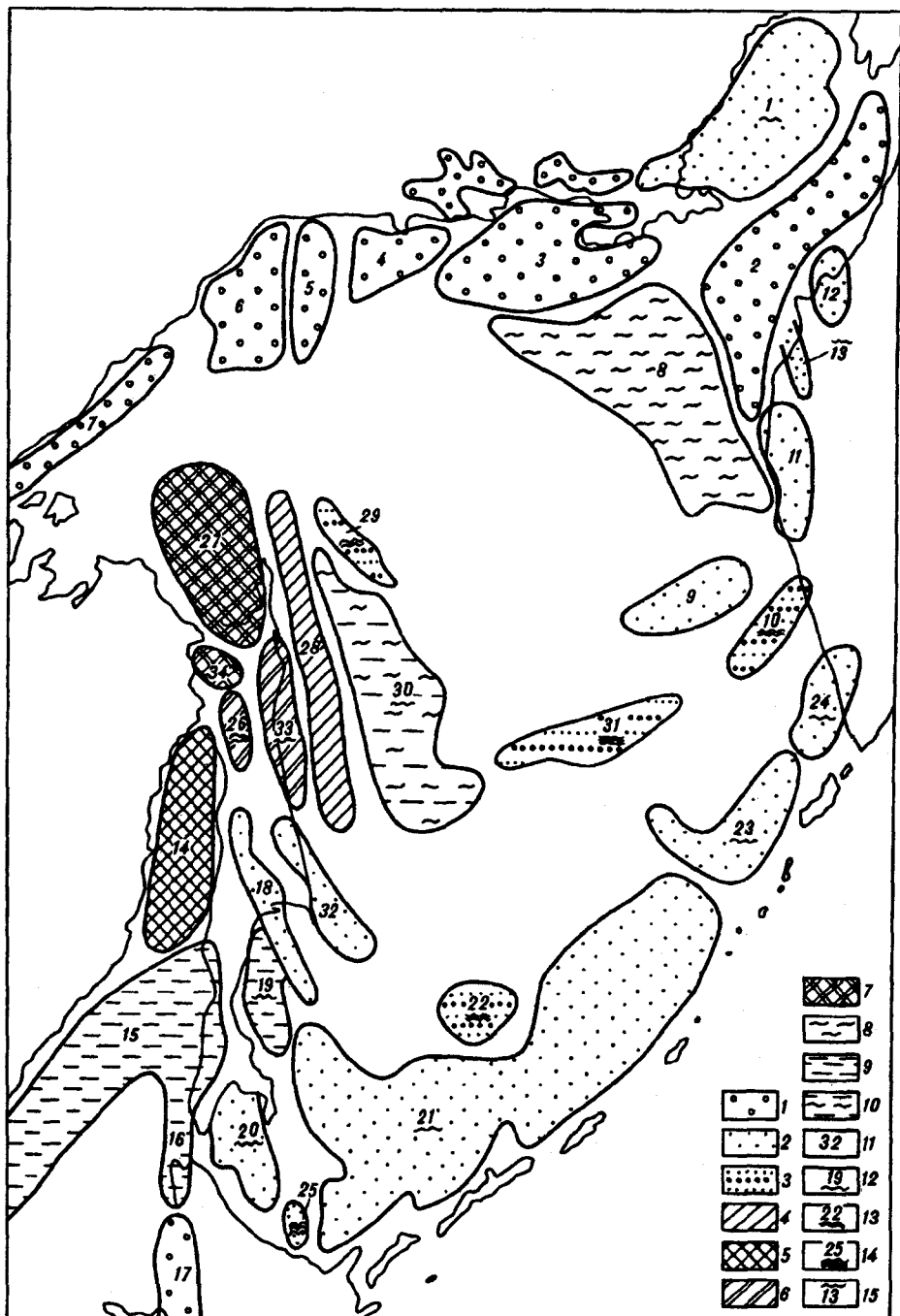


Рис. 3. Схема районирования кайнозойских осадочных бассейнов Охотоморья и Татарского пролива по типу эволюции скорости осадконакопления.

Типы эволюции: 1 – Северо-Охотский, 2 – Южно-Охотский, 5 – Западно-Сахалинский, 7 – Северо-Сахалинский, 8 –

ТИНРО, 9 – Татарский; 3, 4, 6, 10 – впадины и прогибы, по типу эволюции сходные с Северо-Охотским и Южно-Охотским

(3), Западно-Сахалинским (4), Северо-Сахалинским (6), Татарским и ТИНРО (10); 11 – полнота разрывов чехла впадин

и прогибов: полный (11), отсутствуют в основании  $\Phi_1 + \Phi_2$  (12),  $\Phi_1 + \Phi_2 + \Phi_3$  (13),  $\Phi_1 + \Phi_2, \Phi_3 + N_1$  (14), отсутствует

верхняя часть разреза ( $N_2 - Q$ ) (15). Впадины и прогибы (цифры на схеме): 1 – Гижигинская; 2 – Шелихова; 3 –

Северо-Охотский; 4 – Лисьянского; 5 – Охотская; 6 – Южно-Кухтуйская; 7 – Аянская; 8 – ТИНРО; 9 – Лебеда; 10 –

Кольская; 11 – Ичинско-Колпаковская; 12 – Паланская; 13 – Воямпольская; 14 – Западно-Сахалинский; 15 – Татарский;

16 – Хабаро-Кузнецовский; 17 – Исицари; 18 – Владимировская; 19 – Макаровская; 20 – Анивская; 21 – Курильская;

22 – Пегаса; 23 – Атласова; 24 – Гольгинский; 25 – Киттами, 26 – Центрально-Сахалинская; 27 – Северо-Сахалинская;

28 – Восточно-Сахалинский; 29 – Восточно-Дерюгинская; 30 – Западно-Дерюгинская; 31 – Макаровский; 32 –

Пограничный; 33 – Чайвинская; 34 – Лангрийская.

блоков) рисунком разреза, свидетельствующим о возможной складчатости мела и палеогена и повышенной (по сравнению с неогеном) степенью катагенеза пород. На Западном Сахалине степень катагенеза пород палеогена соответствует  $МК_{1-3}$ . В зоне пролива, на большей глубине она, несомненно, выше, но, во всяком случае, не катастрофична и безнадежна для генерации и сохранности нефтегазовых флюидов. Характер размещения литофаций, изученный Б.А. Сальниковым [7], свидетельствует о том, что преимущественный снос терригенного материала происходил не с бортов бассейна, а вдоль Татарского пролива с севера на юг [3]. О возможном источнике питания, развитии в зоне Татарского пролива позднемеловых и палеогеновых осадочных комплексов может в какой-то мере свидетельствовать полученная в последние годы информация по строению сопредельных с Татарским проливом структур материка, в частности Удиль-Кизинской впадины. По данным мелкомасштабной гравиметрической съемки здесь предполагается приразломная структура (грабен) глубиной (по кайнозою) до 1000 м с крутым (приразломным) северным и относительно пологим южным бортами. По данным В.А. Бабониной, А.А. Терещенкова, В.В. Харахинова [1], в зоне впадины мощность неконсолидированной толщи пород составляет 4000 м. Впадина раскрыта в сторону севера Татарского пролива и, возможно, представляла собой палеоэстуарий, являвшийся одновременно областью осадконакопления и своеобразным лотком, по которому терригенный материал транспортировался с континента в Татарский пролив (рис. 4) [2].

Логично предположить, что в нижней части Удиль-Кизинской впадины имеются позднемеловые осадочные комплексы, формирование которых тесно связано с накоплением более чем 4000-метровой толщи верхнемеловых грубообломочных континентальных и паралических угленосных, реже прибрежно-морских, образований в Александровской зоне западного побережья Сахалина [7]. Здесь же известны палеоэоценовые — эоценовые грубообломочные континентальные и эоценовые паралические угленосные комплексы мощностью до 400 м. По всей вероятности, вся северная часть Татарского

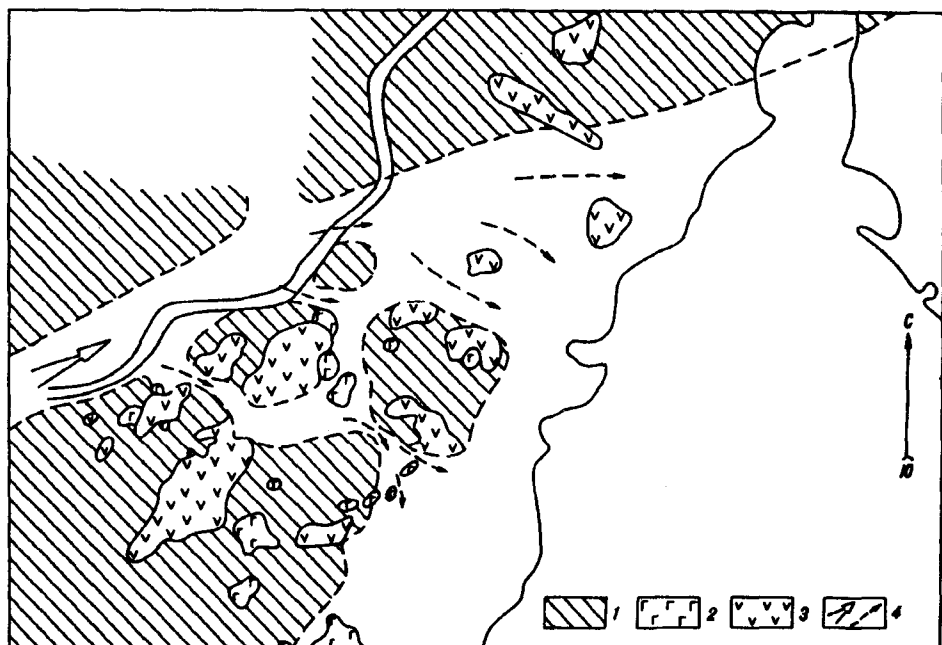


Рис. 4. Схема возможной «раскрытости» Удиль-Кизинской впадины в Татарский пролив в поздний мел (?) — палеоцен-эоценовое время.

1—3 — выходы на дневную поверхность докайнозойских осадочных пород (1) и вулканитов (2,3); 4 — предполагаемые направления сноса терригенного материала в Татарский пролив.



пролива представляла собой низменную предгорную равнину, существовавшую в позднем мелу и палеогене (рис. 5).

И, наконец, в подтверждение повышенной оценки нефтегазоносности структур Татарского пролива попытаемся использовать имеющиеся в мировой практике материалы сравнительного анализа и расчета значений начальных извлекаемых потенциальных ресурсов углеводородов в связи с площадью развития и объемом осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов (НГБ) различного типа [6] (в привлекаемых материалах рассматриваются платформенные, платформенно-складчатые, краевые прогибы и орогенные тектонотипы НГБ). К сожалению, здесь не обходится без сложностей. В определении тектонотипа структур Татарского пролива нет единства мнений. Одни исследователи их относят к геосинклиналям [5, 9], а другие — к эпиплатформенным прогибам [10].

В практике группирования НГБ, содержащих крупные месторождения нефти и газа, рассматриваемые структуры ближе стоят к НГБ IV и V групп [6].

В таблице приведены площади, объемы и начальные извлекаемые потенциальные ресурсы углеводородов (УВ) по IV и V группам НГБ Мира — тектонотипа краевых (в нашем случае геосинклинальных) прогибов.

Применительно к данным этих групп НГБ Западно-Сахалинский и Татарский прогибы Исикари-Западно-Сахалинского бассейна площадью 172,3 тыс. км<sup>2</sup> и объемом осадочного чехла 774 тыс. км<sup>3</sup> в зависимости от сравниваемого тектонотипа бассейна могут обладать следующими начальными извлекаемыми потенциальными ресурсами УВ (см. таблицу): сравнительно с НГБ Мира IV группы

$$\text{по площади бассейна } \frac{(500/130 + 4500/450)172}{2} \approx 1200 \text{ млн т,}$$

$$\text{по объему осадочного чехла } \frac{(1600/1800 + 4000/2400)774}{2} \approx 1000 \text{ млн т,}$$

сравнительно с НГБ Мира V группы

$$\text{по площади бассейна } \frac{800}{100}172 \approx 1400 \text{ млн т,}$$

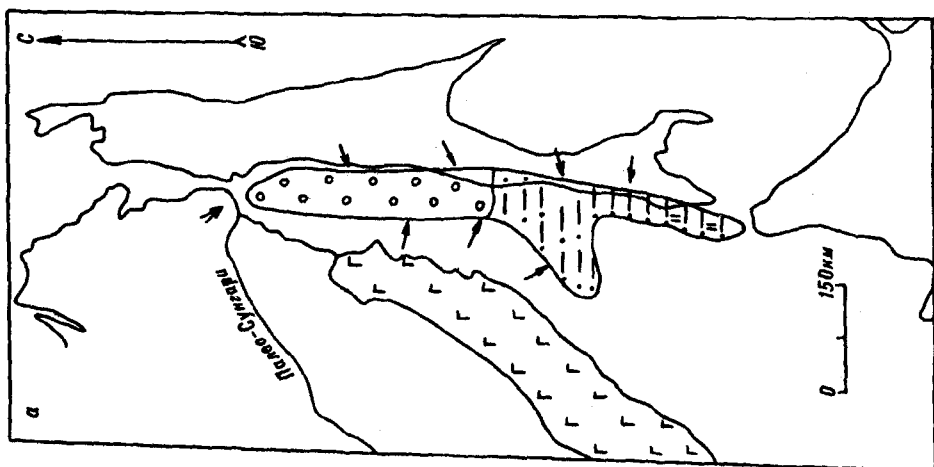
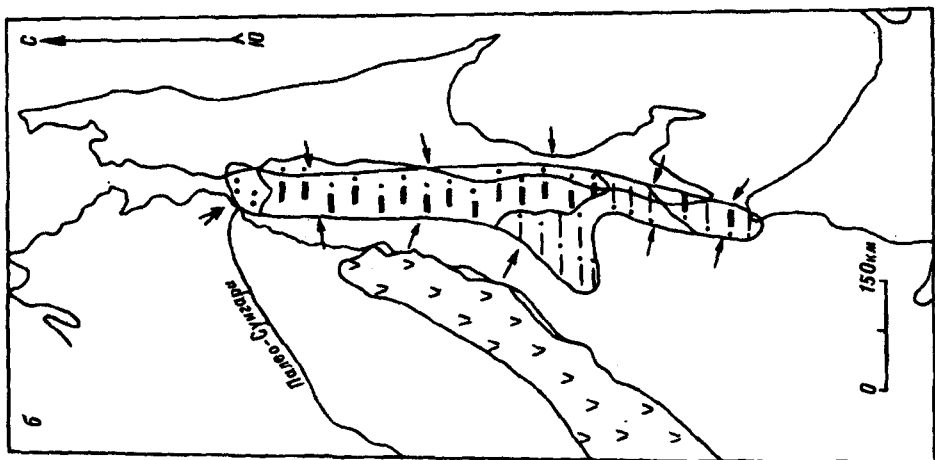
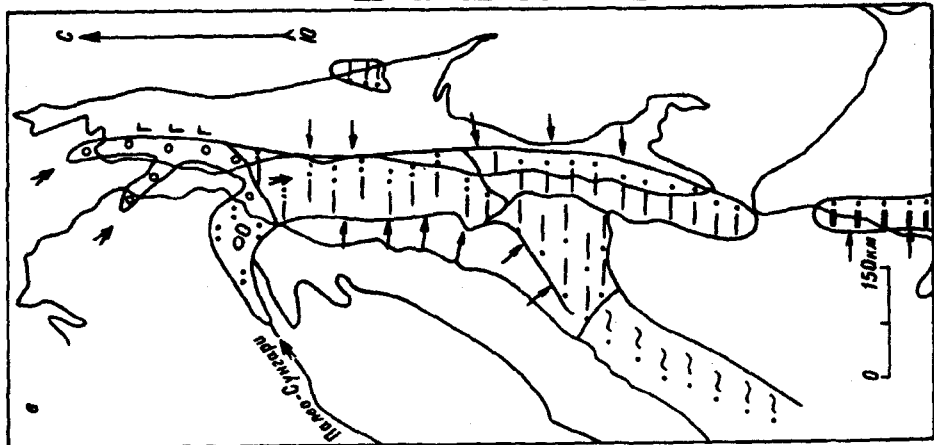
$$\text{по объему осадочного чехла } \frac{(800/400 + 1000/700)774}{2} \approx 1300 \text{ млн т.}$$

Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что даже при коэффициенте 30 % извлечения углеводородов из недр расчетная удельная плотность суммарных начальных потенциальных ресурсов УВ Западно-Сахалинского и Татарского прогибов по аналогии с НГБ Мира IV и V групп значительно превышает 20 тыс. т/км<sup>2</sup>, что позволяет относить рассматриваемые структуры по меньшей мере к площадям V категории перспектив нефтегазоносности, а если принять коэффициент извлечения 40 %, то по удельной плотности суммарных начальных потенциальных ресурсов УВ рассматриваемые структуры можно отнести к землям IV категории перспектив нефтегазоносности.

Нами проведен сравнительный анализ и оценка перспектив нефтегазоносности присахалинской и приматериковой частей прогиба. В итоге этого анализа предпочтение отдается приматериковой зоне шельфа Татарского пролива. И вот почему. Располагающиеся в зоне шельфа Татарского пролива Западно-Сахалинский и Татарский прогибы имеют асимметричное строение с крутым присахалинским и пологим приматериковым бортами (рис. 6). Площадь распространения (а следовательно, объем пород) осадочного чехла в пределах приматерикового борта прогиба значительно превосходит присахалинскую (примерное соотношение 3:1).

В присахалинской части перспективно нефтегазоносные литолого-формационные комплексы выходят под эрозионный срез, рассечены тран-

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11



Сравнительный анализ и расчет возможных начальных извлекаемых потенциальных ресурсов УВ, их удельной плотности Западно-Сахалинского и Татарского прогибов Исикари-Западно-Сахалинского НГБ

НГБ	Начальные извлекаемые потенциальные ресурсы УВ в связи с площадью (S) НГБ, объемом (V) его осадочного чехла				Удельная плотность начальных извлекаемых потенциальных ресурсов УВ, тыс. т/км <sup>2</sup>		Принятый коэффициент извлечения, %	Удельная плотность суммарных начальных потенциальных ресурсов УВ, тыс. т/км <sup>2</sup>	
	S, тыс. км <sup>2</sup>	Запасы, млн т	V, тыс. км <sup>3</sup>	Запасы, млн т	для запасов, рассчитанных по S	для запасов, рассчитанных по V		по S	по V
IV группа НГБ Мира [6]	130—450	500—4500	1800—2400	1600—4000					
V группа НГБ Мира [6]	100	800	400—700	800—1000					
Западно-Сахалинский и Татарский прогибы	172	1200—1400	774	1000—1300	7—8	5,8—7,5	30	23—27	19,0—25

зитными разломами, что, естественно, не могло не привести к разрушению имевшихся в них залежей нефти и газа. Свидетельством разрушения их являются многочисленные проявления нефти и газа в зоне выходов палеогеновых и неогеновых отложений на Западном Сахалине, а также по разломам, секущим их. В присахалинской зоне Западно-Сахалинского и Татарского прогибов гидрогеохимическими исследованиями А.И. Обжирова (1987 г.) придонной воды установлены аномалии повышенного содержания в придонной воде  $(0,8—1,0 \cdot 10^{-4}$  мл/л) метана. Этими же исследованиями установлена повышенная концентрация (в 10 раз больше, чем фон морской воды) метана в водах прибрежных речек. В итоге влияния последних в прибрежной полосе вод Татарского пролива шириной до 2—3 миль фиксируются вышешифоновые содержания метана.

В приматериковой части отмечается в общих чертах телескопическое выклинивание литолого-формационных комплексов, разломы в большинстве случаев "гасятся" в толще осадков (см. рис. 6). На фоне моноклиального подъема слоев осадочных комплексов от наиболее погруженной части прогиба к его западной окраине имеют место (хотя и незначительные по размерам) перегибы, локальные структуры. Структурный план от верхних горизонтов чехла к нижним усложняется.

Моноклиальный подъем слоев осадочного чехла от наиболее погруженной части прогиба к материкам сам по себе весьма интересен с позиции латеральной миграции флюидов, а в сочетании с общей тенденцией телескопического выклинивания слоев в сторону материка, неизбежностью латеральных литологических и фациальных изменений позволяет нам рассчитывать на обнаружение здесь залежей нефти и газа прежде всего в ловушках различного типа литологического и стратиграфического выклинивания и экранирования.

К сожалению, до настоящего времени остается не выясненным характер соотношения породных комплексов структур Татарского пролива с вулканогенными и осадочными комплексами континента. Проведенное в Татарском проливе морское сейсмическое профилирование по техническим причинам не доведено до береговой линии. В итоге образовалась недоизученная

Рис. 5. Схема литолого-фациальной обстановки осадконакопления Исикари-Западно-Сахалинского осадочного бассейна в палеоценовое и эоценовое время (последовательно от ранних (а) к поздним (б, в) этапам этого времени).

1 — вулканы основного и среднего (а), кислого и среднего (б) состава; 2 — 10 — литологические ассоциации пород: песчано-галечниковая (2), песчаная (3), глинисто-песчаная (4), глинисто-песчаная угленосная (5), песчано-глинистая (6), песчано-глинистая (7), песчанисто-глинистая угленосная (8), туфоносность пород (9), песчано-кремнистая (10); 11 — основные (а) и второстепенные (б) направления сноса терригенного материала.

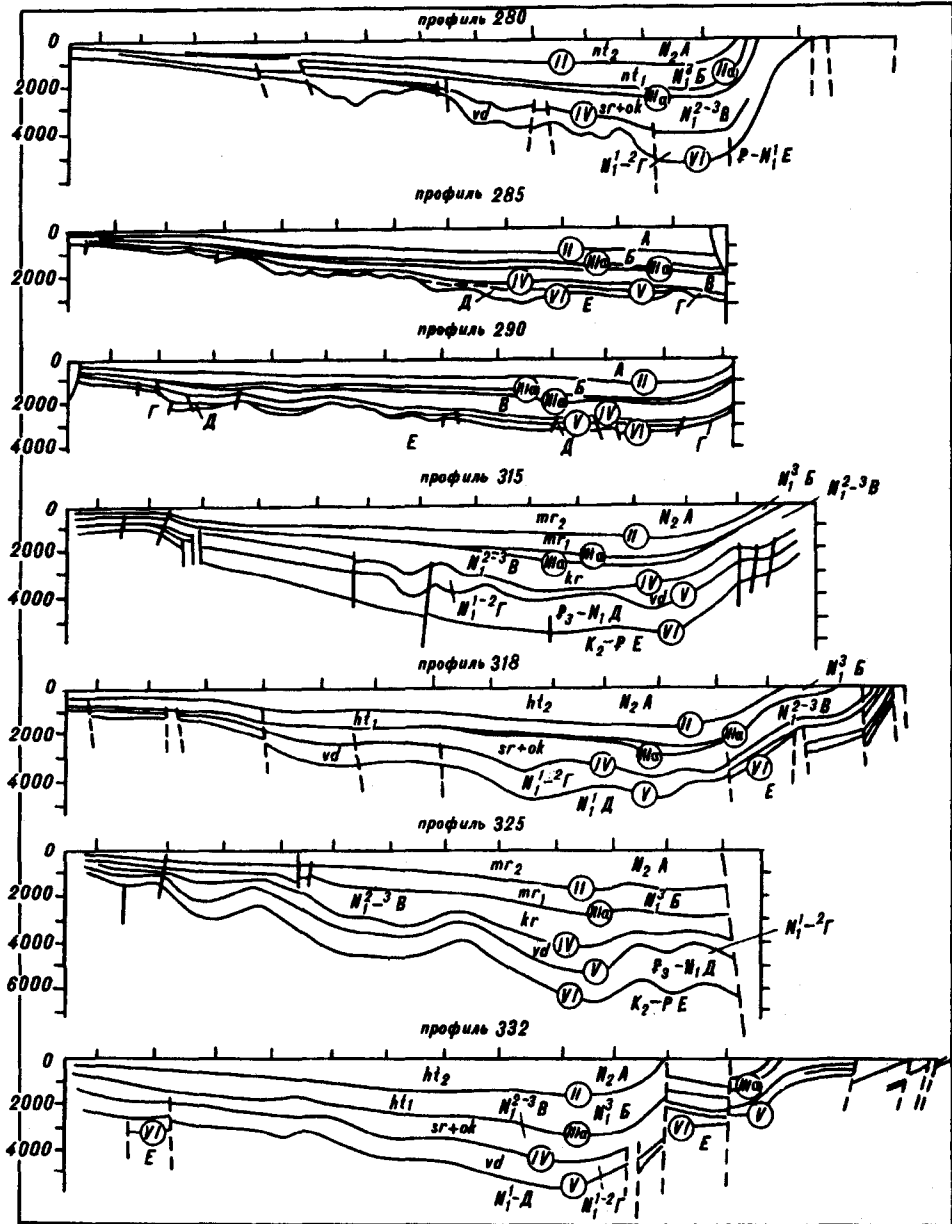


Рис. 6. Сейсмогеологические разрезы.

Римские цифры — отражающие горизонты. А—Е — стратиграфические комплексы. Сплошные линии — установленные разрывные нарушения, штриховые — предполагаемые. Индексы на схеме: стратиграфические подразделения (свиты): vd — верхнедудуйская, kr — курасийская, sr + ok — сертунайская и окобильская; nt<sub>1</sub> — нижняя подсвита нутовской свиты, nt<sub>2</sub> — верхняя подсвита нутовской свиты; mg<sub>1</sub> — нижняя подсвита маруямской свиты; mg<sub>2</sub> — верхняя подсвита маруямской свиты.

прибрежная полоса шириной 10—25 км, в ее зоне можно ожидать самый разнообразный характер сочленения пород структур пролива и континента, от которого может зависеть оценка потенциальных возможностей нефтегазоносности приматерикового шельфа.

Крайне важно отметить, что одна из важнейших особенностей формирования нефтегазоносных и потенциально нефтегазоносных осадочных бассейнов Российского Дальнего Востока заключается в том, что они закладывались и развивались в условиях разнообразно и сложно построенной

зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, в зоне, характеризующейся активными и контрастными, вертикальными и горизонтальными перемещениями земной коры. В формировании чехла ее осадочных бассейнов огромную роль играли дельты, дельтовые выносы рек. В структуре осадочных толщ большое значение имеют выклинивания, взаимозамещения литотипов пород, фаций, литолого-формационных комплексов. В таких условиях естественно ожидать, что в формировании залежей нефти и газа огромную роль будут играть ловушки не структурного типа, ловушки различного типа литологического и стратиграфического выклинивания и экранирования. В этой связи крайне важными выглядят необходимость разработки принципов выделения и самовыделение в толще осадочных бассейнов ловушек нефти и газа неструктурного (неантиклинального) типа, создания фонда данных о структурах-ловушках, их сравнительной оценки, ранжирования.

И, наконец, несколько слов о характере поведения осевой линии структур Татарского пролива, унаследованности их структурного плана. Во-первых, направление осей практически в течение всего кайнозоя унаследованное, меридиональное, а вот латерально они постоянно смещаются к востоку или западу. Начиная с палеоцена до среднего миоцена (включая дагинское время) намечается смещение осей к востоку, в сторону Сахалинского крыла Исикари-Западно-Сахалинского бассейна. В среднемиоценовое—раннеплиоценовое (окобыкайско-нутовское) время ось смещается к западу, в сторону материкового крыла бассейна. В позднемиоцен-четвертичное (помырское) время смещение осей структур на разных участках бассейна различное, дифференцированное, но, в целом, унаследованное от предыдущего времени.

Таким образом, относительно благоприятная оценка перспектив нефтегазоносности недр Татарского пролива устанавливается в основном по общегеологическим данным. На реально сложившийся нефтегазовый потенциал, на формирование залежей нефти и газа в течение всей кайнозойской истории влияли многочисленные, ныне слабо изученные или неизученные факторы (размещение по площади, в разрезе и взаимоотношение пород-коллекторов и покрышек, нефтематеринских пород, гидрологический и температурный режим недр, тектонические условия в процессе эволюции бассейна и др.).

В этой связи в проблеме доизучения приматерикового шельфа Татарского пролива и освоения его нефтегазового потенциала можно наметить следующие задачи:

установление мелководным сейсмопрофилированием характера соотношения осадочного и вулканогенного комплексов пород кайнозоя континента с породными комплексами структур Татарского пролива;

изучение состава и строения палеогенового и возможно верхнемелового комплексов пород приматерикового шельфа, оценка его нефтегазового потенциала;

изучение глубинного строения Удыль-Кизинской впадины и зоны возможного сочленения ее с Западно-Сахалинским прогибом;

доизучение (комплексное) состава и строения кайнозойского комплекса пород прибрежной зоны континента на предмет оценки его потенциала нефтегазоносности;

выделение и создание фонда ловушек как структурного, так и неструктурного типа;

поисковое-параметрическое, поисковое и разведочное бурение на выявленных структурах-ловушках нефтегазовых скоплений;

глубокое бурение на вскрытие акустически прозрачной и сложнопостроенной донеогеновой (палеогеновой и меловой) толщи пород. Зона перекрытия последней неогеновыми слоями может оказаться региональной покрывкой для генерирующихся из отложений палеогена и мела нефтегазовых, а, скорее всего, газовых флюидов.

1. *Бабошина В.А., Терещенков А.А., Харахинов В.В.* Гравитационное поле Охотоморского региона и его интерпретация в комплексе с батиметрическими и сейсмическими данными // Тихоокеан. геология. — 1985. — № 6. — С. 49—59.
2. *Варнавский В.Г., Коблов Э.Г., Буценко Р.Л. и др.* Литолого-петрофизические критерии нефтегазоносности. — М.: Наука, 1990.
3. *Варнавский В.Г.* Литолого-структурная модель дельтовых комплексов // Тихоокеан. геология. — 1993. — № 4. — С. 146—152.
4. *Карта начальных суммарных ресурсов углеводородов Дальневосточных морей СССР / Э.Г. Коблов, В.Ш. Брутман, Р.Л. Буценко и др.* — Оха-на-Сахалине, 1984.
5. *Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы нефтегазоносности.* — Л.: Наука, 1987.
6. *Раабен В.Ф.* Основные типы нефтегазоносных территорий мира. — М.: Недра, 1986.
7. *Сальников Б.А.* Зоны фациальных переходов в меловых и палеоген-неогеновых отложениях Сахалина // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока СССР / ВНИГРИ. — Л., 1985. — С. 19—23.
8. *Тектоническая карта нефтегазоносных областей Дальнего Востока и сопредельных территорий.* Масштаб 1 : 2 500 000. — Хабаровск, 1985.
9. *Тильман С.М.* Тектоника и геодинамика северо-западной окраины Тихого океана // Тихоокеан. геология. — 1982. — № 1. — С. 26—34.
10. *Тютрин И.И., Дуничев В.М.* Тектоника и нефтегазоносность северо-западной части Тихоокеанского пояса. — М.: Недра, 1985.

ИТиГ ДВО РАН  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
8 декабря 1993 г.

УДК 552. 321.1 : 553.3. 072 / 579.3

*Р.Н. Соболев, Д.Ч. Туан*

## РУДОНОСНЫЕ ГРАНИТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОГО ВЬЕТНАМА

Проанализированы геолого-тектоническая позиция гранитоидов и их металлогеническая специализация; рассмотрены петрографо-геохимические особенности гранитоидов, типы гранитоидных магм и условия их образования. Показано, что гранитоиды каждого тектономагматического цикла характеризуются специфической ассоциацией полезных ископаемых. Принципиальная возможность связи того или иного рудного компонента с кислыми магмами определяется глубиной их зарождения, а потенциальная возможность оруденения реализуется в гранитоидах гйабиссальной и приповерхностной фаций при условии расслоения исходной магмы на силикатный расплав и силикатно-солевой расплав-рассол, концентрирующий большую часть металлов. Металлогеническая специализация расплава-рассола определяется составом флюида. После разделения расплав и расплав-рассол ведут себя в основном независимо в отношении процессов рудопереноса и рудоотложения. Если процесс расслоения в силу тех или иных причин не имел места, то происходит рассеяние рудных компонентов по всему объему интрузива и, несмотря на наличие благоприятных фациальных, структурных, геохимических и других условий, в связи с конкретным интрузивом не образуются промышленные рудные концентрации.

Проблеме связи магматических и рудных процессов посвящены многочисленные публикации. Для ряда пород (магм) такая связь установлена однозначно — это расслоенные интрузивы основного и ультраосновного состава. Для кислых интрузивов эта связь не так очевидна, хотя большинство месторождений металлических полезных ископаемых приурочено к породам кислого состава. Южный Вьетнам имеет ряд особенностей, позволяющих подойти к решению этой проблемы. Одна из них состоит в том, что гранитоиды занимают около 40 % территории провинции. Другая особенность — это одновременное формирование в разных частях территории континентальной коры, за счет вещества которой и образуется основная масса магм кислого состава. Гранитоиды здесь сформировались в несколько тектономагматических циклов и относятся к разным петрографическим формациям. Гранитоидная магма кристаллизовалась на разной глубине. С

каждым магматическим комплексом пространственно связан свой спектр полезных ископаемых.

Геолого-тектоническая позиция гранитоидов. Гранитоидные комплексы Южного Вьетнама расположены в пределах трех тектонических зон (с севера на юг): Чыонгшон, Контум и Далат. Зона Контум (или Контумский выступ) представляет собой часть Индосинийского массива, а две другие — результат его переработки в палеозойское (зона Чыонгшон) и мезо-кайнозойское (зона Далат) время.

Контумский выступ сложен породами докембрийского возраста (архей — нижний-средний рифей), метаморфизованными в условиях гранулитовой (архейские толщи, слагающие ядро зоны) и амфиболитовой (толщи более молодого возраста, окаймляющие ядро) фаций метаморфизма. Породы этих толщ сильно дислоцированы, мигматизированы и гранитизированы. Зона Чыонгшон отделена от Контумского выступа глубинным разломом. В ее пределах на породах докембрийского фундамента залегают раннепалеозойские образования, испытавшие слабый метаморфизм (не выше фации зеленых сланцев) или совсем не подвергшиеся метаморфизму. Среднепалеозойские образования представлены породами терригенно-вулканогенной формации, а мезо-кайнозойские — наземными и мелководными образованиями. Зона Далат также отделена от Контумского выступа глубинным разломом. В ее пределах широко развиты юрские и меловые мелководные и наземные осадочно-вулканогенные образования.

Схема возрастного расчленения гранитоидов и их положение в тектонических зонах рассмотрены ранее [12]. На уровне современного эрозионного среза гранитоиды занимают около 40 % площади; они сформировались в течение трех тектономагматических циклов: докембрийского, палеозойского и мезо-кайнозойского. Докембрийские гранитоиды установлены только в зоне Контум и представлены комплексами Сонг-Рэ и Чу-Лай. Палеозойские гранитоиды — комплексы Ча-Бонг, Дай-Лок и Куэшон — развиты преимущественно в зоне Чыонгшон в пределах прогиба Секонг, а комплекс Куэшон частично и в северной части зоны Контум. Гранитоидные комплексы, связанные с проявлением мезо-кайнозойской активизации, установлены во всех трех зонах, но тяготеют преимущественно к южной части территории (табл. 1), что обусловлено спецификой развития Лаосско-Вьетнамской и Индо-Бирманской подвижных систем [1, 15].

Гранитоиды выделенных комплексов отнесены к формациям: мигматит-гранитовой (Сонг-Рэ, Чу-Лай), диорит-гранодиоритовой (Ча-Бонг, Динь-Куан), гранодиорит-гранитовой (Дай-Лок), граносиенит-гранитовой (Дэо-Ка), гранитовой (Куэшон, Хайван, Ванкань) и лейкогранитовой (Анкрэзт, Бана). В целом намечается прямая зависимость между мощностью верхней континентальной коры и интенсивностью проявления наиболее кислого магматизма. Докембрийские комплексы региона являются автохтонными, а более молодые — аллохтонными. По глубине кристаллизации интродуцированной магмы установлены фации глубинности: мезоабиссальная (комплексы Ча-Бонг и Дай-Лок), гипабиссальная (комплексы Куэшон, Хайван, Дэо-Ка, Динь-Куан, Анкрэзт, Бана) и приповерхностная (комплекс Ванкань). Все гранитоидные комплексы мезо-кайнозойской активизации образуют вулканоплутонические ассоциации.

Металлогеническая специализация гранитоидных комплексов. С наиболее древними (докембрийскими) автохтонными гранитоидами комплексов Сонг-Рэ (преобладают гранито- и гранодиоритогнейсы) и Чу-Лай (преимущественно двуслюдяные граниты и гранитогнейсы, а также мигматиты) связаны мусковитовые и керамические пегматиты, но в связи с ними не известно концентраций металлических полезных ископаемых.

Палеозойский комплекс Ча-Бонг однофазный, сложен гранитами и гранодиоритами; в связи с ним также не известно рудных концентраций. Массивы комплекса Дай-Лок имеют двухфазное строение: породы первой фазы (преимущественно гранодиориты и биотитовые граниты) имеют ограниченное распространение, среди них преобладают крупнозернистые био-

## Металлогенетическая специализация гранитоидных комплексов Южного Вьетнама

Тектонические зоны	Комплексы										Металлогенетическая специализация		
	Сонг-Рэ	Чу-Лай	Ча-Бонг	Дай-Лок	Кушон	Хайван	Ваньмань	Динь-Куан	Дзо-Ка	Анкроот	Баня	тектонических зон	Южного Вьетнама в целом
Конгум	Мигматит-гранитовая формация. Мусковит, керамическое сырье				Гранитовая формация. Au, Pb, Zn, Cu	Cu; (Sn, Ta—Nb)	Pb; (Sn)		Граносиенитовая формация. Cu—Mo			Мусковит, Рb, Zn, Au; керамическое сырье; Cu, Sn, Mo, Pb, Zn, (Ta—Nb)	Cu, Sn, Pb, Zn, Au
Цыонгшон			Диорит-гранодиоритовая формация	Гранодиорит-гранитовая формация. Au, Cu, Zn	Гранитовая формация. Au, Pb, Zn, Cu	Cu, (Sn, Ta—Nb)				Лейкогранитовая формация. Sn		Cu, Sn, Au, Pb, Zn, (Ta—Nb)	
Далат												Cu, Sn, Mo, Pb, Zn, W, Au	
Полезные ископаемые (геотоматические циклы)	Мусковит, керамическое сырье (докембрийский)		Au, Pb, Zn, Cu (палеозойский)				Sn, Mo, W, Cu, Pb, Zn, Au, (Ta—Nb—)						(мезо-кайнозойский)



титовые и двуслюдяные граниты второй фазы. Жильные образования представлены мусковитовыми пегматитами и гранит-аплитами. С комплексом связаны кварцево-сульфидные золотоносные жилы и скарны с сульфидной (халькопирит, сфалерит, пирит) минерализацией. Размещение массивов этого комплекса контролируется системами тектонических нарушений субширотного и северо-западного направлений. Массивы комплекса Куэшон сложены в основном биотитовыми гранитами, в подчиненном количестве присутствуют гранодиориты и граносиениты; жильная серия представлена аплитами, гранитами и пегматитами. С этим комплексом связаны месторождения золотосульфидно-кварцевой (Бонгмьеу, Фуинь, Винзуй и др.), галенит-сфалеритовой (Анхэ, Тьентуан и др.) и, вероятно, халькопирит-полиметаллической (Дыкбо) формаций. По вещественному составу и металлогенической специализации комплекс Куэшон сопоставим с комплексом Дьен Бьен в Северном Вьетнаме.

Гранитоиды, связанные с мезо-кайнозойским тектономагматическим циклом, объединены в шесть комплексов. Массивы комплекса Хайван сформировались в две фазы. Первая фаза представлена биотитовыми гранитами и, в небольшом количестве, гранодиоритами. Вторая фаза — это биотитовые и двуслюдяные граниты. Жильные образования представлены аплитами и гранитами. В гранитоидах залегают кварцевые жилы с халькопиритом и другими сульфидами. На соседних территориях [16] в аналогичных гранитах находятся пегматиты с колумбитом и танталитом и грейзены с касситеритом. Комплекс Ванкан сложен биотитовыми гранитами, реже присутствуют гранодиориты. Жильные породы — аплиты и граниты. С комплексом связаны кварцевые жилы с галенитом и единичные кварц-флюоритовые жилы с касситеритом. Размещение массивов этого комплекса контролируется разломами меридионального и северо-западного направления. Комплекс Динь-Куан двухфазный. Первая фаза — гранодиориты и диориты, вторая — роговообманково-биотитовые граниты. К ним приурочены месторождения Шонгфа, Забак, Лаган и др., рудные тела в которых представлены кварцевыми жилами с сербродержащим галенитом, сфалеритом, халькопиритом и другими сульфидами. Размещение массивов этого комплекса определяется региональными разломами северо-восточного направления. Ими же контролируется и положение массивов комплекса Дзо-Ка. Этот комплекс также двухфазный. Первая фаза представлена роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами и граносиенитами, а вторая — биотитовыми и лейкократовыми гранитами. Жильные породы: аплиты, граниты, пегматиты. Для комплекса характерны процессы микроклинизации и альбитизации [11]. В апикальной части массивов (в основном в связи с породами второй фазы) и в породах надинтрузивной зоны в форме жил, гнезд, штокверков и вкрапленности локализованы руды медно-молибденовой формации (месторождения Нуйшам, Кронфа и др., рудопроявления Хоншан, Камхам и др.) [22, 23]. По своей позиции этот район принадлежит к медно-молибденовому поясу, проходящему через Австралию, Новую Зеландию, Филиппины и Пакистан до Армении [21]. Это новый для Вьетнама тип оруденения, отличающийся от молибденовых месторождений Северного Вьетнама [3, 18]. Размещение массивов комплекса Анкрэст определяется разломами северо-восточного простирания. Комплекс сложен биотитовыми и лейкократовыми гранитами, последние, возможно, представляют самостоятельную фазу внедрения. С ними связаны месторождения и рудопроявления (Мэпу, Мати и др.), относящиеся к кварц-касситеритовой, оловянно-вольфрамовой и молибден-вольфрамовой формациям грейзенового типа и кварц-арсенипирит-золотой формации плутоногенных гидротермальных месторождений [7, 19, 20]. Для грейзеновых месторождений характерно широкое развитие турмалина, топаза, флюорита. Слагающие комплекс Анкрэст граниты близки к оловоносным гранитам Северного Вьетнама [24]. Гранитоиды комплекса Бана представлены биотитовыми, лейкократовыми и двуслюдяными гранитами, в которых залегают кварцевые жилы с касситеритом. Граниты этого

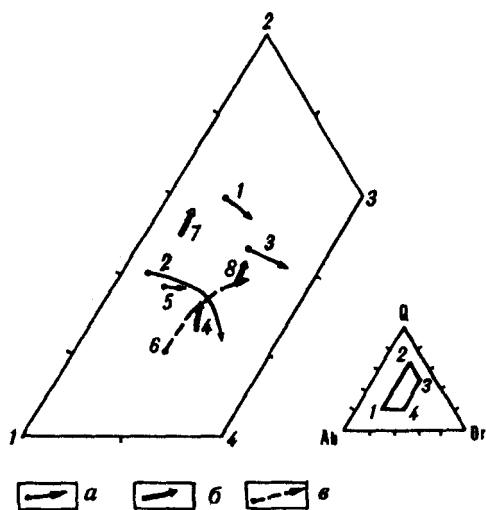


Рис. 1. Эволюция химического состава рудоносных комплексов. Металлогеническая специализация: а — Au, Cu, Pb, Zn; б — редкие металлы; в — Cu—Mo.

Здесь и на рис. 2, 3 массивы: 1 — Дай-Лок; 2 — Куэшон; 3 — Хайван; 4 — Ванкань; 5 — Динь-Куан; 6 — Дзо-Ка; 7 — Анкродт; 8 — Бана.

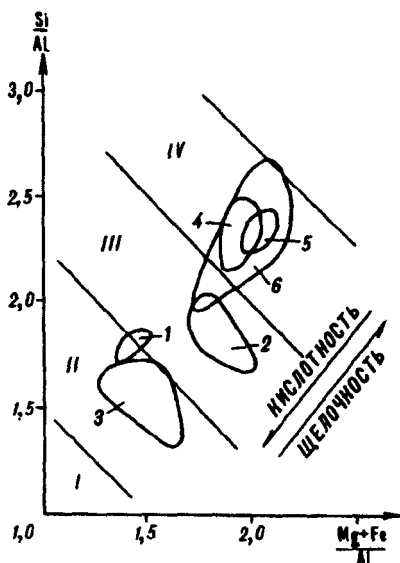


Рис. 2. Положение состава биотитов на диаграмме Si/Al — (Mg + Fe) / Al.

комплекса очень близки к оловоносным гранитам Пиа-Оак и Банчиенг в Северном Вьетнаме [2].

Из приведенного материала следует, что каждый тектономагматический цикл характеризуется специфической ассоциацией полезных ископаемых. Так, с гранитоидами докембрийского цикла ассоциируют мусковитовые и керамические пегматиты, с гранитоидами палеозойского цикла — скарны с галенитом, золотое и полиметаллическое оруденение гидротермального класса, а с гранитоидами мезо-кайнозойского цикла — высокотемпературные (пегматитовая, кварц-касситеритовая, касситерит-вольфрамит-кварцевая, молибденит-кварцевая, арсенопирит-кварцевая) и низко-среднетемпературные (медь-молибденовая и галенит-сфалеритовая) рудные формации.

В табл. 1 отражена металлогеническая специализация гранитоидов Южного Вьетнама. Для региона в целом характерны концентрации Cu, Sn, Pb, Zn, Au; для зоны Контум — мусковит, керамическое сырье, Cu, Sn, Mo, Pb, Zn (Ta—Nb); для зоны Чыонгшон — Cu, Sn, Au, Pb, Zn (Ta—Nb); для зоны Далат — Cu, Sn, Mo, Pb, Zn, W, Au. Для докембрийских гранитоидов характерны только мусковит и керамическое сырье; для палеозойских — Au, Pb, Zn, Cu; для мезо-кайнозойских — Sn, Mo, W, Cu, Pb, Zn

Таблица 2  
Средний химический состав биотитов из гранитов Южного Вьетнама

Комплекс	Оксид										
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CaO	n
1. Дай-Лок 1-я фаза	38,25	18,16	2,62	5,07	17,46	0,23	7,84	9,20	0,67	0,94	3
2. Куэшон	37,21	16,03	2,63	3,19	20,23	0,45	8,88	9,77	0,24	1,28	5
3. Хайван	35,06	19,25	2,56	22,28*		0,41	11,21	10,21	0,42	Не опр.	11
4. Ванкань	37,73	14,28	3,99	27,03*		0,50	6,94	9,50	0,13	»	6
5. Динь-Куан	38,21	16,27	2,96	24,09*		0,38	7,42	10,54	0,13	0,02	9
6. Дзо-Ка 2-я фаза	35,72	13,52	3,18	32,75*		0,56	6,32	8,71	0,23	Не опр.	10
1-я фаза	39,80	14,40	3,26	17,71*		0,79	14,44	9,35	0,25	»	8

\* Сумма FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

(Ta—Nb). От древних комплексов к молодым установлено возрастание количества металлов, образующих концентрации. При этом наибольшее количество комплексов (и по площади развития пород в том числе) и связанного с ними оруденения расположено в зонах Чыонгшон и Далат, т.е. в тех зонах, где докембрийское основание испытало интенсивную тектоническую переработку и произошло новообразование континентальной коры.

**Петрографо-геохимические особенности гранитоидов.** Общая петрохимическая характеристика гранитоидов Южного Вьетнама дана в [12]. На рис. 1 в координатах  $Ab - Or - Q$  показана эволюция химического состава комплексов в процессе их формирования (породы 1-й фазы → породы 2-й фазы → жильные образования). Отчетливо намечаются три типа трендов: а) с увеличением содержания "ортоклаза" (№ 1 — 3, 5); б) с увеличением кварца (№ 4, 7, 8); в) с одновременным увеличением кварца и "ортоклаза" и уменьшением альбита (№ 6). Первый тренд эволюции у комплексов Дай-Лок (гранодиорит-гранитовая формация, специализация на золото, медь, цинк), Хайван (гранитовая формация, специализация на медь, оловянная и танталониобиевая минерализация), Куэшон (гранитовая формация, месторождения свинца, цинка, золота и рудопроявления меди), Динь-Куан (диорит-гранодиоритовая формация, месторождения свинца и рудопроявления цинка и меди). Второй тренд у комплексов Ванкань (гранитовая формация, специализация на свинец и олово), Анкоэт (лейкогранитовая формация, месторождения олова, вольфрама, молибдена и рудопроявления золота), Бана (лейкогранитовая формация, месторождения олова). Третий тренд у комплекса Дэо-Ка (граносиенит-гранитовая формация, медно-молибденовые месторождения). Таким образом, первый тренд характерен для гранитоидов, с которыми связаны месторождения золота, свинца, цинка и меди; второй — для редкометалльных гранитов; третий характеризует гранитоиды, генерировавшие месторождения медно-молибденовой формации.

Данные о химическом составе биотитов из гранитоидных комплексов приведены в табл. 2, а их графическое изображение в координатах  $Si / Al - (Mg + Fe) / Al$  по [6] — на рис. 2. На диаграмме биотиты образуют три группы, характеризующиеся минимальными, промежуточными и максимальными значениями отношений  $Si / Al$  и  $(Mg + Fe) / Al$ . Первая в основном расположена в поле II (частично III), вторая — в поле III, а третья — в поле IV (частично III). К первой принадлежат гранитоиды комплексов Хайван (рудопроявления меди) и Дай-Лок (рудопроявления Au, Zn, Cu); ко второй — комплекс Куэшон (месторождения Au, Pb, Zn и рудопроявления Cu). К третьей группе относятся комплексы Ванкань (рудопроявления Pb, Sn), Динь-Куан (месторождения Pb и рудопроявления Cu и Zn) и Дэо-Ка (месторождения Cu—Mo формации). Каждая из трех групп четко делится по железистости ( $Fe / (Mg + Fe)$ ): 1) в группе с минимальным отношением  $Si / Al$  железистость возрастает от комплекса Дай-Лок к комплексу Хайван (комплекс Куэшон занимает промежуточное положение); 2) в группе с максимальным отношением  $Si / Al$  железистость возрастает в направлении комплекс Динь-Куан — комплекс Ванкань — комплекс Дэо-Ка. Таким образом, намечается корреляционная связь между увеличением степени редкометалльной специализации гранитоидов и увеличением железистости их биотитов (рис. 3).

Для выявления геохимической специфики гранитоидов Южного Вьетнама в них было определено содержание Li, Rb, Cs, F, Sn, Ba, Sr, Ni, V, Cu, Co, Cr. Распределение этих элементов характеризуется следующими особенностями: 1) концентрации Cu, Co, Cr близки к средним содержаниям в верхней континентальной коре [14]; 2) концентрации V и Ni в 2—4 раза ниже, чем в верхней коре. Сильно варьируют в гранитоидах содержания Sn и Sr. На рис. 4 представлены результаты нормирования (по верхней контине-

\*Содержания определялись: Li, Rb, Cs, Ba, Sr — атомно-адсорбционным методом; остальные — количественным спектральным методом в ИМГРЭ РАН.

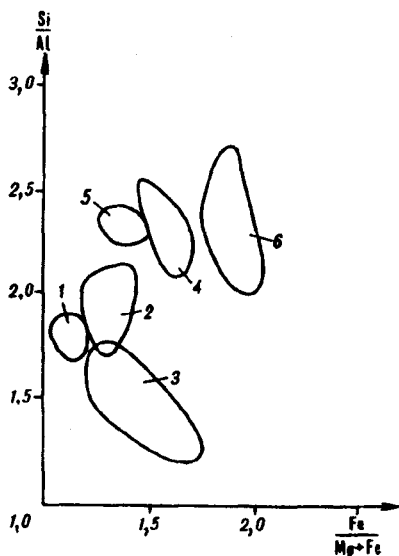


Рис. 3. Положение состава биотитов на диаграмме Si/Al — Fe/(Fe + Mg).

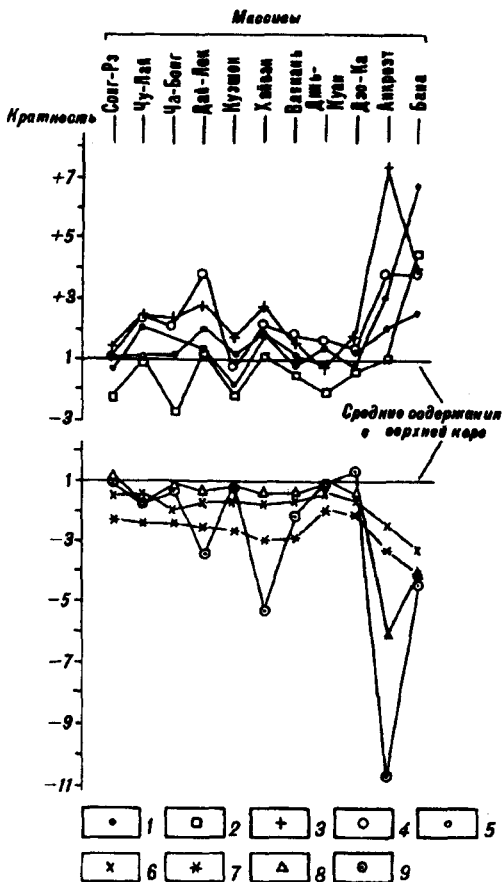


Рис. 4. Сопоставление (кратность) содержания Rb, Cs, Li, Sn, Ni, Zr, V, Ba, Sr в гранитоидах Южного Вьетнама с содержанием этих элементов в верхней континентальной коре.

итальной коре) ряда элементов, содержания которых являются показательными для редкометалльных гранитов. Эти элементы образуют две группы (Li, Rb, Cs, Sn, F<sup>+</sup>) и (Ni, V, Ba, Sr), разделение которых особенно контрастно в редкометалльных гранитах. Элементы первой группы содержатся в них в количествах, превышающих верхнекоровые более чем в три раза; элементы второй группы — в количествах в три раза ниже, чем верхнекоровые. Содержания элементов этих двух групп различаются и в других комплексах: концентрации первых выше верхнекоровых или близки к ним (исключение Sn), концентрации вторых — ниже. При этом, чем выше содержание элементов первой группы, тем ниже — второй. Редкометалльные граниты резко выделяются среди остальных гранитоидов региона и отношениями элементов: у них самые высокие отношения Li/Cs и Li/Rb и самые низкие — Sr/Cs, Sr/Rb, Sr/Li, Ba/Cs, Ba/Rb и Ba/Li. Особенно выделяются редкометалльные граниты величинами отношений Li/Cs, Ba/Rb и Ba/Li.

В табл. 3 приведены данные о содержании РЗЭ в некоторых гранитоидных комплексах, а на рис. 5 представлены их спектры, нормированные по хондриту [17]. Все спектры можно объединить в три группы: 1) без или со слабо выраженным Eu-минимумом и четким наклоном в сторону тяжелых РЗЭ — массивы Шакунь (зона Контум) и Куэшон (зона Чыонгшон), — для них характерны высокие значения La/Yb отношения (17,5—110,6). Такой тип близок к спектру архейского тоналита—гранодиорита [14]; 2) с четким Eu-минимумом, подъемом к Tb и далее почти горизон-

\*Поскольку данных о среднем содержании F в верхней континентальной коре нет [14], то для целей нормирования это содержание принято в 500 г/т.

## Содержания РЗЭ в гранитоидах Южного Вьетнама

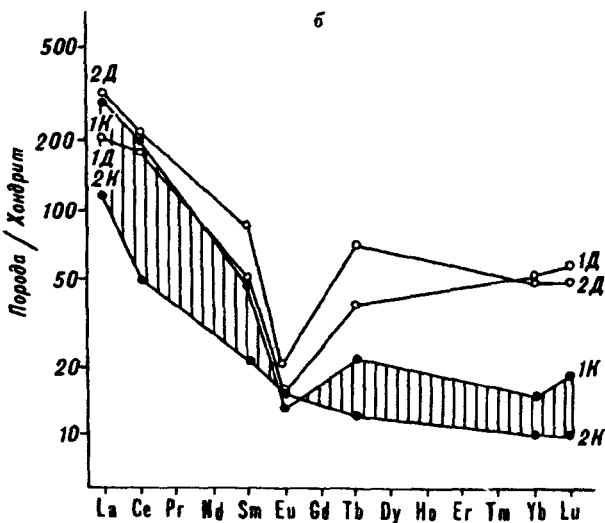
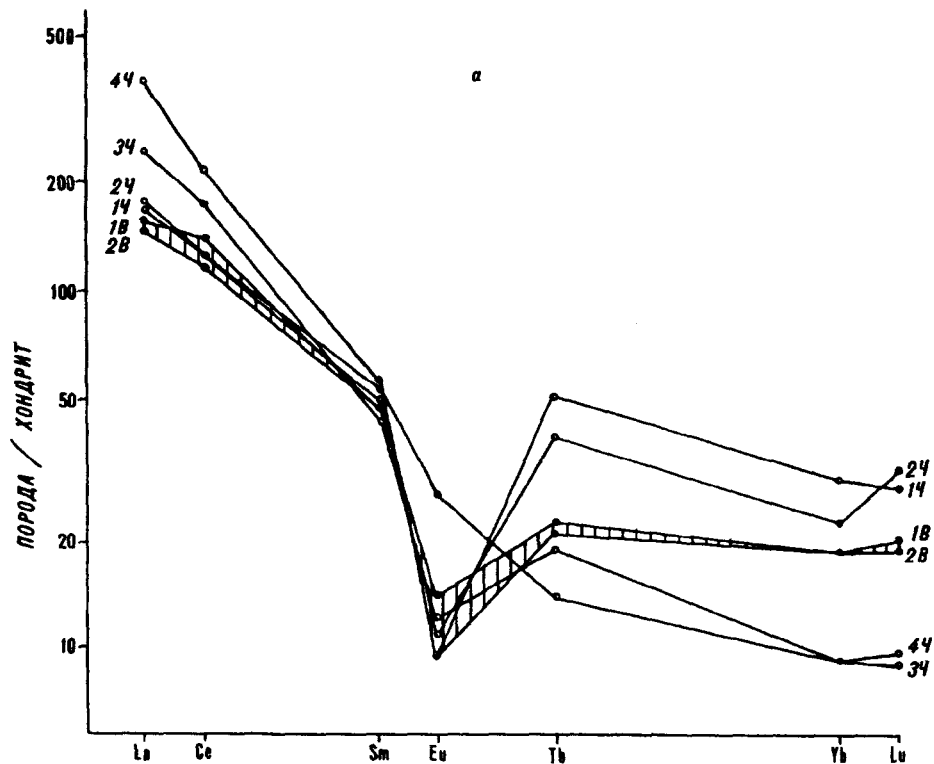
Комплекс	Массив	Номер образца	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	La/Lu	La/Yb
Чулай	Чулай	1	43	86	7,5	0,54	1,8	5,5	0,76	56,6	7,8
		2	44	86	8,5	0,58	1,6	4,4	0,87	50,6	10,0
	Шакунь	3	62	110	7,3	0,82	0,7	0,8	0,10	620,4	80,5
		4	83	150	8,7	1,70	0,5	0,8	0,12	184,4	110,6
Дай-Лок	Дай-Лок	1	48	110	7,4	0,92	1,4	7,6	1,30	36,9	6,3
		2	79	140	12,0	1,20	2,50	7,2	1,10	71,8	11,0
Куэшон	Куэшон	1	28	48	3,6	1,00	0,5	1,6	0,27	103,7	17,5
		2	73	138	6,9	0,80	0,9	2,5	0,44	165,9	29,2
Динь-Куан	Динь-Куан	1	31	59	4,6	0,97	0,7	2,7	0,49	63,3	11,5
		2	47	97	6,1	0,98	1,0	3,0	0,45	104,4	15,7
	Шонгфа	3	25	54	3,4	0,78	0,7	2,3	0,42	59,5	10,9
		4	22	42	3,3	0,70	0,8	2,5	0,48	45,8	8,8
Ванкань	Ванкань	1	42	84	7,1	0,97	0,9	3,0	0,55	76,4	14,0
		2	38	76	6,7	0,56	1,0	2,8	0,41	92,7	13,6
Дэо-Ка	Дэо-Ка	1	46	100	6,9	0,92	1,2	2,8	0,40	115,0	16,4
		2	57	120	6,8	0,82	1,1	3,0	0,48	118,9	19,0
		3	24	49	4,6	0,33	0,8	3,3	0,87	27,6	7,3
		4	12	24	3,1	1,05	0,7	2,1	0,30	3,7	7,3
Анкрэот	Анкрэот	1	14	33	4,8	0,47	1,5	9,7	1,60	8,8	1,4
		2	14	27	5,0	0,10	1,6	9,4	1,60	8,8	1,5

Примечание. Анализы выполнены в ИМГРЭ методом инструментальной нейтронной активации с точностью  $\pm 4-10\%$ ; чувствительность ( $\times 10^{-9}$ ): La — 0,1; Ce — 10; Sm — 0,05; Eu — 0,0005; Tb — 5; Yb — 0,1; Lu — 0,0005. На рис. 5 вынесены значения, нормированные по хондриту [17].

тальным характером; такой тип характерен для массива Чулай и комплекса Ванкань (Контумский выступ), комплекса Дай-Лок (зона Чыонгшон) и комплексов Дэо-Ка и Динь-Куан (зона Далат). Для этой группы характерны менее высокие значения отношения La/Yb (6,3—19,0); 3) с наиболее четко выраженным Eu-минимумом, подъемом к Tb и Lu и минимальными значениями отношения La/Yb (1,4—1,5) — комплекс Анкрэот.

По данным [14], состав постаршейской коры в целом достаточно однороден, без каких-либо признаков изменений в ее составе за последние 2,5 млрд лет. Для архейских кислых магматических пород, являющихся конечным членом бимодальной серии (тоналиты, трондьемиты, натровые гранодиориты), характерно отсутствие Eu-аномалий, резкий наклон спектров до Gd с дальнейшим выполаживанием, а также высокие значения отношения La/Yb<sub>N</sub>. Четкий Eu-минимум характерен для фанерозойских гранитоидов S- и I-типов.

Таким образом, спектры РЗЭ массивов первой группы обнаруживают значительное сходство со спектрами архейских кислых членов бимодальной серии. Это хорошо согласуется с представлениями о том, что они образовались за счет пород архейского основания. Наличие Eu-минимума у других типов спектров указывает на образование магмы этих гранитоидов за счет вещества, испытавшего интенсивную дифференциацию, — чем интенсивнее дифференциация, тем четче проявлен минимум. Особенно это характерно для редкометалльных гранитов (комплекс Анкрэот). Как показано в [15], Индосинийский массив сформировался к началу рифея. С раннего палеозоя происходит раздробление и переработка этого континента в зонах Чыонгшон и Далат, а в зоне Контум сохраняется существенно непереработанная кора. К середине — концу палеозоя (зона Чыонгшон) и кайнозой (зона Далат) в этих регионах завершилось новообразование континентальной коры, но в них сохранились отдельные блоки с рифейской континентальной корой. Из этого следует, что формирование гранитоидных расплавов в зоне Контум (комплексы Чу-Лай, Ванкань) происходило за счет вещества рифейской континентальной коры; в зонах Чыонгшон (комплексы Куэшон, Дай-Лок) и Далат (комплексы Динь-Куан, Дэо-Ка, Анкрэот) в формировании кислых



расплавов преимущественно участвовало вещество новообразованной коры — роль его увеличивалась в более молодых комплексах.

В табл. 4 приведены данные о среднем содержании индикаторных аксессуарных минералов в гранитоидных комплексах Южного Вьетнама. Отчетливо видно, что как по абсолютному содержанию ильменита и монацита, так и по отношению их суммы к сумме магнетита, сфена и ортита, редкометалльные граниты (S-тип) резко отличаются от гранитоидов (в основном это гранодиориты), с которыми связано полиметаллическое оруденение (I-тип). Следует отметить, что как по этому критерию, так и по своим петро- и геохимическим особенностям комплекс Хайван близок редкометалльным гранитам Южного Вьетнама, однако в связи с ним пока не установлено рудных концентраций, а лишь признаки редкометалльной минерализации.

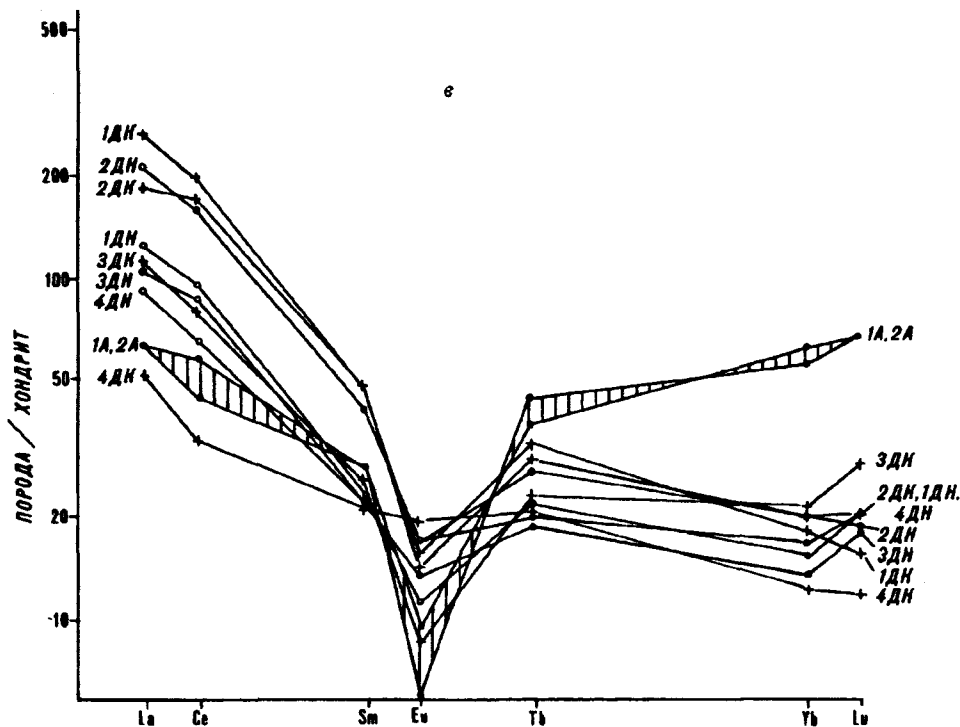


Рис. 5. Спектры РЗЭ в гранитоидах Южного Вьетнама.

а — зона Конгум (Ч — комплекс Чу-Лай, В — комплекс Ванкань); б — зона Чыонгшон (К — комплекс Кушон, Л — комплекс Дай-Лок); в — зона Далат (А — комплекс Анкрозт, ДК — комплекс Дзо-Ка, ДН — комплекс Динь-Куан).

Сопоставление пространственного размещения массивов редкометалльных гранитоидов региона [12] с положением Южно-Вьетнамского оловоносного комплекса [6] и схемой металлогенического районирования и главнейших глубинных структур СРВ [13] показывает их большое сходство. Установленная нами на примере Чукотки (совместно с И.И. Сонинным) при дешифрировании космических снимков приуроченность концентраций и месторождений металлов к местам пересечения кольцевых разломов и секущих их нарушений (преимущественно радиального направления) подтверждается и материалами по Южному Вьетнаму. Тектонические нарушения такого типа, по нашему мнению, возникают в результате механического воздействия кислой магмы, поднявшейся близко к земной поверхности.

Т а б л и ц а 4

Акцессорные минералы в гранитоидных комплексах Южного Вьетнама

Комплекс	n	Минералы, х, г/т					(Ил + Мц) / (М + Сф + Ор)	Генетическая группа	Металлогеническая специализация
		Ил	Мц	М	Сф	Ор			
Бана	4	100	102	3	1	1	40	S	Sn
Анкрозт	8	120	1	1	1	5	17	S	Sn, W, Mo, Au
Дзо-Ка	9	10	10	3100	250	2	0,006	I	Cu—Mo
Динь-Куан	14	8	7	120	5	2	0,1	I	Pb, Cu, Zn
Ванкань	7	90	1	880	1	5	0,1	I	Pb, (Sn)
Хайван	14	300	100	2	1	1	100	S	Cu, (Sn, Ta—Nb)
Кушон	5	3	5	2700	85	10	0,003	I	Au, Pb, Zn, Cu
Дай-Лок	8	8	10	3	3	5	1,6	I	Au, Cu, Zn

Примечание. Ил — ильменит, Мц — монацит, М — магнетит, Сф — сфен, Ор — ортит, n — число проб.

Типы гранитоидных магм и условия их образования. Этот вопрос теснейшим образом связан с решением проблемы связи магматизма и оруденения. Хорошо известен общий временной тренд изменения химического состава гранитоидов: от натриево-кальциевых (более древние) к богатым калием разновидностям (более молодые). Такой тренд установлен как в развитии всего гранитоидного магматизма начиная с архея, так и в пределах отдельных комплексов. В целом калиевые гранитоиды наследуют развитие натриево-кальциевых. Для первых спектры РЗЭ характеризуются устойчивым наклоном в сторону тяжелых элементов и заметным европиевым истощением, что объясняется умеренным парциальным плавлением либо корового материала, либо более ранних натриевых гранитоидов и подтверждается Sm—Nd изотопными данными. Следует отметить, что образование гранитоидных магм тесно связано с внутрикоровым плавлением, дифференциацией в верхней коре и коровым рециклированием.

Установлены четкие отличия гранитоидов I- и S-типов. Гранитоиды типа I приурочены к активным континентальным окраинам платформ, и их магмы возникают тогда, когда очаги магмообразования перемещались из новообразованной коры в древнюю континентальную кору. Большинство магм гранитоидов этого типа образуются в результате парциального плавления более древних изверженных пород, состав которых и определял состав вновь образующегося кислого расплава — эти гранитоиды получили название инфракрустальных. Отличительной особенностью таких гранитоидов является образование за счет относительно гомогенных источников, состав которых выдерживается на очень больших площадях. Инфракрустальные гранитоиды могут образоваться в результате многостадийного последовательного парциального плавления. Супракрустальные граниты (S-тип) образовались за счет корового источника, прошедшего по крайней мере один цикл выветривания осадочной породы, и поэтому наследуют некоторые черты этих осадочных (супракрустальных) образований, в том числе и металлогенические. У супракрустальных гранитов более стабильны спектры РЗЭ, La/Yb-отношения и более резко выражена европиевая аномалия. Имеющаяся в ряде регионов мира переходы между гранитоидами I- и S-типов обусловлены гетерогенностью строения земной коры на этих территориях [10].

Резко отлична металлогения гранитоидов I- и S-типов. С гранодиоритами и тоналитами I-типа связаны преимущественно медно-порфировые, полиметаллические и золотые месторождения (а в условиях континентальных краевых поясов и молибденовые), а с гранитами S-типа, особенно их щелочными лейкократовыми дифференциатами, — месторождения олова (последние в Юго-Восточной Азии тяготеют к гранитам континентальной коллизии [10]).

Металлогенический облик гранитоидов Вьетнама отражает особенности эволюции, переработки и состава коры этого региона, а специфика каждой зоны — особенности ее формирования, что в конечном итоге определило принципиальную возможность формирования месторождений в связи с конкретным магматическим комплексом в пределах данного линейного элемента. Реализация этих возможностей определялась конкретными условиями эволюции магмы.

Металлогеническая специализация гранитоидных комплексов Северного Вьетнама [3, 5] — это олово, вольфрам и, в меньшей степени, молибден. Специализация Южного Вьетнама имеет свои особенности, обусловленные спецификой его развития и, в первую очередь, различным ходом эволюции трех главных зон: Контум, Чыонгшон и Далат, обусловившим особенностями их состава, а также флюидным режимом становления конкретного интрузивного комплекса и массива.

Установлена зависимость между глубиной становления комплекса и связанной с ним минерализацией — своеобразная вертикальная зональность. Так, с автохтонными комплексами (Сонг-Рэ и Чу-Лай) не связаны рудные концентрации. Они появляются только в связи с гранитоидами аллохтонных



комплексов, формировавшихся в гипабиссальных и приповерхностных условиях. Такое различие обусловлено тем, что автохтонные расплавы существовали в условиях относительно стабильного общего и флюидного давления. Что касается аллохтонных расплавов, то при их перемещении в земной коре происходило существенное изменение как общего, так и флюидного давления, что приводило в ряде случаев к расслоению магмы на силикатный расплав и силикатно-солевой расплав-рассол. Это обусловило перераспределение рудных компонентов и концентрацию их в силикатно-солевой фазе. Дальнейшая эволюция расплава и расплава-рассола происходила в определенной степени независимо друг от друга. Вместе с тем исходная специализация расплава определялась условиями его образования: расплавы, образовавшиеся за счет вещества нижней коры (I-тип) могли быть специализированы на полиметаллы (Pb, Zn, Cu) и золото, а за счет вещества верхней коры (S-тип) — преимущественно на редкие металлы [2, 9].

**Выводы.** Используя имеющиеся данные об образовании кислых расплавов за счет вещества континентальной коры, мы приходим к заключению, что принципиальная возможность связи того или иного рудного компонента с кислыми магмами определяется глубиной зарождения расплава (верхняя или нижняя кора). В процессе развития магматической системы эта потенциальная возможность реализуется в гранитоидах гипабиссальной и приповерхностной фаций при условии расслоения исходного силикатного расплава на силикатный расплав и силикатно-солевой расплав-рассол, концентрирующий (в зависимости от состава солевой части и флюида) большую часть металлов. Поскольку большая часть флюида попадает в магму кислого состава при ее миграции в земной коре, то, следовательно, состав окружающей среды (в основном его флюидная компонента) играет существенную роль в определении того, какой металл будет концентрироваться в расплаве-рассоле, а затем откладываться в местах разгрузки. После расслоения расплава и расплава-рассол ведут себя в основном независимо в отношении процессов рудопереноса и рудоотложения. Отсутствие процесса расслоения расплава приводит к рассеянию рудного компонента по всему объему интрузива и объясняет отсутствие промышленных рудных концентраций в связи с большинством гранитоидных массивов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бать Л.З. Структура Вьетнама и этапы ее формирования (на фоне Юго-Восточной Азии и в целом). Автореф. докт. дисс./ МГУ. — М., 1985.
2. Винь Н.Х. Геохимическая характеристика гранитных массивов Сонг-Чай, Пиа-Биок и Пиа-Оак СРВ: Автореф. канд. дисс./ МГУ. — М., 1978.
3. Довжаков А.Е. и др. Геология Северного Вьетнама (объяснительная записка к геологической карте Северного Вьетнама м-ба 1:500 000 / ГГУ СРВ. — Ханой, 1965.
4. Житинев Н.Н., Нгуен Суан Бао, Нгуен Суан Ан, Фам Тан Тхинь. К вопросу об оловоносности Южного Вьетнама // Тихоокеан. геология. — 1990. — № 6. — С. 21—25.
5. Ицксон М.И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. — М.: Недра, 1979.
6. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. Геол. — 1965. — № 3. — С. 20—37.
7. Смирнов В.И. и др. Курс рудных месторождений. — М.: Недра, 1981.
8. Соболев Р.Н. О причинах связи гидротермальных месторождений с гранитоидами определенных фаций глубинности // Изв. АН СССР. Сер. Геол. — 1992. — № 2. — С. 62—70.
9. Соболев Р.Н. Вольфрамносные граниты // Бюлл. МОИП. — 1992. — Т. 67, вып. 5. — С. 109—118.
10. Соболев Р.Н. О происхождении гранитов // Вестник МГУ. Сер. геол. — 1992. — № 1. — С. 3—22.
11. Соболев Р.Н., Туан Д.Ч. Петрология и металлогеническая специализация гранитоидов комплекса Дзока // Вестник МГУ. Сер. геол. — 1989. — № 1. — С. 59—72.
12. Соболев Р.Н., Чунг Х., Туан Д.Ч. и др. Эволюция химического состава гранитоидных комплексов юго-восточной части Индосинийского массива (Южный Вьетнам) // Тихоокеан. геология. — 1991. — № 1. — С. 50—58.
13. Сухин М.В., Нгуен Нгием Минь, Фам Кхоан. Особенности глубинного строения и металлогения Вьетнама // Там же. — 1990. — № 3. — С. 23—30.
14. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. — М.: Мир, 1988.
15. Тьонг В.Д. История формирования континентальной коры в СРВ // Докл. АН СССР. — 1979. — Т. 249, № 6. — С. 1411—1416.

16. Хоа Ч.Ч. Гранитоидные комплексы северо-запада Бак Бо и северной зоны Чыонг Шон (СРВ): Автореф. канд. дисс. — Душанбе, 1986.
17. Anders E. et al. Solar system abundances of the elements // *Geochim. et Cosm. Acta.* — 1982. — V. 46, № 11. — P. 2363—2380.
18. Chu N.V. Главные рудные формации на территории Северного Вьетнама // Сборник работ геолого-разведочного института. — Ханой, 1980. — С. 82—86. (На вьетнамском языке).
19. Phung L.B. et al. Очерк полезных ископаемых области Далат / Геолкарта. — 1981. — № 61. — С. 8—18. (На вьетнамском языке).
20. Thao L.V. et al. Полезные ископаемые Южного Вьетнама / Геолкарта. — 1979. — № 40. — С. 72—93. (На вьетнамском языке).
21. Tithey S.R., Beane R.E. Porphyry copper deposits // *Economic geology.* — 1985. — 75th Anniversary volume. — P. 214—269.
22. Thuan D.T. Геохимические особенности мезо-кайнозойских гранитоидов Контумского выступа и их рудоносность // Научный сборник II геологической конференции. Т. 3. — Ханой, 1985. — С. 303—318. (На вьетнамском языке).
23. Thuan D.T., Trung H. Petrographic-geochemical features of granitoids of Deo Ca complex and problem of related copper-molibden ore mineralization // *Journ. of sciences of the Earth.* — 1984. — V. 6, № 4. — P. 100—106.
24. Vinh N.K. Сравнение геохимических особенностей оловоносных и неоловоносных гранитоидов Северного Вьетнама // Научный сборник II геологической конференции. Т. 3. — Ханой, 1985. — С. 284—290. (На вьетнамском языке).

МГУ  
Москва

Поступила в редакцию  
28 октября 1993 г.

## ДИСКУССИЯ

Содержательная и интересная статья Р.Н. Соболева и Д.Ч. Туана освещает геолого-тектоническую позицию гранитоидных комплексов Южного Вьетнама, их формационную принадлежность, петрографо-геохимические особенности и металлогеническую специализацию. Убедительно обоснована принадлежность рассмотренных комплексов к двум генетическим типам, один из которых (S-тип) специализирован на олово (и молибден), другой (I-тип) — на золото, медь, свинец, цинк (и молибден). Значительно слабее аргументированы генетические построения авторов, отличающиеся безапелляционной однозначностью.

Прежде всего декларативен вывод о том, что гранитоиды I-типа образуются за счет нижней, а S-типа — верхней коры. Не отрицая такой возможности, особенно для гранитоидов S-типа, отмечу следующее: во-первых, некоторые авторы для ряда случаев приводят убедительные свидетельства а данные о происхождении некоторых гранитоидов за счет вещества верхней мантии [Грин, Рингвуд, 1968; Таусон, 1977; и др.]; во-вторых, многие петрологи приходят к выводу, что в природе не существует “чистых” S- или I-типов гранитоидов, а обычно это смесь переплавленного вещества коры и вещества глубинных дифференциатов с преобладанием одного из них; в-третьих, помимо S- и I-типов, выделены группы A-гранитоидов (анорогенные щелочные) [White, Chappel, 1983] и M-гранитов (высококальциевые щелочноземельные плагиогранитные комплексы) [White, 1979].

Таким образом, проблема гранитов еще однозначно не решена и остается “извечной”.

Представляет интерес положение “о расслоении первичного силикатного расплава на силикатный расплав и силикатно-солевой рассол”, которые, по авторам, впоследствии ведут себя независимо в отношении рудопереноса и рудоотложения. Такая схема вероятна, но изложена она, опять же, декларативно, не вытекает непосредственно из содержания статьи, не подкреплена возможными фактическими данными и косвенными признаками, запечатленными в гранитоидных комплексах.

Рассуждая о связи магматизма и оруденения, авторы невольно касаются кардинальных проблем энергетики гранитоидного магмообразования и источников рудного вещества. Очевидно, первая из проблем не решается лишь ролью “общего и флюидного давления”. В условиях известного длительного во времени формирования гранитоидных комплексов функционирование кислых расплавов немислимо без существенного влияния глубинных потоков тепла и вещества. Свидетельствами такого влияния могут служить явления синтексиса кислых и основных расплавов, практически постоянное участие в составе гранитоидных комплексов тех или иных объемов габброидов и ряд других факторов. Далеко не бесспорен и вывод о решающей в металлогенической специализации гранитоидов роли коровых флюидов. Не отрицая важности последних, правомерно предположение о более существенном значении глубинных флюидов, о чем свидетельствует, к примеру, послегранитное, обычно, формирование сульфидного гидротермального оруденения в тесной пространственно-временной ассоциации с малообъемными формами пегматита по составу магматизма, а также, в ряде случаев, пререзание однообразно специализированными металлогеническими поясами и зонами геоструктур с различным составом и строением земной коры.

Несмотря на возможную отличную от авторской трактовку изложенных в статье материалов, большую ценность в ней представляют аналитические данные и некоторые идеи рудно-петрологического плана. В частности, заслуживает дальнейшего углубленного исследования идея возможного расслоения гранитоидных расплавов с отщеплением “рудной магмы”

ДВИМС  
Хабаровск

В.И. Сухов

*П.Г. Коростелев, В.И. Гвоздев, С.Б. Демашов,  
А.М. Кокорин, Д.К. Кокорина, В.А. Куксенко,  
А.П. Недашковский, Б.И. Семеняк, Е.Я. Синяков,  
В.И. Сучков*

## СООТНОШЕНИЕ ОЛОВЯННОЙ И МОЛИБДЕНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА

Анализ взаимоотношений молибденовой и оловянной минерализации на примере промышленных месторождений олова основных рудных районов показывает, что молибден является спутником олова на оловорудных месторождениях всех генетических типов, представляя более раннее звено рудно-магматической системы.

Молибденовая минерализация является комплексной золотовисмут-молибденовой и тяготеет к корневой части рудоносных структур, где обнаруживает тесную генетическую связь с гранитными штоками заключительной фазы развития рудоносных магматических комплексов. Олово и вольфрам сменяют молибден по восстанию рудоносных структур, и в головной их части получает развитие медно-полиметаллическая минерализация с серебром. Прерывистый и разноглубинный уровень развития рудогенерирующих очагов предопределяет совмещение разноэлементной минерализации в рудных телах оловорудных месторождений.

Эндогенная рудоносность юга Дальнего Востока определяется главным образом месторождениями олова, вольфрама и полиметаллов, металлогенические особенности которых рассмотрены Е.А. Радкевич, Ю.Г. Ивановым, С.Ф. Усенко, М.В. Чеботаревым и другими исследователями. Наряду с данными о перечисленных металлах ими приводятся общие сведения об основных типах молибденовой минерализации, свидетельствующие о ее широком распространении в Сихотэ-Алинской складчатой области. Как показали П.Е. Бевзенко [1], С.Ф. Усенко и М.В. Чеботарев [16], молибден во многих случаях является спутником олова и вольфрама. Более того, в Верхне-Буреинском оловоносном районе известна группа молибденовых рудопроявлений и месторождений с оловом и полиметаллами, одно из которых — Умальтинское — длительное время эксплуатировалось [11]. Известны также молибденсодержащие месторождения в Приморье [13] и слабо изученные еще медно-молибденовые проявления Береговой зоны Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [10].

Столь же широко распространен молибден на Северо-Востоке. В.Т. Матвеевко и Е.А. Радкевич [9] дали краткую характеристику рудопроявлений и месторождений молибдена региона и их генетических типов. Совмещение в одних рудных узлах во многом сходных проявлений олова и молибдена послужило этим исследователям основанием для выделения (по аналогии с оловянными) хлорит-кварцевого и турмалин-кварцевого типов молибденового оруденения. Здесь, как и в Сихотэ-Алинской складчатой области, к вулканогенным и вулканогенно-плутоногенным зонам Охотско-Чукотского вулканического пояса приурочены медно-молибденовые месторождения [15].

Кроме самостоятельных, мало изученных месторождений и рудопроявлений, молибден в разных количествах присутствует во многих оловорудных месторождениях [4—6, 7, 8, 17, 19, 21].

Авторами настоящей работы в последние годы получены новые материалы по взаимоотношениям оловянной и молибденовой минерализации, свидетельствующие о закономерном сонахождении этих металлов, занимающих определенные уровни магматогенных систем, что ставит под сомнение выводы отдельных исследователей [12, 20] об антагонизме олова и молибдена. Рассмотрим эти закономерности на примере промышленных оловорудных месторождений различных генетических типов из основных рудных районов:

касситерит-кварцевых — Тигриное и Забытое (Арминский район), Хинганское и Верхнее (Хингано-Олонойский район), Правоурмийское (Баджальский район) и касситерит-силикатных — Солнечное (Комсомольский район), Дубровское, Высокогорское и Арсеньевское (Кавалеровский район).

На площади Тигриногo месторождения, расположенного в апикальной части массива литий-фтористых гранитов, их апофиз и даек, прорывающих меловые терригенно-осадочные породы, рудная минерализация представлена молибденовым и вольфрам-оловянным типами, локализованными в двух взаимопересекающихся штокверковых зонах [4]. Молибденовая, более ранняя, приурочена к системе восток-северо-восточных (азимут простирания 30—70°) пологих трещин, проявленных в осадочных породах и интрузии гранит-порфиоров (шток Тигриный). Позднее молибденсодержащие прожилки были рассеяны основной вольфрам-оловянной зоной, которая морфологически представляет собой линейный штокверк, сложенный густой сетью параллельно ориентированных в северо-западном направлении (азимут простирания 315—340°) прожилков преимущественно кварц-полевошпатового и кварц-топаз-слюдистого состава с касситеритом, вольфрамитом и кварц-сульфидными прожилками и жилами.

По составу на Тигрином месторождении выделяются две молибденитсодержащие ассоциации: кварц-молибденитовая и кварц-полевошпат-молибденитовая (иногда с вольфрамитом).

Первая, преобладающая, представлена прожилками преимущественно кварцевого состава в роговиках. Количество прожилков и мощность их с глубиной заметно увеличиваются. Молибденит в этих прожилках представлен мелкими листоватыми, чешуйчатыми или лучистыми агрегатами, а чаще субмикроскопической вкрапленностью, неравномерно рассеянной в сливном жильном кварце и придающей последнему темно-серый, почти черный цвет. Реже прожилки кварца с молибденитом наблюдаются в грейзенизированных гранитах, особенно в краевых частях интрузии.

Кварц-полевошпат-молибденитовая ассоциация расположена в грейзенизированных гранитах и редко распространяется в роговики кровли штока гранитов, где образует метасоматические обособления, представляющие собой светлые полосы, сложенные агрегатами мелкозернистых кварца и адуляра (содержание  $K_2O$  — 6,18 мас. % породы). С глубиной количество кварц-полевошпатовых образований увеличивается. На глубине около 200 м от современной поверхности в боковых частях штока гранитов появляются кварц-полевошпатовые жилы мощностью до нескольких метров, содержащие вкрапленность и гнезда молибденита, иногда в сростании с вольфрамитом, рассеянные более поздними прожилками касситерита.

К числу молибденитсодержащих относятся также пегматоиды, сложенные крупноблоковым полевым шпатом (ортоклаз, микроклин), кварцем и гнездами листоватой слюды, содержащие вкрапленность, гнезда и прожилки молибденита. По времени образования они близки кварц-полевошпат-молибденитовым жилам и образовались на этапе интенсивного калиевого метасоматоза в краевых частях штока гранитов (штокшейдер).

В вольфрам-оловянных минеральных ассоциациях молибденит проявлен слабо. Редкие пластинки его встречаются в слюде грейзенов и в кварце, содержащем касситерит и вольфрамит. Своеобразные агрегаты молибденита в сростании с минералами висмута и арсенопирита в виде каемок вокруг зерен топаза встречены в кварц-сульфидных прожилках и грейзенизированных пегматитах. В дайке грейзенизированного гранита, в гнездах сульфидов установлены пластинки молибденита на границе сростания зерен сфалерита и станнина.

Преимущественное распространение молибденовая минерализация получила в западной части рудного поля месторождения, в том числе и в штоке гранит-порфиоров, где скважинами и горными выработками вскрыта система пологих молибденит-кварцевых прожилков. Отмечается молибденит и севернее штока. Одной из скважин здесь вскрыты окварцованные песчаники с

рассеянной вкрапленностью молибденита, на которые наложена колчеданная (пирротин-халькопиритовая) минерализация с примесью сфалерита и станнина.

Концентрация молибдена в оловянных рудах невелика и в среднем на массу вольфрам-оловянного штокверка составляет 43 г/т (среднее из 833 химических анализов бороздовых проб). В штокверке среди роговиков по разным сечениям она колеблется от 55 до 88 г/т. В богатых оловом и вольфрамом грейзенах, сформированных по гранитам, — 10 г/т. В пегматоидах повышается до 163 г/т, а в гранит-порфирах, обогащенных кварц-молибденитовыми прожилками, достигает 200 г/т.

Молибденовая минерализация сопровождается своеобразным теллур-висмутовым парагенезисом, в состав которого входят висмут самородный, висмутин, жозеит А, селен-жозеит В и золото [6].

На редкометальном олововольфрамовом месторождении Забытом, расположенном в единой с Тигриным структурно-формационной зоне и в сходных геологических условиях, интрузивные породы также представлены штоком, апофизами и дайками литий-фтористых гранитов и гранит-порфиров, прорывающих толщу осадочных пород песчано-глинистого состава. Рудные тела образуют серию субпараллельных близмеридиональных кварцевых жил и зон грейзенов, локализованных в породах штока и за его пределами в роговиках. Они сложены кварцем, слюдой с вольфрамитом, касситеритом, флюоритом, арсенопиритом, реже — молибденитом, галенитом, сфалеритом, висмутовыми минералами. Молибденовая минерализация встречается здесь в небольших количествах повсеместно. Как и на Тигрином месторождении, выделяются две минеральные ассоциации: кварц-молибденитовая и кварц-полевошпат-молибденитовая [6].

Кварц-молибденитовая ассоциация распространена в виде тонких (1—2 мм, реже 1 см) прожилков среди ороговикованных пород в экзоконтакте штока гранит-порфиров. Более мощные прожилки (до нескольких сантиметров) встречаются в эндоконтакте штока. Минеральный состав их простой — кварц и молибденит. Последний неравномерно распределен по массе прожилков, часто образует сростки мелких чешуек, реже гнезда (в гранит-порфирах).

Кварц-полевошпат-молибденитовая ассоциация отмечается во всех рудных прожилках и сопровождающих их метасоматитах. По преобладающим рудным минералам можно выделить берилл-молибденитовые, вольфрамитовые и вольфрамит-арсенопиритовые с молибденитом руды. Первые имеют подчиненное значение. Это преимущественно маломощные (до первых сантиметров) прожилки среди гранит-порфиров. В их составе преобладают кварц, полевой шпат, слюда и топаз. Берилл, вольфрамит и молибденит имеют подчиненное значение и распределены в прожилках неравномерно. Вольфрамитовые жилы и прожилки локализованы также среди пород штока гранитоидов. В их составе кроме кварца и полевого шпата присутствуют топаз, вольфрамит, касситерит и висмутовые минералы. Молибденит в них приурочен преимущественно к зальбандам и образует, иногда, почти мономинеральные агрегаты. Спорадически молибденит распространен в массе, где образует сростки с вольфрамитом, кварцем, висмутовыми минералами. В последнем случае он кристаллизовался позднее сложных свинцово-висмутовых сульфосолей, но раньше сульфотеллуридов висмута (жозеита А, жозеита В, ингодита), висмутина и самородного висмута.

Вольфрамит-арсенопиритовые жилы локализованы среди ороговикованных пород. По минеральному составу эти жилы не отличаются от вольфрамитовых, но меняются количественные соотношения их составляющих: в них преобладают кварц и сульфиды (главным образом арсенопирит) при незначительном развитии полевого шпата. С глубиной количество молибденита в этих жилах возрастает.

Как и на Тигрином месторождении, на Забытом встречаются молибденитсодержащие пегматиты. Они локализируются в апикальной части или по

периферии штока гранит-порфиров в виде жилообразных или линзообразных тел. Молибденит в них образует мелкую вкрапленность, реже гнезда и совместно с флюоритом тяготеет к участкам, обогащенным крупнозернистым кварцем.

Менее интенсивно на изученном вертикальном интервале молибденовая минерализация проявлена в оловорудных месторождениях Хингано-Олонойского района. На самом крупном из них Хинганском месторождении оловорудные тела залегают в верхнемеловых липаритах и прорывающих их гранит-порфирах. Они представляют собой трубообразные зоны брекчий, прослеженные до глубины 1200 м от современной поверхности. Молибденит в них обнаруживается в малоомощных прожилках кварца, реже полевого шпата, сформированных в период, предшествовавший образованию брекчий. Это отчетливо видно в керне скважин, пройденных с горизонта + 40 м. Так, в скважине № 1620 обнаружен прожилок кварца с молибденитом в обломке измененного липарита, окруженного касситерит-кварцевым цементом. Мощность подобных прожилков колеблется от 1—2 до 10 мм. С глубиной количество кварц-молибденитовых прожилков увеличивается. Вместе с тем возрастает и содержание молибденита в контуре рудоносных брекчий. По результатам количественного спектрального анализа дубликатов проб по скважине № 2638, пройденной с горизонта + 40 м на глубину 204 м, содержание молибдена возрастает более чем в 2,5 раза (табл. 1) за счет увеличения количества содержащих молибденит прожилков.

Кварц-молибденитовые прожилки обнаружены также в структурно-поисковой скважине № 2267, пройденной с горизонта + 40 м и вскрывшей зону брекчий на глубине 766 м (более 1200 м от современной поверхности). В этой скважине они концентрируются вблизи кварцево-слюдисто-топазовых грейзенов (интервал 720—760 м). Наряду с кварцевыми здесь появляются кварц-полевошпатовые прожилки и мелкие жилки, в которых содержание молибдена колеблется от 34 до 100 г/т.

В составе рудных тел содержание молибдена колеблется от 5 до 13 г/т. Однако в некоторых участках количество его резко возрастает (табл. 2). Максимальных концентраций содержание молибдена достигает в богатых свинцом, цинком и висмутом рудах из оловосульфидной зоны, вскрытой кварцшлагом Дальним на горизонте + 40 м, и в скважине № 1620, содержащей кварц-молибденитовые прожилки.

Анализ геохимических проб, отобранных через зоны брекчий на горизонте + 40 м, показал, что в боковых их частях концентрация молибдена значительно ниже (5—12 г/т), чем в центральных (13—48 г/т).

Молибденит в кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилках присутствует в виде изогнутых пластинок, табличек и их агрегатов размером от 0,01 до 5 мм. Довольно часто встречается более тонкозернистый молибденит, скопления которого придают кварцу темно-серый, иногда черный цвет.

В пределах Карадубского рудного узла молибденит в виде рассеянной вкрапленности встречен только в грейзеновых рудах Верхнего месторождения, представленного, как и Хинганское, трубообразной зоной брекчий в риолитах. Геохимическими исследованиями здесь также установлено повышение концентрации молибденита с глубиной. Так, на горизонте 520 м содержание его составляет 3,83 г/т ( $n = 61$ ), а на горизонте 440 м достигает 19,6 г/т ( $n = 83$ ).

Таблица 1  
Содержание молибдена в поисковой скважине № 2638 Хинганского месторождения

Интервал опробования, м	Количество проб	Пределы содержания, г/т	Среднее содержание, г/т	Среднее квадратичное отклонение, г/т	Коэффициент вариации, %
77—115	38	1—14	6,21	3,98	64,09
115—152	38	4—28	9,03	5,91	65,40
152—204	52	4—222	16,68	33,47	200,58

Содержание молибдена и других рудных элементов в различных рудных телах (р.т.) Хинганского месторождения ( по данным штуфных проб)

Номера проб	Место взятия	Содержание, мас. %									
		Pb	Zn	Cu	W	Bi	Ag	Nb	Y	Yb	Mo
КП-2587	Р.т. Геологическое, гор. 470 м	5,46	8,15	0,85	1,27	0,30	0,049	80	100	10—20	13
КП-2583	Р.т. Ветвистое, гор. 170 м	8,01	1,60	0,14	0,01	0,17	0,045	Не обн.	200—300	4	5
КП-2419	Р.т. Северное-Глубокое, гор. 40 м	0,67	0,53	Не опр.	0,05	0,22	0,061	*	80	4	7
ДС-57а	Сульфидная зона кваршлага	0,86	1,83	Сл.	0,015	1,13	0,019	40	40	2	200
ДС-57б	Дальнего, гор. 40 м	1,35	7,90	0,87	0,017	1,73	0,031	40	40	2	200
ДС-57в		0,249	0,08	0,12	Сл.	6,49	0,015	30	30	1	100
ГХП-49а	То же	3,61	0,33	0,13	Не опр.	4,80	0,072	30	Не обн.	Не обн.	117
ГХП-49б	*	0,01	0,03	Не обн.	*	0,065	Не обн.	Не обн.	60	*	20
ГХП-50	*	0,06	0,02	*	*	0,148	*	30	Не обн.	*	31
ДС-25	Р.т. Загадочное, гор. 40 м, скв. 1620, 135 м	0,04	0,36	0,04	<0,01	0,005	0,0006	70	Не опр.	Не опр.	20
ДС-29	То же 147 м	0,02*	0,04*	0,39*	<0,01*	0,003*	0,0002*	70	50	3	510*
ДС-30	*	0,14*	0,177*	1,51*	<0,01*	0,006*	0,0006*	50	50	3	100*

Примечание. Звездочкой отмечены результаты химического анализа, анализы Г.И. Горбач, Л.С. Левчук. Остальные элементы определены количественным спектральным анализом, анализы Т.В. Ланкова и В.Е. Сахаро.

В пределах Верхнеурмийского рудного узла (Баджальский рудный район) молибденовая минерализация относительно широко проявлена в ближайшем эндо- и экзоконтакте Верхнеурмийского массива аляскитовых гранитов в зонах кварц-мусковитовых грейзенов, содержащих, кроме молибденита, также касситерит, вольфрамит, арсенопирит и висмутые минералы. В рудах удаленного от массива на 5 км Правоурмийского вольфрамо-оловянного месторождения, сложенного сидерофиллит-топаз-кварцевыми грейзенами, молибденит микроскопически встречен только в лежащем зальбанде в виде вкрапленности. Содержание молибдена на верхних горизонтах не превышает 4,5 г/т и в среднем составляет 1,8 г/т. С глубиной количество молибдена увеличивается до 7 г/т. Ниже уровня промышленного оловянного оруденения молибденит появляется в составе кварц-топазовых прожилков в виде каплевидных выделений размером до 0,5 мм. Ядра этих выделений сложены самородным висмутом.

Поисковыми скважинами на глубине около 1000 м от современной поверхности вскрыто оруденение, представленное редкими, большей частью пологими кварц-полевошпатовыми жилами и прожилками мощностью от долей миллиметра до 4,0 см с молибденитом. Прожилки имеют полосчатое строение за счет чередования полос кварца и полевого шпата. К границам полос приурочены выделения молибденита.

В месторождениях касситерит-силикатной формации (Комсомольский и Кавалеровский рудные районы) молибденовая минерализация во многом сходна с описанной для месторождений кассите-

рит-кварцевой формации. Наиболее детально она изучена в Комсомольском рудном районе. Здесь известны самостоятельные проявления молибдена в виде маломощных молибденит-кварцевых и "сухих" молибденитовых прожилков в слабо оловоносной юго-западной части района. Эти прожилки проявлены в ореоле контактовых роговиков, связанных с крупным Чалбинским гранитным массивом и зонами грейзенов в его эндоконтакте, а также со штоками гранит-порфиров. По представлениям многих исследователей, эти рудопроявления подчеркивают развитую в районе металлогеническую зональность и представляют ее наиболее высокотемпературное звено. С открытием молибденовой минерализации в пределах рудного поля Солнечного месторождения стало очевидным, что подобная зональность проявлена не только по латерали, но и по вертикали.

Как было показано раньше [4], на Солнечном месторождении зона прожилковой молибденовой минерализации мощностью не менее 160 м и протяженностью около 500 м наиболее интенсивно проявлена в лежащем боку зоны Главной (рис. 1). По падению она прослежена на 500 м, постепенно затухает по восстанию и ограничивается с запада апофизой Восточной. Однако отдельные молибденитсодержащие прожилки встречаются и в самой зоне Главной, где удалось выявить их более ранний, чем оловянная минерализация, возраст (рис. 2).

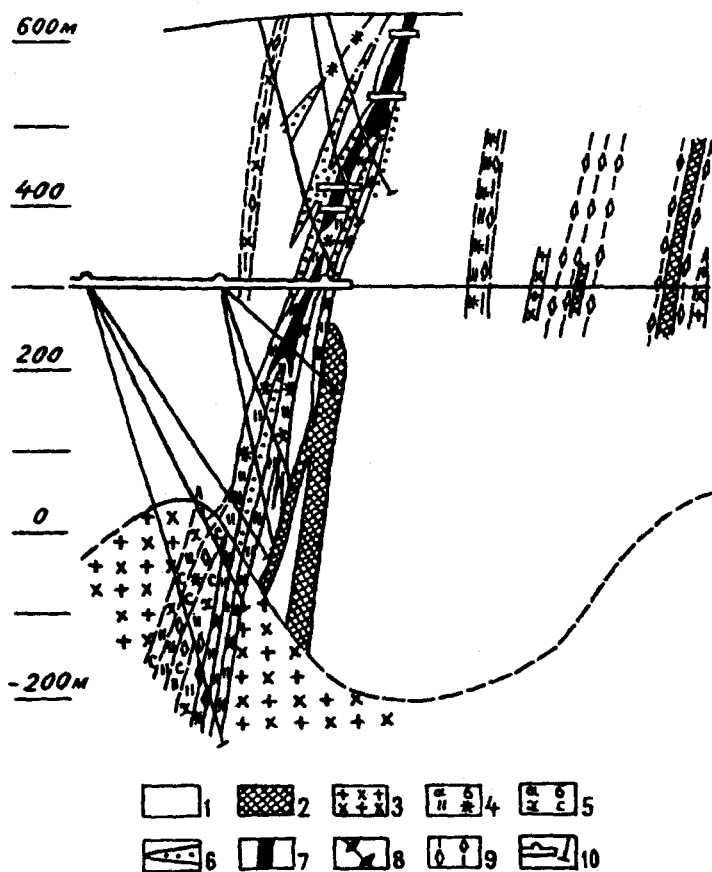


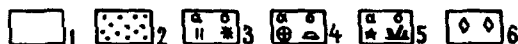
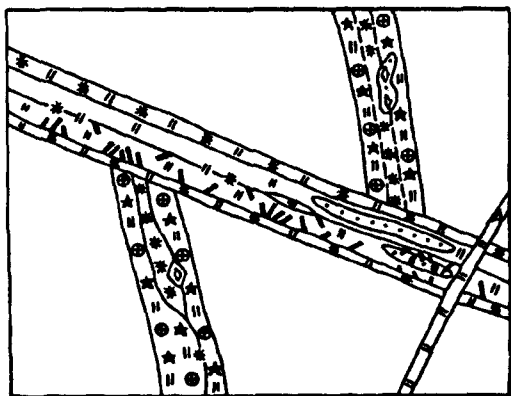
Рис. 1. Вертикальный разрез зоны Главной Солнечного месторождения (по [3]).

1 — породы юрского терригенно-осадочного комплекса; 2 — диоритовые порфиры (кварцевые диориты) силлинского комплекса; 3 — граниты и гранодиориты; 4-6 — метасоматиты: 4 — кварц-турмалиновые (а — кварц, б — турмалин); 5 — кварц-хлорит-мусковитовые (а — хлорит, б — мусковит); 6 — кварциты; 7 — участки, насыщенные жильным кварцем с касситеритом; 8, 9 — визуально наблюдаемые по керну скважин в гранитоидах минералы: 8 — касситерит, 9 — молибденит; 10 — подземные выработки и скважины.



Рис. 2. Взаимоотношение минеральных парагенезисов в зоне Главной Солнечного месторождения. Центральный интервал, горизонт 300 м. Зарисовка южной стенки расщелины 6.

1 — кварцевый диоритовый порфирит; 2 — кварциты; 3 — кварц (а) и турмалин (б); 4 — полевой шпат (а) и кальцит (б); 5 — молибденит (а) и касситерит (б); 6 — арсенипирит.



Внутри прожилковой зоны выделено девять жил мощностью до 25 см кварц-турмалинового и кварц-полевошпатового состава, согласных с общим простиранием зоны Главной и падающих преимущественно на юго-запад под углами 60—85°. Эти жилы сопровождаются серией близпараллельных тонких (первые миллиметры) прожилков, количество которых составляет до 15 шт. на погонный метр. Среднее содержание молибдена в зоне на горизонте 300 м составляет 0,04 мас. %, а в отдельных жилах достигает 3,6 мас. %. С глубиной количество жил и концентрация в них молибдена увеличиваются.

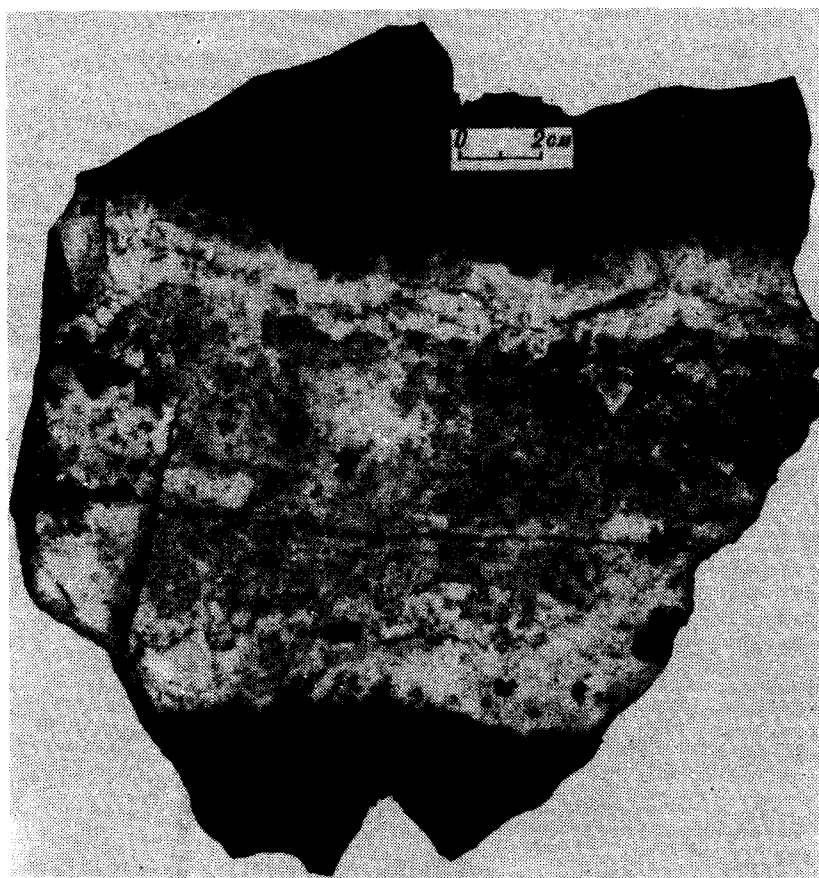
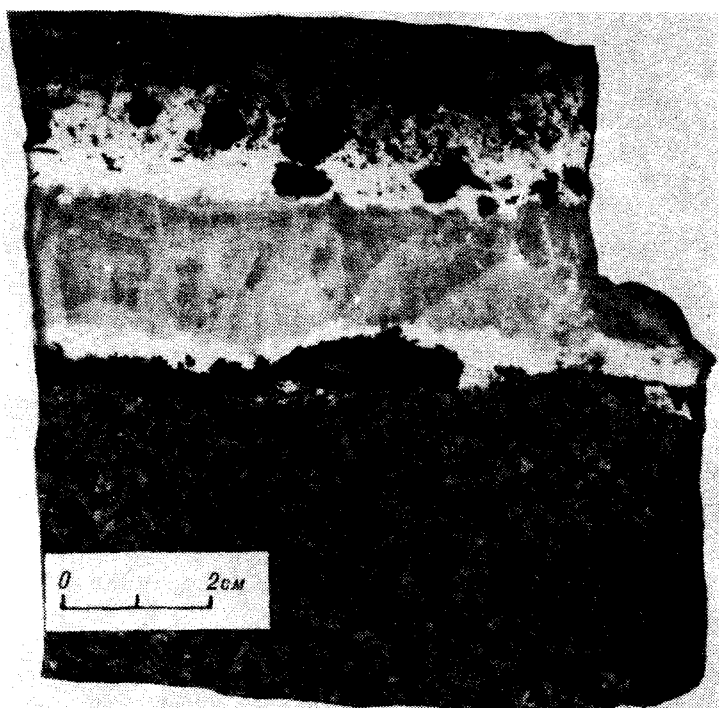
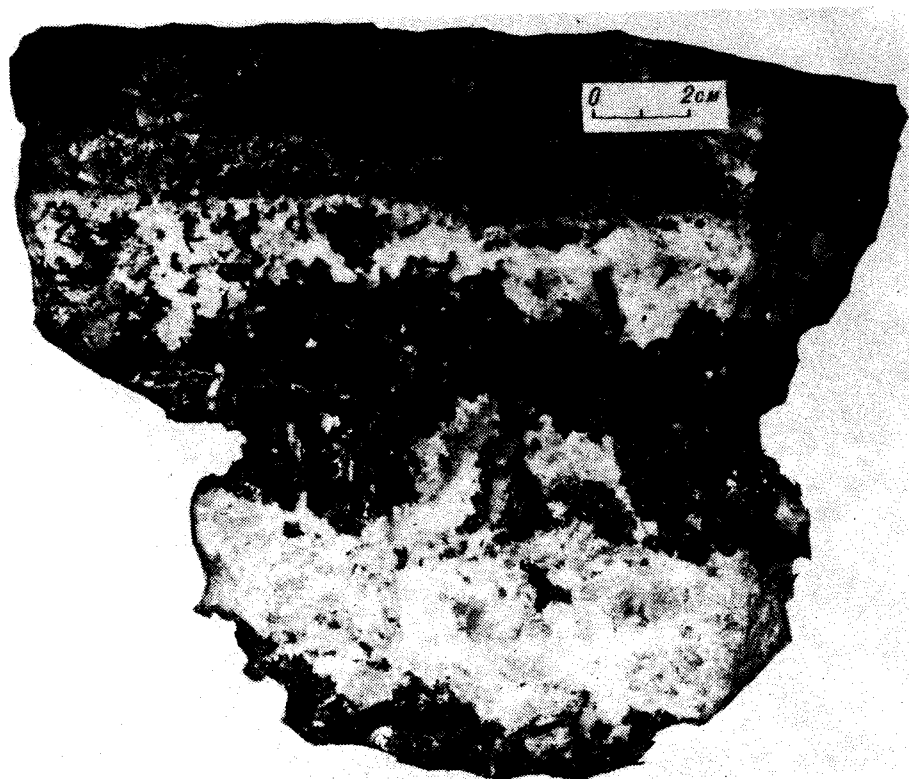


Рис. 3. Жила кварца (серое) с полевым шпатом (белое) в зальбандах и вкрапленностью турмалина (черное) в роговиках.



*Рис. 4.* Жила кварца (светло-серое) с полевым шпатом (белое) и турмалином (черное) в зальбандах среди диоритовых порфириров.



*Рис. 5.* Жила кварца (белое) с биотитом (черное) в диоритовых порфиритах.

Т а б л и ц а 3

Содержание петрогенных и рудных элементов в молибденсодержащих рудах Солнечного месторождения, мас. %

Оксиды и элементы	Номер пробы						
	3418	3419	3422	3423	3425	3426	3427
SiO <sub>2</sub>	60,10	58,39	57,90	37,60	50,00	63,30	59,20
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,60	0,32	0,72	0,16	0,55	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,60	12,93	4,64	8,62	15,25	15,58	12,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,14	4,14	11,59	4,94	1,55	2,66	2,95
FeO	2,49	4,26	1,42	6,60	1,07	2,49	1,78
MnO	0,20	0,39	0,06	0,14	0,04	0,07	0,10
MgO	2,59	2,50	1,70	7,49	0,32	2,16	2,59
CaO	3,95	4,20	3,96	12,68	8,12	4,20	10,36
K <sub>2</sub> O	1,73	1,73	0,30	4,98	7,73	4,41	1,86
Na <sub>2</sub> O	0,38	0,30	0,08	0,45	2,06	2,80	1,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,24	0,29	7,22	0,17	0,07	0,19
H <sub>2</sub> O	0,13	0,12	0,07	0,10	0,34	0,08	0,04
Ппп	5,00	4,40	11,33	1,28	3,32	0,89	4,71
WO <sub>3</sub>	0,67	0,44	1,48	Н.о.	1,32	0,17	1,08
Mo	0,33	0,66	0,77	0,03	0,12	0,02	0,01
Sn	0,003	0,008	0,002	Н.о.	Н.о.	0,001	0,002
Pb	0,009	0,05	0,012	0,009	0,005	0,005	0,036
Zn	0,006	0,085	0,02	0,004	0,012	0,005	0,008
Cu	0,007	0,012	0,01	0,01	0,01	0,007	0,015
Bi	0,33	0,042	0,28	0,026	0,24	0,026	0,026
As	0,58	Н.о.	3,67	0,33	0,42	0,33	0,17
Ag	0,41	3,5	2,9	0,26	0,51	0,24	1,6
V	0,007	0,008	0,004	0,008	0,001	0,01	0,008
Cr	0,002	0,003	Н.о.	0,007	Н.о.	0,01	0,005
Ni	0,006	0,003	0,005	0,003	0,013	0,003	0,001
Co	0,04	0,02	0,03	0,01	0,04	0,008	0,001
Au	0,05	0,45	0,95	0,05	9,7	0,20	0,02
S	1,19	0,13	3,67	0,30	0,37	Н.о.	0,37

Примечание. Анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН: оксиды, а также WO<sub>3</sub> и Mo — химическим методом В.У. Крамаренко; прочие рудные элементы — количественным спектральным анализом Т.В. Ланковой и В.Е. Сахно; пробирный анализ Г.А. Бахаревой (содержание Au и Ag — г/т). Состав и места отбора проб: 3418 — кварцеванный, хлоритизированный и серицитизированный песчаник с кварц-турмалиновыми и кварцевыми прожилками с вкрапленностью молибденита, арсенопирита и висмутовых минералов, шахта Юбилейная, врезка рудного двора, гор. 240 м; 3419 — серицитизированный и хлоритизированный песчаник с маломощными прожилками турмалинитов и кварца с вкрапленностью молибденита, уклон 3, гор. 240 м; 3422 — кварц с обильной вкрапленностью турмалина, молибденита, арсенопирита, висмутовых минералов и шешелита, вскрышной кварцшлаг из шахты Юбилейной, гор. 180 м, 19 м к западу от ствола шахты; 3423 — биотитизированная порода с обильной вкрапленностью апатита, вскрышной кварцшлаг из шахты Юбилейной, гор. 180 м; 3425 — кварц-полевошпатовая жилка с вкрапленностью арсенопирита и молибденита и гнездами флюорита, шахта Юбилейная, гор. 70 м; 3426 — диорит с кварц-полевошпатовыми прожилками, содержащими редкую вкрапленность арсенопирита, шахта Юбилейная, гор. 23 м; 3427 — турмалинизированный и хлоритизированный диорит с жилкой кварца, содержащей вкрапленность шешелита, молибденита, арсенопирита, шахта Юбилейная, гор. 23 м.

На горизонтах, близких отметке 0 м, в прожилках и жилах также увеличивается количество полевых шпатов и биотита. Максимальных количеств эти минералы достигают на участках, где вмещающими являются интрузивные породы (диориты). Здесь порой образуются массивные биотитовые метасоматиты, кварц-полевошпатовые (рис. 3, 4) или кварц-полевошпат-биотитовые жилы (рис. 5), содержащие турмалин, а также вкрапленность и прожилки рудных минералов. Иногда встречаются прожилки мономинерального апатита, в осевой части которых кристаллизуются агрегаты призматического арсенопирита с молибденитом. В кварц-полевошпатовых, а особенно в биотитовых жилах среди интрузивных пород появляется шешелит.

В штоке гранитов молибденит встречен в хлоритовых (тюрингит) оторочках, обрамляющих жилу кварца с касситеритом.

Состав молибденитсодержащих обособлений отражают результаты химического и количественного спектрального анализа штучных проб, отобранных на разных горизонтах по стволу шахты Юбилейной (табл. 3).

Как на Тигрином и Забытом месторождениях, молибденовая минерализация месторождения Солнечное сопровождается висмутовыми минера-

лами и золотом (самородно-сульфотеллуридная ассоциация). Кроме самородного висмута и висмутина отмечаются теллуриды висмута — жозеит А, жозеит В и хадлеит с содержанием теллура от 10 до 22 мас. %. Примесь селена в них составляет от 0,15 до 1,6 мас. %. Золото присутствует совместно с молибденитом, минералами висмута, реже с арсенопиритом. В гнездах самородного висмута оно встречается в виде почковидных и изометричных выделений размером до 0,3 мм и тяготеет к их краевым частям. В сульфотеллуридах и теллуридах висмута золото выполняет межзерновое пространство, а в молибдените отлагается преимущественно по трещинам спайности, иногда совместно с висмутовыми минералами. Пробность золота колеблется в широких пределах (от 830 до 667). Более высокая пробность золотин характерна в ассоциации с молибденитом. В почковидных зональных золотинах внешняя оторочка обогащена серебром.

На других оловорудных месторождениях Комсомольского района специальных исследований молибденовой минерализации не проводилось, однако есть основания считать, что на их глубоких горизонтах она будет обнаружена. Это подтверждают геохимические исследования магматических пород [2], а также данные анализа групповых проб руд Фестивального месторождения, позволившие оконтурить участок повышенных (до 0,012 мас. %) концентраций молибдена [5].

В Кавалеровском районе молибденовая минерализация встречена на площадях месторождений Высокогорского, Дубровского и Арсеньевского.

На Высокогорском месторождении, как показал В.И. Косенко [7, 8], молибденовая минерализация в виде кварц-молибденитовых прожилков расположена в интенсивно измененных — окварцованных, хлоритизированных, турмалинизированных и серицитизированных песчаниках со стороны лежащего экзоконтакта штока гранодиорит-порфиров (рис. 6). Породы апикальной части этого штока также изменены — окварцованы, серици-

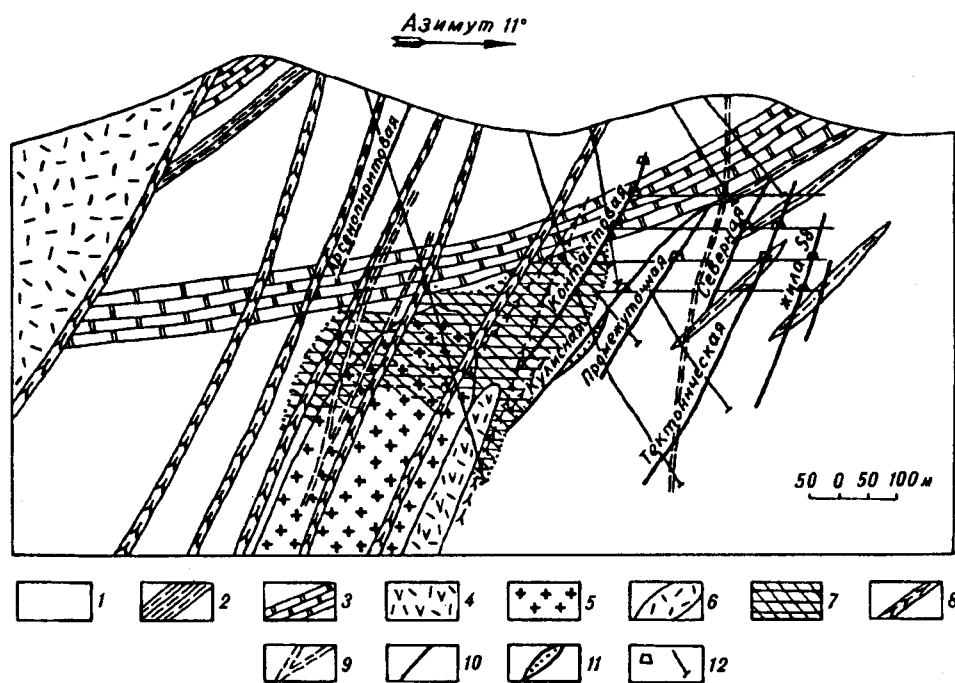


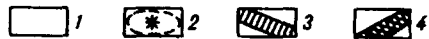
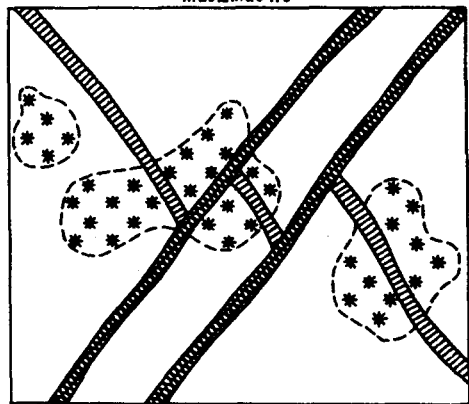
Рис. 6. Схема размещения штокверковой минерализации на Высокогорском месторождении, разрез 22 (по [8] с дополнениями авторов).

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — кремнистые сланцы; 4 — кварцевые порфиры; 5 — гранодиорит-порфиры; 6 — липариты; 7 — штокверковая молибденовая минерализация; 8 — плагиофельзит-порфиры; 9 — диабазовый порфирит; 10 — оловорудные зоны; 11 — кварц-турмалин-касситеритовые метасоматиты; 12 — скважины и горные выработки.

Рис. 7. Взаимоотношение молибденовой и оловянной минерализации (по [7]).

1 — измененный песчаник; 2 — ореол турмалинизации; 3 — кварц-молибденитовый прожилок; 4 — кварц-хлорит-касситеритовые прожилки с турмалином и сульфидами.

Аз напр. 25°  
Масштаб 1:6



тизированы, хлоритизированы и содержат гнезда апатита и кварц-молибденитовые прожилки.

Кварц-молибденитовые жилы и прожилки мощностью от 0,5 до 10 см ориентированы в субмеридиональном, реже в субширотном направлениях и полого падают к западу или востоку. Как и на других месторождениях, они пересечены более поздними касситеритсодержащими жилами и прожилками (рис. 7). В более мощных жилах кварц и молибденит тяготеют к зальбандам, а в осевой части отмечаются хлорит, арсенопирит, пирротин, пирит, сфалерит, сульфотеллуриды висмута, висмутин, самородное золото.

Исследованиями последних лет доказаны значительные масштабы молибденовой минерализации. Прожилки кварца с молибденитом широкой полосой (площадь которой составляет не менее 20 000 м<sup>2</sup>) окружают шток гранодиорит-порфиров и распространяются на большую глубину. В 400 м от современной поверхности в юго-восточной части месторождения (Константиновская рудосносная структура) зоны взрывных брекчий (зона Главная и другие) содержат округлые обломки гранодиорит-порфиров с молибденит-кварцевыми прожилками. Цемент взрывных брекчий полностью превращен в тонкозернистый кварц-турмалиновый агрегат. Касситерит в ассоциации с кварцем и мусковитом в зонах взрывных брекчий является наложенным. Обогащенные оловом участки имеют линзовидную форму. Оловянная минерализация отделяется от турмалиновой и молибденовой внутрирудными дайками фельзит-порфиров.

Наблюдения над взаимоотношением различных типов минерализации показывают, что турмалинизация проявлялась неоднократно в домолибденитовый, молибденитовый, докасситеритовый и касситеритовый этапы в сочетании с многофазным дайковым комплексом, что свидетельствует о сложной и длительной истории развития магматогенно-рудной системы Высокогорского месторождения.

На Дубровском месторождении молибденовая минерализация вскрыта ниже уровня промышленных оловянных руд в апикальной части интрузии лейкогранитов и в расположенных над ее кровлей кварц-полевошпат-биотитовых роговиках (рис. 8), которые по восстанию (в 200 м от кровли) переходят в кварц-мусковитовые с флюоритом, кварц-мусковит-топазовые и кварц-топазовые грейзены [17, 18].

В апикальной части гранитной интрузии молибденит обнаруживается в прожилках кварца совместно с касситеритом, арсенопиритом, самородным висмутом, висмутином и сульфотеллуридами висмута (жозеит А, минерал L), реже золотом и замещается этими минералами.

В роговиках зоны экзоконтакта интрузии скважиной вскрыты тонкие прожилки кварца с калиевым полевым шпатом, флюоритом, молибденитом, висмутом самородным, висмутином, жозеитом А и арсенопиритом. Они рассечены более поздними прожилками кварца с флюоритом, касситеритом и сульфидами. Отмечаются также прожилки кварца, в зальбандах которых отлагался молибденит, а в осевой части — касситерит. По мнению В.К. Фишашина [18], редкометалльная (висмут-молибденовая) минерализация в основном несколько опережала оловянную.

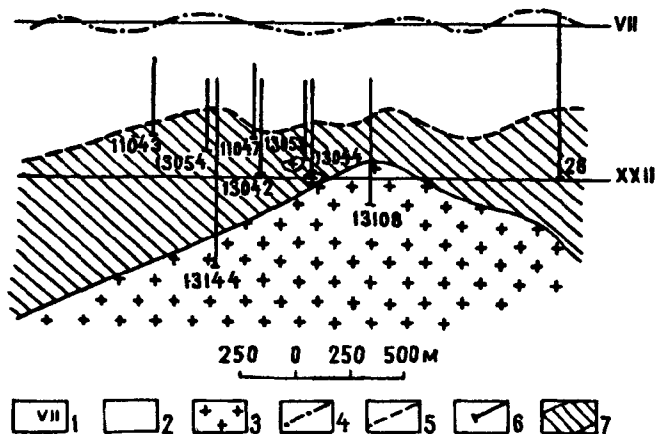


Рис. 8. Продольная вертикальная проекция северного фланга Дубровского месторождения (по [8]).

1 — горизонты; 2 — песчаники, алевролиты; 3 — граниты; 4, 5 — верхняя граница: 4 — слабо биотитизированных пород, 5 — кварц-биотитовых роговиков; 6 — скважины; 7 — ореол редкометалльной минерализации.

В последние годы молибденовая минерализация выявлена на Арсеньевском месторождении. В керне одной из скважин, вскрывающих XX горизонт (800 м от современной поверхности), среди хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов, содержащих вкрапленность халькопирита и пирротина, обнаружены редкие маломощные (1—2 мм) прожилки молибдена с висмутом самородным, висмутином и золотом, что позволило А.М. Кокорину выделить медно-висмут-молибденовую минерализацию. Проведенные А.М. Кокориным геохимические исследования показали, что в центральной части рудного поля Арсеньевского месторождения до глубины X горизонта содержание молибдена составляет в среднем 2 г/т при колебании от 1 до 5 г/т. С X по XX горизонт концентрация его повышается до 17—20 г/т, при колебании от 5 до 200 г/т.

Эти данные позволяют ожидать на еще слабо изученном XX горизонте и особенно ниже его ситуацию, сходную с Дубровским месторождением, — наличие интрузии гранитов с грейзенами в приконтактовой части, обогащенными молибденовой минерализацией.

Эпизодически молибденит встречается и на других оловорудных месторождениях Приморья, в том числе и относящихся к касситерит-сульфидной формации. Вкрапленность молибденита известна в грейзенах на площади Смирновского месторождения, в рудах полиметаллического месторождения Южного, на фланге Зимнего оловополиметаллического месторождения и других.

Широко распространена молибденовая минерализация в оловорудных месторождениях Северо-Востока. В рудах большинства из них В.К. Чайковский [21] отметил присутствие молибденита. Б.Л. Флеровым с соавторами [19] коротко охарактеризован молибденитсодержащий парагенезис (молибденит-ферберит-кварцевый) Полярного месторождения, расположенный во внешней зоне метасоматической колонки. На другом месторождении оловоносных грейзенов — Одиноком молибденит вместе с вольфрамитом входит в состав основного продуктивного парагенезиса — касситерит-флюорит-кварцевый. К сожалению, молибденовая минерализация этих месторождений изучена только качественно и не оценена на глубину.

Приведенные материалы показывают сходство минеральных парагенезисов рассмотренных молибденовых проявлений. В них преобладают кварцевые, полевошпат-кварцевые, иногда полевошпат-биотитовые жилы и

прожилковые зоны с молибденитом, редко грейзены с молибденит-кварцевыми прожилками.

Молибденовая минерализация формируется в виде штокверков, локализованных в поперечных, реже кососекущих и согласных по отношению к оловорудным телам разрывных нарушениях, сформированных на ранних этапах тектонического развития рудных районов.

Во времени формирование молибденовой минерализации предшествовало оловянной и сближено с этапом образования роговиков, развитых в экзоконтакте гранитоидных интрузий.

Молибденовые проявления объединяет сходство типоморфных рудных минералов, среди которых преобладают (кроме молибденита) арсенопирит, лелленгит, самородный висмут, висмутин, теллуриды висмута и золото. Эпизодически встречаются пирит и халькопирит, а также вольфрамит (Тигриное), шеелит и апатит (Солнечное), сфалерит и пирротин (Высокогорское), касситерит (Дубровское).

Концентрации основного рудного элемента в молибденовых проявлениях невысоки, однако примеры Тигринового и, особенно, Солнечного месторождений показывают, что по сумме металлов (молибден, висмут, золото, иногда вольфрам) они могут представлять промышленный интерес.

По составу жильных и рудных минералов практически все перечисленные выше проявления молибдена близки собственно молибденовому типу месторождений, широко развитому в золотомолибденовом поясе Забайкалья. Исключение составляет убогое по олову Забытое месторождение, минеральные парагенезисы которого соответствуют молибденит-берилл-вольфрамитовому типу [6].

Как и на многих, собственно молибденовых месторождениях, в рассмотренных нами проявлениях минерализация связана с кислыми фазами сложных магматических комплексов. Примеры глубоко вскрытых оловорудных месторождений подтверждают высказанное Н.А. Хрущовым положение о связи молибденовой минерализации с гранитоидными интрузиями, от кровли которых вертикальный размах этой минерализации колеблется от первых сотен метров до 1—2 км [20]. На Солнечном месторождении этот размах составляет не менее 500 м (см. рис. 1). По данным В.И. Косенко [8], молибденовый штокверк на Высокогорском месторождении распространяется примерно на 350 м (см. рис. 6), а на Дубровском — не менее чем на 200 м (см. рис. 8) от контакта с интрузией.

На Тигрином месторождении положение молибденовой минерализации по отношению к магматическим породам более сложное. По данным В.Г. Гоневчука [6], здесь выделяются гранитоиды рудоносных штоков — Малого (среднезернистые протолитионитовые с циннвальдитом граниты), Главного (полнокристаллические, существенно альбитовые с циннвальдитом граниты) и ассоциирующих с ними липаритовых порфиров (шток Тигриный). Молибденитсодержащие жилы и прожилки развиты над залегающим на глубине около 400 м штоком Главным, причем распространяются до современной поверхности не только в роговики, но и в липаритовые порфиры штока Тигринового, а сами рассечены трубообразным телом штока Малого, в котором встречены ксенолиты роговиков с молибденит-кварцевыми прожилками.

Отчетливо выражена вертикальная зональность молибденовых проявлений. В верхних частях они представлены преимущественно молибденит-кварцевыми прожилками. С глубиной в их составе появляется калиевый полевой шпат, количество которого с приближением к материнским гранитоидам постепенно увеличивается вплоть до образования кварц-полевошпатовых жил, иногда с биотитом или мусковитом. Подобная зональность свойственна и собственно молибденовым месторождениям. В.И. Рехарский связывает эту зональность с “высокой концентрацией щелочных металлов, кислотных компонентов и слабых оснований” [14. С. 244]. При этом щелочные металлы, высоко активные при высоких температурах, формируют молибденитсодержащие полевошпат-кварцевые жилы и прожилки. По восстановлению, с понижением температуры увеличивается кислотность рудообразу-

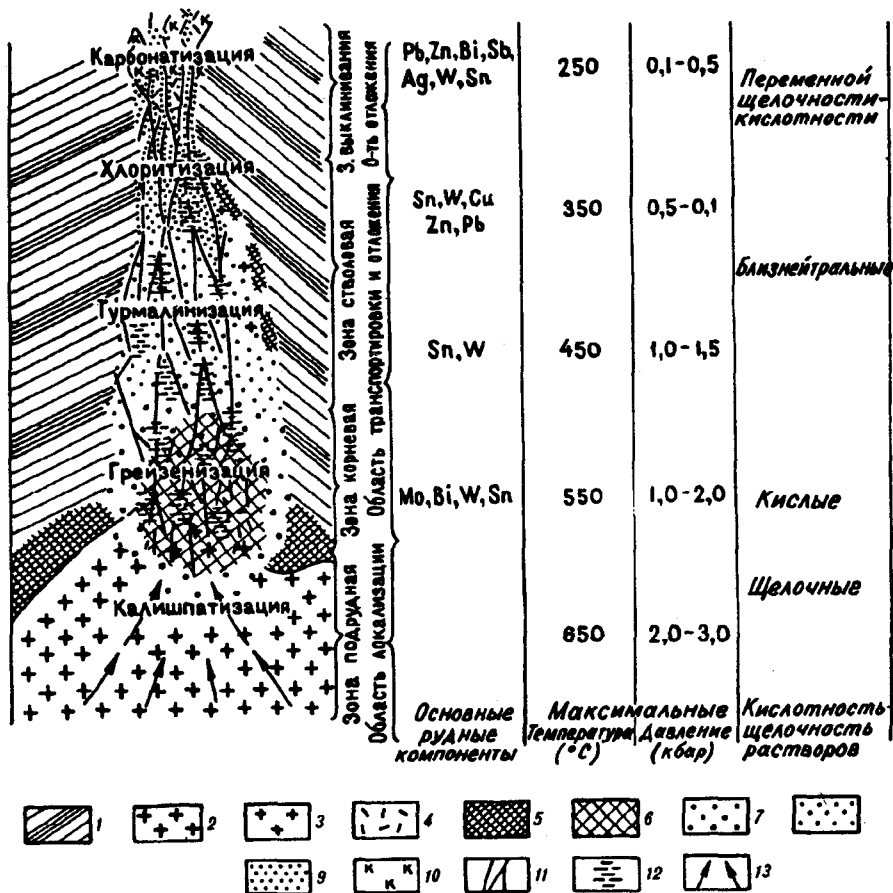


Рис. 9. Обобщающая модель гидротермальной системы месторождений касситерит-силикатной формации.

1 — переслаивание алевролитов и песчаников; 2 — рудоносная гранитная интрузия; 3 — граниты поздней (предрудной) фазы; 4 — фельзиты; 5 — роговики; 6 — грейзены; 7 — турмалинизация; 8 — хлоритизация; 9 — карбонатизация; 10 — рудные жилы; 11 — зоны прожилково-вкрапленного оруденения; 12 — направление движения рудообразующих растворов.

ющих растворов, что способствует частичному или полному выносу щелочных элементов из пород и формированию прожилков и жил кварца.

Отложение минералов продуктивного парагенезиса молибденоносных жил происходило из сложных по составу высококонцентрированных хлоридно-натровых и углекислотных пневматолитово-гидротермальных растворов при температурах 600—100 °С: на Солнечном месторождении — 550—100, на Дубровском — 550—195, Хинганском — 550—200, Верхнем — 440—280, Тигрином — 450—150, Забытом — 400—250 °С. При этом в ряде случаев отмечается заметное увеличение температуры по мере приближения к материнской интрузии [17].

Соотношение оловянной и молибденовой минерализации в пределах оловорудных полей, отраженное на обобщенной схеме (рис. 9), показывает, что развитие рудного процесса совершается однотипно в месторождениях олова различных генетических типов и не обнаруживает явной зависимости от состава вмещающих пород. Определяющим фактором является глубина заложения материнских интрузивных массивов, которая достигает максимальных значений в вулканических постройках и приближена к современной поверхности в терригенных толщах.

Выявленные соотношения оловянной и молибденовой минерализации, особенности развития последней во времени и пространстве, связи ее с магматическими породами, количественные характеристики рудоносных



растворов, минералого-геохимические особенности руд и другие признаки проявляются однотипно на всех изученных месторождениях. Это позволяет авторам настоящей статьи относить молибденовую минерализацию к раннему звену оловоносных магматогенно-рудных систем. В этих системах очаги, генерирующие оловоносные растворы, находятся на большей глубине, чем молибденоносные очаги, что предопределяет развитие оловянных руд на более значительном по протяженности вертикальном интервале по сравнению с рудами молибденовыми и пространственное совмещение разнотипной минерализации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Безенко П.Е.* Магматизм и металлогения Буреинской рудной провинции // Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — С. 335—352.
2. *Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А.* Медь и молибден в магматических породах Комсомольского района // Рудные месторождения Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1983. — С. 108—114.
3. *Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Коростелев П.Г.* Гранитоиды Солнечного оловорудного месторождения // Геология рудн. месторождений. — 1984. — Т. 26, № 6. — С. 45—52.
4. *Коростелев П.Г., Кокорин А.М., Сучков В.И. и др.* Минералогия и генетические особенности молибденового проявления в Комсомольском оловорудном районе // Рудоносность Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1978. — С. 108—114.
5. *Коростелев П.Г., Кокорин А.М., Гоневчук В.Г.* О возможности обнаружения молибденовой минерализации на площади Фестивального рудного поля (Комсомольский район) // Геология окраины континента / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1979. — С. 178—179.
6. *Коростелев П.Г., Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. и др.* Минеральные ассоциации грейзенового вольфрамово-оловянного месторождения (Приморье) // Минеральные ассоциации месторождений олова и вольфрама на Дальнем Востоке / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1990. — С. 17—61.
7. *Косенко В.И.* О молибденовой минерализации на Верхне-Кенцухинском месторождении // Вопросы геологии рудных месторождений Дальнего Востока / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1972. — С. 132—135.
8. *Косенко В.И.* Молибденовая минерализация на оловорудных месторождениях Кавалеровского района // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловорудных районах / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 82—88.
9. *Матвеевко В.Т., Радкевич Е.А.* К поиску молибденовых и молибден-медных месторождений на Востоке СССР // Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — С. 56—75.
10. *Основные черты геологии и металлогении Приморья / ДВГИ ДВ филиал СО АН СССР.* — Владивосток, 1968. — С. 35—36.
11. *Покалов В.Т.* Структура, возраст и околожильные изменения Умалтинского молибденового месторождения // Сов. геология. — 1958. — № 3. — С. 67—84.
12. *Попов В.С.* Оловорудные и молибденовые провинции и причины их пространственного обособления // Зап. Всес. минерал. о-ва. — 1984. — Ч. СХІІІ, вып. 1. — С. 3—14.
13. *Радкевич Е.А.* Металлогения Южного Приморья. — М.: Изд-во АН СССР, 1958. (Тр. ИГЕМ; Вып. 19).
14. *Рехарский В.И.* Геохимия молибдена в эндогенных процессах. — М.: Наука, 1973.
15. *Умитбаев Р.Б., Сидоров А.А., Соболев А.П., Скибин Ю.П.* Металлогеническая зональность Охотско-Чаунской области в связи с кислым вулканизмом // Тихоокеан. геология. — 1985. — № 5. — С. 78—86.
16. *Усенко С.Ф., Чеботарев М.В.* Геология и оловоносность Приамурья. — М.: Недра, 1973.
17. *Финашин В.К., Кокорин А.М., Косенко В.И., Шлемченко С.Д.* Грейзены Дубровского месторождения // Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану // ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1978. — С. 190—192.
18. *Финашин В.К.* О редкометалльной минерализации касситерит-силикатно-сульфидного месторождения // Геология окраины континентов / ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1979. — С. 175—177.
19. *Флеров Б.Л., Степанов Е.Р., Бичус Б.Я., Жданов Ю.Я.* Парагенезис минералов Полярного месторождения // Минералогия и геохимия производных гранитоидного магматизма // ЯФ СО АН СССР. — Якутск, 1981. — С. 5—23.
20. *Хрущов Н.А.* Классификация месторождений молибдена // Сов. геология. — 1969. — № 6. — С. 52—67.
21. *Чайковский В.К.* Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1960.

ДВГИ ДВО РАН  
Владивосток

Поступила в редакцию  
15 ноября 1993 г.

*В.В. Раткин, Л.Н. Хетчиков,  
В.А. Пахомова, Л.Ф. Симаненко*

**СОСТАВ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ  
КРИСТАЛЛИЗАЦИИ СФАЛЕРИТА  
КАК ОТРАЖЕНИЕ ЗОНАЛЬНОСТИ  
ПАРТИЗАНСКОГО СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
(Приморье)**

Состав сфалерита изучен локальным микрорентгеноспектральным анализом (более 100 замеров), дополненным данными химического и количественного спектрального анализом. Физико-химические условия кристаллизации сфалерита определены по данным изучения в нем и других минералах флюидных включений. Установлено изменение состава сфалерита как в пространстве, так и во времени. Наиболее значительными являются изменения железистости, пределы которых индивидуальны для каждого рудного тела. Характерно зональное по содержанию железа строение зерен сфалерита, увеличение железистости минерала по восстанию рудных тел. Вместе с увеличением железистости происходит повышение содержания в минерале марганца и кадмия. Показано, что минералогическая зональность на месторождении, изменения состава сфалерита являются следствием температурного градиента в близповерхностной колонне рудоносных гидротерм.

К настоящему времени накоплены значительные материалы по геологии и минералогии многочисленных скарново-полиметаллических месторождений Дальнегорского рудного узла. Партизанскому же месторождению посвящено всего несколько публикаций [3, 4, 6, 7], в которых приводилась только краткая минералогическая характеристика сфалерита. В 1990 г. появилась первая относительно полная работа Ю.К. Пустова [5], содержащая обширные сведения по геологии, минералогии месторождения, закономерностям распределения руд в его пределах. Однако сфалерит был изучен Ю.К. Пустовым недостаточно, выводы об изменении его состава сделаны преимущественно на основании данных спектрального анализа, а состав газово-жидких включений в сфалерите определялся анализом валовых проб, приготовленных методом водных вытяжек. В небольшом объеме были замерены температуры гомогенизации газово-жидких включений в сфалерите. В результате сделано заключение о наличии в рудах месторождения двух генераций сфалерита: ранней железистой и поздней маложелезистой.

Нами состав сфалерита определялся локальным микрорентгеноспектральным анализом (микроанализатор "Самбах", Институт вулканологии ДВО РАН, аналитики В.И. Чубарев, В.Н. Ананьев), с помощью которого сделано более 100 замеров на участках зерен, не содержащих микровключений других минералов. Образцы для анализа отбирались из всех основных рудных тел месторождения. Микрорентгеноспектральные определения были дополнены многочисленными данными химического и количественного спектрального анализа монофракций минералов. Физико-химические условия кристаллизации сфалерита определялись путем изучения флюидных включений методами термобарогеохимии как в самом сфалерите, так и в ассоциированных с ним флюорите, кварце и кальците. Применяемые методы включали визуальное определение особенностей включений в полированных пластинках под микроскопом, замеры температур их гомогенизации ( $T_{\text{гом}}$ ), изучение состава законсервированных в них растворов с помощью криометрии [1, 11]. Впервые были детально изучены включения непосредственно в сфалерите, а не только в ассоциированных с ним прозрачных минералах. Определение состава растворов в индивидуальных первичных включениях позволило избежать влияния на результаты анализов поздних вторичных включений, иногда преобладающих в минерале.

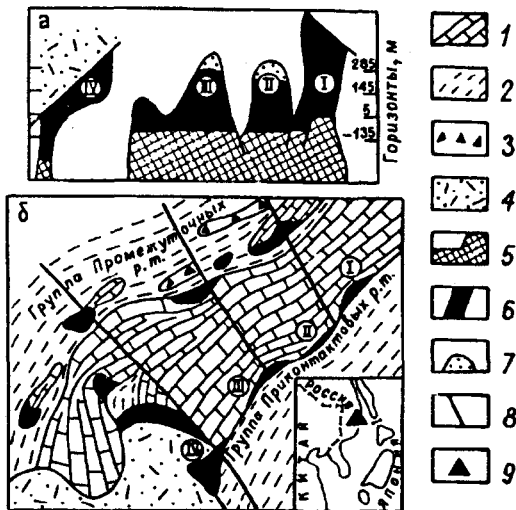
Исследования флюидных включений были дополнены определением изотопного состава серы в сфалерите и галените, а также кислорода в кальците и кварце. Анализы выполнены на модернизированном масс-спектрометре МИ-1201В по стандартным методикам в лаборатории ДВГИ ДВО РАН (аналитики Л.В. Боровик, В.И. Киселев).

Общие сведения о месторождении. Партизанское скарновое свинцово-цинковое месторождение расположено непосредственно в г. Дальнегорске в центре Дальнегорского рудного узла в 27 км от побережья Японского моря в горах Сихотэ-Алиня. Месторождение локализовано на правом берегу р. Рудная (Тетюхе) и приурочено к крупному олистолиту триасовых известняков, залегающих среди терригенных пород раннего мела, перекрытых толщей постаккреционных вулканитов сеноман-датского возраста. Пластина известняков простирается в северо-восточном направлении, круто погружаясь на северо-запад под углом около 70—80°. Известняки разбиты многочисленными разломами, смещены и часто представляют собой серию разобщенных блоков. Почти все скарново-рудные тела месторождения приурочены к контактам известняков и алюмосиликатных пород и их положение при этом часто контролируется поперечными к простиранию пород разломами без существенных смещений (см. рисунок). Спецификой месторождения является обилие пострудных даек основного и среднего состава, формирующих пояс северо-западного простираня на юго-западном фланге месторождения. По морфологии рудные тела, в зависимости от геологических условий их формирования, существенно различаются между собой. Так, на контактах мелких глыб известняков развиты изолированные друг от друга небольшие седловидные и жилородобные тела. Крупная Больничная залежь представляет собой крутопадающее трубообразное тело с изменчивым поперечным сечением (от уплощенного до изометричного). На юго-восточном ограничении пластины известняков располагаются небольшие вблизи поверхности, но сливающиеся на глубине в единую приконтактовую залежь тела. На юго-западном фланге месторождения рудные тела экранируются в верхней части контактом вулканитов и представляют собой сочетание маломощного "подводящего" канала и головной полосчатой залежи.

Как и на других скарново-полиметаллических месторождениях Дальнегорского района, процессы скарнообразования и рудоотложения на Партизанском месторождении были сближенными во времени и руды налагались на скарны без тектонических перерывов.

Минералы скарновой стадии представлены геденбергитом, гранатом, аксинитом, ильваитом, реже волластонитом, везувианом, флюоритом. Среди рудных минералов главными являются сфалерит и галенит, второстепенными и редкими — халькопирит, арсенопирит, люценит, пирит, марказит, пирротин, акантит, блеклые руды, сурьмяные сульфосоли селенита и свинца, сульфосоли висмута, интерметаллические соединения и самородные эле-

Партизанское скарновое свинцово-цинковое месторождение: группы Приконтактовых и Промежуточных рудных тел. а — схема зональности группы Приконтактовых рудных тел (I — Главное, II — Второе, III — Третье, IV — Десятое) в плоскости вертикального контакта тела триасовых известняков и вмещающих их раннемеловых алевролитов; б — схематический геологический план горизонта +145 м. 1 — известняки; 2 — алевролиты; 3 — осадочные брекчии с обломками известняков и кремней; 4 — поднимеловые туфы кислого состава; 5 — 7 — рудные тела; 5 — цинковые (Pb/Zn меньше 0,5) руды в ильвант-геденбергитовых скарнах, 6 — свинцово-цинковые руды (Pb/Zn около 0,8) в мангангеденбергитовых скарнах, 7 — цинково-свинцовые руды (Pb/Zn больше 1) в кварц-кальцитовом агрегате; 8 — малоамплитудные сбросы; 9 — Дальнегорский рудный район на обзорной схеме.



менты (алларгентум, висмут, серебро, золото), теллуриды и сульфотеллуриды висмута, оксиды железа (магнетит, гематит).

На месторождении проявлена вертикальная минералого-геохимическая зональность, выраженная в изменении состава как скарнов, так и руд. На глубине в составе скарнов наряду с доминирующим геденбергитом присутствуют ильваит, гранат, флюорит, реже встречаются везувиан и волластонит. Со стороны терригенных пород в скарнах присутствует аксинит. В средней части рудных тел развиты преимущественно геденбергитовые скарны с незначительным количеством граната, аксинита, кварца. Ильваит на средних уровнях рудных тел отсутствует. В верхней части рудных тел (в области их выклинивания) количество силикатных скарновых минералов резко убывает вплоть до полного их исчезновения. Здесь предрудные метасоматиты представлены в основном жиллообразными телами кварц-кальцитового состава.

Вертикальная зональность продуктов скарновой стадии наиболее ярко представлена в изменении состава геденбергита, в меньшей степени — граната. Наиболее железистый геденбергит слагает корневые части рудных тел. По восстанию рудных тел железистость геденбергита постепенно убывает, но отчетливо растет его марганцовистость от 3 (горизонт -135 м) до 12 (горизонт + 145 м) мас. %. Аналогичным образом, но менее контрастно изменяется содержание железа и алюминия в гранате. Гранат на глубине представлен существенно андрадитом, вверх по разрезу рудных зон он обогащается гроссуляровой составляющей.

Главные черты вертикальной зональности продуктов рудной стадии в направлении снизу вверх заключаются в следующем. В корневой части рудного тела развиты существенно цинковые руды с серебровисмутовой геохимической специализацией ( $Pb/Zn < 0,5$ ). Серебровисмутсодержащий галенит (матильдогаленит), комплекс висмутовых и других сопутствующих рудных минералов отмечается в виде мелкой вкрапленности в сфалеритовом матриксе. В средней части рудных тел доминируют типичные свинцово-цинковые (с низкими содержаниями Ag, Sb, Bi) руды ( $Pb/Zn \approx \approx 0,8$ ). Наверху, в области выклинивания рудных тел широко представлены серебрясурьмяно-свинцово-цинковые руды ( $Pb/Zn > 1$ ). Специализация руд верхних горизонтов на сурьму и серебро обусловлена развитием здесь поздней серебрясульфосольной ассоциации, характерной только для головной части рудных тел.

Состав сфалерита. Как известно, структура сфалерита обладает большой изоморфной емкостью в отношении ряда металлов. Особенно высокие примесные концентрации характерны для таких компонентов, как железо, кадмий, марганец. Примеси обуславливают вариации окраски сфалерита от медово-желтой до почти черной.

Наиболее изменчиво содержание железа в сфалерите. Выявлено существенное различие его железистости как для разных рудных тел, так и для разных уровней глубинности минералообразования в пределах отдельно взятого рудного тела. Кроме того, многие кристаллические зерна сфалерита обнаруживают зональное распределение железа от центра к периферии.

Железистость сфалерита является важной сравнительной характеристикой для разных рудных тел. Наиболее высокожелезистые сфалериты установлены во Втором Приконтактном рудном теле. Здесь же отмечен наиболее широкий диапазон колебаний железистости: от 1,26 до 12,6 мас. %. Сфалерит из Четвертого Промежуточного тела характеризуется заметно меньшей железистостью. Здесь только в единичных образцах сфалерита с горизонта + 75 м содержание железа достигает 6,7 мас. %, а обычно характерен узкий предел колебаний — от 1,56 до 3,2 мас. %. В сфалеритах Большой рудной залежи железистость варьирует от 1 до 7,65 мас. %.

В большинстве рудных тел сфалерит с наименьшей железистостью распространен в их корневых частях, а по мере продвижения к поверхности содержание железа в сфалерите увеличивается, достигая максимума на

самых высоких горизонтах. В некоторых рудных телах подобные изменения состава сфалерита по вертикали проявлены весьма отчетливо, а в других менее заметно. К числу рудных тел с контрастно проявленной зональностью по содержанию железа в сфалерите относятся Второе Приконтактовое рудное тело (табл. 1). Это подтверждается и результатами количественного спектрального анализа мономинеральных проб, который показал, что сфалерит из этого рудного тела на горизонте -135 м в среднем содержит железа всего 2 мас. %, на горизонте +5 м — 3,5 мас. % и на горизонте +145 м — 4,8 мас. %. Менее показательно увеличение железистости сфалерита по мере приближения к поверхности в Четвертом Промежуточном рудном теле. Здесь среднее содержание железа в сфалерите на горизонте +285 м равно 2,07 мас. %, на горизонте +5 м — 1,61 мас. %.

В Больничной рудной залежи, как исключение из общей закономерности, железистость сфалерита возрастает с глубиной (табл. 2). По нашим представлениям, это объясняется особенностями процесса формирования залежи. Она образована при отложении скарновых минералов в системе сообщающихся с поверхностью палеогидротермальных полостей в теле известняков. В связи с этим она, в отличие от других трещинных приконтактовых структур, где скарны развивались метасоматическим путем, выступала как более открытая система. Это обусловило при поэтапном сокращении дебита гидротерм (в условиях их низкого давления) ступенчатое снижение критического гипсометрического уровня отложения минералов. Как следствие, отложение поздних рудных ассоциаций происходило на больших глубинах, чем раньше. По сравнению со Вторым Приконтактовым рудным телом колебания железистости сфалерита в Больничной залежи менее значительны. По данным количественного спектрального анализа мономинеральных проб средняя железистость сфалерита на горизонте +145 м составляет 3,6, а на горизонте -135 м — 4,3 мас. %.

Общей особенностью состава сфалерита месторождения является изменение железистости в процессе роста его отдельных зерен. Обычно ядерные части зерен содержат на 2—4 % железа меньше, чем их периферия (см. табл. 1, 2). При этом оказалось, что соотношение размеров центральной части с низким, но обычно равномерным содержанием железа и периферической зоны с более высокой железистостью заметно изменяется по вертикали рудных тел. В нижних частях рудных тел с увеличивающейся железистостью сфалерита по направлению к поверхности основной объем крупных зерен занимает центральная часть (5—15 мм), окруженная только узкой (1—3 мм) каймой с повышенной железистостью, а на верхних уровнях, наоборот, маленькое (1—3 мм) ядро с сравнительно низким содержанием железа

Т а б л и ц а 1

Химический состав сфалерита из руд Второго Приконтактового рудного тела по данным микрорентгеноспектрального анализа, мас. %

Глубина отбора образца, м	Место точки анализа в зерне	Содержание							Сумма
		Zn	S	Fe	Cd	Mn	Cu	Ag	
+ 285	Центр	58,90	33,50	7,30	0,60	0,20	—	—	100,2
+ 285	Край	56,30	33,30	8,50	0,40	0,50	0,20	—	94,2
+ 215	Центр	61,50	33,60	4,80	0,40	0,30	—	—	100,6
+ 215	Край	59,60	33,70	5,40	0,30	0,40	—	—	99,4
+ 215	Центр	52,50	33,30	12,60	0,30	0,20	—	—	98,9
+ 145	Центр	64,12	33,34	2,07	0,39	0,05	—	—	99,38
+ 145	Край	61,70	33,25	3,81	0,32	0,23	—	—	99,9
+ 75	Центр	64,80	33,6	2,70	0,20	0,20	—	—	101,5
+ 145	Край	61,60	33,20	4,30	0,40	0,10	—	—	99,6
-135	Центр	65,48	32,60	1,26	0,29	0,03	—	—	99,67
-135	Край	63,93	32,71	3,09	0,06	0,08	—	—	99,87
-135	Центр	64,94	33,47	2,22	0,21	0,08	0,03	—	100,17
-135	Край	63,86	33,63	2,37	0,21	0,06	—	—	100,47

Примечание. Прочерк — содержание ниже чувствительности прибора.

## Химический состав сфалерита рудной залежи Больничная по данным микрорентгеноспектрального анализа, мас. %

Глубина отбора образца, м	Место точки анализа в зерне	Сумма	Содержание											
			Zn	Fe	Mn	Cd	Pb	Sb	S	Cu	Bi	Te		
+ 175	Центр	98,7	64,40	1,40	—	0,20					32,6	Н.о.	—	0,10
+ 165	Центр	99,3	64,40	1,00	—	0,30	0,10	—	—	32,8	Н.о.	—	0,10	
+ 150	Центр	99,5	63,10	2,90	—	0,20	0,30	—	—	32,9	Н.о.	—	0,10	
+ 145	Центр	99,3	63,60	2,30	0,10	0,20	—	—	—	32,8	Н.о.	0,2	0,10	
+ 145	Центр	98,5	61,30	3,70	0,10	0,30	—	—	—	33,0	Н.о.	0,10	—	
+ 75	Центр	97,8	62,90	2,40	0,10	0,20	0,10	—	—	32,8	Н.о.	0,20	—	
+ 75	Центр	101,2	62,70	4,42	0,08	0,20	Н.о.	Н.о.	33,8	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	
+ 75	Край	100,68	60,30	6,35	0,11	0,16	Н.о.	Н.о.	33,76	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	
+ 5	Центр	99,70	62,62	3,86	0,06	0,07	Н.о.	Н.о.	33,18	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.	
+ 5	Край	—	57,61	7,65	0,16	0,10	Н.о.	Н.о.	33,50	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	
- 135	Центр	99,84	61,75	4,77	0,03	0,20	Н.о.	Н.о.	33,09	—	Н.о.	Н.о.	Н.о.	
- 135	Край	99,27	60,04	5,28	0,23	0,18	Н.о.	Н.о.	33,39	0,2	Н.о.	Н.о.	Н.о.	
- 160	Центр	99,43	61,60	4,81	0,09	0,22	Н.о.	Н.о.	32,71	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	

Примечание. Н.о. — не определялось; прочерк — содержание ниже чувствительности прибора.

окружено широкой (3—5 мм) зоной более высокой железистости. И только в Больничной залежи зерна сфалерита с узкой железистой каймой характерны для ее верхних частей, а с широкой — для глубоких горизонтов.

Содержание марганца в сфалерите колеблется в сравнительно широких пределах — от 0,05 до 0,7 мас. %. Обычно наиболее железистые разности сфалерита отличаются и более высокой концентрацией марганца, и даже в одном зерне в сравнительно низкожелезистом центральном ядре марганца содержится в 1,5—2 раза меньше, чем в более железистой его периферической зоне (см. табл. 1, 2). В редких случаях эти соотношения обратные или марганец распределяется равномерно в среде зерна.

Давно известно о постоянной изоморфной примеси кадмия в сфалерите скарных полиметаллических месторождений Дальнегорского района, в том числе и Партизанского месторождения. Нами установлены некоторые неизвестные ранее закономерности в его распределении. Наиболее высокое содержание кадмия (0,6 мас. %) обнаружено в железистом сфалерите из верхних частей Второго Приконтактного рудного тела. В сфалерите Четвертого Промежуточного рудного тела содержание кадмия колеблется в пределах 0,2—0,3 мас. %, но в некоторых образцах маложелезистого сфалерита (содержание железа 1,6 мас. %) количество кадмия, по данным как микрорентгеноспектрального, так и количественного спектрального анализов, достигает 0,38—0,39 мас. %. В сфалерите Больничной рудной залежи концентрации кадмия выше 0,3 мас. % не обнаружены. Таким образом, отмечается различие по содержанию кадмия в сфалерите разных рудных тел месторождения. Общей же закономерностью для всех рудных тел является изменение в содержании кадмия в процессе роста кристаллов. Более высокие его концентрации обычно характерны для центральных частей зерен сфалерита и более низкие — для их периферии (см. табл. 1, 2). Олово в сфалерите из большинства рудных тел обнаружено количественным спектральным анализом только на верхних горизонтах в концентрации 0,001—0,002 мас. %. В сфалерите Больничной рудной залежи на горизонте + 75 м содержание олова в некоторых пробах достигает 0,01 мас. %, на горизонте - 135 м оно не превышает 0,005 мас. %, а во многих пробах олово здесь не обнаружено.

В большинстве проанализированных проб сфалерита определены низкие концентрации индия (0,001—0,006 мас. %) и галлия (0,0003—0,0009 мас. %). Перечисленные выше элементы относятся к изоморфным примесям в сфалерите. Кроме того, количественным спектральным анализом

в мономинеральных пробах иногда определяются аномально высокие содержания серебра, висмута, свинца и меди, связанные с включениями в сфалерите других минералов. Отмечаются некоторые закономерности распределения в нем серебра и висмута. Наибольшие концентрации серебра (0,018—0,035 мас. %) характерны для сфалерита из нижних и верхних частей рудных тел. На средних горизонтах его содержание не превышает 0,01 мас. %. Висмут же более характерен для сфалерита из корневых частей рудных тел, где его содержание достигает 0,045 мас. %. Причины этих вариаций вполне понятны, так как на верхних горизонтах сфалерит содержит включения сурьмяно-серебряных, а на нижних — серебровисмутовых сульфоселей и галенита, аномально обогащенного висмутом и серебром. В сфалерите Больничной рудной залежи, как и следовало ожидать при ее обратной зональности, наиболее высокие концентрации висмута обнаружены в сфалерите на горизонте +145 м (0,18 мас. %), тогда как ниже, на горизонте -135 м, его содержание колеблется в пределах 0,02—0,03 мас. %.

Условия кристаллизации руд. Условия кристаллизации руд установлены преимущественно методами термобарогеохимии, позволившими объективно оценить температурный режим, состав, соотношение флюидов и их эволюцию в процессе минералообразования. Наиболее детально исследованы минеральные ассоциации из Второго Приконтактового тела, которое, по данным минералогии, обладает типовой зональностью (см. рисунок). Были изучены включения в минералах: а) предрудных ассоциаций — в флюорите на глубине и кварце в верхней части тела; б) собственно руд — в сфалерите на глубине (гор. -135 м) и в верхней части тела (гор. +285 м); в) пострудных ассоциаций — в позднем кальците.

При визуальном наблюдении включений под микроскопом обнаружено, что в флюорите, кристаллизовавшемся непосредственно перед сфалеритом в корневой части рудного тела, присутствуют первичные газово-жидкие включения с объемом газовой составляющей около 30—35 %. Вместе с ними встречаются включения с непостоянным объемом газового пузырька: от 40 до 80 %. Растворы из включений в флюорите имеют высокую концентрацию солей; во включениях присутствуют твердые фазы, представленные ромбическими (карбонат?) или призматическими кристалликами. В кварце с верхних горизонтов, где он так же, как и флюорит, предшествует кристаллизации сфалерита, кроме обильных вторичных наблюдаются немногочисленные первичные включения, расположенные по граням роста кристаллов. Это округлые, но с неровными ограничениями двухфазовые включения с объемом газового пузырька около 25 %.

Похожим образом различаются включения и в сфалерите с нижних и верхних горизонтов. В сфалерите, что слагает существенно цинковые руды в ассоциации с ильваит-геденбергитовыми скарнами на глубине, обнаружены обильные первичные включения, образующие или неправильные по форме скопления, или узкие полоски, прослеживающиеся, скорее всего, по граням роста кристаллов. Характерной особенностью включений является непостоянное соотношение фаз газ—жидкость. Здесь отчетливо выделяются трубчатые или удлинненно-призматические газово-жидкие, с четкими ограничениями, включения, в которых газ занимает до 25 % объема вакуолей. С ними ассоциируют газово-жидкие округлые, прямоугольные или в форме негативных кристаллов включения, объем газового заполнения в которых изменяется от 30 до 80 %. В этой же ассоциации местами обильны газовые негативные включения, не содержащие водных растворов. Среди газово-жидких включений встречаются трехфазные, содержащие, кроме солевого раствора и газового пузырька, жидкую уголекислоту. Размеры включений изменяются от 10—20 до 100 мкм и более.

В сфалерите из верхней части Второго Приконтактового тела присутствуют только двухфазные включения с постоянным объемом газового пузырька, занимающего около 20—25 % объема вакуолей. Включения чаще призматические, удлинненные в одном направлении, реже пирамидальные или неправильной формы. Размеры их не превышают 40—50 мкм. Более обиль-

ными являются вторичные удлиненные включения с объемом газового пузырька 5—15 %.

В кальците, который хотя и кристаллизовался на глубине на горизонте -135 м, но позже сфалерита, встречены также только двухфазные включения с объемом газового пузырька около 20 %. Они округлые и угловато-ступенчатые по форме и имеют размеры около 40 мкм.

Опыты по гомогенизации включений проводились преимущественно в сфалерите из детально изученных образцов руд Второго Приконтактового тела. Кроме того, были гомогенизированы включения в предрудном флюорите и кварце.

Первичные включения в флюорите из корневой части рудного тела гомогенизовались при температуре 430—435 °С. Близкие значения  $T_{\text{гом}}$  получены при нагревании кристаллизовавшегося вслед за флюоритом сфалерита с того же горизонта (-135 м) — 420—430 °С. На более высоких горизонтах  $T_{\text{гом}}$  первичных включений в центре зерен сфалерита прогрессивно убывает: на горизонте +5 м — 290—380 °С; на горизонте +285 м — 275—280 °С. Включения в железистой темной периферии зерен сфалерита гомогенизовались при более низких температурах, чем включения из низкожелезистых ядер. Так при изучении сфалерита с гор. +5 м было обнаружено, что  $T_{\text{гом}}$  включений в краевой железистой части зерен сфалерита, в отличие от прозрачного низкожелезистого ядра, составила только 230—310 °С.

Все изученные вторичные включения в сфалерите вне зависимости от места отбора образцов имеют температуру гомогенизации около 180 °С. Вторичные включения из кварца с гор. +285 м имеют  $T_{\text{гом}}$  185 °С.

Учитывая, что, по данным [3], давление флюида при формировании изученного месторождения не превышало  $180 \cdot 10^5$  Па, можно утверждать, что поправки за счет изменения плотности растворов минимальны, а температуры гомогенизации первичных включений в изученных минералах близки температурам их кристаллизации.

Независимые определения температуры образования руд подтверждают это. В рудах на горизонте -135 м совместно присутствуют козалиит и лиллианит, свидетельствуя в соответствии с [2], что температура кристаллизации парагенного с этими минералами сфалерита была 425 °С. Для руд с горизонта +5 м температура кристаллизации руд, где сфалерит и галенит образуют, по данным минераграфии, равновесную ассоциацию, была рассчитана по результатам изучения изотопного состава серы сульфидов — 320—360 °С (при различии значений  $\delta^{34}\text{S}$  сфалерита и галенита в пределах 1,9—2 ‰).

Таким образом, термометрические данные указывают, что вертикальная минералого-геохимическая зональность рудных тел Партизанского месторождения является отражением термоградиентных условий их формирования. Зональность индивидуальных зерен сфалерита также возникла при прогрессивном снижении температуры минералообразования.

Особенности изменения по вертикали температурного режима минералообразования, определенные при гомогенизации включений, хорошо подтверждаются данными изучения изотопного состава серы в сфалерите, кислороде и углероде в кальците (табл. 3, 4). Значение  $\delta^{34}\text{S}$  для сфалерита из корневых частей Второго Приконтактового рудного тела равно +6 ‰, вблизи поверхности эта величина достигает +0,9 ‰. Такое изменение изотопного состава серы может быть вполне удовлетворительно объяснено повышением температуры растворов с глубиной на 70—100 °С [8], т.е. температурный градиент, по изотопным данным, составлял около 25 °С на 100 м.

Совершенно отчетливо устанавливаются изменения по вертикали изотопного состава кислорода и углерода в кальците (см. табл. 4). Величина  $\delta^{18}\text{O}$  закономерно понижается от -2,4 ‰ на горизонте +285 м до -1,1 ‰ на горизонте -135 м, а значение  $\delta^{13}\text{C}$  в этом же направлении изменяется от



Таблица 3

Изотопный состав серы в сфалерите,

‰

Глубина отбора пробы, м	$\delta^{34}\text{S}$
+ 285	+ 0,9
+ 145	+ 0,7
+ 75	+ 0,7
- 135	+ 0,6

Таблица 4

Изотопный состав кислорода и углерода в кальците, ‰

Глубина отбора пробы, м	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
+ 285	- 2,4	- 4,9
+ 145	- 2,0	- 4,7
+ 5	- 1,2	- 6,2
- 135	- 1,1	- 7,9

-4,9 до -7,9 ‰. Выявленные закономерности изменений изотопов кислорода также, видимо, связаны с повышением температуры минералообразования с глубиной. По установленным величинам  $\delta^{18}\text{O}$  температура в корневых частях рудного тела должна быть на 50—70 °C выше, чем вблизи поверхности [10]. Обращает на себя внимание заметное утяжеление изотопов углерода по мере приближения к близповерхностным частям рудного тела. Возможно, оно связано с тем, что здесь в кристаллизации кальцита заметное участие принимала высвобождающаяся на глубине при декарбонатизации известняков реакционная  $\text{CO}_2$ .

Данные о составе растворов, законсервированных в виде включений в минералах Второго Приконтактного тела, представлены в табл. 5. По данным криометрии индивидуальных включений, состав растворов менялся как во времени, так и в пространстве. Для более раннего, чем сфалерит, флюорита характерны включения с хлоридно-карбонатными кальциевонариевыми растворами. Но кварц, кристаллизовавшийся раньше сфалерита на верхних горизонтах, содержит включения растворов, где доминируют хлориды натрия. Весьма неожиданным оказалось присутствие в растворах во включениях как в флюорите, так и в кварце борсодержащих соединений. Кроме температуры эвтектики (см. табл. 5), основанием для вывода о присутствии этих соединений в растворах послужило изучение формы кристаллов во включениях в модельных экспериментах. Например, близкие температуры эвтектики к определенной нами во включениях в флюорите системе  $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 + \text{H}_2\text{O}$  имеют соединения  $\text{LiNO}_3 + \text{H}_2\text{O}$  ( $T_{\text{эвт}} = -22,8^\circ\text{C}$ ) или  $\text{NaCl} + \text{KCl} + \text{H}_2\text{O}$  ( $T_{\text{эвт}} = -23^\circ\text{C}$ ), но они существенно отличаются

Таблица 5

Солевой состав растворов в первичных включениях минералов Второго Приконтактного рудного тела по данным криометрии

Минерал, глубина отбора образца, м	Количество фаз по данным криометрии	Температура эвтектики, °C	Солевой состав растворов	Количество определенных
Флюорит - 135	3	-55,0	$\text{CaCl}_2 + \text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$	4
	3	-37,0	$\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{K}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O}$	3
	2	-22,7	$\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 + \text{H}_2\text{O}$	5
Кальцит, - 135	3	-52,0	$\text{CaCl}_2 + \text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$	3
	2	-21,0	$\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$	2
Сфалерит, - 135	2	-50,0	$\text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$	4
	3	-37,0	$\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{K}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O}$	4
	3	-35,0	$\text{MgCl}_2 + \text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$	3
	2	-21,0	$\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$	3
	3	-3,0	$\text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{K}_2\text{SO}_4 + \text{H}_2\text{O}$	5
Сфалерит, + 285	2	-1,6	$\text{K}_2\text{SO}_4 + \text{H}_2\text{O}$	2
	2	-50,0	$\text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$	2
	2	-21,0	$\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$	2
	3	-3,0	$\text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{K}_2\text{SO}_4 + \text{H}_2\text{O}$	4
	2	-1,2	$\text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{H}_2\text{O}$	2
Кварц, + 285	3	-24,0	$\text{NaCl} + \text{KCl} + \text{H}_2\text{O}$	6
	2	-21,0	$\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$	3
	2	-0,28	$\text{NaBO}_3 + 4\text{H}_2\text{O}$	6

по форме кристаллов, получающихся при охлаждении, по температурам их существования и другим признакам. В экспериментах по охлаждению раствора соли  $\text{Na}_2\text{B}_2\text{O}_7$  были получены кристаллы, идентичные тем, что наблюдались в криометрических опытах во включениях из флюорита.

В отличие от минералов предрудных ассоциаций в сфалерите обнаружены преимущественно сульфаты и хлориды кальция, натрия и калия. Как и в предрудных минералах, карбонаты были диагностированы только во включениях из сфалерита с глубоких горизонтов. Здесь же присутствует хлорид магния, которого нет в растворах из сфалерита верхних горизонтов.

Наиболее поздний из изученных минералов — кальцит с гор. — 135 м — содержит включения кальциево-натриевых хлоридных растворов.

В соответствии с [9] была определена концентрация растворов во включениях в минералах из нижних горизонтов Второго Приконтактного рудного тела. Оказалось, что наибольшая концентрация солей характерна для включений во флюорите, где она превышает 30 % по  $\text{NaCl}$ -эквиваленту. И не случайно только во флюорите обнаружены включения с твердыми фазами. Растворы более низкой концентрации законсервированы во включениях в кальците (11,7—18,7 % по  $\text{NaCl}$ -эквиваленту) и в сфалерите (10,5 % по  $\text{NaCl}$ -эквиваленту).

Во включениях из всех изученных минералов при криометрических исследованиях в газовой фазе обнаруживается углекислота. Тройная точка  $\text{CO}_2$ , доминирующая во включениях из сфалерита нижних горизонтов рудного тела, соответствует температуре  $-56,6^\circ\text{C}$ , что говорит об отсутствии примесей других низкокипящих газов. А во включениях в сфалерите с верхних горизонтов рудного тела зафиксирована температура тройной точки  $-61 + -65^\circ\text{C}$ . При охлаждении подобных включений в сфалерите до  $-60^\circ\text{C}$  на стенках вакуолей появляется слабо прозрачное бурое битумоподобное вещество. Следовательно, флюиды на верхних горизонтах, кроме  $\text{CO}_2$ , содержат углеводороды.

Обсуждение результатов. Главной чертой сфалерита Партизанского скарново-полиметаллического месторождения является изменение его состава, особенно железистости, как в пространстве, так и во времени. При этом пределы содержания железа в сфалерите индивидуальны для каждого рудного тела месторождения. В большинстве рудных тел железистость сфалерита возрастает в направлении от их корневых частей к приповерхностным. Зерна сфалерита имеют зональное строение: центральные их части сложены маложелезистым, а краевые — более высокожелезистым сфалеритом. При этом с глубиной ширина зон железистого сфалерита в зернах уменьшается, а маложелезистого — увеличивается. По восстанию происходит повышение железистости как в центральных частях зерен, так и по их периферии. Вместе с увеличением железистости обычно происходит повышение содержания в сфалерите марганца и кадмия. Некоторые элементы-примеси, например олово, обнаружены в сфалерите только в верхней части рудных тел.

Таким образом, по составу сфалерита можно оценивать уровень эрозионного среза рудных тел и перспективы распространения минерализации на глубину.

Закономерности вариаций состава сфалерита определяются изменением физико-химических условий минералообразования. Особое значение имеет температурный режим кристаллизации минералов, который, по данным разных методов, характеризовался значениями  $435-180^\circ\text{C}$  в условиях вертикального температурного градиента. Зональность рудных тел, наиболее ярким выражением которой является изменение железистости сфалерита с глубиной, — следствие этого градиента. Его значения варьируют, по нашим и литературным [2] данным, от  $13$  до  $35^\circ\text{C}/100$  м. Зональность индивидуальных зерен сфалерита, наличие более железистой периферии отражают снижение температуры гидротерм во времени.

Данные изучения состава флюидных включений в минералах показывают, что влияние температурного режима на железистость кристаллизующегося сфалерита осуществлялось опосредованно через изменение концентрации  $\text{CO}_2$  в составе флюида. На глубине при взаимодействии высокотемпературных гидротерм с известняками возникали условия, как это видно по включениям, доминирования реакционной  $\text{CO}_2$  во флюидной фазе. Окислительно-восстановительное равновесие флюида:  $2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{CH}_4 + \text{O}_2$ , сдвигалось вправо. Как следствие, высокие значения  $f_{\text{O}_2}$  приводили к кристаллизации низкожелезистого сфалерита. Ближе к палеоповерхности, где реакционная  $\text{CO}_2$  свободно отделялась от гидротерм, кристаллизовался, как это и следует ожидать для более восстановленной среды [13], более железистый сфалерит. Наличие здесь в составе газовой фазы включений углеводородов подтверждает эти построения, согласуясь с тем, что на глубине сфалерит ассоциирован с магнетитом и пирротинном, а в верхних частях рудных тел, в более восстановительных условиях, с пиритом и марказитом.

Понижение температуры гидротерм по мере развития рудного процесса во времени приводит аналогичным образом к снижению объема выделяющейся реакционной  $\text{CO}_2$  и снижению  $f_{\text{O}_2}$ .

По-видимому, подобный флюидный режим был характерен для изученной гидротермальной системы, и при отложении ранних скарновых минералов; это подтверждается присутствием оксифильного ильваита [12] только на глубине среди скарнов.

Большая концентрация солей в растворах, заключенных в раннем флюорите (30 % по  $\text{NaCl}$ -эквиваленту) по сравнению со сфалеритом (10,5 %) может свидетельствовать об эволюции источника рудообразующих флюидов, но в равной мере может быть следствием избыточного количества катионов кальция, поступающих в раствор при декарбонатизации известняков. В то же время состав растворов эволюционирует вполне отчетливо. Для предрудных (досфалеритовых) ассоциаций, представленных в наших исследованиях флюоритом и кварцем, характерны хлориды, карбонаты и бораты, а для последующего сфалерита — хлориды, карбонаты и сульфаты. Более поздний, чем сфалерит, кальцит содержит в составе включений только хлориды.

Кроме эволюции во времени состав растворов изменялся и в вертикальном сечении гидротермальной колонки. На предрудной и рудной стадиях ион  $\text{CO}_3^{2-}$  присутствовал в растворах только на глубине, где в это время протекала декарбонатизация известняков. На верхних же горизонтах, где синхронно этому происходило отложение карбоната, законсервированные в минералах растворы были по этой причине лишены карбонат-иона.

Таким образом, вертикальная зональность скарновых полиметаллических рудных тел Партизанского месторождения отражает отчетливо проявленный градиент температур в близповерхностной колонне рудоносных гидротерм, но также является следствием реакционного взаимодействия гидротерм с известняками. Наличие в составе рудоносных растворов бора выступает как доказательство генетического родства полиметаллических руд Партизанского и других месторождений района с боросиликатными рудами соседнего Дальнегорского месторождения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобароохимии при поисках и изучении рудных месторождений. — М.: Недра, 1992. — С. 37—47.
2. Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. — М.: Мир, 1981.
3. Кокорин А.М., Кокорина Д.К. Об условиях образования рудных месторождений Дальнегорского района (по данным изучения газовой-жидких включений в минералах) // Новые данные по минералогии Дальнего Востока / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1987. — С. 102—117.

4. Коренева Л.М., Колесников В.Н. Некоторые минералого-геохимические особенности скарново-полиметаллического оруденения залежи Больничной (Дальнегорский рудный район) // Там же. — С. 85—89.
5. Пустов Ю.К. Скарново-рудные минеральные ассоциации, условия их образования, особенности распределения в пределах Партизанской структуры (Дальнегорский рудный район): Автореф. канд. дис. — М., 1990.
6. Радкевич Е.А., Лобанова Г.М., Бородаев Ю.С. Геологическое строение Правобережного рудного поля Тетюхе и закономерности распределения в нем скарново-полиметаллического оруденения // Материалы по геологии, магматизму и рудным месторождениям Дальнего Востока и Забайкалья. Т. 1. — М.: Изд-во АН СССР, 1954. — С. 25—54.
7. Радкевич Е.А., Лобанова Г.М., Томсон Н.Н. и др. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 34).
8. Рай Р., Омото Х. Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблемам генезиса руд // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. — М.: Мир, 1977. — С. 175—212.
9. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Т. 1. — М.: Мир, 1987.
10. Тейлор Х.П. Применение изотопов кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. — М.: Мир, 1977. — С. 213—294.
11. Хитаров Д.Н., Кандинов М.Н. Комплексование водных вытяжек и криометрии при изучении состава жидкой фазы включений // Термобарогеохимия эндогенных процессов / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1986. — С. 124—131.
12. Gustafson W.J. The stability of andradite, hedenbergite and related minerals in the system Ca—Fe—Si—O—H // Petrology. — 1974. — V. 15. — P. 455—496.
13. Newberry R.J., Einaudi M.T., Eastman H.S. Zoning and genesis of the Darwin Pb—Zn—Ag Skarn Deposit, California: Areinterpretation based on new data // Econ. Geol. — 1991. — V. 86, № 5. — P. 960—982.

ДВГИ ДВО РАН  
Владивосток

Поступила в редакцию  
11 ноября 1993 г.

УДК 561:581.45 (116.33) (571)

Г.Г. Филиппова

## СТРАТИГРАФИЯ И ФЛОРА МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХР. ПЕКУЛЬНЕЙ (Чукотка)

Дана стратиграфия и палеонтологическая характеристика верхнемеловых отложений северной части хр. Пекульней. Находки морской фауны в подстилающих и перекрывающих поперечненскую и тыльпэгыргынайскую свиты осадках позволяют уверенно датировать тыльпэгыргынайский флористический комплекс коньякским веком. Установлен систематический состав этого комплекса, с которым можно сравнивать растительные остатки из отложений смежных районов.

В северной части хр. Пекульней широко развиты континентальные флороносные отложения, возраст которых устанавливается по находкам морской фауны в подстилающих их осадках. Флористический комплекс из этих образований, именуемый тыльпэгыргынайским, с узким возрастным диапазоном является эталонным для верхнемеловых отложений Анадырско-Корякского региона и прилегающих районов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Возраст последнего определяется исключительно по ископаемой флоре.

Континентальные отложения в рассматриваемом районе впервые обнаружены в 1956 г. В.А. Китаевым на западном склоне, в южной части гор Тыльпэгыргынай и Г.А. Кибановым — на восточном, исследователи отнесли их к верхнему мелу и частично к палеогену. В 1958 г. Г.А. Кибанов и В.Г. Кальянов на восточном склоне хребта в междуречье Поперечная—Куйвиеем (правые притоки р. Танюрер) расчленили верхнемеловые отложения на четыре свиты: веснованную (веерскую), поперечненскую, отрогинскую и рарыткинскую (куйвиеемскую). В веснованной и отрогинской

свитях были обнаружены фрагментарные остатки иноцерамов и аммонитов предположительно сенонского возраста, а из попереченской свиты собрана коллекция флоры, которую А.Ф. Ефимова также считала сенонской. В 1960 г. В.А. Захаров пополнил сборы растительных остатков из попереченской свиты, а в подстилающей веснованной свите обнаружил фауну зоны *Inosegatus paupanni* (верхний коньяк — нижний сантон).

Континентальные отложения западного склона хребта (в горах Тьльпэгыргынай) изучались в 1960—1961 гг. В.А. Захаровым, В.Г. Решетовым, В.Д. Труновым. В.А. Захаров объединил эти отложения под названием тьльпэгыргынайской свиты, которую по комплексу флоры сопоставил с попереченской свитой, хотя остатки раннесенонских иноцерамов из группы *I. paupanni* в горах Тьльпэгыргынай были обнаружены выше отложений с ископаемой флорой, в яранайской свите.

Комплекс растительных остатков из попереченской и тьльпэгыргынайской свит под названием тьльпэгыргынайского вошел в схемы Второго Магаданского стратиграфического совещания. Возраст его был принят поздним туоном — ранним сеноном [6].

С целью обеспечения детальной стратиграфической основой геологической съемки м-ба 1 : 50 000 Анадырской ГРЭ в 1981—1982 гг. Г.П. Тереховой [10, 11] проводились стратиграфические исследования на восточном и западном склонах хр. Пекульней, в междуречье Поперечная — Куйвиеем и в южной части гор. Тьльпэгыргынай, где детально изучались попереченская и тьльпэгыргынайская свиты (рис. 1), содержащие растительные остатки, а также подстилающие и перекрывающие их морские образования (в полевых исследованиях 1981 г. принимала участие автор настоящей статьи).

Изученный разрез на восточном склоне хребта представляется в следующем виде (снизу вверх).

**Веснованная свита.** Отложения свиты слагают ядра антиклинальных структур в Пирамидных горах (рис. 2) и в бассейне р. Увальная. Свита сложена разнообразными конгломератами, аркозовыми, полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами с редкими пачками туфов кислого состава. Она делится на две подсвиты: нижнюю — грубообломочную и верхнюю — тонкообломочную.

**Нижняя подсвита.** Почти исключительно конгломератовая. Это зеленовато-серые, несортированные, разногалечные породы с галькой от мелкой до валунной. В составе валунно-галечного материала преобладают эффузивы среднего и кислого, меньше — основного состава. Много гранитоидов и черных аргиллитов, которые встречаются главным образом в мелкообломочном материале, в очень незначительном количестве представлены песчаники, туфы, красные яшмы и известняки. Конгломератам подчинены гравелиты и песчаники. Мощность 600—700 м.

**Верхняя подсвита.** Сложена преимущественно алевролитами. Темно-серые однообразные породы, охватывающие всю серию разновидностей — от мелкозернистых, переходных к аргиллитам, до крупнозернистых, более светлых, скорлуповато-плитчатых, переходящих в тонкозернистые песчаники. В

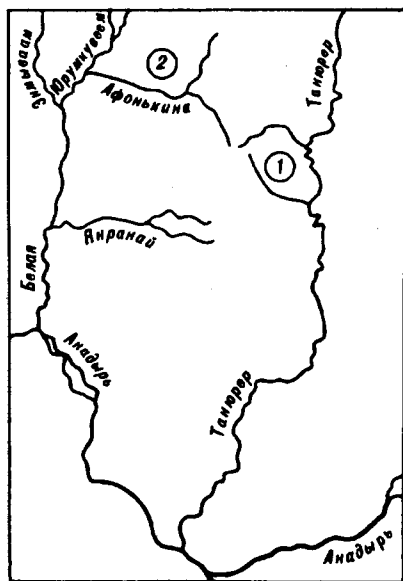


Рис. 1. Местонахождения растительных остатков тьльпэгыргынайского флористического комплекса на восточном (1, попереченская свита) и западном (2, тьльпэгыргынайская свита) склонах хр. Пекульней.

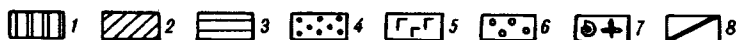
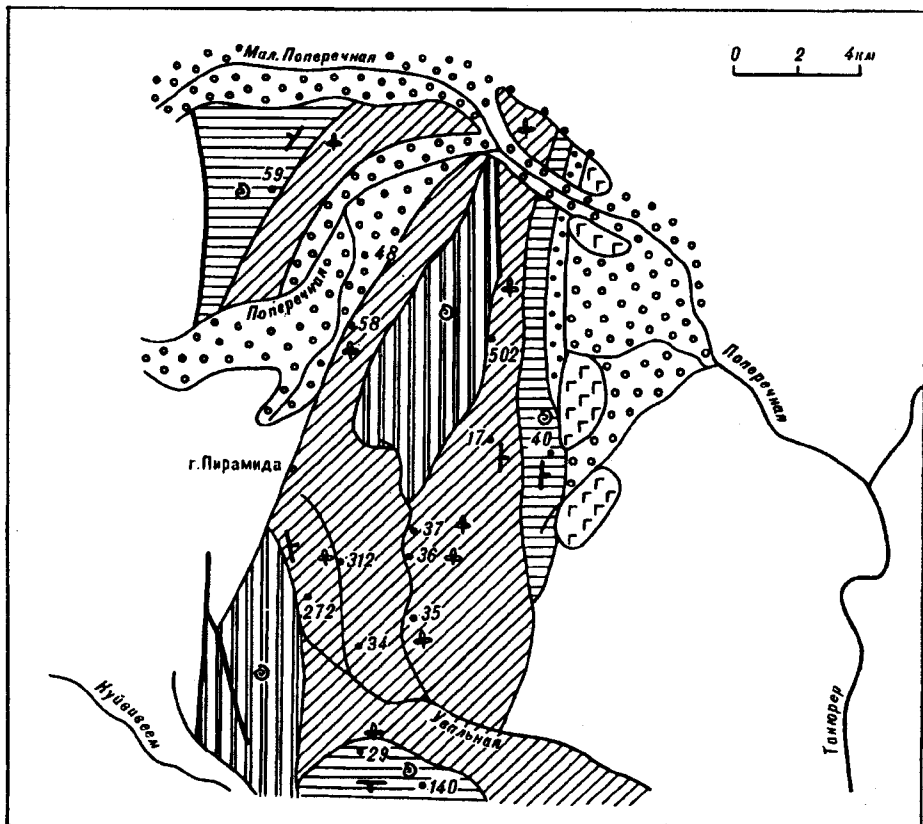


Рис. 2. Схематическая геологическая карта междуречья Поперечная—Куйвивеем (по В.А. Захарову, 1979 г., Г.П.Тереховой, 1984 г.)

1 — веснованная свита; 2 — поперечненская свита; 3 — отрогинская свита; 4 — рарытгинская свита; 5 — танюорская свита; 6 — четвертичные отложения; 7 — находки фауны и флоры; 8 — разломы.

целом преобладают средне- и крупнозернистые алевролиты. Местами в алевролитах заключены многочисленные известковистые конкреции. Изредка в подсвите присутствуют пачки кислых туфов. В отложениях подсвиты обнаружена фауна зоны *Inoceramus pirronicus* (верхний сеноман) и *Inoceramus iburgiensis* (верхний турон), свидетельствующая о сеноман-туронском возрасте вмещающих ее отложений (определения иноцерамовой фауны Г.П. Тереховой). Мощность 600—800 м. Общая мощность веснованной свиты 1300—1400 м.

**Поперечненская свита.** Широко распространена в междуречье Поперечная—Куйвивеем и слагает крылья антиклинальных структур; по р. Поперечная, ниже устья р. Мал.Поперечная расположен ее стратотип. По литологическим особенностям свита делится на три подсвиты: нижнюю — грубообломочную, среднюю — тонкообломочную, верхнюю — снова грубообломочную.

**Нижняя подсвита.** Состоит из разнообразных песчаников — серых, зеленовато-серых, от тонко- до грубозернистых, с различным количеством гравия и гальки, с редкими прослоями и маломощными пачками алевролитов, а также туфов и туффитов кислого состава. Выше залегает конгломератовая пачка. Породы серые и зеленовато-серые, разногальчатые; галька от мелкой до крупной, представлена разнообразными эффузивами от кислого до основного состава, гранитоидами, окремненными аргиллитами и алевролитами. Конгломераты линзовидно переслаиваются с подчиненными им гравелитами и грубозернистыми песчаниками. В песчаниках наблюдается

Распределение ископаемых растений тыльпэгыргынайского комплекса в разрезах хр. Печульной

Растения	Попереченская свита			Тыльпэгыргынайская свита		
	нижняя под-свита	средняя под-свита	верхняя под-свита	нижняя под-свита	средняя под-свита	верхняя под-свита
1	2	3	4	5	6	7
<i>Моховидные (печеночники)</i>						
Thallites tchucotica Philippova, sp. nov.*	-	+				
<i>Плауновидные</i>						
Selaginella sp.					+	
<i>Членистостебельные (хвощовые)</i>						
Equisetites sp.		+	+	+	+	+
<i>Папоротникововидные</i>						
Osmunda sp.		+			+	+
Gleichenites onkilonica (Krysht.) Philipp., comb. nov.	+		+		+	+
Birisia jelisejevii (Krysht.) Philipp.	+	+				+
Coniopteris aff. bicrenata Samyl.	+	+				+
C. cf. anadyrensis Philipp.		+				
Arctopteris aff. rarytkinensis Vassilevsk.	+			+	+	
Asplenium aff. dicksonianum Heer	+	+			+	+
Hausmannia bipartita Samyl. et Shczep.					+	
Cladophlebis frigida (Heer) Sew.		+			+	
C. aff. grandis. Samyl.						+
Ochtopteris sp.						+
<i>Голосеменные (цикадофитовые)</i>						
Nilssonia ykonensis Holl.		+			+	
Ctenis sp.		+				
<i>Гинкговые</i>						
Ginkgo ex gr. adiantoides (Ung.) Heer	+	+	+	+	+	+
Krannera marginata (Heer) Sew.		+		+	+	+
<i>Чекановские</i>						
Desmiophyllum sp. (Phoenicopsis)	+	+			+	+
<i>Хвойные</i>						
Cephalotaxopsis heterophylla Holl.	+	+	+	+	+	+
C. intermedia Holl.	+	+	+	+	+	+
Cephalotaxopsis sp.		+				
Sequoia reichenbachii (Gein.) Heer		+		+	+	
S. fastigiata (Sternb.) Heer			+			
S. obovata Knowlt.	+	+		+	+	
Sequoia sp.	+	+		+	+	
Elatocladus smittiana (Heer) Sew.		+		+	+	
Thuja cretacea (Heer) Sew.	+	+	+	+	+	
Metasequoia ex gr. disticha (Heer) Miki		+	+	+	+	+
M. cuneata (Newb.) Chaney		+				
Glyptostrobus gronlandicus Heer		+				
Cedrus sp.		+				
Pityocladus sp.	+	+			+	
Sciadopitrus sp.					+	
Pityophyllum nordenskioldii (Heer) Nath.						+
<i>Покрытосеменные</i>						
Menispermities efimovae Philippova, sp. nov.		+				+
Trochodendroides sachalinensis (Krysht.) Krysht.	+	+				+
T. speciosa (Ward) Berry		+				

1	2	3	4	5	6	7
<i>T. pekylneensis</i> Philipp.		+				
<i>T. vassilenkoi</i> Iljinsk. et Roman.		+				
<i>T. ex gr. richardsonii</i> (Heer) Krysht.	+	+	+		+	
<i>Trochodendrocarpus arcticus</i> (Heer) Krysht.	+	+			+	+
<i>Arthollia pacifica</i> Herman		+			+	
<i>A. insignis</i> Herman		+			+	
<i>Paraprotophyllum ignatianum</i> (Krysht. et Baik.) Herman		+				
<i>Pseudoprotophyllum boreale</i> (Daws.) Holl.	+	+	+		+	+
<i>Pseudoprotophyllum</i> sp.	+					
<i>Araliaephyllum speciosum</i> Philipp.	+					
<i>A. pekulneense</i> Philipp.		+				
<i>A. arenaria</i> (Philipp.) Philipp.		+			+	+
<i>Leguminosites</i> sp.					+	
<i>Dalbergites simplex</i> (Newb.) Sew.		+			+	
<i>Celastrophyllum</i> sp.		+				
<i>Celastrinites zakharovii</i> Philippova, sp. nov. *		+	+	+	+	
<i>Zizyphus smilacifolia</i> Budants.		+				
<i>Z. electilis</i> Holl.		+			+	
<i>Z. anadyrensis</i> Philippova, sp. nov. *		+			+	
<i>Paliurus</i> aff. <i>visibilis</i> Holl.		+				
<i>Viburnum</i> aff. <i>whymperi</i> Heer		+				+
<i>V.</i> aff. <i>asperum</i> Newb.		+	+			
<i>Grewiopsis nemopus</i> Philippova, sp. nov. *		+			+	
<i>Smilax</i> aff. <i>grandifolia</i> Lesq.		+				
<i>Terechovia anadyrensis</i> Philipp.	+	+	+		+	
<i>T. intermedia</i> Philipp.		+				
<i>Hollickia</i> (Rutac) <i>quercifolium</i> (Holl.) Krassil. *		+				+
<i>Dicotylophyllum trilobatum</i> Philippova, sp. nov.					+	
<i>D. microphyllum</i> Philippova, sp. nov. *		+				
<i>Carpolithes grandis</i> Philippova, sp. nov. *		+				

\* Виды описаны в работе [13].

косая слоистость. В верхней части подсвиты содержатся мелкозернистые песчаники, алевролиты, туффиты и туфы кислого состава. В прослоях тонкозернистых пород обнаружены остатки ископаемой флоры (см. таблицу). Мощность ее 550 м.

Нижнепоперечненская подсвита согласно залегает на веснованной свите.

**Средняя подсвита.** Представлена относительно тонко переслаиваемыми песчаниками, алевролитами, углистыми алевролитами, с маломощными линзочками углистых аргиллитов и каменных углей, а также туффитами и туфами кислого состава. Породы в целом зеленовато-серые; характерны белесые, интенсивные зеленоватые оттенки, плитчатая отдельность, некоторая окремелость. Обильны растительные остатки, часто образующие листовые кровли (см. таблицу). Мощность средней подсвиты 380—530 м.

**Верхняя подсвита.** Сложена грубо-, косо- и линзовидно-переслаиваемыми гравелитами, песчаниками и конгломератами. Конгломераты мелко- и среднегалечные с отдельными крупными гальками, их слои имеют мощность несколько метров. Среди песчаников преобладают грубо- и крупнозернистые, грубоплитчатые и глыбовые разновидности. Средне- и мелкозернистые разновидности встречаются редко, а алевролиты образуют лишь примазки и тонкие прослои в песчаниках. Породы зеленовато- и желтовато-серые; характерны светлые желтовато-серые биотитовые песчаники. В алевролитах обнаружены остатки флоры (см. таблицу).

Поперечненская свита имеет общую мощность 1100—1150 м.

**Отрогинская свита.** Сложена в основном алевролитами, только в низах представлена песчаниками, обнажающимися в левом борту р. Поперечная. Песчаники состоят из серых, преимущественно мелкозернистых, менее средне-, реже крупно- и грубозернистых разновидностей. Встречаются про-



слои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Конгломерат ожелезненный, желтовато-бурый, разногалечный. Выше конгломератов наблюдается 20-сантиметровый прослой известковистых песчаников с многочисленными остатками позднемеловых *Glycymeris*. Еще выше по разрезу располагается алевролитовая пачка. Алевролиты темные, мелкощебенчатые, с неясно выраженной скорлуповатой отдельностью с остатками двустворчатых моллюсков позднемелового возраста.

В руч. Игривый отрогинская свита сложена алевролитами с известковистыми линзами и прослоями тонкозернистых песчаников, содержащими *Ipoceramus cf. paumanni* Jok., *Bivalvia* gen., *Neopuzosia ishikawai* (Jimbo).

Отрогинская свита согласно перекрывает поперечненскую и имеет мощность 500—750 м.

Согласно стратиграфическим схемам Камчатского стратиграфического совещания [7], собранные в свите фаунистические остатки свидетельствуют о принадлежности вмещающих отложений зоне *Ipoceramus uokoymai* (верхний коньяк — нижний сантон).

Разрез на западном склоне хребта Пекульней выглядит следующим (снизу вверх).

Пекульнейвеемская свита. Отложения свиты, представленной преимущественно эффузивами основного состава, развиты на небольшом участке в районе г. Ворон, где слагают ядро антиклинальной складки (рис. 3). В видимом основании разреза наблюдаются прослой и линзы аргиллитов, алевролитов, туфопесчаников с остатками берриас-ранневаланжинских *Buchia cf. unshensis* (Pavl.), *B. cf. inflata* (Toula), *B. cf. bulloides* (Lah.), *B. sibirica* (Sok.), *B. okensis* (Pavl.)? (определения К.В. Паракецова). По аналогии с другими районами Анадырско-Корякского региона Г.П. Терехова считает, что возраст свиты ограничивается волжским веком — валанжином. Видимая мощность 800 м.

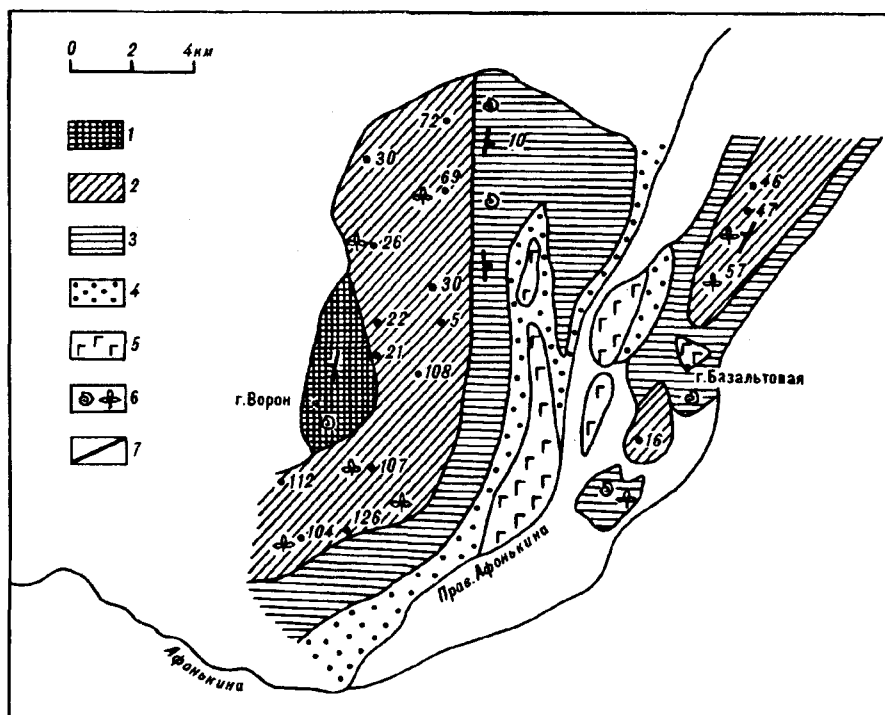


Рис. 3. Схематическая геологическая карта южной части гор Тьльпэгьргынай (по В.А. Захарову, 1979 г.; Г.П. Тереховой, 1984 г.)

1 — пекульнейвеемская свита; 2 — тьльпэгьргынайская свита; 3 — яранайская свита; 4 — рарьгкинская свита; 5 — танюерская свита; 6 — находки фауны и флоры; 7 — разломы.

**Тыльпэгыргынайская свита.** Образования свиты с размывом и угловым несогласием залегают на пекульнейвеемской и широко распространены в изученном районе. Они образуют водораздельную часть гор Тыльпэгыргынай и верховья рек Куульвеем и Лев. Тэлеуккайвеем, а также наиболее возвышенные части междуречья Афонькина — Прав. Афонькина.

По составу свита делится на три подсвиты: нижнюю — вулканогенно-осадочную, существенно песчаниковую; среднюю, также вулканогенно-осадочную, существенно алевролитовую; верхнюю — осадочно-вулканогенную.

**Н и ж н я п о д с в и т а.** Сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами и туфами кислого состава с отдельными покровами риолитов. Около половины объема пород составляют песчаники; преобладают светлые, желтовато-серые, мелко- и среднезернистые разновидности. В нижней части разреза встречаются более темные, зеленовато-серые, крупно- и грубозернистые песчаники. В тонкозернистых разновидностях осадочных пород обнаружены флористические остатки (см. таблицу).

Нижнетыльпэгыргынайская подсвита залегают на пекульнейвеемской свите с перерывом и угловым несогласием. Мощность подсвиты 300—400 м.

**С р е д н я я п о д с в и т а.** Состоит из переслаивающихся алевролитов и песчаников. Преобладают серые, относительно светлые, белесые, иногда тонкополосчатые алевролиты. Им подчинены песчаники, преимущественно желтовато-серые, мелкозернистые. По составу породы полимиктовые и тефроидные. В верхней части подсвиты присутствуют очень характерные светлые туфы кислого состава с размерностью зерна от псаммитовой до пелитовой. Мощность 400—600 м.

По всему разрезу подсвиты собраны многочисленные растительные остатки (см. таблицу).

**В е р х н я я п о д с в и т а.** Сложена чередующимися риолитами, витрофирами, их туфами и лавобрекчиями; в очень незначительном количестве содержатся туффиты, тефроидные песчаники, алевролиты и аргиллиты. Риолиты в основном коричневатого-серые, коричневые, черные, с плотной основной массой. Мощность покровов риолитов не превышает нескольких десятков метров. Витрофиры залегают в виде линз; они смоляно-черные, блестящие с мелкими белыми вкрапленниками полевых шпатов. Однако в составе подсвиты преобладают разнообразные туфы кислого состава, приуроченные, в основном, к верхней части разреза. Туфы пестрые, чаще всего светлые, с желтоватым, кремеватым, сиреневатым оттенком. Разрез верхнетыльпэгыргынайской подсвиты в междуречье Афонькина — Прав. Афонькина предстает следующим образом:

1. Псефитовые туфы. В коренных выходах породы очень крепкие. В стекловатой базальной массе светло-зеленого, серого, желтовато-серого цвета заключено различное количество разноцветных обломков туфов, туфоаргиллитов, риолитов; размер обломков от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Породы яркие, пестрые. В осыпи они быстро выветриваются, обломки выщелачиваются и породы приобретают характерный ноздреватый облик.

В псефитовых туфах заключены линзы тонкообломочных пород. В коренных обнажениях линзы имеют протяженность 2—3 м, их мощность не более полуметра. В линзах темно-серые, кремнеелые, неправильно плитчатые туфоаргиллиты; желто-серые, тонкозернистые песчаники; светло-желтые, кремнеелые пелитовые туфы; яркие, голубовато-зеленые полосчатые алевролитовые туфы; все туфы витрокластические. Во многих из этих разновидностей заключены флористические остатки (см. таблицу).

2. Среди развалов пестрых туфов большое число более тонкозернистых кристаллокластических, витрокластических туфов — псаммитовых, алевритовых, пелитовых. Они светло-серого цвета с сиреневым оттенком. Встречаются обломки черных, кремнеелых туфоаргиллитов, туфоалевролитов. Мощность подсвиты 100—300 м.

Общая мощность тыльпэгыргынайской свиты равна 1000—1100 м.

**Янранайская свита.** Отложения свиты, как указывает Г.П. Терехова, широко распространены в междуречье Афонькина — Прав. Афонькина, окружая выходы пород тыльпэгыргынайской свиты (см. рис. 3).

Янранайская свита сложена чередующимися тефроидными песчаниками, туфоалевролитами, аргиллитами, туфоконгломератами, туфами кислого состава и подразделяется на две подсвиты: нижнюю, существенно песчаниковую и верхнюю, состоящую из пестро чередующихся песчаников, алевролитов, аргиллитов, туфопесчаников и туфов.

**Н и ж н я я п о д с в и т а.** Состоит из серых, желтовато-серых тефроидных песчаников, от мелко- до грубозернистых. Много неравномерно-зернистых разностей, часто с гравием, мелкой галькой и переотложенными обломками алевролитов и аргиллитов. Наблюдаются линзы характерных светлых, фиолетово-зеленых туфов кислого состава, с псаммитовой, алевролитовой и пелитовой размерностью зерна. Мощность 250—300 м.

Нижняя подсвита согласно залегает на тыльпэгыргынайской свите.

**В е р х н я я п о д с в и т а.** Представлена чередующимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфами и туфоконгломератами. Песчаники серые и зеленовато-серые, от мелко- до крупнозернистых, почти исключительно тефроидные. Алевролиты и аргиллиты чаще всего имеют примесь пирокластического материала. Они обычно светлые, крепкие, плитчатые. Туфоконгломераты желто-серые, чаще крупногалечные и валунные. Туфы преимущественно фисташково-зеленые на свежем изломе и белые на выветрелой поверхности. По крупности зерна они чаще всего от псаммитовых до пелитовых; по составу исключительно кислые. Мощность 400—500 м. В породах подсвиты обнаружена фауна зоны *Inoceramus yokeyamaei*, свидетельствующая о позднеконьякском-раннесантонском возрасте вмещающих отложений. Совместно с фаунистическими остатками и отдельно от них найдены скудные отпечатки растений: *Coniopteris* sp., *Ginkgo* ex gr. *adantoides* (Ung.) Heer, *Nilssonia* sp., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *S. cf. fastigiata* (Sternb.) Heer, *Thuja cretacea* (Heer) Newb., *Elatocladus* sp., *Quereuxia angulata* (Heer) Newb., *Dicotylophyllum* sp. Таким образом, верхняя возрастная граница тыльпэгыргынайской свиты, как и попереченской, определяется перекрывающей ее зоной *Inoceramus yokeyamaei*, а возраст происходящего из этих свит тыльпэгыргынайского флористического комплекса устанавливается коньякским (рис. 4).

Тыльпэгыргынайский флористический комплекс представлен мохообразными, хвощевыми, папоротниками, цикадофитами, гинкговыми, хвойными, покрытосеменными ископаемыми растениями и насчитывает 68 видов. Систематический состав основных групп растений по разрезу свит, а также по их простиранию существенно не изменяется, и все они, на наш взгляд, составляют единый растительный комплекс. Находки морской фауны в подстилающих и перекрывающих попереченскую и тыльпэгыргынайскую свиты отложениях позволяют уверенно датировать флористический комплекс коньякским веком, а не поздним тураном — ранним сеноном как считали ранее [6].

В тыльпэгыргынайском флористическом комплексе доминируют хвойные, покрытосеменные и папоротники, составляющие до 90 % от общего числа видов; остальные представители растений по частоте встречаемости и видовому составу занимают резко подчиненное положение.

Папоротники являются довольно представительной группой растений, в составе которой установлено 11 видов. К сем. *Osmundaceae* отнесены отпечатки стерильных перьев и изолированных перышек, морфологически сходных с раннемеловыми представителями рода. С сем. *Gleicheniaceae* связывается *Gleichenites onkilonica* (Krysht.) Philipp. comb. nov., встречающаяся в разрезах обеих свит. С сем. *Dicksoniaceae* сближается *Birisia jelisejevii* (Krysht.) Philipp., *Coniopteris* aff. *bicrenata* Samyl., *S. cf. anadyrensis* Philipp. Вид *Birisia jelisejevii* представлен стерильными и спороносными листьями и чаще встречается в отложениях попереченской свиты. Он появляется в сеноманское время и существует по ранний сенон на территории Северо-Востока Азии. Вид *Coniopteris* aff. *bicrenata* широко распространен в отложениях попереченской и тыльпэгыргынайской свит хр. Пекульней. По

МЕЖДУРЕЧЬ  
ПОПЕРЕЧНАЯ—КУЙВИВЕЕМ

ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ГОР  
ТЫЛЬПЭГЫРГЫНАЙ

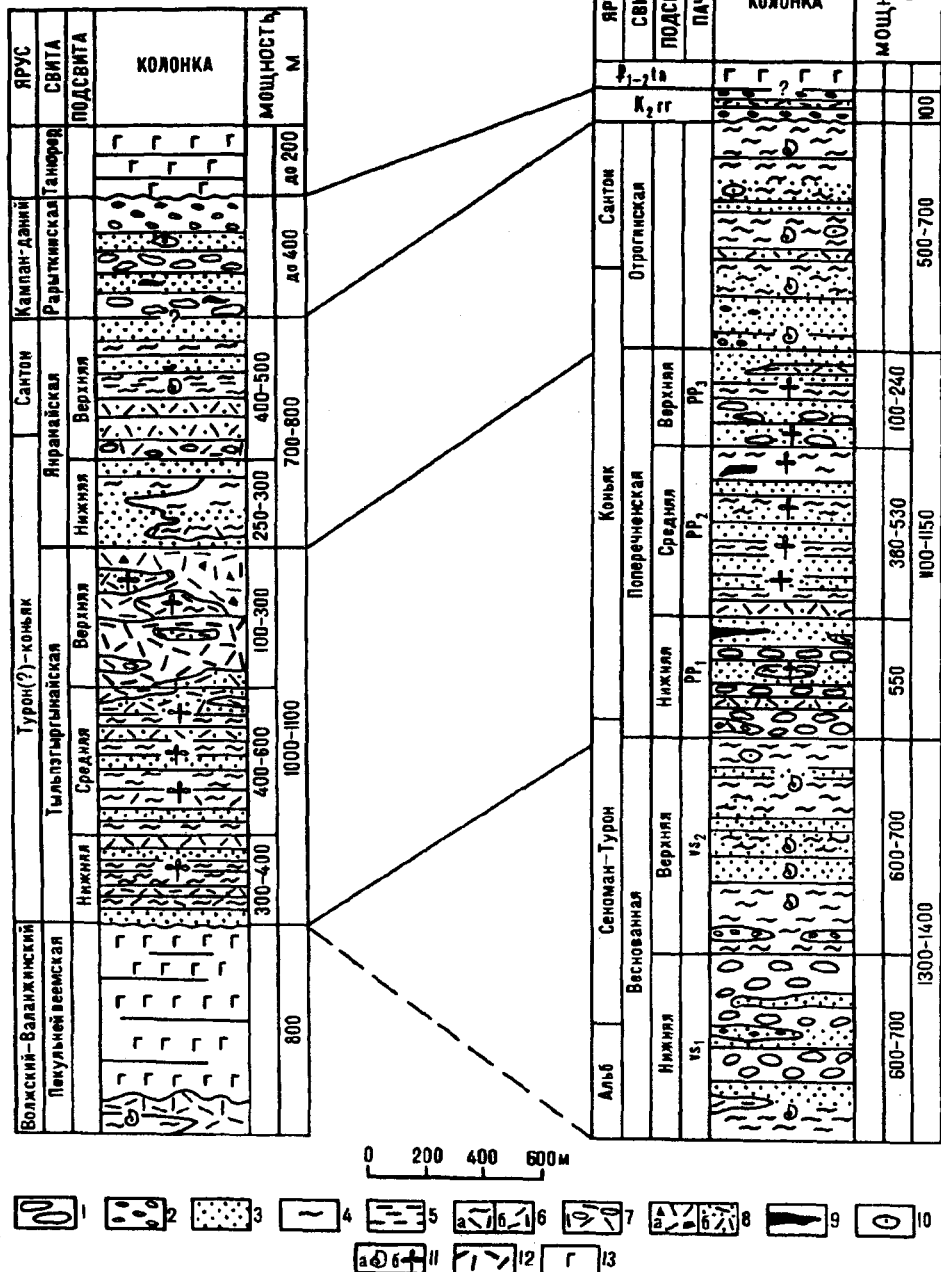


Рис. 4. Сопоставление меловых отложений южной части гор Тильпэгыргынайка и междуречья Поперечная—Куйвиеем (по Г.П. Тереховой, 1984 г.).

1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники разнозернистые; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — туфы алевроитовые (а), пелитовые (б); 7 — туфоконгломераты; 8 — туфы псефитовые (а), псаммитовые (б); 9 — угли; 10 — известковистые конкреции; 11 — находки фауны (а) и флоры (б); 12 — эффузивные породы кислого состава; 13 — эффузивные породы основного состава.

морфологическим признакам (присутствию острых зубчиков на дольках перышек) он сближается с альбскими отпечатками из буоркемюссской свиты Зырянского угленосного бассейна. Вид *Coniopteris anadyrensis* обнаружен в одном захоронении попереченской свиты и представлен обрывочно. С сем. Pteridaceae условно связывается род *Arctopteris*, характерный компонент меловой флоры Восточной Сибири. Пекульнейские отпечатки этого рода сближаются с *A. rarytkinensis* Vassilevsk. из сенонских отложений северной части хребта Рарыткин [2].

Сем. Dipteridaceae представлено одним видом рода *Hausmannia*. Остатки *H. bipartita* Samyl. et Shczep. обнаружены в отложениях тыльпэгыргынайской свиты и представлены многочисленными отпечатками листьев различной величины. Род *Hausmannia* в северном полушарии просуществовал до начала третичного периода. На Северо-Востоке Азии остатки этого рода известны из различных стратиграфических подразделений верхнего мела. Самыми молодыми отложениями с *Hausmannia* являются слои верхней части разреза валижгенской свиты (сантон) на северо-западе Камчатки [9].

К папоротникам неопределенного систематического положения присоединяют сборный род *Cladophlebis* с двумя видами — *C. frigida* (Heer) Sew., *C. aff. grandis* Samyl. и род *Ochtopteris*, установленный Е.Л. Лебедевым в альбских отложениях Западного Приохотья [4].

Голосеменные в тыльпэгыргынайском флористическом комплексе состоят из цикадофитов, гинкговых и хвойных. Цикадофиты и гинкговые в рассматриваемом комплексе не имеют большого удельного веса, кроме рода *Ginkgo*, в попереченской свите присутствуют фрагментарные остатки *Stenis*, а отпечатки *Nilssonia* характерны для обеих свит. Находки *Stenis* в коньякских отложениях Сибирской палеофлористической области имеют важное значение для целей стратиграфии, так как до сих пор растительные комплексы с остатками этого рода, точно датируемые по морской фауне, не были известны. Ранее исследователи считали, что *Stenis* заканчивает свое развитие в альбе или раннем сеномане, и на основании такого предположения делали вывод о возрасте вмещающих отложений [8]. Придавая большое значение древним мезофитным формам (нильсониям, подозамитам, феникописам), в том числе роду *Stenis*, они не учитывали зональное распространение палеофлор, что привело к удревнению возраста многих толщ и свит Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. По мнению В.А. Вахрамеева [3], в Сибирской палеофлористической области расселение цикадофитов в меловое время шло постепенно с юго-запада на северо-восток. *Stenis*, как и *Nilssonia*, на Тихоокеанском побережье Азии сохранился в течение всей позднемеловой эпохи.

К сборному роду *Desmiophyllum* относятся линейные листья с параллельным типом жилкования и постепенным сужением к основанию. Более часты остатки этих листьев в нижней и средней подсвитах попереченской свиты в слоях совместно с *Cephalotaxopsis*, *Sequoia*, *Trochodendroides*, реже с крупнолистными *Pseudoprotophyllum*. В мелкооскольчатых алевролитах и аргиллитах среднепопереченской свиты неоднократно встречались линейные листья, как будто бы собранные в пучок и даже прикрепленные к укороченному побегу, но из-за плохой сохранности мы не сочли возможным уверенно отнести их к роду *Phoenicopsis*.

Хвойные по систематическому разнообразию занимают второе место после покрытосеменных в тыльпэгыргынайской флоре (16 видов) и все они в какой-то мере отнесены к естественным семействам.

Сем. *Cephalotaxaceae* представлено тремя видами рода *Cephalotaxopsis*. Такой тип облиственных побегов широко распространен в сеноманских, туронских и нижнесенонских отложениях Северной Азии и Северной Америки. К сем. *Taxodiaceae* относятся четыре вида рода *Sequoia*, два — *Metasequoia* и один вид рода *Glyptostrobus*. Все виды *Sequoia* широко распространены в верхнемеловых отложениях Восточной Сибири, начиная с сеномана (гребенкинский горизонт), и существовали до маастрихта. Род *Metasequoia* в разрезах обеих свит представлен многочисленными отпечатками побегов и по частоте встречаемости уступает только *Cephalotaxopsis*. На Северо-Востоке Азии род *Metasequoia* в сеноманских отложениях не

установлен. Род *Glyptostrobus* в составе тыльпэгыргынайского комплекса так же, как и другие роды хвойных, определен по сходству морфологических признаков с таковыми *Glyptostrobus* из верхнемеловых отложений арктических областей. С сем. Podocarpaceae сближается род *Elatocladus*, представленный одним видом — *E. smittiana* (Heer) Sew. К сем. Cupressaceae относится род *Thuja* с одним видовым названием. Незначительная часть отпечатков хвойных сближается с сем. Pinaceae. В основном это семенная чешуя репродуктивных органов, напоминающая род *Cedrus*. Остатки конечных побегов с брахибластами цилиндрического очертания относятся к роду *Pityocladus*, а изолированные линейные листья с одной центральной жилкой — к *Pityophyllum*. Кроме того, в составе хвойных присутствуют остатки рода *Sciadopitys*.

Покрытосеменные по систематическому разнообразию занимают в тыльпэгыргынайском комплексе первое место (33 вида), хотя по частоте встречаемости они уступают хвойным. Можно уверенно говорить о присутствии в составе комплекса представителей семейств Menispermaceae, Cercidiphyllaceae, Platanaceae, Agaliaceae, Leguminosaceae, Celastraceae, Rhamnaceae, Caprifoliaceae, Tiliaceae, Smilacaceae.

Сем. Menispermaceae принадлежит род *Menispermites* с новым видовым наименованием — *M. efimovae* Philipp. (MS), морфологически близкий *M. septentrionalis* Holl. из сеноев-туронских отложений Северной Америки. Остатки нового вида встречаются в отложениях обеих свит. Сем. Cercidiphyllaceae является самым многочисленным в тыльпэгыргынайском флористическом комплексе, которому принадлежат пять видов рода *Trochodendroides*. К этому роду относятся, вероятно, листья с плодами — *Trochodendrocarpus*. К сем. Platanaceae относятся три рода — *Arthollia*, *Paraprophyllum* и *Pseudoprotophyllum*, характерных для турон-сенонских отложений Восточной Сибири. Сем. Agaliaceae в составе содержит один род *Araliaephyllum*. К сем. Leguminosaceae относятся два рода — *Leguminosites* и *Dalbergites*, широко распространенных в верхнемеловых отложениях северного полушария. Сем. Celastraceae в тыльпэгыргынайском комплексе состоит из единичных отпечатков *Celastrophyllum* sp., найденных только в попереченской свите, и остатков рода *Celastrinites*, выделенных в новый вид *C. zakharovii* Philipp., часто встречающихся в разрезах обеих свит [13]. Сем. Rhamnaceae представлено родом *Zizyphus*, включающим три вида. Вид рода *Paliurus* aff. *visibilis* Holl. обнаружен в отложениях попереченской свиты и представлен единичными отпечатками мелких листьев. К сем. Caprifoliaceae относится род *Viburnum* с двумя видами — *V. aff. whymperei* Heer и *V. aff. asperum* Newb. Первый из них характерен для обеих свит, а второй найден только в отложениях попереченской свиты. Остатки вида *V. aff. asperum* часто встречаются в сеноне и палеогене арктических областей. Сем. Smilacaceae представлено родом *Smilax*, морфологически листья которого сближаются с североамериканским видом *S. grandifolia* Lesq.

К формальным покрытосеменным неустановленного родства относятся род *Terechovia* с двумя местными видами *Hollickia* (*Rulac quercifolium* (Holl.) Krassil., *Dicotylophyllum* с двумя новыми видами и род *Carpolithes* с видовым названием *C. grandis* Philipp., а также остатки других мелких семян.

В составе покрытосеменных наиболее распространены отпечатки листьев платановидного типа и остатки мелколистных *Trochodendroides*, встречающихся в большом количестве по всему разрезу флороносных отложений обеих свит. Платановидные листья *Pseudoprotophyllum boreale* (Daws.) Holl., *Arthollia pacifica* Herman образуют иногда листовые кровли и достигают крупных размеров.

Второй широко распространенной группой растений являются мелколистные формы — *Trochodendroides* (5 видов). Надо заметить, что мелколистные покрытосеменные в большинстве случаев встречаются совместно с многочисленными побегами *Cephalotaxopsis*. Не окажись совместно с побегами платановидных листьев, слой с *Cephalotaxopsis* и мелколиственными *Trochodendroides* можно было бы отнести к аркагалинскому горизонту. Возраст последнего Вторым Магаданским стратиграфическим совещанием

рассматривается как сеноманский [6], а В.А. Самылиной — как раннесеноманский [8].

На Востоке Азии на одном стратиграфическом уровне с тыльпэгыргынайским находится кайваемский комплекс растений, приуроченный к средней и верхней частям валижгенской свиты в районе мыса Конгломератовый на северо-западе Камчатки [4], а также айнусский флористический комплекс, характеризующий нижнюю часть арковской свиты на о. Сахалин [5]. В Омсукчанском районе (Северное Прихотье) одновозрастной с тыльпэгыргынайским флористическим комплексом является чинганджинская палеофлора из отложений чинганджинской свиты [14].

Результаты камеральной обработки тыльпэгыргынайского флористического комплекса и анализ палеоботанического материала из верхнемеловых отложений различных структурно-фациальных областей Северо-Востока Азии дают основание для подтверждения этапности развития флористических комплексов в такой последовательности: гребенкинский (арманский) комплекс датируется сеноманом, чаунский — ранним туроном, аркагалинский (ольский) комплекс — поздним туроном — ? сантоном, тыльпэгыргынайский комплекс определяется коньякским веком [12]. Смена выделенных растительных комплексов устанавливается нами по появлению характерных таксонов в составе основных групп растений.

Не совсем ясным остается возраст аркагалинского горизонта, куда входят ольская и первомайская свиты Примагаданья, леурваамская — на Чукотке, амкинская — в Ульяновском прогибе. Возраст этих свит по листовой флоре датируется ранним сеноманом [8]. По геологическим данным возраст ольской свиты не может быть древнее турона, так как в едином страцифицированном разрезе Охотского склона она залегает значительно выше вулканогенно-осадочных отложений арманской свиты с гребенкинским комплексом флоры (сеноман). По литологическим особенностям (контрастному составу и пестрым по облику вулканическим породам) отложения ольской свиты напоминают верхнюю подсвиту тыльпэгыргынайской свиты на западном склоне хр. Пекульней. Сходство литологии и преобладание хвойных в составе обеих свит позволяют предположить, что породы ольской свиты могут находиться на одном стратиграфическом уровне с тыльпэгыргынайской свитой хр. Пекульней или моложе ее.

О сеноманском возрасте Ольского вулканического плато свидетельствует коллекция растительных остатков, собранная В.Ф. Белым [1] в нижней части разреза первомайской свиты, залегающей на вулканитах ольской свиты и в отдельных местах — на юрских отложениях. В ней кроме отпечатков макрофлоры (10 видов) в одной палинопробе обнаружены редкие микрофоссилии. По заключению Б.В. Белой, в составе покрытосеменных установлены пыльца *Parviprojectus* и *Integricorpus* и единичные находки типа *Betula* и *Mugica*. Первые два рода “не позволяют сейчас делать однозначный вывод о возрасте, поскольку указанные формы не известны пока в отложениях более молодых чем сеноман”. О вертикальном распространении пыльцы бетулоидного типа в заключении не сказано.

Дальнейшие фитостратиграфические исследования ольского вулканического плато и изучение спорово-пыльцевого комплекса из отложений первомайской свиты на современном уровне помогут уточнить возраст ее в пределах сенона.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В.Ф., Самылина В.А. О заключительном этапе развития Охотско-Чукотского вулканического пояса по наблюдениям в бассейнах рек Армани, Олы и Малтана // Тихоокеан. геология. — 1987. — № 5. — С. 76—85.
2. Василевская Н.Д. Новые меловые папоротники Чукотки и Корьякского нагорья // Палеонтол. журн. — 1977. — № 2. — С. 122—129.
3. Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. — М.: Недра, 1964.
4. Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений северо-запада Камчатки. — М.: Наука, 1991.
5. Красилов В.А. Меловая флора Сахалина. — М.: Наука, 1979.
6. Решения Второго Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. — Магадан, 1978.

7. Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. — Петропавловск-Камчатский, 1982.
8. Самылина В.А. Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. — Л.: Наука, 1988.
9. Самылина В.А., Щепетов С.В. Новый вид папоротника *Hausmannia* и распространение этого рода в мелу Северо-Востока СССР // Палеонтол. журн. — 1988. — № 2. — С.128—133.
10. Терехова Г.П., Филиппова Г.Г. О строении и возрасте попереченской свиты (хр. Пекульней, Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. — 1983. — Т. 269, № 4. — С. 911—914.
11. Терехова Г.П., Филиппова Г.Г. Тьльпэгыргынайская свита и ее флористический комплекс (хр. Пекульней, Северо-Восток СССР) // Там же. — 1984. — Т. 218, № 6. — С. 1443—1446.
12. Филиппова Г.Г. О возрасте флористических комплексов верхнего мела Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 27. — Магадан, 1991.
13. Филиппова Г.Г., Абрамова Л.Н. Позднемеловая флора Северо-Востока Азии. — М.: Наука, 1993.
14. Щепетов С.В. Стратиграфия меловых континентальных накоплений Омсукчанского района (Северное Приохотье) / СВКНИИ АН СССР. — Магадан, 1988.

*Магаданская партия региональной геологии  
ПГО "ВКПСЭ"  
Магадан*

*Поступила в редакцию  
17 ноября 1993 г.*

УДК 552.321.6+552.08:54

*А.А. Степашко, С.А. Столяров*

## ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ДУНИТОВОГО ЯДРА ЧАДСКОГО МАССИВА (Алданский щит)

Изучены закономерности вариаций содержаний FeO, MgO, SiO<sub>2</sub> в дунитовом ядре концентрически-зонального комплекса аляскинского типа. Выделено два блока, которые различаются по петрохимическому составу дунитов. В каждом из блоков обнаружены закономерные пространственные структуры вариаций петрогенных компонентов. Исследованные петрохимические структуры показывают, что: 1) образование дунитов связано с первоначальным расслоением ультраосновного расплава в двух автономных камерах; 2) дунитовые блоки были тектонически совмещены в ядре комплекса при его протрузивном подъеме. Приведены независимые геологические данные, подтверждающие генетическую интерпретацию петрохимических структур.

Чадский комплекс, наряду с Кондерским и Инаглинским, принадлежит к известной Алданской провинции концентрически-зональных комплексов [4]. Он расположен на восточной окраине Алданского щита на левобережье р. Маймакан, левого притока р. Мая (рис. 1, а). Большую часть комплекса занимает дунитовое ядро диаметром 2—2,5 км, окруженное кольцевыми зонами оливиновых клинопироксенитов и габброидов (см. рис. 1, б). Геолого-петрографическое строение Чада, подробно рассмотренное в работах М.А. Богомолова и В.И. Кицула [2], А.А. Ельянова и Г.В. Андреева [4], позволяет отнести его к типичным представителям концентрически-зональных комплексов аляскинского (уральского) типа [14].

В последние годы объекты этого типа, в том числе Алданской провинции, привлекают пристальное внимание исследователей, поскольку осознано их потенциальное значение как важнейших источников месторождений платины [6]. В настоящее время активно обсуждается весь спектр возможных механизмов образования концентрически-зональных комплексов [1, 7, 10, 11], что скорее свидетельствует о слабости существующих аргументов в пользу тех или иных генетических моделей. Сказанное в полной мере относится к представлениям о природе дунитовых ядер этих комплексов, наиболее интересных в теоретическом отношении и наиболее важных с



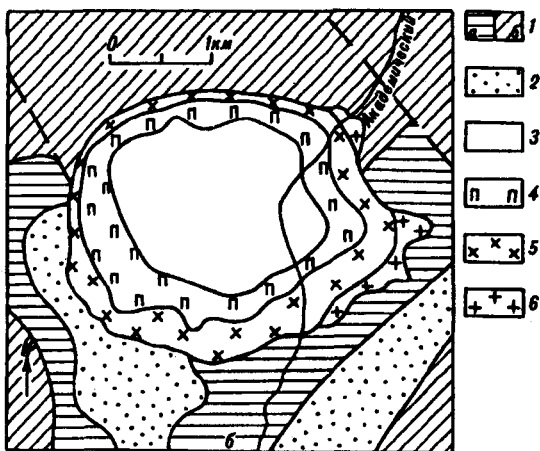
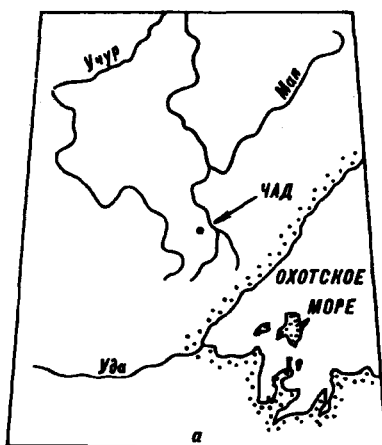


Рис. 1. Географическое положение (а) и схема геологического строения (б) Ча́дского концен-  
трически-зонального комплекса по [4].

1 — нижний протерозой: а — гонамская свита (песчаники, гравелиты), б — элзгэйская свита (диабазы, кварцевые порфиры, песчаники); 2 — верхний протерозой: зининская свита (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 3—6 — образования Ча́дского комплекса: 3 — дуниты, 4 — оливинные пироксениты, 5 — габбро, габбро-нориты, сиениты, 6 — диориты и кварцевые диориты.

практической точки зрения. Конкурирующие генетические концепции могут быть разделены на две группы.

В рамках первой из них дуниты являются продуктами магматической эволюции. Принципиально иной механизм предполагает, что дунитовые ядра представляют собой протрузивно внедренные фрагменты сильно истощенной верхней мантии [1]. Очевидно, гипотезы второй группы прежде всего отражают современные представления о природе ультрабазитов в составе офиолитовых комплексов. Важным аргументом в пользу амагматической их природы является представление об отсутствии закономерных пространственных изменений состава пород в дунитовых ядрах. Для комплексов Алданской провинции оно основано прежде всего на петрохимическом исследовании А.А. Ефимова, И.Ф. Таврина дунитового ядра Кондера [5]. Аналогичные результаты были получены при изучении концентрически-зонального комплекса Туламеен Британской Колумбии [13]. Однако наши исследования ядра комплекса Кондер показали неадекватность методов анализа данных поставленной задаче в исследовании А.А. Ефимова и И.Ф. Таврина и позволили обнаружить пространственную структуру вариаций состава дунитов [3, 8]. Далее аналогичная структура была несомненно установлена для дунитового ядра Феклистовского комплекса, Шантарские о-ва (неопубликованные данные). В предлагаемой статье приведены результаты петрохимического моделирования структуры ядра Ча́дского комплекса и те петрологические выводы, которые следуют из них.

Петрохимическая модель дунитового ядра. Использованная выборка включает 31 химический анализ дунитов, отобранных из коренных обнажений по всей площади ядра. Определения содержаний компонентов выполнены классическим методом мокрой химии в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН, особое внимание обращалось на точность определения содержаний главных компонентов пород. В таблице приведен состав 12 проб дунитов Ча́да, случайным образом отобранных из общей совокупности. Для устранения влияния разной степени серпентинизации дунитов химические анализы предварительно пересчитывались на 100 % суммы петрогенных компонентов, затем содержание суммарного железа приводилось к общей форме FeO.

На основном для ультраосновных ассоциаций графике FeO/MgO (рис. 2, а) дуниты Ча́да образуют характерный тренд роста содержаний железа при уменьшении содержаний магния. Обратим внимание на две особенности общего распределения, указывающие на его неоднородность.

## Химический состав дунитов Чадского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	A	B	C	ЧАД
SiO <sub>2</sub>	37,36	38,08	35,95	39,03	39,22	38,05	38,30	36,80	37,98	38,07	39,41	38,91	39,98	40,82	43,90	40,53
TiO <sub>2</sub>	—	0,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,66	0,39	0,05	0,40	0,79	0,26	0,79	0,53	0,26	0,26	0,66	0,53	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,22	2,43	4,92	2,91	2,90	3,44	3,47	3,78	2,79	2,99	3,51	6,26	—	—	—	—
FeO	3,88	7,83	4,42	5,78	6,68	4,98	5,82	6,11	5,89	5,71	5,42	1,51	9,91	8,37	8,19	8,52
MnO	0,11	0,14	0,13	0,12	0,13	0,12	0,15	0,15	0,11	0,11	0,12	0,10	—	—	—	—
MgO	45,54	47,46	44,71	48,33	46,85	47,47	46,15	45,70	47,26	48,32	46,76	40,38	49,00	48,34	46,38	48,49
CaO	0,14	0,84	0,72	0,14	0,14	0,35	0,14	0,56	0,14	0,4	0,14	0,13	—	—	—	—
Nb <sub>2</sub> O	0,01	0,01	—	0,04	0,02	—	0,02	0,10	0,04	0,02	0,06	0,01	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	—	0,02	0,04	—	0,02	0,07	0,01	0,01	0,01	0,02	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	0,43	0,47	0,65	0,62	0,43	1,23	0,86	0,42	0,42	0,36	0,85	—	—	—	—
ППП	7,06	2,32	9,27	2,24	2,28	4,87	3,46	6,06	4,60	3,78	3,20	11,56	n = 13	16	2	31
Сумма	100,34	100,01	99,68	99,54	99,67	99,63	99,55	100,01	99,50	99,83	99,65	100,27	—	—	—	—

Примечание. Анализы выполнены В.Е. Заулиной, Л.С. Боквенко. Последние колонки — средние содержания компонентов в группах и в ядре в целом, данные пересчитаны к 100 % суммы всех компонентов.

Во-первых, отметим два состава, значительно смещенные от общего тренда (обведены на рис. 2, а). Ниже будет показано, что их отклонение компенсируется резким возрастанием содержания кремния в дунитах, при этом содержания алюминия и кальция не изменяются. Во-вторых, отметим, что основной тренд выражен не очень четко, отражая значительную изменчивость состава дунитов в поперечном к тренду направлении. Причина этого легко обнаруживается, если составы совокупности спроектировать на прямую, перпендикулярную тренду. Значения проекций определялись с помощью уравнения  $P = 0,707(\text{MgO} - 47,0) + 0,707(\text{FeO} - 0,9)$ , где 47,0 и 9,0 — это координаты произвольного начала отсчета на прямой, которая проходит под углом 45° к осям графика. Гистограмма проекций (см. рис. 2, б) показывает существование двух групп, разделенных явным статистическим минимумом. Построив график изменения содержания SiO<sub>2</sub> в зависимости от величины проекций P<sub>i</sub> (см. рис. 2, в), легко видеть, что в первой группе дунитов содержания кремния строго скоррелированы с изменением P<sub>i</sub>, во второй группе эта связь полностью отсутствует. Теперь, очевидно, что в двух группах дунитов вариации кремния принципиально различно связаны с вариациями магния и железа (см. рис. 2, г, д), что указывает на самостоятельность их образования в ядре Чада. Последние два графика выявляют еще одну интересную деталь общего распределения: средние составы групп А, В и средний состав двух анализов, отмеченных в начале на графике FeO/MgO, очевидно, лежат на одной прямой (см. рис. 2, г, д). Это в частности свидетельствует о неслучайности появления дунитов этой группы, назовем ее — С, в общей совокупности. Итак, проведенный анализ позволяет предполагать существование в ядре Чада по крайней мере двух, возможно, трех относительно самостоятельных групп дунитов.

Естественно, если сделанный вывод справедлив, то дуниты групп

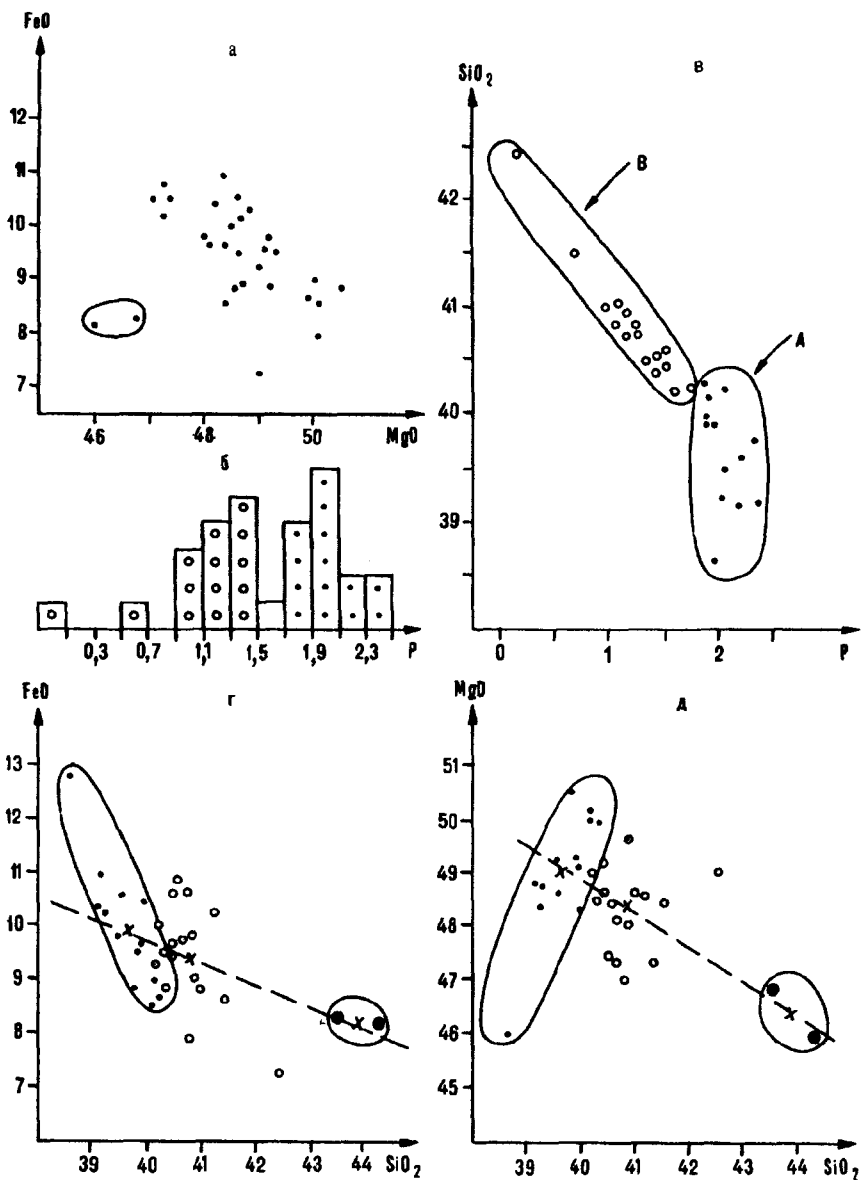


Рис. 2. Структура вариаций состава дунитов Чадского комплекса.

Содержания компонентов и значения  $P$  в мас. %; кресты — положение средних составов групп А, В, С дунитов.

должны различаться по своей геолого-структурной позиции в ядре. Схема расположения исследованных пород ясно показывает, что породы разных групп занимают разные части ядра (рис. 3). Дуниты группы А находятся в западной половине, группы В занимают центральную часть ядра, а две пробы, отнесенные к группе С, отобраны в самых восточных точках. Из трех исключений два — точки 4, 13 — не имеют принципиального значения. Они находятся на самой периферии ядра в зоне неясных взаимоотношений с пироксенитами обрамления. Возможно, что дуниты в этой части раздроблены до мелких автономных по составу блоков. Принципиальное значение имеет состав пород в точке 45 (см. рис. 3), резко нарушающий общую картину. Дуниты здесь по гистограмме были отнесены к группе А, но находятся в поле группы В. Однако значение  $P$  для них равно 1,89 и близко к границе групп А, В на гистограмме (см. рис. 2, б). На графике  $\text{SiO}_2/P$  (см. рис. 2, в) дуниты

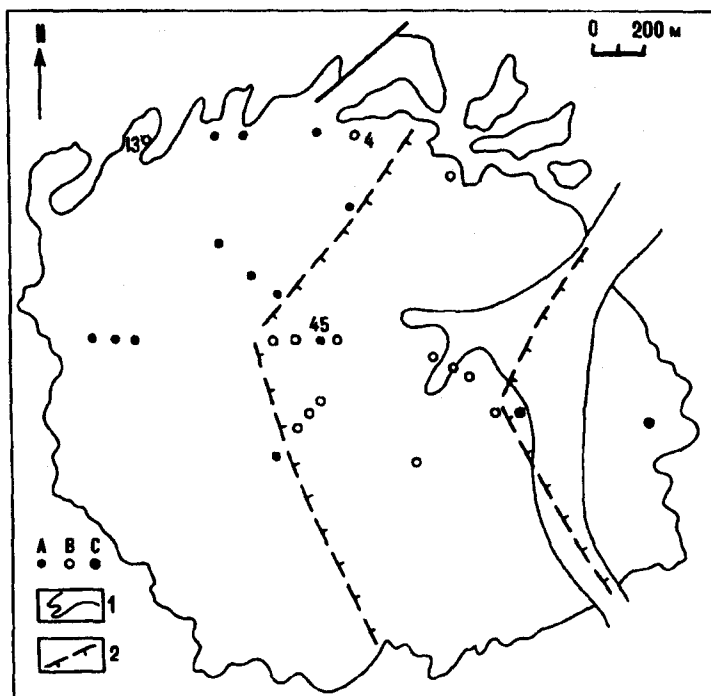


Рис. 3. Положение дунитов А, В, С групп в ядре комплекса.  
1 — контур ядра, 2 — границы между блоками.

т. 45 находятся точно на продолжении тренда группы В. Учитывая их положение в ядре, можно предполагать, что дуниты т. 45 в действительности принадлежат группе В, попадая в область пересечения полей двух групп на диаграммах состава. Обратим внимание, что граница между дунитами двух групп в ядре проходит конформно положению русла руч. Академический — главного водотока в районе (см. рис. 3), который, очевидно, маркирует положение крупной тектонически ослабленной зоны.

Четкость вариационных трендов на диаграммах состава отражает закономерный характер перераспределения петрогенных компонентов при эволюции ультраосновного вещества в блоках А, В Чада. В этом случае можно предполагать, что пространственные вариации состава дунитов также имеют закономерный характер. Определим с помощью метода наименьших квадратов положение прямых трендов групп А, В на графике  $\text{FeO}/\text{MgO}$ . Затем легко найти положение каждой точки состава на соответствующем тренде с помощью уравнений:  $P(A) = 0,714\text{MgO} - 0,701\text{FeO} - 23,0, \%$  и  $P(B) = 0,669\text{MgO} - 0,743\text{FeO} - 23,0, \%$ . Очевидно, чем больше значение  $P$  для дунитов определенной точки, тем больше в них содержание  $\text{MgO}$  и меньше —  $\text{FeO}$ . В пространственных вариациях  $P$  должна отражаться закономерная компонента вариаций магния и железа в породах. Распределения  $P(A)$  и  $P(B)$  в ядре, несомненно, подтверждают это предположение (рис. 4). В блоке А значение  $P$  в породах семи точек центральной части выявляют овальную поверхность вариаций, в центре которой значения  $P$  максимальны (рис. 4, а), следовательно, максимальны содержания магния и минимальны — железа. Значения  $P$  в остальных четырех точках, расположенных на периферии, фиксируют изгиб этой поверхности, показывая в целом волновой характер изменения состава дунитов в блоке А. Ниже (см. рис. 4, б) показан характер изменения  $P$  в направлении, поперечном удлинению овальной поверхности. Аналогичная картина ясно обнаруживается и для блока В дунитового ядра (см. рис. 4, в). Значения  $P$  в породах восьми точек, расположенных в центральной части блока, также выявляют овальную

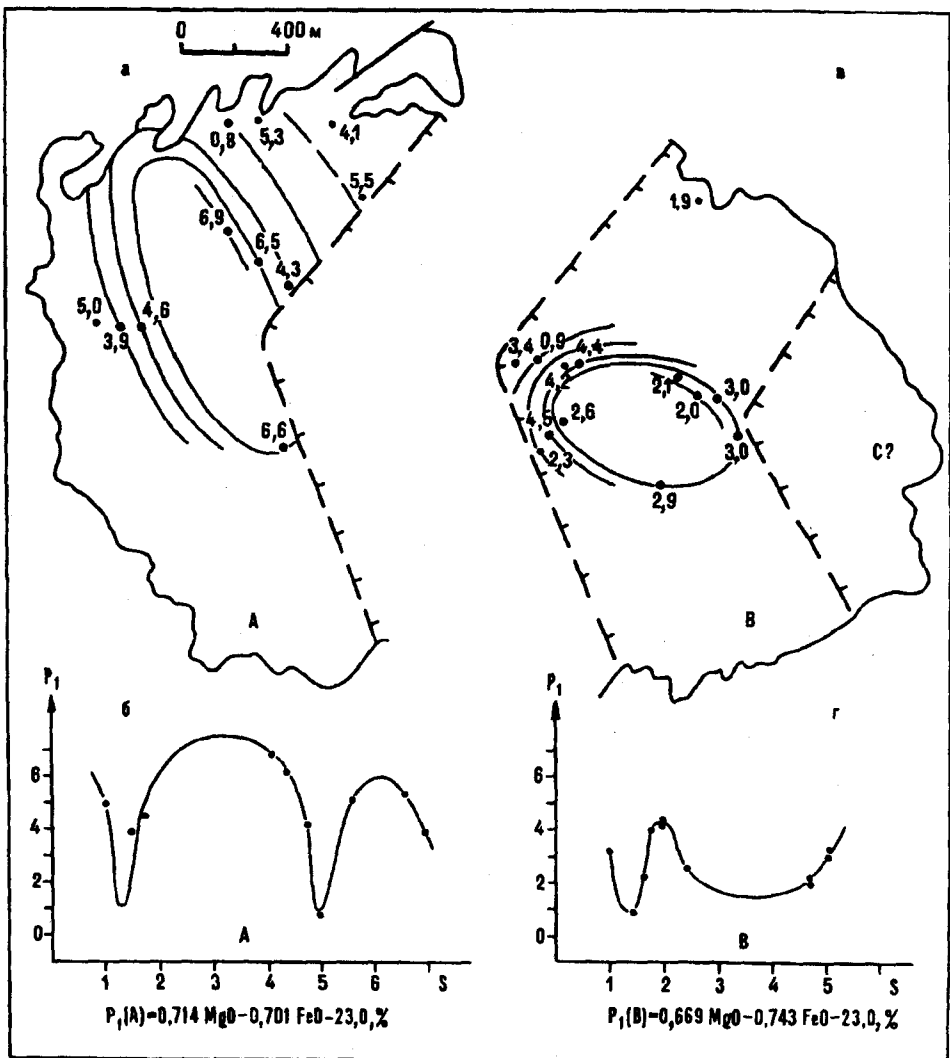


Рис. 4. Пространственные вариации состава дунитов в блоках А, В ядра Чацкого комплекса.  
 $S$  — расстояние по горизонтали.

поверхность вариаций, но в данном случае содержания магния минимальны в ее центре, а железа — максимальны. Общий график изменения  $P$  в поперечном направлении также отражает волновой характер изменения состава дунитов в блоке В (см. рис. 4, г). Важно подчеркнуть, что значение  $P$  для т. 45, специально рассмотренной выше, полностью соответствует построенной поверхности вариаций, подтверждая справедливость отнесения дунитов точки к группе В.

Итак, проведенный анализ показывает существование глубоко закономерной структуры дунитового ядра Чацкого комплекса. Она определяется существованием, по крайней мере, двух автономных блоков, в каждом из которых состав дунитов пространственно меняется закономерно.

Проверка и генетическая интерпретация петрохимической модели. Необычность полученных результатов ставит прежде всего вопрос об устойчивости построенной модели при возрастании плотности опробования ядра. Для Чада имеющиеся данные позволили провести прямую эмпирическую проверку модели. Первоначально она была построена на основе

выборки из 19 анализов состава дунитов. Привлечение дополнительных данных и анализ полной совокупности, почти в два раза превышающей первоначальную, подтвердили все результаты и позволили уточнить пространственные закономерности вариаций состава дунитов в блоках. Кроме того, ядро Чадского комплекса было опробовано в исследовании В.П. Пругова, который любезно предоставил нам свою выборку химических анализов для сравнения. Изучение этих полностью независимых данных также подтвердило все ключевые положения построенной выше модели дунитового ядра Чадского комплекса.

Обнаруженная петрохимическая структура ядра позволяет сделать ряд прямых генетических выводов, как представляется, имеющих важное значение для понимания природы концентрически-зональных комплексов. Прежде всего, почти несомненно, что образование радиально-волновой структуры пространственных вариаций состава дунитов связано с крупномасштабным перераспределением вещества в магматическом расплаве. Очевидно, этот процесс в данном случае проходил в двух магматических камерах независимо. Характер пространственных структур в блоках А, В (см. рис. 4) показывает, что эти блоки являются лишь фрагментами гораздо более крупных магматических камер, в которых происходило расслоение. Следовательно, внедрение дунитового ядра Чада имело протрузивный характер и ему предшествовал достаточно длительный этап интенсивного тектонического перемещения ультрабазитов, сопровождавшийся дроблением. Рассмотренные петрохимические структуры позволяют уточнить некоторые особенности и важные детали этого процесса. На схеме петрохимической структуры дунитового ядра (рис. 5) видно, что центры вариационных поверхностей А, В и точка изгиба границы между блоками находятся на одной прямой западно-северо-западного направления. Если сгладить контур ядра, становится очевидным, что его длинная ось на 20 % превышает короткую, а удлинение массива ориентировано в том же западно-северо-западном направлении. Интересно, что форма сглаженного контура ядра полностью

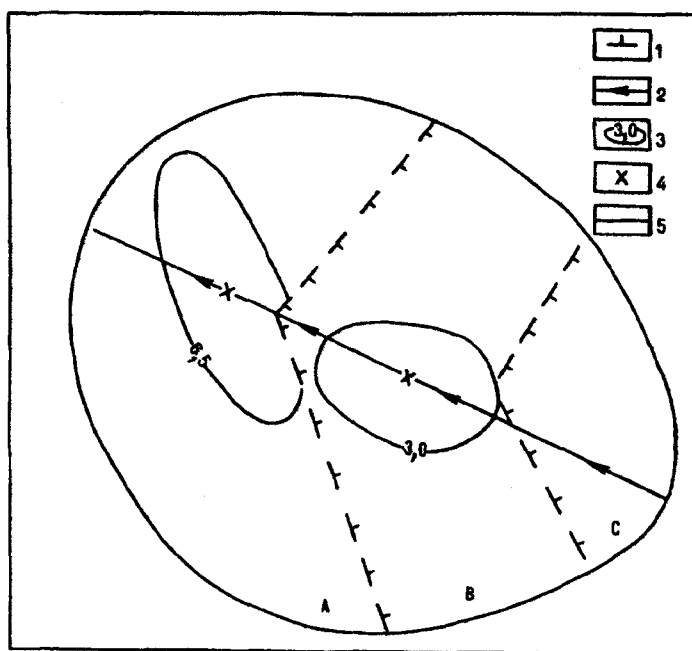


Рис. 5. Принципиальные особенности петрохимической структуры дунитового ядра Чадского комплекса.

1 — границы блоков, 2 — направление движения блоков, 3 — изолинии пространственных вариаций состава дунитов в блоках, 4 — центры расслоенности, 5 — сглаженный контур ядра.

соответствует поверхности вариаций состава в блоке В. Выше мы уже подчеркивали, что граница между блоками А, В полностью конформна главной ослабленной зоне Чадского комплекса, которая маркируется руч. Академический. Показанные особенности, с нашей точки зрения, однозначно свидетельствуют, что формирование ядра происходило при крутом надвигании блока В на блок А в западно-северно-западном направлении. Реалистичность этой реконструкции полностью подтверждается известными геологическими данными, которые приобретают новое важное значение. Еще ранними исследованиями показана вероятная наклонность дунитового штока Чадского комплекса в субширотном направлении. Особенно выразительным является крутое падение ( $50-60^\circ$ ) тонкоплитчатой отдельности в дунитах в восточном направлении как на западе, так и на востоке ядра [4]. Крутой восточный наклон штока также прямо подтверждается геофизическими исследованиями последних лет. Соответствие следствий петрохимической модели независимым геологическим данным не может быть случайным совпадением и доказывает справедливость полученных результатов.

**Заключение.** Исследование дунитового ядра Чадского комплекса позволяет сделать два общих вывода: 1. Существование закономерной пространственной структуры вариаций состава свидетельствует о его первично магматической природе. 2. Существование двух самостоятельных блоков в ядре, особенности их внутренних структур указывают на протрузивный характер внедрения дунитового штока при формировании комплекса.

Совершенно аналогичные результаты были получены нами ранее при анализе петрохимических структур дунитовых ядер Кондерского [3] и Феклиновского (неопубликованные данные) комплексов. Отметим, что в упоминавшемся исследовании Луиса, Несбита, Мортон дунитового ядра комплекса Туламеен [13] выбранная авторами методика не могла привести к обнаружению его закономерной пространственной структуры. Прежде всего, в пробах определялись только содержания магния и железа, и авторы рассматривали, естественно, неприведенные к 100 % суммы содержания компонентов. Учитывая разную степень серпентинизации дунитов, предпринятая попытка исследовать вариации заведомо была обречена на неудачу. С помощью полных анализов дунитов комплекса Туламеен из работы Финдли [12] мы приблизительно пересчитали содержания  $MgO$ ,  $FeO$  на безводный остаток в пробах дунитов из работы Луиса с соавторами. Анализ преобразованных данных, несмотря на определенную искусственность этой операции, позволяет уверенно предполагать, что дунитовое ядро комплекса Туламеен также состоит из двух автономных блоков, обладающих закономерной пространственной структурой вариаций состава.

Следует подчеркнуть, что дунитовые ядра четырех указанных комплексов существенно различны по своему составу, комплексы локализованы как в платформенных, так и в складчатых регионах. И следовательно, две стадии (магматическая и протрузивная) могут быть характерной чертой формирования если не всех, то большинства дунитовых ядер концентрически-зональных комплексов. Естественно, конкретные особенности формирования дунитовых ядер в различных комплексах и прежде всего характер тектонических движений при протрузии заведомо отличаются. Пример Чада показывает, что анализ петрохимических структур дунитовых ядер может быть эффективным инструментом расшифровки тектонической истории конкретных объектов. Наконец, с нашей точки зрения, их изучение может иметь также важнейшее практическое значение [9]. Пример расслоенных интрузий, прежде всего Бушвельда, показывает, что степень перераспределения платиноидов в расслаивающемся магматическом расплаве может быть очень высокой [6]. В этом случае платиноносные зоны могут быть закономерно расположены в петрохимической структуре дунитовых ядер.

1. Авдонцев С.Н., Малич К.Н. Геодинамическая модель образования массивов Кондерского комплекса // Геология и геофизика. — 1989. — № 7. — С. 27—32.
2. Богомолов М.А., Кицул В.И. Чадский ультраосновной-щелочной массив на восточной окраине Алданского щита // Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. — М.: Наука, 1964. — С. 156—165.
3. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива / Под ред. Ю.А. Косыгина, В.С. Приходько. — М.: Наука, 1993.
4. Ельянов А.А., Андреев Г.В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. — С. 167.
5. Ефимов А.А., Таврин И.Ф. О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита // Докл. АН СССР. — 1978. — Т. 243, № 4. — С. 991—994.
6. Лазаренко В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платиноносная минерализация зональных ультраосновных и коматитовых массивов. — СПб.: Недра, 1992.
7. Маракушев А.А., Емельяненко Е.П., Некрасов И.Я. и др. Формирование концентрически-зональной структуры Кондерского щелочно-ультраосновного массива // Докл. АН СССР. — 1990. — Т. 311, № 1. — С. 167—171.
8. Приходько В.С., Землянухин В.Н., Квасов А.И. и др. Структурный анализ дунитового ядра Кондерского массива в связи с его рудоносностью // Проблема магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. — Южно-Сахалинск, 1988. — С. 44—45.
9. Приходько В.С., Степашко А.А., Землянухин В.Н. Внутренняя структура дунитового ядра Кондерского массива как основа локального прогноза коренной платины // Тезисы докладов совещания "Геология и генезис месторождений платиновых металлов". — М., 1992. — С. 125.
10. Хитрунов А.Т. Петрология мезозойских интрузий центрального типа юго-восточной части Алданского щита // Геология и геофизика. — 1990. — № 3. — С. 62—71.
11. Шнай Г.К. Гетерогенность дунитов в ультраосновных щелочных массивах (на примере Инаглинского массива) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1980. — № 4. — С. 23—35.
12. Findlay D.C. Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, southern British Columbia // Can. J. Earth. Sci. — 1969. — V. 6. — P. 399—425.
13. Louis R.M.St., Nesbitt B.E., Morton R.D. Geochemistry of platinum-group elements in the Tulameen ultramafic complex, southern British Columbia // Econ. Geol. — 1986. — V. 81. — P. 961—973.
14. Taylor H.P., Jr., Noble J.A. Origin of the ultramafic complexes in southeastern Alaska // Report of the Twenty-First Session international Geological congress. — Copenhagen, 1960. — P. 175—187.

ИТГ ДВО РАН  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
17 августа 1993 г.

УДК 548.4

Н.В. Бердников, Л.П. Карсаков

## ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ГАББРОИДОВ ИЗ РАССЛОЕННОГО МАССИВА В БАССЕЙНЕ Р. ХОЛОДНИКАН (южная Якутия)

Методами термобарогеохимии изучена  $T$ — $P$ -эволюция метаморфизованных габброидов расслоенной серии (от пироксенитов до анортозитов) массива Мостовой и вмещающих его архейских гранулитов. Становление массива происходило при  $T = 1200$ — $1300$  °C и  $P = 6,3$ — $7,0$  кбар на регрессивном этапе метаморфизма вмещающих пород. Как при кристаллизации габброидов, так и при последующих метаморфических преобразованиях ведущую роль во флюиде играла углекислота. Остывание габброидного массива проходило при незначительном снижении давления до температур ниже геотермических. Последним преобразованием изученных пород был низкотемпературный диафорез, связанный с воздыманием.

Показано отличие условий образования расслоенных габброидов сэйимского комплекса (AR<sub>1</sub>), к которому относится массив Мостовой, от условий образования анортозитов Джугджурского комплекса и раннепротерозойских габброидов Оломского комплекса.

В западной части Становой области анортозиты и связанные с ними габброиды распространены в различных ассоциациях. Прежде всего это известный Каларский анортозитовый массив "автономного типа" позднеар-



хейско-раннепротерозойского возраста. Кроме того, анортозиты в этом районе входят также в состав расслоенных комплексов габброидов, где они выступают в качестве элементов дифференцированной серии пород. Доля собственно анортозитов в объеме этих комплексов, как правило, незначительна, но их присутствие здесь очень характерно. Представителями таких комплексов являются расслоенные массивы сэйимского и лукиндинского комплексов соответственно раннеархейского и раннепротерозойского возраста, т.е. более древние и более молодые, чем каларские анортозиты. Габброиды сэйимского комплекса испытали метаморфизм гранулитового уровня [6].

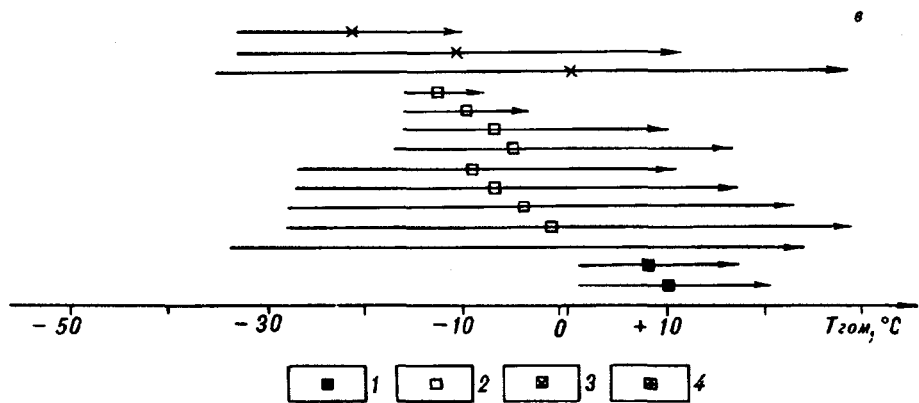
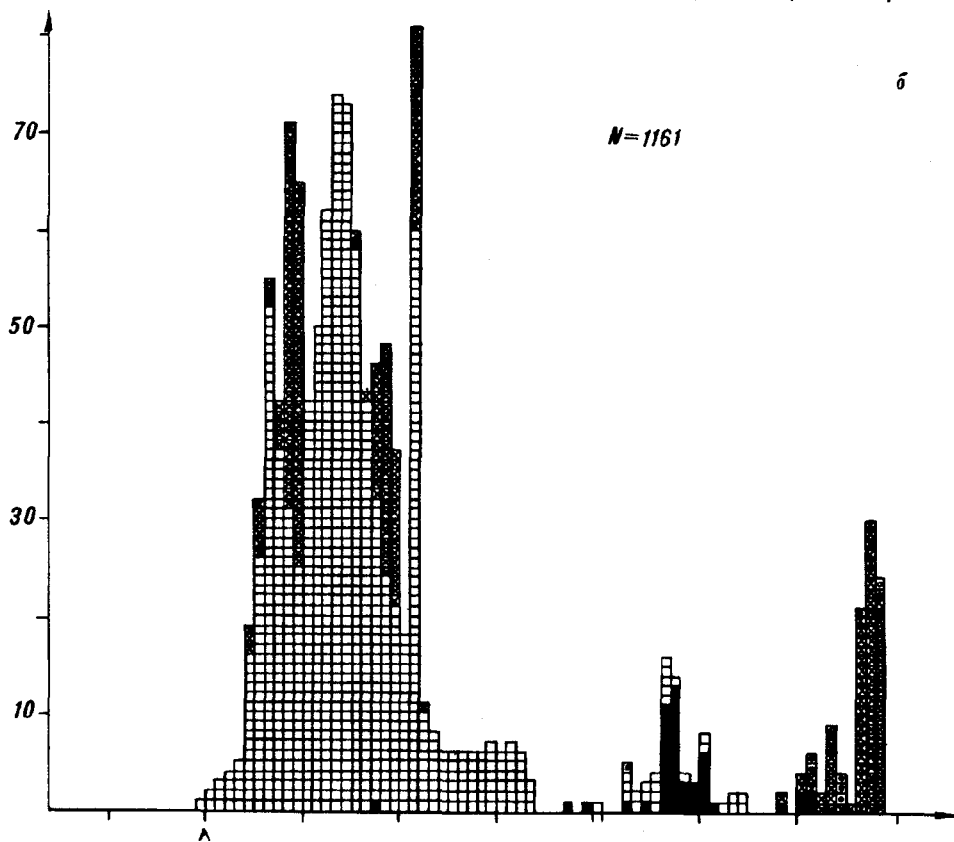
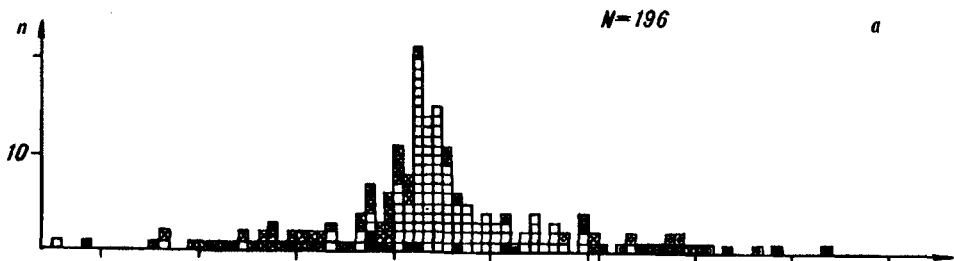
В настоящей статье приведены результаты термобарогеохимического изучения расслоенных габброидов из небольшого массива, принадлежащего к сэйимскому комплексу, и вмещающих его гранулитов. Массив назван нами Мостовым и расположен на правом берегу р. Холодникан (правый приток р. Иенгра) в месте пересечения железной дороги Тында—Беркамит с Амуро-Якутской автомобильной магистралью. Габброиды локализованы здесь среди биотит-гранатовых, гранат-силлиманитовых гнейсов, кварцитов и кристаллических сланцев нижнеархейского зверевского комплекса. Породы массива дислоцированы и метаморфизованы совместно с вмещающими породами. Габброиды прорваны жилами чарнокитов и более поздних биотитовых плагиогранитов, слабо мигматизированы. Минеральные парагенезисы пород вмещающей толщи гранулитов свидетельствуют об условиях метаморфизма  $T = 850^{\circ}\text{C}$  и  $P = 8$  кбар.

Массив Мостовой расслоен, состав его пород варьирует от лейкократовых до меланократовых расчленений, в незначительном количестве присутствуют ультрамафиты. В результате высокотемпературных метаморфических изменений габброиды и ультрамафиты превращены в роговообманково-двупироксеновые, гранат-роговообманково-двупироксеновые меланократовые (горнблендитоподобные), роговообманково-оливин-пироксеновые метапироксениты, лейкократовые диопсидовые сланцы, метагаббро-анортозиты, плагиоклазиты. В железнодорожной выемке наблюдается четкое чередование всех этих разновидностей пород, мощность отдельных полос не превышает 10—15 м. Бурая роговая обманка и гранат появляются в результате метаморфизма. Первые выделения граната приурочены к прослоям, близким по составу к феррогаббро. Иногда в породах сохраняются реликты инвертированного пихонита, оливина, ортопироксена.

Габбро-анортозиты, лейкогаббро превращены в светло-серые кристаллические сланцы, плагиоклазиты. Иногда на их фоне наблюдаются жилородные выделения агрегатов розово-серого плагиоклаза, часто соединенные между собой тонкими проводниками и пересекающие общую сланцеватость пород. Эти выделения представляют собой плагиоклазиты "второго поколения", возникшие при перекристаллизации лейкократовых сланцев, которые в свою очередь образовались за счет метаморфизма лейкогаббро, габбро-анортозитов, являющихся элементами дифференциации первично расслоенного тела габброидов.

Термобарогеохимическому изучению подверглись образцы анортозитов (7в, г, г-1-82), метагаббро-анортозитов (14к-80) и метаморфизованного ультрамафита (16в-80). Из них образец 7в-82 является плагиоклазитом "второго поколения", а остальные образцы — метаморфизованными разновидностями расслоенной серии.

Плагиоклазит 7в-82 почти нацело сложен неизменным плагиоклазом, незначительная серицитизация зафиксирована лишь вдоль микротрещин. Кристаллы плагиоклаза насыщены микропримесями пироксена, ильменита, рутила. Несмотря на значительный объем изученного материала, первичных флюидных включений в плагиоклазе обнаружить не удалось. Два изученных вторичных включения заполнены сжиженной углекислотой ( $T_{пл} = -58^{\circ}\text{C}$ ,



$T_{\text{гом}} = -5,5; -11 \text{ } ^\circ\text{C}$ ) и приурочены к залеченной слюдистыми минералами микротрещине.

В метаморфизованных габброидах расслоенной серии хорошо выражены признаки высокотемпературной перекристаллизации: пироксены замещаются бурой роговой обманкой, появляется красно-коричневый биотит. Плаггиоклаз образует две генерации. Первая равновесна с минералами, возникшими в результате высокотемпературной перекристаллизации габброидов. Он прозрачный, практически не содержит примесей. Вторичные изменения выражены в появлении слюдистых минералов вдоль микротрещин и в замещении плаггиоклазом второй генерации. Последний обычно выполняет промежутки между минералами, ассоциирует с вторичной сине-зеленой роговой обманкой, содержит большое количество твердых микропримесей. Судя по всему, обе генерации плаггиоклаза возникли за счет первично-магматического плаггиоклаза, который к настоящему времени нацело перекристаллизован. Первая генерация плаггиоклаза образовалась в процессе гранулитового метаморфизма, вторая — в результате последующих наложенных изменений.

Флюидные включения изучены в плаггиоклазе и апатите метагабброидов, несколько замеров сделано по включениям в редких зернах наложенного кварца. В плаггиоклазе обеих генераций присутствуют исключительно включения сжиженной углекислоты с  $T_{\text{пл}} = -56,6 \text{ } ^\circ\text{C}$ , в редких случаях пониженной до  $-58 \text{ } ^\circ\text{C}$ . Замеры температур гомогенизации варьируют в широких пределах (рис. 1, а). Первичных включений (хорошо ограненные, не связанные с залеченными микротрещинами) встречено немного. Как видно из рис. 1, значения их  $T_{\text{гом}}$  располагаются в средней части гистограммы. Здесь же расположено основное количество результатов замеров по ранним вторичным (частично огранены, траассируют хорошо залеченные микротрещины) включениям.  $T_{\text{гом}}$  поздних вторичных включений (не огранены, заметен след залеченной микротрещины) тяготеют к левому (низкотемпературному) крылу, а разгерметизированные — к правому (высокотемпературному). Отметим сразу, что такая конфигурация гистограммы свидетельствует о том, что формирование последовательных генераций нормальных углекислотных включений происходило с увеличением их плотности.

В плаггиоклазе первой генерации обнаружены только вторичные включения, температура гомогенизации которых колеблется в широких пределах от  $+10$  до  $-21 \text{ } ^\circ\text{C}$ . При этом ухудшение огранки включений сопровождается повышением плотности содержащейся в них  $\text{CO}_2$ . В плаггиоклазе второй генерации небольшое количество первичных и вторичных включений гомогенизируется в интервале от  $+4$  до  $-31,5 \text{ } ^\circ\text{C}$ . Обнаружено также одно включение, контактирующее с силикатной твердой фазой, с  $T_{\text{гом}} = -54,5 \text{ } ^\circ\text{C}$ .

Крупные включения в плаггиоклазе, имеющие высокую  $T_{\text{гом}}$ , обычно несут признаки разгерметизации, т.е. аномализация включений шла с понижением плотности  $\text{CO}_2$ . Это хорошо видно на рис. 1, в, где изображены векторы изменения  $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$  при разгерметизации включений. Вектор начинается со значения  $T_{\text{гом}}$ , соответствующего среднему в зоне или группе, к которой принадлежит аномальное включение, а заканчивается в точке, соответствующей его новой  $T_{\text{гом}}$ . Аномализация включений идет только с повышением их  $T_{\text{гом}}$  (понижением плотности  $\text{CO}_2$ ). С зонами вторичных изменений в плаггиоклазе, выполненными мелкозернистыми слюдистыми минералами, ассоциируют только высокоплотные вторичные включения.

Рис. 1. Гистограммы  $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$  во включениях из плаггиоклаза (а) и апатита (б) габбро-анортитов; в — векторы изменения  $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$  при разгерметизации включений.

Здесь и на рис. 2: 1 — первичные; 2 — ранние вторичные; 3 — поздние вторичные; 4 — разгерметизированные включения. N — количество замеров. Птичкой на шкале  $T_{\text{гом}}$  отмечены  $T_{\text{гом}}$  включений  $\text{CO}_2$ , образовавшихся при T-P-условиях пика гранулитового метаморфизма.

Апатит присутствует во всех изученных образцах метагабброидов. Обычно он частично перекристаллизован, но встречаются и явно не перекристаллизованные зерна и их участки, отличающиеся резорбированными границами и обилием твердофазных включений. В апатите встречены включения с наполнением системы  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{соль}$ . При этом включения ранних генераций исключительно углекислотные, а водно-углекислотные и водные вплоть до водных однофазовых характерны для поздних генераций. Водная фаза обычно содержит различное количество растворенных солей, из-за чего температура ее эвтектического плавления варьирует в интервале от 0 до  $-26^\circ\text{C}$ .

Как видно из рис. 1, б, пики замеров  $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$  ( $T_{\text{пл}} = -56,6^\circ\text{C}$ , редко до  $-58^\circ\text{C}$ ) первичных и вторичных включений в апатите занимают различные температурные интервалы. При этом большинство первичных включений локализуется в неперекристаллизованных зернах апатита. Поэтому мы полагаем, что эти включения несут информацию о магматическом этапе кристаллизации габброидов. Вторичные включения в апатите обычно более плотные (имеют более низкие  $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$ ), чем первичные. Исключение составляет наиболее поздняя их генерация (пик  $T_{\text{гом}}$  в районе  $+20 + +30^\circ\text{C}$ ). От плотных вторичных включения этой генерации отличаются более крупными размерами, полным отсутствием огранки и тем, что их зоны зачастую переходят из апатита в плагиоклаз, проявляясь в нем микротрещинками и вторичными изменениями. В высокотемпературном интервале группируются и замеры  $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$  разгерметизированных включений.

Наконец, несколько углекислотных включений обнаружено в редких зернах вторичного кварца. Они имеют облик первичных и гомогенизируются при  $+19 + +21^\circ\text{C}$ .

Среди комплекса вмещающих пород нами изучались глиноземистые гранулиты, характеризующиеся многоминеральным парагенезисом  $\text{Gr} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Силл} + \text{Кв} \pm \text{Граф}$ . Из минеральных особенностей гранулитов следует отметить зафиксированные в ряде образцов перекристаллизацию кварца, замещение силлиманита фибролитом и развитие в породе вторичного тонкозернистого слюдисто-полевошпатового агрегата. Термобарогеохимическому изучению подверглись кварц, силлиманит, фибролит и вторичный полевой шпат (рис. 2).

Наиболее богат флюидными включениями кварц. По морфологическим признакам он разделяется на первичный метаморфогенный ( $\text{Кв}_1$ ) и перекристаллизованный ( $\text{Кв}_2$ ). Метаморфогенный слагает "бронированные" метаморфическими минералами зерна или участки зерен, отличается обилием твердых примесей, большей частью иголок рутила. При перекристаллизации, которая обычно начинается с краев зерен и по зонам дислокаций, количество твердых примесей резко уменьшается до полного их исчезновения. Среди флюидных включений преобладают углекислотные ( $T_{\text{пл}} = -56,6 + -58^\circ\text{C}$ ); водные газовой-жидкие редки и слагают позднейшие генерации. Распределение  $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$  во включениях из  $\text{Кв}_1$  и  $\text{Кв}_2$ , как видно из рис. 2, в, г, различное. Замеры  $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$  в метаморфогенном кварце образуют хорошо выраженный одновершинный пик, что характерно для одноактно метаморфизованных гранулитов [1]. При этом первичные и вторичные включения имеют сходный диапазон  $T_{\text{гом}}$ , что возможно при расположении регрессивного тренда субпараллельно изоденсам  $\text{CO}_2$  включений. В  $\text{Кв}_1$  также встречены включения переуплотненной  $\text{CO}_2$  ( $T_{\text{гом}}$  ниже  $-56,6^\circ\text{C}$ , порядка 30 замеров), которые по морфологическим признакам являются позднейшими. Чаще всего они встречаются среди плотных вторичных, вблизи от устья залеченной микротрещины. Возможно они являются продуктом переуплотнения последних при подновлении микротрещины, поскольку самостоятельных сообществ они не образуют.

В  $Kv_2$  диапазон  $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$  включений продвинуто в высокотемпературную область (см. рис. 2, *е*). Здесь (интервал от  $+1$  до  $+17$  °C) располагается большинство замеров по первичным включениям. Таким образом, отметим сразу, что перекристаллизация кварца шла при пониженных (относительно метаморфических) плотностях углекислотного флюида. В этом же направлении изменяется плотность включений при разгерметизации (см. рис. 2, *е*).

Включения в силлиманите имеют исключительно углекислотное наполнение и, в принципе, тот же интервал  $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$ , что и включения в перекристаллизованном кварце. Важно лишь отметить, что большинство первичных включений, несущих информацию об условиях роста силлиманита, имеют  $T_{\text{гом}}$ , располагающиеся в низкотемпературной части этого интервала ( $-10$  до  $-20$  °C). В изученных образцах силлиманит замещается фибролитом, что, как известно, отвечает снижению температуры при незначительном падении давления [7]. Несколько первичных трубчатых включений  $\text{CO}_2$ , обнаруженных в нем, гомогенизируются при  $T = -16,5$  °C.

И, наконец, большинство наиболее плотных первичных включений  $\text{CO}_2$  обнаружено в полевоом шпате из слюдисто-полевошпатовой массы, развивающейся по минералам гранулитового парагенезиса (см. рис. 2, *а*).

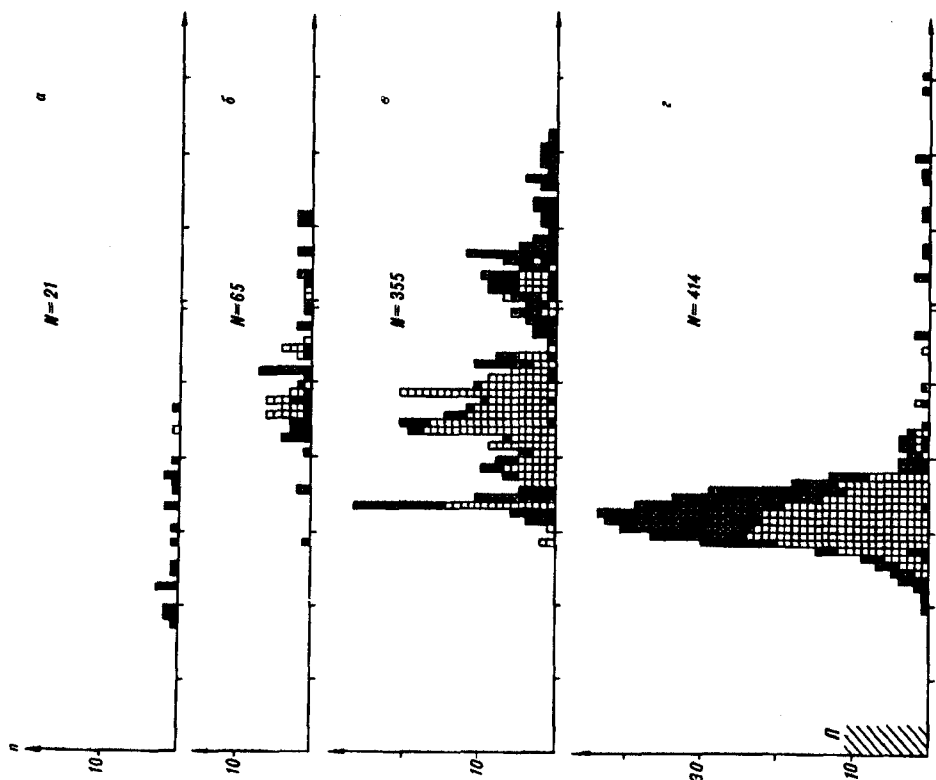
На сводной гистограмме рис. 2, *д* проявлен также пик  $T_{\text{гом}}$  в интервале  $+20$  до  $+24$  °C. Он построен по поздним вторичным включениям из кварца. На гистограммах для  $Kv_1$  и  $Kv_2$  он отсутствует, так как по принятым критериям невозможно было определить, был ли этот кварц метаморфогенным или перекристаллизованным.

Отметим одно важное, на наш взгляд, наблюдение. Оно связано с зафиксированными случаями перенаполнения включений ранних генераций зонами более поздних и с процессами аномализации. Как уже отмечалось ранее, в минералах габброидов разгерметизация включений идет лишь с понижением плотности  $\text{CO}_2$  (см. рис. 1, *з*). В минералах гранулитов, наряду с понижением плотности углекислоты в аномализированных и перенаполненных включениях, зафиксированы случаи их уплотнения (см. рис. 2, *е*, присутствие переуплотненных в зонах плотных вторичных).

**Обсуждение результатов.** Начиная интерпретацию полученных данных, попытаемся хотя бы в первом приближении определить время внедрения габброидов во вмещающие породы. Внедрение в "холодные" метаморфиты, безусловно, места не имело, поскольку на контактах отсутствуют роговики, а габброиды и вмещающие их породы совместно смяты в складки. Кроме того, как показывают приведенные ниже расчеты, глубина, на которой происходило внедрение, была значительна и предполагает достаточно высокие температуры. Внедрение в неметаморфизованные толщи отрицается фактом высокотемпературной перекристаллизации метаморфогенного кварца, сохранением реликтов апатита, оливина в метагабброидах, которые непременно разрушились бы при прохождении через пик гранулитового метаморфизма. Наиболее реальным является, по-видимому, внедрение габброидов в функционирующую метаморфическую систему на ранних стадиях регрессивного этапа. Это положение будет развито и уточнено в процессе обсуждения.

В соответствии со сказанным, наиболее ранним  $T$ — $P$ -репером в изученных породах являются параметры пика метаморфизма вмещающих пород ( $T = 850$  °C,  $P = 8$  кбар, область  $B$  на рис. 3). Соответствующая этим параметрам  $T_{\text{гом}} \text{CO}_2$  составляет  $-40$  °C ( $\rho \text{CO}_2 = 1,11$  г/см<sup>3</sup>) [4, 8]. Включения с такой  $T_{\text{гом}}$  характерны для  $Kv_1$  вмещающих пород. Они встречены и в полевоом шпате из вторичного слюдисто-полевошпатового агрегата, но относятся, как это будет показано ниже, к другому процессу.

Информацию о "магматических" параметрах габброидного расплава, сформировавшего массив Мостовой, несут первичные углекислотные включения, сохранившиеся в перекристаллизованном апатите. Показательно, что близкую с ними плотность имеют первичные включения в пере-



кристаллизованном кварце из вмещающих гранулитов. Изоденсы первичных углекислотных включений в реликтовом апатите ( $T_{\text{гом}} = +3 \div +12 \text{ } ^\circ\text{C}$ ,  $\rho = 0,86 - 0,89 \text{ г/см}^3$ ) показаны на рис. 3.  $T$ — $P$ -область внедрения габброидов  $A$  должна лежать между этими изоденсами. Уточнить ее положение можно, имея температурные реперы. К сожалению, поиски в изученном материале расплавных включений были безуспешными, и поэтому можно лишь приблизительно оценить эту температуру, исходя из результатов изучения габброидов других массивов [2, 3]. Определенная разными методами, она во всех случаях была  $1200\text{—}1300 \text{ } ^\circ\text{C}$ . При такой температуре положение области  $A$  становится более определенным ( $T = 1200 - 1300 \text{ } ^\circ\text{C}$ ,  $P = 6,3 - 7,0 \text{ кбар}$ ). Как видим, эти параметры существенно отличаются от  $T$ — $P$ -условий пика метаморфизма вмещающих пород. Более низкое давление говорит о том, что внедрение произошло на регрессивном этапе в процессе воздымания. Однако вмещающие породы при этом были, по-видимому, еще достаточно нагреты для того, чтобы смогли пройти процессы рекристаллизации в возникших при внедрении контактово-измененных породах и процессы пластических деформаций гранулитов совместно с габброидами. Конкретный ход  $T$ — $P$ -эволюции комплекса рассматриваемых пород от пика метаморфизма до момента внедрения (пунктир  $B$ — $A$  на рис. 3) зависит от интенсивности теплопотока в период, предшествовавший внедрению. Если интенсивность предварительного прогрева была велика, форма пути  $B$ — $A$  будет более пологой (1), если же нет — более угловатой с резким прогревом толщ за счет самих габброидов (2). Первый вариант представляется нам предпочтительнее, поскольку он уменьшает вероятность возникновения роговиков и делает возможной перекристаллизацию кварца в большом объеме вмещающих пород, а не только на контакте с внедрившимися габброидами.

Дальнейшая эволюция изученных пород связана с остыванием в условиях незначительного снижения давления. Свидетельствами этого являются замещение силлиманита фибролитом, плотные включения  $\text{CO}_2$  в

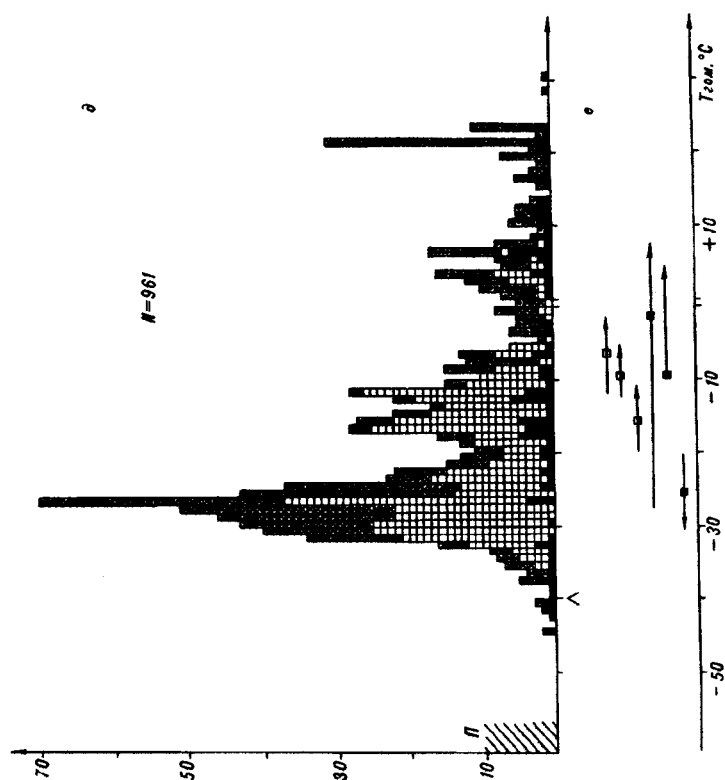


Рис. 2. Гистограммы  $T_{\text{гом}} \text{ CO}_2$  во включениях из полевого шпата вторичного слюдисто-полевошпатового агрегата (а), силлиманита (б), перекристаллизованного (в) и метаморфогенного (г) кварца вмещающих гранулитов,  $\delta$  — сводная гистограмма,  $e$  — векторы изменения  $T_{\text{гом}} \text{ CO}_2$  при разгерметизации включений.

П — область  $T_{\text{гом}}$  переуплотненных включений (30 замеров).

полевым шпате из вторичного слюдисто-полевошпатового агрегата и, наконец, позднейшие включения переуплотненной  $\text{CO}_2$ . Изоденса  $1,01 \text{ г/см}^3$  для включений в фибролите (Ф), область изоденс для включений во вторичном полевом шпате (П—С) и область изоденс переуплотненной  $\text{CO}_2$  (П) нанесены на рис. 3. Как видим, хорошим маркером, определяющим положение линии А — Ф — П — С — П, является изоденса Ф, пересекающая область существования фибролита при  $T = 550\text{—}600 \text{ }^\circ\text{C}$  и  $P = 5 \text{ кбар}$ . На регрессивном же этапе метаморфизма произошло формирование плагиоклазитов “второго поколения” в габбро-анортозитах. Поскольку температуры метаморфизма (менее  $850 \text{ }^\circ\text{C}$  на регрессивном этапе) явно недостаточно для подплавления габбро-анортозитов, нам представляется наиболее реальным их метасоматическое происхождение.

В предложенную непрерывную схему  $T$ — $P$ -эволюции не вписываются позднейшие генерации низкоплотных углекислотных ( $T_{\text{гом}} + 16 + 29 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $\rho = 0,81 - 0,62 \text{ г/см}^3$ ) включений. Они резко отличаются как плотностью, так и своей морфологией. Нам представляется, что они являются отражением более позднего процесса, связанного с прогревом во время воздымания (область Д на рис. 3). Температуру этого процесса по имеющимся данным определить невозможно, хотя вряд ли она была очень высокой (выше  $400\text{—}500 \text{ }^\circ\text{C}$ ), так как никаких минеральных изменений диафорез не вызвал.

Полученные результаты позволяют провести сравнение условий формирования расслоенных габброидов сэйимского комплекса (на примере массива Мостовой) и “автономных” анортозитов Джугджурского массива. Сходство между ними обнаруживается во флюидной специализации — в обоих случаях содержимое сингенетических флюидных включений представлено углекислотой. Сходны, вероятнее всего, и температуры начала кристаллизации. Оба массива сформированы на регрессивном этапе гранулитового метаморфизма вмещающих толщ. Основные различия состоят в давлении при кристаллизации (глубинности) и во взаимоотношениях с вмещающими

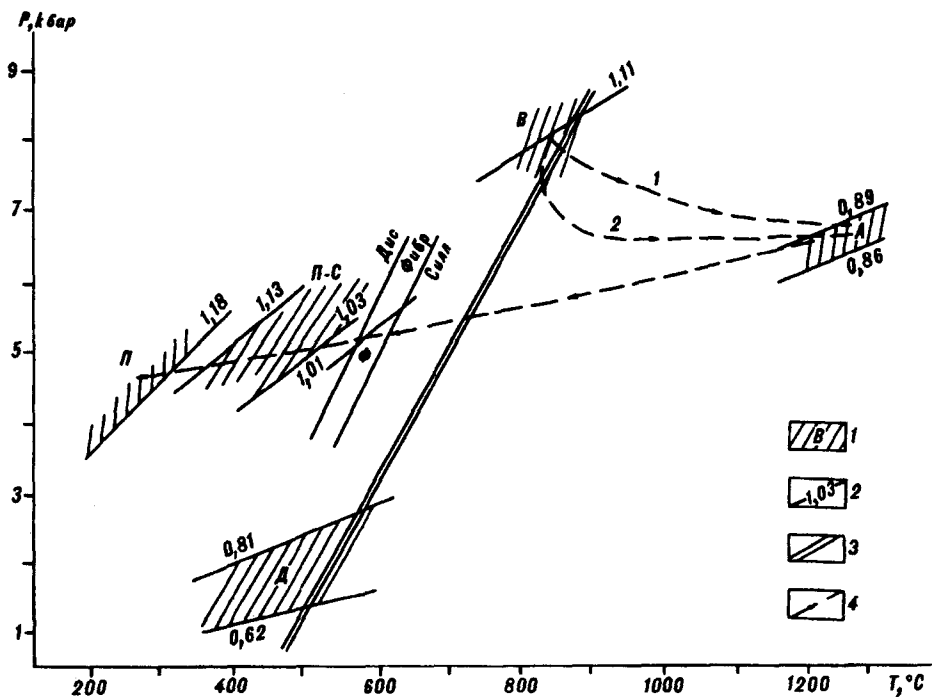


Рис. 3.  $T$ - $P$ -эволюция массива Мостовой и вмещающих гранулитов.

1 —  $T$ - $P$ -поля образования включений  $\text{CO}_2$  в минералах на пике метаморфизма вмещающих пород (В); при кристаллизации внедрившихся габбро-анортозитов (А); при замещении силлиманита фибралитом (Ф); при кристаллизации вторичного слюдясто-полевошпатового агрегата (П-С); при образовании переуплотненных включений (П); при диафторезе (Д), ограниченные или обозначенные соответствующими изоденсами (2) по [8]; 3 — положение архейской геотермы по [9]; 4 — путь  $T$ - $P$ -эволюции. Варианты 1 и 2 положения пунтира В-А обсуждаются в тексте. Границы полей устойчивости Дис-Фибр-Сиен нанесены по [7].

породами. Анортозиты Джугджура сформировались при давлении 4—5 кбар, а ассоциирующие с ними габбро-сиениты Оломского массива — при 2,4—3,2 кбар [2, 3]. При этом внедрение габбро-сиенитов сопровождалось ороговикованием вмещающих пород. Вокруг массива Мостовой роговиков нет, внедрение произошло при давлении не менее 7 кбар. Таким образом, правомерно предположить, что одним из главных факторов, определяющим различие в генезисе анортозитов “автономного” типа и метаморфизованных анортозитов в составе расслоенных габброидных массивов, которые многими исследователями рассматривались как единые образования, является глубина их формирования. Массивы, формирующиеся на глубине, внедряются в достаточно нагретые метаморфические толщи и, далее, испытывают совместную с ними эволюцию. Массивы, внедряющиеся в более “холодные” верхние этажи земной коры, оказывают существенное термическое влияние на вмещающие породы, последствия которого не релаксируются в ходе совместного метаморфизма. Существенное различие трех рассмотренных массивов состоит также в том, что Оломский массив, наименее глубинный и самый молодой из них, имеет не углекислотную, а существенно метановую специализацию флюида во включениях.

Из рис. 3 видно, что лишь область пика гранулитового метаморфизма В и диафтореза Д располагается вблизи архейской геотермы, построенной по данным [9]. И если разогрев рассматриваемых толщ до температур выше геотермических достаточно просто объясняется внедрением габброидных магм, то остывание до температур ниже геотермических требует специального обсуждения. Наиболее простое и логичное решение этой проблемы состоит в допущении уменьшения интенсивности теплового потока после внедрения габброидов до величин более низких, чем характерные для архейских кратонов. В этом, кстати, состоит еще одно отличие условий



формирования пород изученного расслоенного массива от  $T$ — $P$ -эволюции оломских габброидов и джугджурских анортозитов, тренды остывания которых, по нашим данным, не пересекали архейскую геотерму.

Судя по рис. 3, тренд остывания габброидов и вмещающих их гранулитов пересекает область равновесия Силл—Дис, что в принципе должно было бы привести к появлению дистена в глиноземистых гнейсах. Отсутствие в них дистена мы объясняем низкими температурами и сухостью гранулитовой метаморфической системы на регрессивном этапе, затормозившими прохождением полиморфных реакций.

Охлаждение сопровождалось воздыманием с уровня примерно 23 км на уровень около 16 км (из расчета 3 кбар на 10 км). Дальнейшая эволюция массива Мостовой и вмещающих его гранулитов связана с относительно быстрым подъемом и, вероятно, некоторым разогревом, который обеспечил слабый диафторез в области  $D$ . Таким образом, послейнтрузивная эволюция изученных толщ происходила в двух режимах — сначала остывания на глубине, потом — воздымания с разогревом. Вероятно, смена режимов была вызвана сменой геодинамической обстановки, когда период относительной стабильности Алдано-Станового кратона сменился на его южной окраине процессом “выжимания” к поверхности блоков, сложенных породами нижних его горизонтов [5].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бердников Н.В. Термобарогеохимические модели метаморфизма // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 3. — С. 116—118.
2. Бердников Н.В., Карсаков Л.П., Ленников А.М. Геология и условия образования анортозитов Джугджурского массива по данным термобарогеохимии // Там же. — 1992. — № 5. — С. 104—118.
3. Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Условия образования рудоносных габброидов Оломского комплекса по данным термобарогеохимии // Там же. — 1993. — № 1. — С. 58—68.
4. Варгафтиг Н.Б. Справочник по физическим свойствам газов и жидкостей. — М.: Наука, 1972.
5. Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. — М.: Наука, 1978.
6. Карсаков Л.П., Михалевский А.Н. О возрасте сэйимских габброидов в Каларском анортозитовом массиве (Восточная Сибирь) // Докл. АН СССР. — 1990. — Т. 315, № 2. — С. 449—452.
7. Федькин В.В., Яковлева Л.Ю. К вопросу использования силиката глинозема в петрологических исследованиях // Очерки физико-химической петрологии. Вып. XI. — М.: Наука, 1969. — С. 137—143.
8. Шмулович К.И. Двуокись углерода в высокотемпературных процессах минералообразования. — М.: Наука, 1988.
9. Шульдинер В.И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов // Геология и геофизика. — 1976. — № 2. — С. 67—76.

ИТиГ ДВО РАН  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
27 октября 1993 г.

УДК 552.332.4(571.56+571.6)

Г.К. Шнай

### ЛАМПРОФИРЫ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

В южной части Сетте-Дабанского региона установлены два этапа проявления лампрофирового комплекса:  $K_1$  и условно  $K_2$ — $P$ . Проведено детальное изучение раннемелового лампрофирового комплекса, включающего дайки минетт, спессартитов и вогезитов. Составлена схема размещения дайковых образований изученной территории. Приведена петрографическая, минералогическая, петрогеохимическая характеристика пород. Установлена повышенная платиноносность минетт и спессартитов при дефиците в них золота в районе золотоносного рудного поля.

Широкое распространение даек лампрофиров в Южном Верхоянье установлено в последние годы. Здесь впервые для данного региона нами

выделены лампроиты [7], близкие к австралийскому алмазносному типу [2]. Лампрофировые породы вызывают повышенный интерес в силу их экзотического состава и выноса ими глубинных ксенолитов — свидетельств источников питания, глубины залегания, строения глубинных горизонтов, через которые проходил подъем расплава к поверхности. Размещение даек лампрофиров в золоторудных узлах, как то имеет место в рассматриваемом регионе (Ариавканском, Одуховском и др. на рис. 1), дает дополнительный материал для суждения об их рудоконтролирующей роли. В отношении происхождения этих необычных пород существует несколько точек зрения, согласно которым они либо рассматриваются как вулканические (вулканоплутонические)

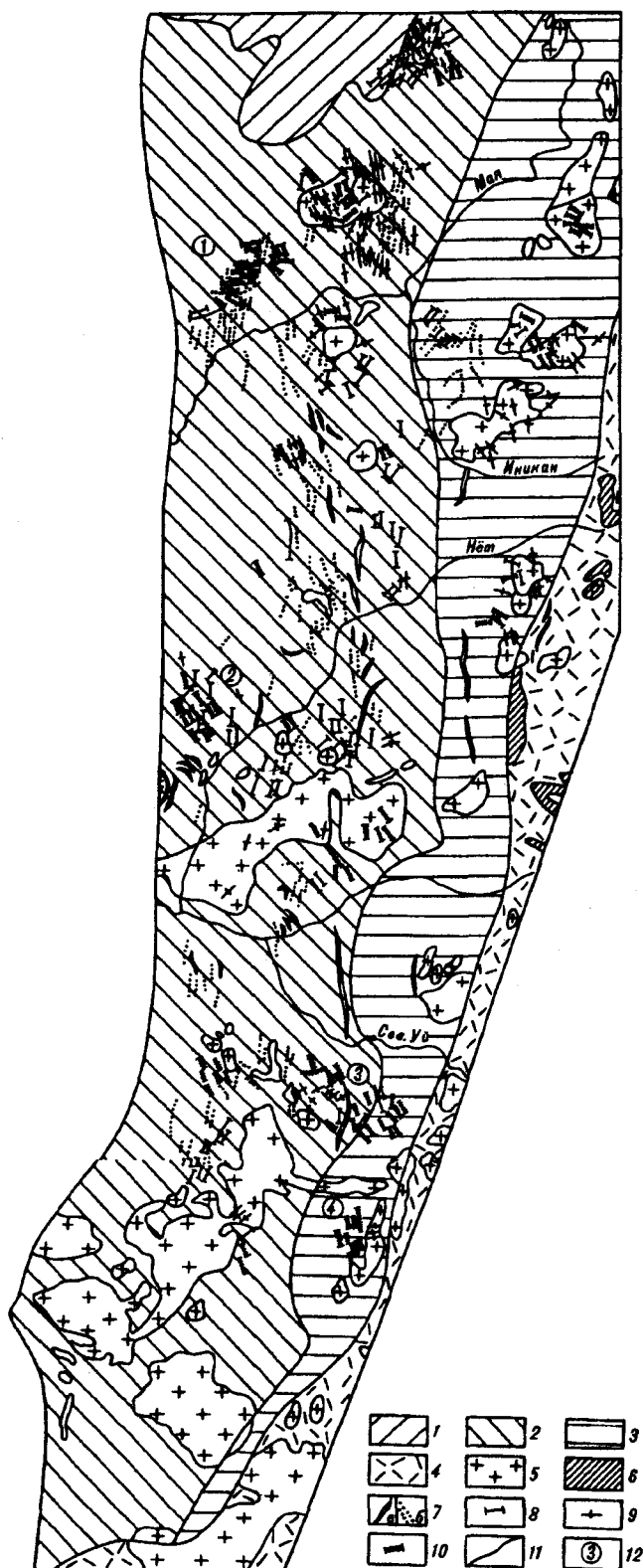


Рис. 1. Схема размещения дайковых комплексов южной части Сетте-Дабана (на основе Геологической карты м-ба 1:500 000 под ред. А.П. Кропачева) в м-бе 1:750 000.

Формационные зоны: 1 — Южно-Верхоянский синклиниорий; 2 — Нетская антиклинальная зона; 3 — Билякчанская чешуйчато-надвиговая зона; 4 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 5 — гранитоиды разного возраста; 6 — габброиды палеогенового возраста; 7 — мелкие тела (а) и дайки (б) габброидов рифейского и условно палеозойского возраста. Мезозойские дайковые образования: 8 — диоритовые порфириды; 9 — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры; 10 — нерасчлененные лампрофиты; 11 — границы зон; 12 — поля развития дайковых комплексов: 1 — Ариавканское, 2 — Чалбухское, 3 — Одуховское, 4 — Джагдгадское.

образования, либо относятся к дайкам второго этапа [4], либо выделяются в самостоятельные образования.

К лампрофирам нами в соответствии с [1, 3, 6, 10 и др.] отнесены дайковые породы, обладающие лампрофировой структурой, характеризующейся идиоморфизмом цветных минералов, содержание которых составляет не менее 35 %. По мнению Л.А. Михалева [6], лампрофиры не должны содержать вулканическое стекло. Этому требованию не всегда отвечают текстовые разновидности лампрофиров зальбандовых частей маломощных даек. Однако отсутствие явной связи даек с вулканическими покровами, отсутствие их вулканических и интрузивных аналогов, самостоятельность проявления в виде дайковых полей и поясов, контролируемых системами глубинных разломов, антидромный по отношению к гранитоидам состав и другие признаки позволяют отнести изученные дайки региона к лампрофирам, объединив их в самостоятельный комплекс.

Изученные в южной части Сетте-Дабанского региона (СДР) дайки лампрофиров характеризуются рядом общих особенностей: невыдержанностью простираения, изменяющегося от преимущественно северо-западного до субширотного и северо-восточного, изменчивостью мощности (от нескольких десятков сантиметров до 3—5 м в раздувах), невыдержанностью состава, структуры, разной степенью раскристаллизованности в центре тела и в зальбандах, разной протяженностью (десятки — первые сотни метров, реже 1,5—2 км), извилистыми контурами, крутыми углами падения. В рассматриваемой части СДР возраст даек в большинстве случаев остается неопределенным из-за отсутствия "стратиграфических вилок". Они прорывают осадочные образования рифей-ордовикского возраста. Верхняя возрастная граница отсутствует. По соотношению даек лампрофиров с гранитоидами устанавливается два этапа их внедрения. Одни дайки прорывают гранитоиды аллара-марского комплекса с возрастом 128 млн лет\*, соответствующего адамеллит-гранитовой формации инверсионного режима складчатых областей, и предшествуют гранитоидам мурамнинского комплекса с возрастом 108 млн лет, представляющего аналог диорит-гранодиоритовой формации орогенного режима.

Другие лампрофировые дайки прорывают гранитоиды диорит-гранодиоритового (мурамнинского) комплекса и более позднего аляскитового (комуйского) комплекса и условно отнесены нами к  $K_2$ — $F$  возрасту, что по времени совпадает с формированием пород шошонит-латитовой серии соседнего Охотско-Чукотского пояса. Хорошо изученные на Ариавканском дайковом поле лампрофиры и лампроиты сближены пространственно и во времени. Отсутствие соотношений тех и других даек между собой и явные признаки воздействия рудных процессов на них, непосредственно наблюдаемые в рудной зоне, позволяют говорить о дорудном происхождении даек, судить же о времени формирования можно, исходя из данных радиологического определения возраста лампроитов — 115—119 млн лет\*\* [7], что соответствует геологическим данным. Все это, наряду с необходимостью выделения этой группы пород, пропускаемой при картировании, послужило основанием к условному объединению даек лампрофиров в одноименный комплекс. В северной (якутской) части СДР дайки лампрофиров, по данным В.И. Тельшева и др. (1987 г.), проявлены в двух возрастных интервалах:  $K_{1-2}$  и  $K_2$ — $F$ . Как установлено в ряде складчатых областей, дайки лампрофиров появляются после формирования гранитных батолитов инверсионного режима, свидетельствуя о завершении предыдущего или начале нового магматического цикла, как это установлено в Алтае-Саянской области, Северо-Восточном регионе и подтверждено в СДР.

\*Определения выполнены К—Аг методом по минералам в лаборатории СВКНИИ (г. Магадан).

\*\*Определения выполнены К—Аг и Rb — Sr методами по минералам в лаборатории ВСЕГЕИ.

Дайковые поля (см. рис. 1) сложены породами разного состава, большинство из которых картировалось под названием диоритовых порфиритов. При преобладающем северо-западном простирании большинства даек лампрофиров в регионе (данные А.Е. Соболева и др., 1986—1990 гг.) на рис. 1 дайки этого направления условно выделены как лампрофиры. На изученной части территории дайки лампрофиров группируются в виде полей, локализуясь в зонах разломов субширотного и северо-западного направлений, тектоническая активность которых подчеркивается проявленными здесь ореолами и рудопроявлениями золота, серебра, меди, полиметаллов. В то же время дайковые поля образуют протяженный дайковый пояс меридионального простирания, совпадающий с направлением крупного Бурхалинского разлома древнего заложения, испытавшего неоднократное омоложение, особенно в связи с тектономагматической активизацией в мезозое.

Широкое распространение в дайковом поясе получили также силлы, мелкие тела и дайки габброидов. Более ранние из них смяты в складки вместе с вмещающими осадочными породами, другие прорывают осадочные породы с возрастом от рифея до ордовика и условно отнесены к девонским образованиям, хотя возможно допустить присутствие среди них даек мезозойского возраста. Пространственная сближенность габброидов и лампрофиров послужила основанием для объединения их в единую лампрофир-диабазовую формацию [6]. Установленный нами существенный возрастной разрыв между формированием габброидов и лампрофиров противоречит этому, поскольку наблюдаются горячие контакты между ними со стекловатыми зонами закалки в лампрофирах и захватом ими катаклазированных и милонитизированных обломков диабазов.

По составу среди изученных лампрофиров установлены минетты, спесартиты и вогезиты [3]. Характерной особенностью этих пород является невыдержанность состава и структуры и насыщенность шлирами. Кроме того, в них обнаружены ксенолиты и ксенокристы чужеродных пород. Среди последних установлены аркозовые песчаники, по составу идентичные рифейским песчаникам рамы, амфиболиты, являющиеся, по-видимому, отторженцами кристаллического фундамента, а также эклогиты и гранатовые перидотиты, по минеральному составу соответствующие ассоциациям маньтинского происхождения.

Изученные лампрофиры являются преимущественно полнокристаллическими породами с порфириковой структурой, массивной, директивной, такситовой, реже миндалекаменной текстурой. Основная масса тонко раскристаллизована. Вкрапленники составляют от 20—25 до 40—45 %. Структура лампрофирная. В миндалекаменных разновидностях миндалины удлиненно-округлой формы (по длине 5—10 мм) заполнены либо полупрозрачным мозаичным кварцем, либо альбитом характерной розовой окраски.

Минетты представлены серыми, темно-серыми породами, приобретающими характерный зеленовато-коричневый оттенок на поверхности выветривания, сближающий их по внешнему виду с лампроитами. Они обогащены слюдой, равномерно рассеянной по всей породе. Вкрапленники сложены флогопитом (7—30 %), оливином (до 15 %) и амфиболом (1—3 %). В основной массе, помимо цветных минералов (35—40 %), присутствуют полевые шпаты в виде слабо выраженных сферолитов и таблитчатых микролитов (50—60 %), вулканическое стекло (до 10 % в зальбандах), сфен, апатит, рудные минералы (1—3 %). Наблюдается новообразованный кварц, зажатый в интерстициях между другими минералами. В минеттах в отличие от лампроитов флогопит вкрапленников представлен двумя разновидностями, как правило, незонального строения. Одна из них имеет светло-, другая темно-коричневую окраску, по данным рентгеноструктурного анализа, первая соответствует чистому, а вторая — железосодержащему флогопиту. Оливин замещен тонкочешуйчатой массой с тальком, карбонатом и шнуровидным магнетитом. Менее распространены вкрапленники зонального амфибола с густо окрашенным в зеленый цвет ядром и узкой светло-зеленой каймой, с  $Ng = 21^\circ$ ,  $l = (+)$ . Вулканическое стекло имеет

бурую окраску. Раскристаллизованное стекло преобразуется в бесцветную хлорит-халцедоновую смесь. Редкие миндалины заполнены мозаичным кварцем.

По химическому составу (табл. 1) темноокрашенный железосодержащий флогопит минетт является более титанистым, чем светлая разновидность ( $TiO_2 = 4,79—5,47$  мас. %). Темный флогопит по составу наиболее близок флогопиту трубки Аргайл [2] при несколько повышенной глиноземистости. Светлый флогопит по составу аналогичен флогопиту лампроитов этого региона и, как и последний, содержит в виде примеси  $Cr_2O_3$ . Амфибол (табл. 2) представлен магнезио-арфведсонитовой разновидностью (по [9]), калишпат (табл. 3) — ортоклазом, плагиоклаз (табл. 4) — альбитом № 5—6 с примесью магнезия. Рудные минералы определены как титаномагнетит и ильменит. В титаномагнетите содержатся до 6 мас. %  $TiO_2$  и небольшая примесь магнезия, в составе ильменита отмечаются значительные колебания содержания окисного железа и марганца (табл. 5).

Спессартиты являются наиболее неравномерно-зернистыми породами с часто встречающимися осветленными и темными участками, шлирами, придающими породе такситовый вид. Именно в них встречены ксенолиты и ксенокристы чужеродных пород. Спессартиты — это светло-, темно-серые породы, насыщенные темноцветными минералами, на фоне которых выделяются лейсты белого или розового полевого шпата. Они состоят из буро-зеленого амфибола (35—40 %), пироксена (до 5 %), плагиоклаза — олигоклаза, олигоклаза — андезина до № 32 (35—40), калишпата — ортоклаза (10—15), кварца (1—2), хлорита (1—2), рудных и акцессорных минералов (0,5—1), изредка вулканического стекла (до 2 %). Кварц и хлорит развиваются в интерстициях между другими минералами. Раскристаллизованное вулканическое стекло преобразовано в хлорит-полевошпатовый агрегат. Менее раскристаллизованные зальбанды сложены на 85—90 % сферолитами калишпата, пропитанными кристалликами амфибола (10—15 %) и мелкой сыпью магнетита (до 1 %), хлоритом, карбонатом, гематитом.

По химическому составу амфибол спессартитов (см. табл. 2) соответствует магнезио-арфведсониту (по [9]). В составе его гидроксильной группы установлено присутствие F. В ядрах вкрапленников амфибол обнаруживает повышенную магнезиальность по сравнению с краевыми частями (см. табл. 2, № 6—9). По сравнению с амфиболом основной массы он значительно более окислен (см. табл. 2, № 10, 11). Моноклинный пироксен соответствует диопсиду ( $Na_2O = 1,33$  мас. %). В калишпате — ортоклазе (см. табл. 3) в качестве примеси иногда присутствуют Fe и Mg. Состав плагиоклаза (см. табл. 4) изменяется от андезина № 37 до олигоклаза № 11 и альбита

Т а б л и ц а 1

Составы флогопитов из минетт

Оксид	1	2	3	4
$SiO_2$	41,24	39,81	39,02	37,90
$TiO_2$	3,09	3,12	5,47	4,79
$Al_2O_3$	13,25	12,73	13,36	14,47
$\Sigma Fe$	4,58	5,72	13,73	14,31
MnO	0,24	0,00	0,00	0,00
MgO	23,03	23,37	16,06	15,44
CaO	0,00	0,23	0,00	0,00
$Na_2O$	0,56	1,00	0,53	0,83
$K_2O$	9,95	9,87	9,07	9,12
$Cr_2O_3$	0,62	0,48	0,00	0,00
$H_2O^+$	Н.о.	Н.о.	Н.о.	2,65
F	Н.о.	Н.о.	Н.о.	1,18
Сумма	96,56	96,33	97,23	100,69

Примечание. 1, 2 — светлый, 3, 4 — темный флогопит. Здесь и в табл. 2—5 анализы выполнены на микрозонде "Камебакс". В.Н. Курановой, F и  $H_2O$  определены в химической лаборатории В.Ф. Мальцевой и В.В. Петровым (ВСЕГЕИ). Н.о. — не определялись.

Таблица 2

## Составы амфиболов

Оквц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	45,13	43,44	40,61	40,98	41,75	43,02	42,28	43,62	40,86	43,39	43,54	40,55	43,41
TiO <sub>2</sub>	1,20	2,60	1,40	1,27	2,85	2,84	3,23	1,85	2,55	2,60	2,60	2,50	2,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,00	11,62	10,82	10,55	11,38	12,03	12,02	11,86	13,39	12,45	11,79	13,45	11,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,51	5,59	6,71	8,36	7,92	7,73	5,35	8,58	8,53	4,78	4,96	5,45	4,51
FeO	6,82	4,91	12,19	10,95	4,65	1,45	3,48	0,00	3,79	3,35	3,32	10,02	4,93
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	14,68	15,24	9,64	9,95	14,69	16,47	16,15	17,40	14,31	16,20	16,45	11,23	15,85
CaO	11,37	11,04	10,39	10,61	11,35	10,53	10,91	10,19	10,59	10,57	10,39	10,47	11,67
Na <sub>2</sub> O	2,18	2,79	2,36	1,57	2,37	3,17	3,33	3,52	3,30	3,53	3,77	2,80	2,61
K <sub>2</sub> O	0,72	0,70	1,03	1,43	0,70	0,65	0,78	0,81	0,61	0,75	0,82	1,52	0,56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,00	0,00	0,28	0,27	0,00	0,47
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,95	Н.о.	4,10	3,82	1,72	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
F	0,45	Н.о.	0,76	0,51	0,62	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Сумма	100,01	97,93	100,01	100,00	100,00	97,91	98,31	97,84	97,94	98,19	98,18	97,99	97,92
Mg	80	85	59	62	85	95	89	100	87	90	90	91	85
Mg+Fe <sup>+2</sup>													
Fe <sup>+3</sup>	84	72	77	81	100	82	81	82	80	56	63	42	77
Fe <sup>+3</sup> +AlVI													

Примечание. 1, 2 — из минетт; 3—11 — из спессартигов; 12, 13 — из волезигтов. Замеры вкрапленников: 6, 8 — центр; 7, 9 — край. Амфибол из основной массы: 10 — центр, 11 — край. Н.о. — не определялись.

Составы калиевых полевых шпатов

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	67,09	61,87	63,04	64,69	64,16	63,64	63,80	65,18	67,31	64,58
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,95	0,00	0,00	0,33	0,42	0,67	0,00	0,42	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,17	19,67	20,09	18,43	18,61	18,36	18,40	19,66	17,91	18,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,52	0,00	0,00	0,51
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,52	0,00	0,25	0,00	0,00	0,52	0,00	0,00
CaO	0,36	0,00	0,00	0,28	0,00	0,33	0,29	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,39	0,57	1,55	0,47	0,00	0,25	0,26	3,18	1,83	0,76
K <sub>2</sub> O	15,52	16,97	14,47	16,12	15,67	16,46	16,06	11,55	12,53	15,63
Сумма	100,53	100,03	99,68	99,98	99,97	99,89	100,01	100,09	100,00	100,01
Op	94,6	95,3	86,0	94,3	94,4	96,3	96,1	70,5	84,5	93,2
Ab	3,6	4,7	14,0	4,2	5,6	2,2	2,4	29,5	15,5	6,8
An	1,8	—	—	1,5	—	1,5	1,5	—	—	—

Примечание. 1 — из минетт; 2—7 — из спессартитов; 8—10 — из вогезитов.

№ 3—7. В качестве примесей в нем отмечаются Fe и Mg. Магнетит (см. табл. 5) является титаносодержащим и содержит примеси Mn и Mg.

Вогезиты распространены ограниченно, установлены в основном в зоне оруденения в керне скважин, где в значительной степени ожелезнены, что затрудняет детальное исследование их состава. Эти породы состоят из тонкораскристаллизованной основной массы, сложенной лейстами серицитизированного плагиоклаза, микролитами калишпата, ксеноморфным кварцем, иглочками амфибола, мелкими зернами пироксена и магнетита. Во вкрапленниках присутствуют бурый амфибол (1—3 %) и измененный оливин (1—3 %), представленный псевдоморфозами по нему хлорит-серпентиновой смеси с мелкой сыпью магнетита. Химический состав амфиболов вогезитов (см. табл. 2) соответствует магнезио-арфведсониту или эккерманиту (по [9]). В составе калишпата-ортоклаза (см. табл. 3) отсутствует анортитовая составляющая, а в качестве примесей устанавливаются Fe и Mg. Плагиоклаз — альбит № 3—8 (см. табл. 4) содержит примесь Mg. Магнетит (см. табл. 5) вогезитов в отличие от остальных изученных лампрофиров не содержит в своем составе TiO<sub>2</sub>.

Общей особенностью составов изученных лампрофиров является ассоциация в них нерешетчатого калишпата — ортоклаза с цветными минералами повышенной магнезиальности и титанистости с магнийсодержащими ильменитом, титаномagnetитом или титаносодержащим магнетитом, что является следствием кристаллизации этих пород в близких термодинамических условиях: при высоких температурах и давлениях, при пониженном потенциале кислорода, из расплавов повышенной щелочности.

По петрохимическим особенностям (табл. 6) изученные лампрофиры относятся к породам среднего состава повышенной щелочности и магнезиальности. В их нормативном составе устанавливаются кварц, альбит, анортит, диопсид, ортопироксен, магнетит и ильменит. Нормативный плагиоклаз соответствует № 19—48. Сравнение средних содержаний петроэлементов в группе наименее измененных минетт и спессартитов не выявляет существенных различий их между собой. Как отмечено [3 и др.], невозможно выделить разновидности лампрофиров по химическому составу. Основу их классификации составляет минеральный состав. Тренд изменчивости составов пород выявляется при обработке химических анализов с применением математических методов, в частности, факторного анализа. В этой операции, наряду с лампрофирами, использованы материалы по другим распространенным в регионе породам. Анализ сводных данных (табл. 7, рис. 2) показывает, что для структуры корреляционных связей петрогенных элементов характерен антагонизм Si, K, Na, Al — элементов фельсифильной группы с присоединившимся к ним Fe<sup>3+</sup> по отношению к Ti, Ca, Mn, Fe<sup>2+</sup>, Mg —

Составы плагиоклазов

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	66,52	66,60	67,89	65,97	66,49	55,89	66,51	64,57	69,22	65,53	66,66
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,42	0,00	0,23	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,91	21,19	20,08	20,68	21,36	26,26	20,43	22,07	19,53	21,13	21,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,30	0,41	0,00	0,69	0,28	0,95	0,75	0,69	0,00	1,30	0,30
CaO	0,94	1,24	0,74	1,37	1,55	8,01	0,54	2,22	0,00	0,69	1,50
Na <sub>2</sub> O	10,72	10,54	11,10	10,59	10,47	6,89	9,11	8,31	11,49	10,57	10,17
K <sub>2</sub> O	0,53	0,13	0,27	0,13	0,00	1,19	2,67	1,95	0,00	0,35	0,00
Сумма	99,92	100,10	100,08	99,91	100,14	99,19	100,01	100,24	100,25	99,80	100,33
Op	3,0	0,8	1,5	0,8	—	6,4	15,7	11,8	—	2,1	—
Ab	92,4	93,2	95,0	92,5	92,5	56,9	81,7	76,9	100,0	94,5	92,5
An	4,6	6,0	3,5	6,7	7,5	36,7	2,6	11,3	—	3,4	7,5

П р и м е ч а н и я. 1, 2 — из минетт, 3—8 — из спессартигов; 9 — из мидцалины в спессартигах; 10, 11 — из волезитов. Замеры: 6 — центр; 7 — зона; 8 — край.

фемафильным элементам. Фактор I, известный как фактор кислотности — основности и формационной принадлежности [5], разделил породы на две группы, границей между которыми служит ось фактора II. Фактор II играет в данном случае роль фактора окисленности—восстановленности (Fe<sup>3+</sup> против Fe<sup>2+</sup>), по которому идет дальнейшее разделение пород на менее окисленные лампрофиды и более окисленные лампроиты и метасоматиты по ним. Граница раздела между ними проходит по оси фактора I. Разориентированность эллипсов рассеяния значений факторов I и II в группе лампрофидов свидетельствует об устойчивых структурных связях петроэлементов в каждом из выделенных типов пород, подчеркивая независимость их состава, самостоятельность и отсутствие явных генетических связей с гранитоидами (VIII), мелкими телами, дайками и силлами габброидов (IX) и, особенно, массивами щелочных габброидов (X). Характерная для лампрофидов сопряженность Na с Al предполагает их гибридное происхождение, разную степень зараженности мантийным и коровым материалом, что согласуется с представлениями других исследователей [5].

В геохимическом составе изученные лампрофиды обнаруживают такие родовые особенности, как обогащенность Zr, Cu, Ba, Co, Ni, Pb, Cr, Zn, Li и обедненность остальными при близких к кларковым содержаниях Ga, Mo, Ce и Ag. Анализ структуры корреляционных связей редких элементов, рассчитанных для сводной выборки и представленных на компонентной диаграмме факторов I и II (рис. 3), выявил геохимическую самостоятельность и независимость лампрофидов между собой. Кроме того, группа спессартигов по геохимической специализации дифференцировалась на две в соответствии с их возрастной позицией — приурочен-



Составы рудных минералов

Оксид	Ильменит		Титаномагнетит, магнетит			
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	0,89	0,37	1,02	0,45	1,44	0,57
TiO <sub>2</sub>	50,37	44,82	6,06	1,36	1,26	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	0,00	0,72	0,99	0,00	0,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,03	14,06	56,09	65,71	65,71	68,24
FeO	44,23	40,75	35,15	29,75	30,81	30,02
MnO	2,12	0,00	0,00	0,96	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,38	0,35	0,00	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,56	0,42	0,77	0,44
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,99	99,99	99,98	99,99	99,99	99,99

Примечание. 1-3 — из минетт; 4, 5 — из спессартитов; 6 — из везегитов.

Таблица 6

Средние составы лампрофиров

Оксид	1		2		Оксид	1		2	
SiO <sub>2</sub>	58,62	57,64	MnO	0,10	0,10	0,10	0,10	0,03	0,03
	1,07	2,85		0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03
TiO <sub>2</sub>	1,07	0,88	MgO	4,25	5,41	4,25	5,41	1,18	1,18
	0,08	0,08		0,42	0,42	0,42	0,42	1,53	1,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,20	15,13	CaO	3,81	4,60	3,81	4,60	1,53	1,53
	0,54	0,86		0,26	0,26	0,26	0,26	4,31	4,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,28	2,78	Na <sub>2</sub> O	3,71	4,31	3,71	4,31	1,27	1,27
	0,48	0,56		0,41	0,41	0,41	0,41	2,51	2,51
FeO	2,83	3,03	K <sub>2</sub> O	3,69	0,57	3,69	0,57	0,57	0,57
	0,27	0,73		0,81	0,81	0,81	0,81	15	15
			n	5	5	5	5		

Примечание. 1 — минетты, 2 — спессартиты. Верхняя цифра — средние содержания, нижняя цифра — стандартные отклонения, n — число анализов.

ностью к разным этапам внедрения.

Систематизация элементов по 8 из 10 ассоциациям по классификации Ю.Г. Щербакова и составленной на ее основе компьютерной программе А.В. Кокина позволила выявить геохимическую типизацию лампрофиров Ариавканского дайкового поля. Как видно на рис. 4, минетты и спессартиты обнаруживают близкую геохимическую типизацию на фемафильную группу

Таблица 7

Результаты корреляционного и факторного анализа содержаний петрогенных окислов в лампрофирах и других породах региона

Оксид	$\bar{X}$	S	I	II	III
SiO <sub>2</sub>	51,02	6,59	-85	-26	-14
TiO <sub>2</sub>	1,74	0,77	+57	+29	-26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,84	1,94	-42	-52	-33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,26	4,06	-5	+80	-31
FeO	7,16	4,05	+81	-40	-7
MnO	0,18	0,07	+78	-33	-20
MgO	5,73	3,30	+50	+15	+77
CaO	7,17	3,30	+67	-3	-12
Na <sub>2</sub> O	2,66	1,26	-2	-75	+17
K <sub>2</sub> O	1,38	1,31	-86	+9	+33
			(36,3)	(19,3)	(10,7)

Примечание. Приведены результаты статистической обработки 321 химического анализа. Факторные нагрузки факторов I, II, III увеличены в 100 раз.  $\bar{X}$  — средние значения, S — стандартные отклонения, в скобках — дисперсия факторов, %.

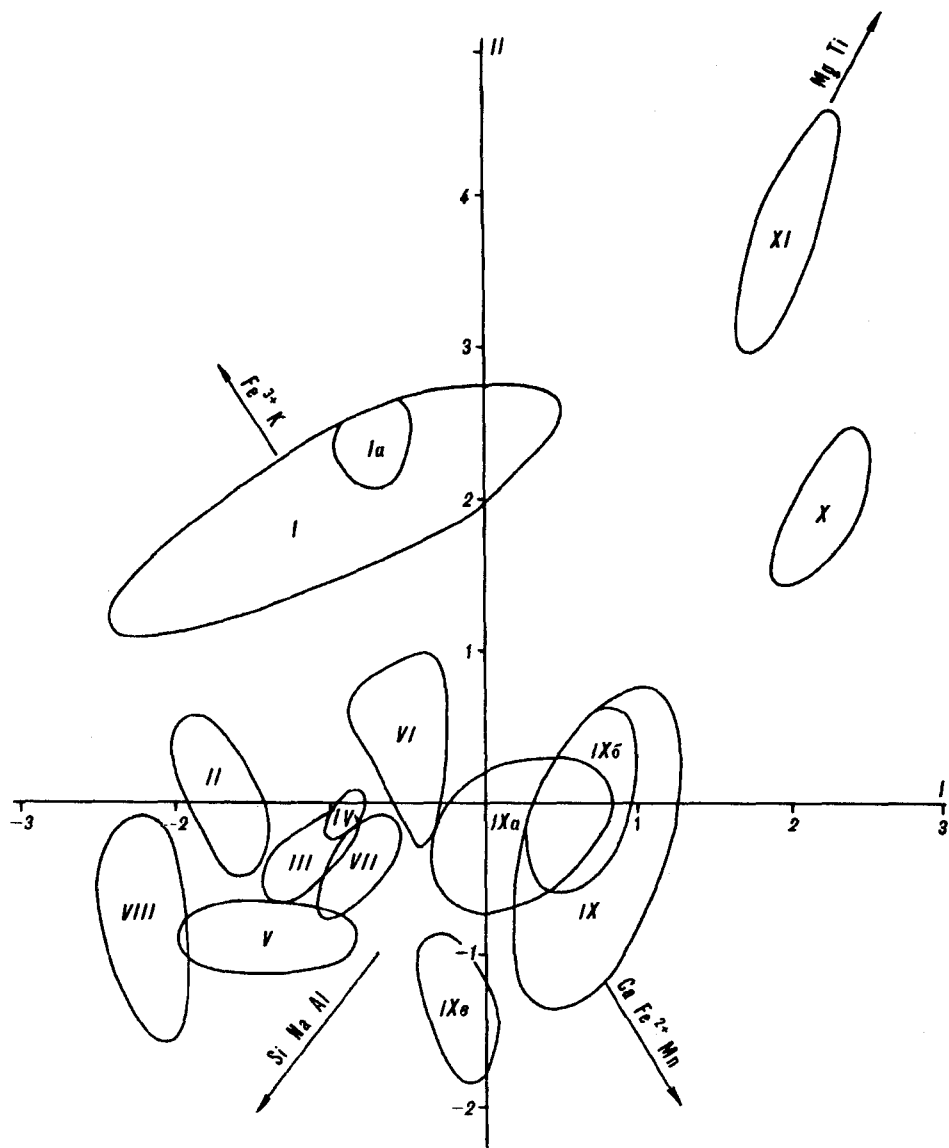


Рис. 2. Диаграмма значений факторов I и II магматических пород Южного Урала.

I — лампроиты неизмененные (Ia) и метасоматиты по ним (I); II — минетты; III — эссекситы; IV — вогезиты; V — спессартиты; VI — одиниты; VII — вариолиты; VIII — гранит-порфиры; IX — нерасчлененные габброиды; IXa — габброиды Ариавканского поля; IXb — габброиды Патомско-Виллоийского аялакогена; IXc — диориты сахаринского комплекса; X — габброиды Бераньинского массива (щелочные); XI — пикриты.

малоподвижных гетерофилов: Cr, Ni, Pt при более высоких коэффициентах концентрации Pt в спессартитах. Эти особенности существенно отличают лампрофиты от вмещающих осадочных пород, специализированных на подвижные фермические гетерофилы: Cu, Zn, Co, ( $\pm$  Ag) (см. рис. 4, № 5, 6, 11, 12), а также от лампроитов, специализация которых изменяется в зависимости от степени их метасоматической проработки в рудной зоне (см. рис. 4, № 1—4) и также обнаруживает независимость от геохимической типизации вмещающих пород (см. рис. 4, № 9, 10). В золоторудном поле дайки минетт и спессартитов обнаруживают дефицит золота при обогащении их платиной. Геохимическая типизация изученных даек лампрофитов позволяет связывать ее с глубинным мантийным источником.

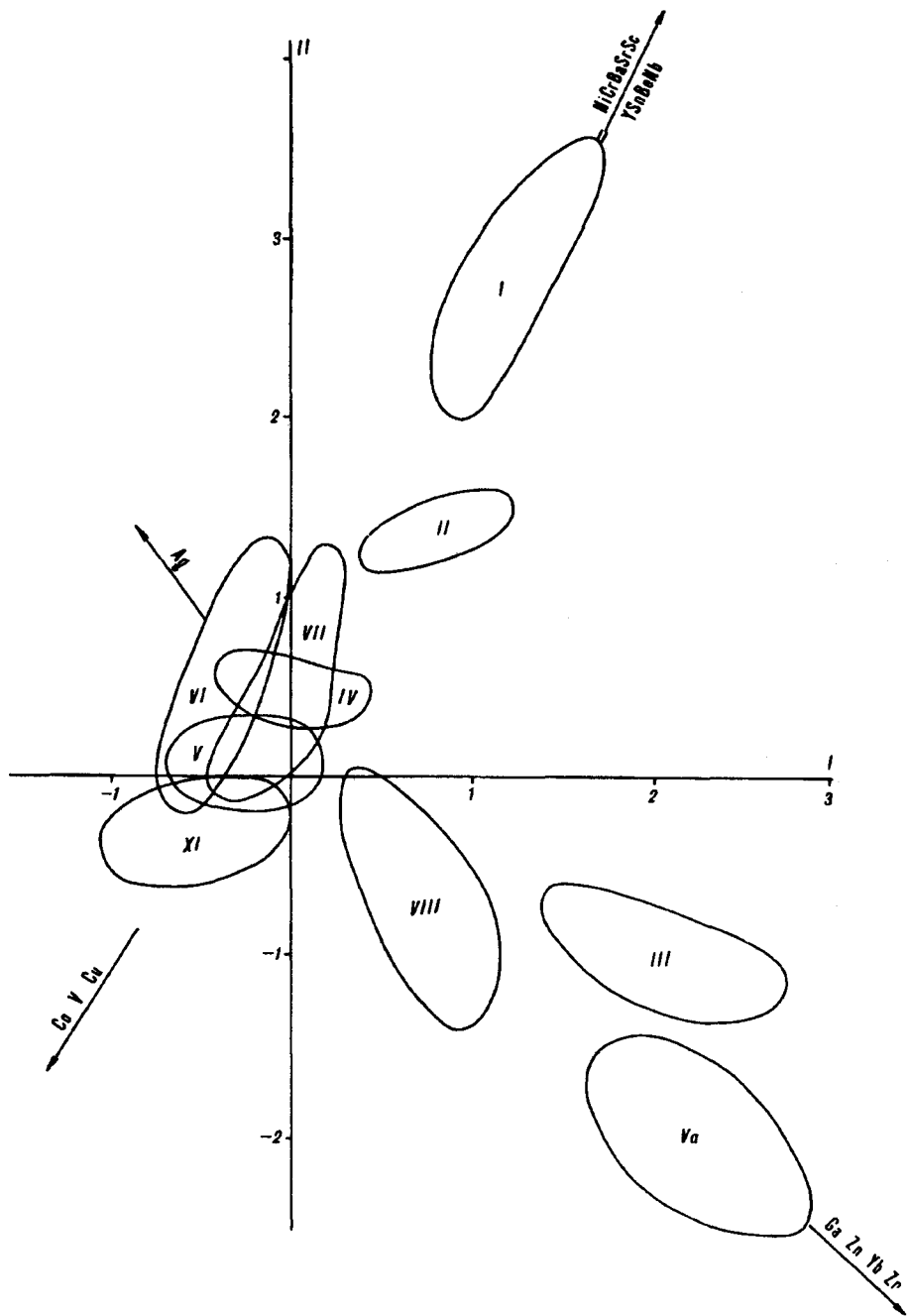


Рис. 3. Диаграмма значений факторов I и II дайковых пород СДР.

I – лампроиты; II – минетты; III – эссекситы; IV – вогезиты; V – спессартиты Ариавканского поля; Va – спессартиты в массивах гранитоидов; VI – одиниты; VII – вариолиты; VIII – гранит-порфиры; IX – нерасчлененные габброиды.

**Выводы.** В Южном Верхоянье установлен дайковый пояс субмеридионального простирания с лампрофировыми и лампроитовыми дайками, ориентированными преимущественно в северо-западном и субширотном направлениях. Условно выделенный лампрофировый дайковый комплекс объединяет породы повышенной щелочности и магнезиальности: минетты, спессартиты, вогезиты. Устанавливаются два этапа внедрения лампрофиров в мезозое, один из которых соответствует раннему мелу и является рудоконтролирующим, другой условно  $K_2 - P$  возраста синхронен формированию

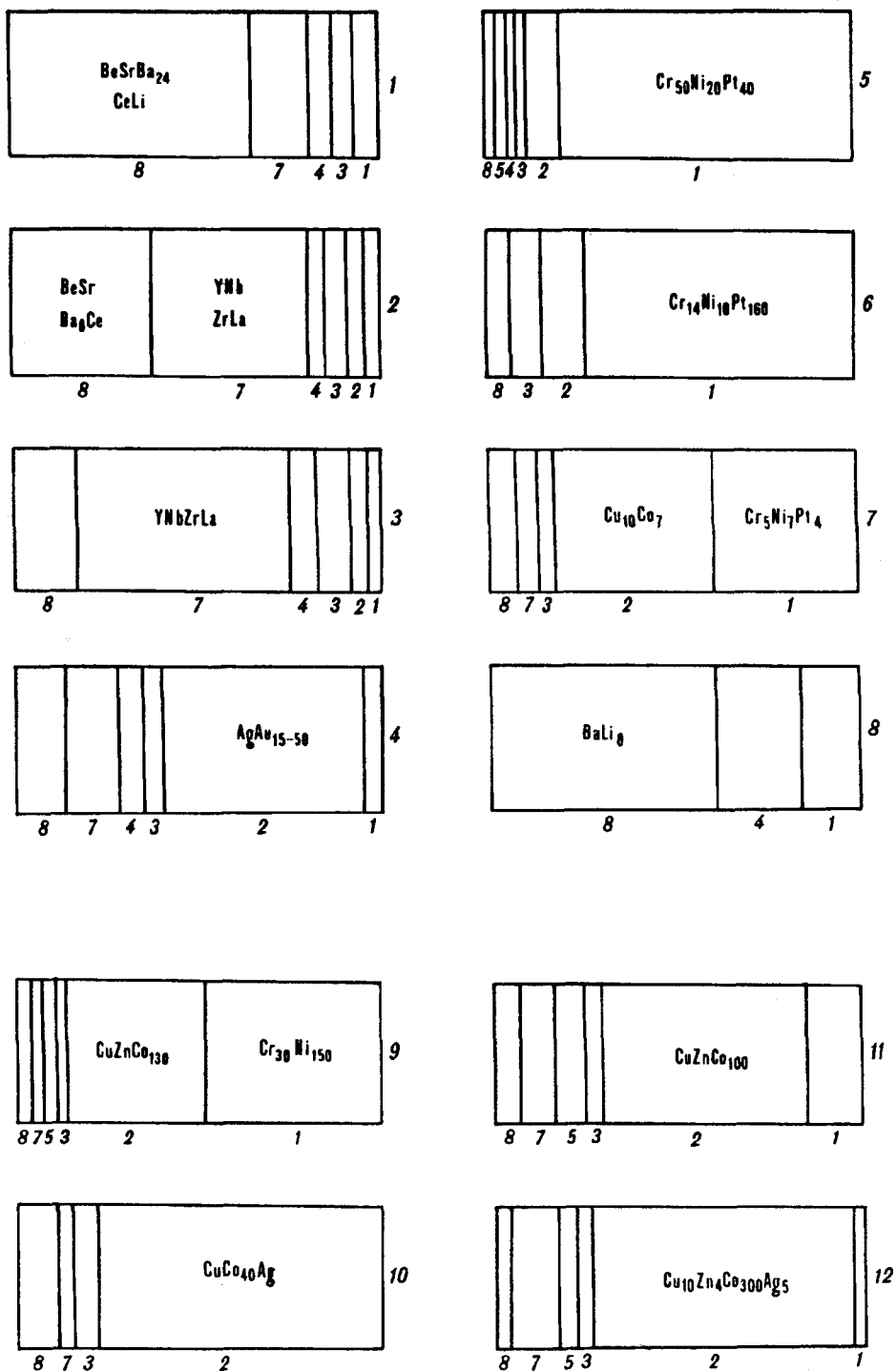


Рис. 4. Геохимическая типизация пород раннемелового лампрофирового комплекса и вмещающих пород "рамы".

Цифры справа: 1 - лампрофиты; 2, 3 - метасоматиты по лампрофитам; 4 - руды; 5 - минетты; 6 - спессартиты; 7 - спессартиты с ксенолитами; 8 - вариолиты; 9, 10 - аргиллиты (9) и доломиты (10), вмещающие дайки лампрофитов; 11, 12 - алевролиты (11) и известняки (12), вмещающие дайки минетт и спессартитов. Цифры внизу - геохимические ассоциации элементов по Ю.Г. Щербакову [8]. Цифры около элемента - кларки концентраций.

пород шшонит-латитовой серии Охотско-Чукотского пояса. Внедрение раннего лампрофирового комплекса фиксирует определенный этап (115—119 млн лет) в развитии магматизма региона, соответствующий перерыву в гранитообразовании между становлением адамеллит-гранитового (128 млн лет) и диорит-гранодиоритового (108 млн лет) комплексов, соответствующих формациям инверсионного и орогенного режимов подвижных областей.

Однотипные породы (спессартиты) гомогенных комплексов характеризуются резко различной геохимической специализацией.

Изученный раннемеловой лампрофировый комплекс имеет, по-видимому, гибридную, мантийно-коровую природу, что подтверждается находками глубинных ксенолитов и ксенокристов, соответствующих по составу эклогитам и гранатовым перидотитам алмазоносных ассоциаций кимберлитовых трубок и лампроитов, отторженцам кристаллического фундамента, а также геохимической типизацией лампрофиров.

Проведенные исследования, наряду с находками здесь лампроитов, близких по составу и структурной позиции австралийскому алмазоносному типу, установившие повышенную платиноносность даек лампрофиров (минетт, спессартитов), позволяют по-новому оценить перспективы региона, известного как золотоносная провинция.

Автор выражает признательность геологам Охотской экспедиции, оказавшим содействие в проведении полевых работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гапеева Г.М. Формации лампрофиров // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — С. 59—66.
2. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. — М.: Мир, 1989.
3. Заваицкий А.Н. Изверженные горные породы. — М.: Изд-во АН СССР, 1955.
4. Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1952. — № 4. — С. 70—89.
5. Марин Ю.Б., Скублов Г.Т., Ванштейн Б.Г. Петрохимическая эволюция фанерозойских гранитоидных формаций. — Л.: Недра, 1983.
6. Михалева Л.А. Мезозойская лампрофир-диабазовая формация юга Сибири. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 711).
7. Шнай Г.К., Соболев А.Е., Игошина И.И. Лампроиты Южного Верхоянья // Докл. АН СССР. — 1991. — Т. 319, № 4. — С. 957—961.
8. Щербаков Ю.Г. Периодическая система и космогеохимическое распределение элементов // Геология и геофизика. — 1982. — № 1. — С. 77—84.
9. Leake B.E. Nomenclature of Amphiboles // Canadian mineralogist. — 1978. — V. 16, № 4. — P. 501—520.
10. Streckeisen A. Classification and Nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks // IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Geol. Robsch. — 1980. — V. 59, № 1. — P. 194—207.

ВСЕГЕИ  
Санкт-Петербург

Поступила в редакцию  
25 ноября 1993 г.

УДК 555.382+553.12

А.Ю. Приходько

## МАГНИТНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ПРИНЦИП РЕКОНСТРУКЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Описан принцип реконструкции геодинамической обстановки формирования магматических горных пород, основанный на диагностике минеральных видов магнитных соединений.

Базируясь на результатах эмпирических наблюдений, экспериментов по плавлению и кристаллизации магнитных минералов, а также на зависимости свободной энергии Fe—Ti окислов от давления, сделан вывод, что различные минеральные виды магнитных соединений отвечают определенным термодинамическим (геодинамическим, геотектоническим) условиям

формирования пород. Присутствие суперпарамагнитной феррошпинели или продукта ее гипергенного изменения указывает на формирование пород в период высокой проницаемости земной коры, при отсутствии условий накопления водных растворов; образование магнетита обязано существованию долгоживущих промежуточных магматических очагов в верхней части земной коры; многофазные магнитные минеральные системы отражают неравновесные процессы отделения флюидных рудоносных растворов.

На примере Кавалеровского рудного района показана эффективность использования магнитно-минералогического принципа при решении задач типизации магматических пород, определения периодов смены геодинамической обстановки и выделения рудоносных магматических комплексов.

Накопленные к настоящему времени геологические знания привели к пониманию геодинамической обстановки как одного из основных факторов развития рудно-магматических систем, определяющего металлогеническую специализацию изверженных горных пород и, в конечном счете, их продуктивность. Поэтому проблема реконструкции геодинамической обстановки формирования магматических горных пород чрезвычайно важна в практике прогнозно-поисковых исследований.

Одним из путей решения этой проблемы является проведение петромагнитных исследований. Перспективность данного направления следует из выводов многих исследователей о том, что магнитные свойства в большой мере зависят от термодинамических (геодинамических, геотектонических) условий петрогенезиса [15, 16, 18]. В свою очередь, магнетизм горных пород определяется ограниченным числом минералов, образование каждого из которых возможно в строго определенных термодинамических условиях. Исходя из этого, можно предположить возможность реконструкции геодинамической обстановки по минеральным видам магнитных соединений, содержащихся в горных породах.

Основные предпосылки реконструкции геодинамической обстановки по минеральным видам магнитных соединений. Основой геодинамической интерпретации парагенезисов магнитных минералов может являться материал, накопленный в результате более чем 30-летних работ, заключавшихся в получении эмпирических наблюдений, их анализе и в экспериментальных лабораторных исследованиях по плавлению и кристаллизации магнитных минералов в различных термодинамических условиях [9, 10, 15, 16].

В качестве важнейших результатов можно привести следующие:

получены  $P$ — $T$ -области кристаллизации феррошпинели и минералов титаномагнетитового ряда;

установлена связь точек Кюри титаномагнетитов (т.е. их состава) с давлением (глубиной);

сделан вывод, что минеральные виды и состав Fe—Ti окислов отражают последнее термодинамически равновесное с внешней средой состояние магматического расплава.

Последнее обусловлено тем, что для достижения полного равновесия по активности кислорода массы магматического расплава, например при диаметре резервуара 1 км, потребуются  $10^6$  лет [10, 18]. Поэтому медленное продвижение магмы к поверхности, длительные остановки расплава и формирование промежуточных магматических камер в верхней части земной коры (этапы низкой ее проницаемости) обеспечивают кристаллизацию минералов, условия образования которых соответствуют высокоокислительным условиям верхней части земной коры. И, наоборот, высокая проницаемость земной коры обеспечивает быстрое продвижение расплава и определяет наличие минералов, соответствующих условиям (скорее всего, высокобарическим) последнего равновесия его с внешней средой.

Возникает вопрос о соответствии минеральных видов магнитных соединений тем или иным термодинамическим условиям.

Перспективным направлением в анализе динамических условий минералообразования является подход, использованный в работах Г.В. Ициксон, Н.З. Евзиковой и Ю.И. Бакулина [1, 5]. Он основан на расчете параметра "структурной рыхлости" ( $\omega$ ) различных минералов. Параметр катион-

анионного отношения, учитывающий "структурную рыхлость" соединений и носящий тот же смысл (только для изоморфных серий минералов), что и параметр  $\omega$ , предложил В.В. Щербина [30]. Эти параметры отражают процесс изменения минеральных форм согласно изменяющейся динамической обстановке. То есть, при известном минеральном составе пород можно реконструировать условия геодинамической обстановки, с которой, в свою очередь, тесно связаны процессы рудообразования.

Применительно к ферромагнитным соединениям попытки истолкования их минеральных форм в связи со значением давления немногочисленны. В работе [16] с этой целью использована величина, обратная среднему атомному объему ( $1/V_A$ ), характеризующая плотность упаковки атомов в минерале и прямо пропорционально изменяющаяся с изменением давления.

В общем случае, для минералов изверженных и метаморфических пород наблюдается хорошая зависимость  $1/V_A$  от давления. Но параметр  $1/V_A$  Fe—Ti окислов не подчиняется этой зависимости. Так, считающиеся наиболее глубинными минеральные формы ульвошпинель и ильменит имеют  $1/V_A = 150$  и  $156$ , соответственно, а наименее глубинными — магнетит и гематит —  $157$  и  $163$  (при том, что гематит часто является продуктом окисления магнетита [16]). Авторы [16] указывают на изменение  $1/V_A$  с изменением окисленности железа и объясняют это уменьшением катионного радиуса атомов с ростом окисления, а не с изменением давления. В самом деле, с переходом от высшей валентности иона к низшей (т.е. при уменьшении степени окисленности) размеры иона заметно увеличиваются:  $Fe^{3+} = 0,67 \text{ \AA}$ ,  $Fe^{2+} = 0,83 \text{ \AA}$ ;  $V^{5+} = 0,4 \text{ \AA}$ ,  $V^{3+} = 0,65 \text{ \AA}$  и т.д. [30].

Проведенные нами расчеты значений параметра структурной рыхлости ( $\omega$ ) также не дали согласованности этого параметра Fe—Ti окислов с другими минералами, для которых выполняется зависимость  $\omega - P$  (рис. 1, а). Параметр катион-анионного отношения неприменим к сериям Fe—Ti окислов, так как он хорошо "работает" лишь при изовалентном изоморфизме.

Для решения указанной проблемы предпочтительнее использовать значение потенциала Гиббса (свободная энергия, —  $Z$  кДж/моль), так как приращение этой величины для любого вещества связано с температурой и давлением равенством:

$$dZ = -SdT + VdP,$$

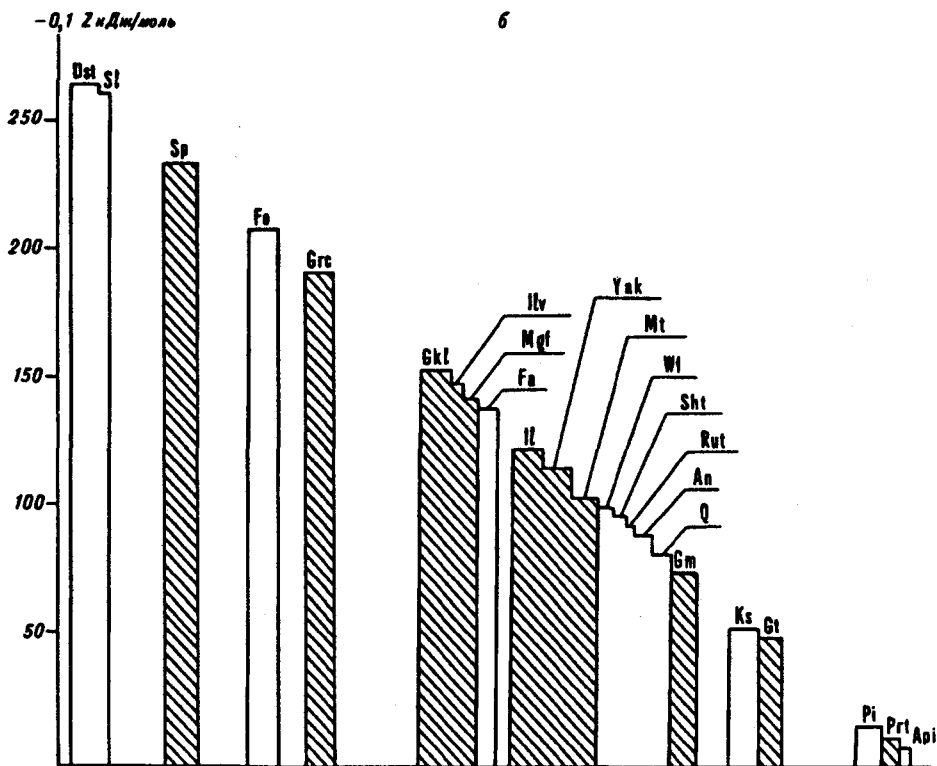
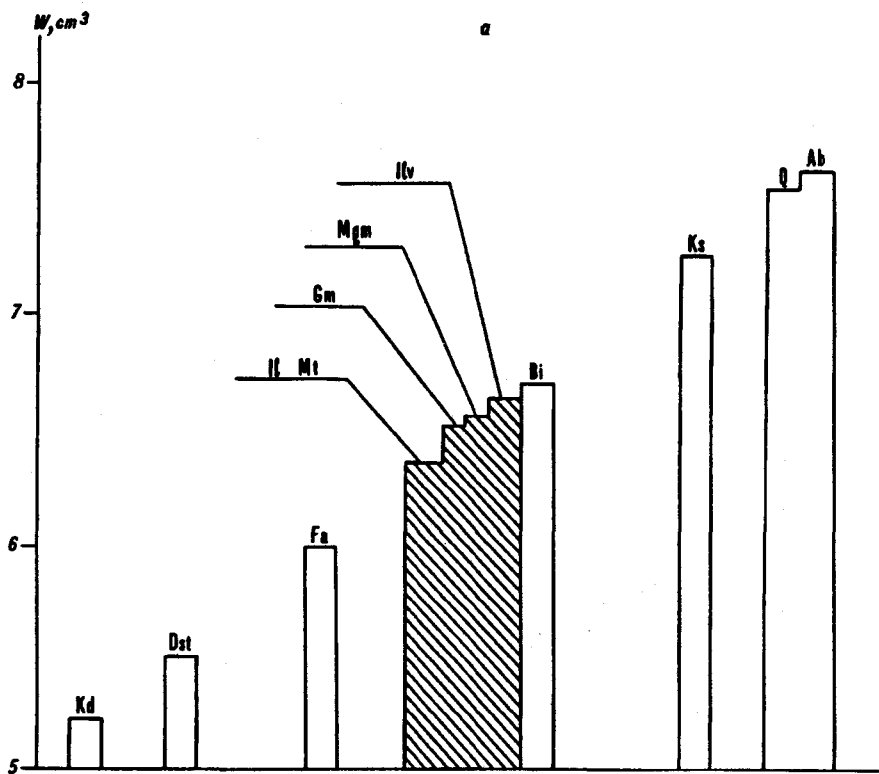
где  $S$  — энтропия;  $T$  — температура;  $V$  — объем;  $P$  — давление.

Если принять за основу значение  $\nabla Z$  при одной и той же температуре для различных соединений (например, при  $T = 24^\circ\text{C}$ ), изменение свободной энергии будет зависеть только от изменения давления.

Физически величина свободной энергии Гиббса отвечает той доле энергии системы, за счет которой может совершаться полезная работа [2]. В данном случае — это работа переноса молей вещества в химических реакциях.

На рис. 1, б отражены значения свободной энергии различных минералов. При этом Fe—Ti окислы занимают положения в соответствии с динамическими условиями их образования. Как видно из рисунка, распространенное мнение о том, что ильменит отражает глубинные условия минералообразования, не совсем верно — магнетит и ильменит имеют близкие значения свободной энергии —  $1014,5$  и  $1161$ , соответственно. С учетом того, что ильменит чаще всего является продуктом окисления ульвошпинели, это противоречие разрешается. Действительно, в природе часто наблюдается сосуществование магнетита и ильменита и редко — магнетита и ульвошпинели. Поэтому высокобарические условия минералообразования отражает ульвошпинель, а ильменит как продукт ее окисления — косвенный признак таких условий.

Рассмотрим наиболее часто обнаруживаемые нами магнитно-минералогическими методами минеральные виды магнитных соединений.





Особого внимания заслуживают феррошпинель, породы, ее содержащие, и условия их образования.

Остановимся на критериях диагностики и петрологических следствиях наличия в горных породах магнитной шпинели (феррошпинели), до сих пор считавшейся экзотическим минералом.

В результате петромагнитных исследований некоторых магматических комплексов Дальнего Востока нами установлено, что многие породы содержат минерал, по своим диагностическим признакам относящийся к феррошпинели. Эти признаки следующие:

1. Горные породы, содержащие только феррошпинель, являются слабомагнитными, их удельная намагниченность насыщения ( $G_s$ ) изменяется в пределах  $0,3 - 15 \cdot 10^{-3} \text{A} \cdot \text{m}^2/\text{кг}$ .

2. Минералы-носители намагниченности находятся в дооднородном (суперпарамагнитном) состоянии, реже в однодородном. В последнем случае характерна большая величина разрушающего поля остаточной намагниченности насыщения ( $I_{rs}$ ) и ее анизотропии. В первом случае отсутствует явление магнитного гистерезиса,  $I_{rs}$  не приобретает.

3. При термомагнитном анализе в виде  $I_s(T)$  отмечается "парамагнитный" тип кривой, но отчетливо фиксируется точка Кюри в пределах  $280-350^\circ\text{C}$ . После нагревов образцов до  $600^\circ\text{C}$  в воздушной среде чаще всего точки Кюри ( $T_c$ ) и вид кривой не меняются, реже возрастает намагниченность образцов (на  $20-30\%$ ), иногда образуется магнетит, очевидно за счет разложения железосодержащих силикатов. Как показали эксперименты по плавлению и кристаллизации минеральных систем [9, 10], с ростом давления падает концентрация высокомагнитных минералов титаномагнетитовой серии, а в области  $1,5-2,0$  ГПа образуется слабомагнитная феррошпинель сложного состава, содержащая алюминий, магний, хром и другие элементы. Причем этот минерал образуется вне зависимости от окислительной обстановки эксперимента и химизма породы.

Очевидно, феррошпинель является "продуктом начальных моментов зародышеобразования магнетита в виде неструктурных сегрегаций суперпарамагнитных частиц" [11], которые обнаруживаются, например, в закалочных стеклах базальтовых расплавов с помощью электронного парамагнитного резонанса ионов переходных металлов [11. С. 42].

Если допустить, что минеральные виды и состав окислов отражают последнее термодинамически равновесное состояние магматического расплава с внешней средой, то наличие в породах феррошпинели и отсутствие магнетита являются индикатором высокобарических условий этого равновесного состояния, отсутствия долгоживущих промежуточных камер и длительных остановок при движении магмы в верхних частях земной коры.

Наличие шпинелидов в гранитоидах впервые описано М.Г. Руб и др. [26] на примере Кавалеровского района. Эти шпинелиды имеют высокое содержание железа ( $51-70\%$ ), более низкое — хрома ( $18-30\%$ ), магния ( $2-7\%$ ) и алюминия ( $1,8-9\%$ ). Причем породы, содержащие феррошпинель, авторы [26] связывают с трахиандезитовой магмой, формирование которой происходило в глубинных горизонтах Земли.

Обращает на себя внимание тот факт, что некоторые образцы пород, содержащих феррошпинель, очень часто обладают магнитными признаками гипергенного выветривания. А именно, зависимости  $I_{rs}(T)$  имеют два перегиба — при  $150-170^\circ\text{C}$  с резким падением коэрцитивной силы в этом диапазоне температур и при  $300-350^\circ\text{C}$ . Известно, что процесс выветривания сопровождается окислением магнетита, которое приводит к появлению

Рис. 1. Параметр структурной рыхлости  $\omega$  (а) и значения свободной энергии  $-Z$  (б) минералов. Kd — корунд, Det — дистен, Si — силлиманит, Sp — шпинель, Fa — фаялит, Fo — форстерит, Grc — герцинит, Gld — гейкхилит, Vv — ульвошпинель, Il — ильменит, Mgf — магнезоферрит, Yak — якобит, Mt — магнетит, Gm — гематит, Mgm — магнетит, Bi — биотит, Wf — вольфрамит, Sht — шеелит, Rut — рутил, An — анатаз, Q — кварц, Kc — касситерит, Gt — гетит, Pi — пирит, Ab — альбит, Prt — пирротин, Api — арсенопирит.

магнетита. Перегиб зависимости  $I_{rs}(T)$  при 300—350 °С отражает переход сильномагнитного  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$  (магнетита) в слабомагнитный  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  (гематит). Низкотемпературный перегиб предположительно обязан релаксации внутренних напряжений, возникших в процессе магнетитизации магнетита и характерен для гипергенно измененных пород [19].

Если учесть, что низкотемпературное окисление (магнетитизация) предпочтительнее реализуется на основе магнетита с несовершенной кристаллической структурой [16], становится очевидным установленный факт магнетитизации пород, содержащих феррошпинель, как неструктурный зародыш магнетита. Об избирательности процессов низкотемпературного магнетита (титаномагнетита) свидетельствуют многие факты. "Степень вторичного окисления титаномагнетитов океанских базальтов зависит в первую очередь от степени раскристаллизации лав: максимально окислены базальты, содержащие 40—60 % стекла, минимально — полнокристаллические породы" [17]. Магнетит имеет большую степень магнетитизации в краевых частях кимберлитовых тел [8], т.е., вероятно, в зонах закалки. Такая же картина наблюдается в позднематматических (внедрившихся в остывшие анортозиты) ильменит-магнетитовых рудах, где апикальные и краевые части рудных тел магнетитизированы, в отличие от раннематматических (сформировавшихся совместно с вмещающими анортозитами), где процессы магнетитизации не проявлены вовсе [21].

Таким образом, породы, содержащие суперпарамагнитную феррошпинель, и породы, содержащие гипергенный магнетит, с характерным перегибом зависимости  $I_{rs}(T)$  в области температур 150—170 °С в определенных случаях можно объединять в один класс по геодинамической обстановке формирования. Так, по нашим данным, андезиты андезит-диоритовой формации Кавалеровского района на поверхности содержат гипергенный магнетит, а на глубине 74 м — только суперпарамагнитную феррошпинель. Некоторые представители плагиобазальтов волновах-еланчинского вулканогенного комплекса, связанные с зонами и этапами растяжения, имеют в своем составе магнетит с максимумом при  $T = 170$  °С на кривых дифференциального термомагнитного анализа [12].

Другим немаловажным моментом является то, что породы с феррошпинелью и магнетитом (как продуктом гипергенного преобразования ее), вероятно, формировались при низком парциальном давлении воды по сравнению с породами, содержащими магнетит. Это следует из значений  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  для изученных нами пород (табл. 1), главными магнитными минералами в которых являются или магнетит, или феррошпинель, или гипергенный магнетит. Значения  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  вычислены по уравнению множественной регрессии, рассчитанному И.В. Давиденко [4] по экспериментальным данным:

$$P_{\text{H}_2\text{O}} = (17077 - 399\text{SiO}_2 + 1076\text{Al}_2\text{O}_3 + 275\text{Na}_2\text{O} + 399\text{K}_2\text{O}) \cdot 10^5 \text{ (Па)}.$$

Значения  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ , представленные в табл. 1, скорее всего, имеют завышенную величину, так как в уравнении не учтены соединения магния, железа и титана, на что указывает и сам его автор. Но для сравнительного анализа эти данные могут быть весьма полезны.

Проявленной в табл. 1 закономерности привести строгое объяснение довольно трудно, так как поведение водных растворов в магме мало исследовано и, как указано в работе [3], имеющиеся экспериментальные и теоретические данные часто противоречивы. Но если допустить, что насыщенные расплавы летучими (в том числе и водой) происходит при их охлаждении в промежуточных магматических камерах после перемещения из очага генерации [29], отмеченная закономерность становится понятной — родоначальные магмы пород, которые содержат феррошпинель или продукт ее гипергенного изменения, просто не формировали долгоживущих промежуточных очагов.

Парциальное давление воды в расплавах пород, содержащих различные главные магнитные минералы

Район Комплекс, ассоциация	Порода, массив	P · 10 <sup>5</sup> , Па		
		Магнетит	Шпинель	Магнетит
<b>Комсомольский</b>				
<b>Чалбинский</b>	Порфиroidный гранит, Чалбинский		7567	
	Резкопорфиroidный гранит, Чалбинский		6892	
	Кварцевый диорит, Чалбинский			5647
	Кварцевый меланократовый биотитовый гранит, Чалбинский	11221		
	Аплит (шир), Чалбинский		4182	
	Аплит-пегматит, Чалбинский		2839	
	Биотитовый гранит, Придорожный			5510
<b>Комсомольский</b>				
<b>Силинский</b>	Кварцевый диорит, Силинский	12171		
	Габбро-диорит, Лагерный	14745		
<b>Кавалеровский</b>				
<b>Трахиандезит-монцонитовый</b>	Монцодиорит, Березовский	12561		
	Монзонитоид, Аракатский	15585		
	Монзонит, скв. 536, 937-931 м		1398	
	Трахибазальт	13635		
		15901		
<b>Кавалеровский</b>	Базальт, покров			
<b>Андезит-диоритовый</b>	Андезит, покров			10624
	Андезит, скв. 536, 74 м		10624	
	Дацит			10537
				2920
<b>Кавалеровский</b>	Риолит, Якутинская вулканоструктура			
<b>Риолит-гранитовый</b>	Гранит-порфир, Якутинская вулканоструктура			4697
<b>Кавалеровский</b>				
<b>Гранитовая</b>	Гранит, Шумный		3726	
<b>Кавалеровский</b>				
<b>Базальтовая</b>	Базальт	15826		
<b>Бикинский</b>	Гранит, Васильевский			6616

Представляет интерес тот факт, что большинство исследователей не находят генетической или парагенетической связи промышленного оруденения ни с одной из интрузий этих пород: в Комсомольском районе — с Чалбинским комплексом, в Кавалеровском — с риолитами и гранодиоритами Якутинской вулканоструктуры, в Бикинском — с Васильевским интрузивом и т.д.

Роль водонасыщенности магм в рудообразовательном процессе трудно переоценить, так как вода является необходимым и основным компонентом рудоносных флюидов. "Роль флюидов в рудообразовании не только значительная, но и определяющая, поскольку мобилизация металлов, их концентрация и отложение руд связаны только с флюидами" [14]. Ф.Г. Рейфом [25] на основе термобарогеохимических данных установлено, что исходное водосодержание интрузий, сопровождаемых оруденением, выше, чем ординарных (не ниже 4 % и не выше 3 %, соответственно). Из расчетных данных А.Н. Черепанова и В.Н. Шарапова [28] следует, что для интенсивного флюидоотделения (как необходимого условия рудообразования) требуется исходное водосодержание более 3—4 %.

Этими обстоятельствами, видимо, и объясняется ординарность пород и сложенных ими магматических тел, содержащих только феррошпинель и

(или) магнетит, при условии, что последний является продуктом гипергенного изменения феррошпинели.

Минералы титаномагнетитовой серии от ульвошпинели до магнетита, как было неоднократно показано работами Д.М. Печерского и др. [10, 15, 16, 18], в зависимости от количества изоморфного титана в них, отражают величину давления последнего уровня долгоживущего магматического очага, который совсем не обязательно отвечает уровню генерации магм. Например, базальты — глубинные члены изверженных пород, могут иметь как титаномагнетит с большим количеством титана ( $T_c = 100-150^\circ\text{C}$ ), так и магнетит, близкий к стехиометрическому ( $T_c > 550^\circ\text{C}$ ). Очевидно, что формирование последних происходило с образованием магматических очагов в верхней (высокоокислительной) части земной коры в этапы ее низкой проницаемости.

Концентрация магнетита и, соответственно, величина магнитной восприимчивости пород (а также различные виды намагниченности) будет увеличиваться с увеличением времени существования очага в верхней части земной коры, т.е. с увеличением степени ее консолидированности. При этом в случае гранитоидного магматизма будут образовываться гранитоиды I-типа, так называемые “магнетитовые”, приуроченные к жестким массивам и краевым глубинным разломам [15]. И, наоборот, гранитоиды, синхронные времени орогенеза, имеют небольшую концентрацию магнетита и низкую магнитную восприимчивость. Различной степенью консолидированности верхней части земной коры объясняется и различие в концентрации магнетита гранитоидов щитов и срединных массивов (сильномагнитные) и гранитоидов орогенных областей (слабомагнитные).

Различная степень консолидированности верхней части земной коры в районах развития сильно- и слабомагнитных гранитоидов выражается в современном рельефе. Районам с восстановительной обстановкой и развитием слабомагнитных гранитоидов соответствует высокогорный рельеф (подвижная область), районам с окислительной обстановкой и развитием магнитных гранитоидов — низкоротный или депрессионный рельеф (жесткая область) [13].

Рассмотрим гетерогенные, многофазные магнитные минеральные системы, характерные для пород “рудоносных” магматических тел, интрузий и фаз [22, 23].

Как было показано в работе [23], эти минеральные системы могут представлять собой продукты распада гомогенного Fe—Ti твердого раствора, образовавшиеся в результате неравновесных изменений температурных условий на поздней и постмагматической стадии и отражающие термодинамические барьеры. Такие минеральные системы кроме магнетита содержат фазы с точками Кюри в диапазоне  $50-520^\circ\text{C}$ , соответствующие промежуточным членам титаномагнетитовой или гемоильменитовой серий (табл. 2).

Возникает вопрос, какой же процесс вызывает образование (стабилизацию) данных минералов и как он связан с рудообразованием? Попытаемся объяснить это, основываясь на их значениях свободной энергии.

При условии прямого соответствия значения свободной энергии и состава (точек Кюри) изоморфных серий эти минералы должны иметь  $-Z = (1323-1055)$  кДж/моль (если они принадлежат титаномагнетитовой серии) и  $-Z = (1315-1080)$  кДж/моль (если — гемоильменитовой). Как следует из рис. 1, б, такие минералы как вольфрамит, шеслит и касситерит имеют значительно меньшее значение свободной энергии, т.е. они образуются при более низком давлении, а значит в другой, более поздний этап, чем магнитные соединения промежуточных членов титаномагнетитовой или гемоильменитовой серий. Отсюда следует, что наличие последних отражает более ранний процесс, чем отложение рудного вещества, которое к тому же может происходить в зависимости от структурных условий, вне магматических рудогенных комплексов. По нашему мнению, это процесс отде-

## Магнитофазный состав гранитоидов

Название комплекса или массива	Магнитные фазы
<i>Рудоносные</i>	
Вознесенский (В)	Mt (60—260°C)
Силинский, заключительная фаза (К)	Mt (150—280°C)
Лермонтовский шток (Б)	Mt (80—500°C)
Центральный (В-2)	Prt (80—100°C)
Угловский, дайки (Кв)	Prt (76—242°C)
Лейкократовые граниты (Кв)	Mt (60—400°C)
Березовский (Кв)	Mt (84—390°C)
Рябиновый (А)	Mt (50—520°C)
<i>Нерудоносные</i>	
Гродековский (В)	Mt
Силинский, ранние фазы (К)	Mt
Чалбинский (К)	Mt, FeSp, Mgm
Пурильский (К)	Mt
Самурский (Б)	Mgm
Бикинский (Б)	Mgm
Васильевский (Б)	Mgm
Шумный (Кв)	FeSp
Гранит-порфиры Якутинской структуры (Кв)	Mgm
Томмотский (А)	Mt

Примечание. (В) — Вознесенский, (К) — Комсомольский, (Б) — Бикинский, (Кв) — Кавалеровский районы; (В-2) — месторождение Восток-2; (А) — Алданский щит. Главные магнитные фазы — Mt (магнетит), FeSp (феррошпинель), Mgm — (гипергенный магнетит), в скобках указаны диапазоны температур точек Кюри второстепенных магнитных фаз.

ления флюидных, насыщенных водой и рудными элементами растворов, обязательный для гидротермального рудообразования и сопровождающийся декомпрессией системы, резкими изменениями температуры и окислительно-восстановительной обстановки. Так, анализ закономерностей равновесия воды с силикатными расплавами [6] показал, что отделение воды от расплава происходит при изменении  $P-T$ -условий и сопровождается большими тепловыми эффектами. В свою очередь, изменение в системе содержания воды соответствует изменению парциального давления кислорода. Именно такие условия необходимы для образования и стабилизации минеральных форм промежуточных членов титаномагнетитовой или гемоильменитовой изоморфных серий [23].

Таким образом, имея информацию о магнитных минералах, присутствующих в горных породах, можно реконструировать определенные элементы геодинамической обстановки формирования этих пород:

1. Наличие в породе только феррошпинели, как неструктурных суперпарамагнитных зародышей магнетита или продуктов ее гипергенного изменения, вероятнее всего отражает высокобарические условия последнего равновесного состояния родоначального расплава с внешней средой и, как следствие, отсутствие долгоживущих промежуточных магматических очагов в верхней части земной коры, отсутствие условий накопления водных растворов и рудоносных флюидов.

2. Минералы титаномагнетитовой серии от ульвошпинели до магнетита, в зависимости от количества изоморфного титана в них, отражают величину давления последнего уровня долгоживущего магматического очага. Степень консолидированности верхней части земной коры определяет время существования очага и концентрацию магнитных минералов, соответствующих его уровню.

3. Гетерогенные, многофазные магнитные минеральные системы образуются в сложных, термодинамически переменных условиях, обеспечивающих как накопление водных рудоносных растворов, так и их отделение с концентрированной фиксацией рудного вещества.

Приведем пример типизации магматических горных пород по минеральным видам магнитных соединений.

Типизация пород Кавалеровского рудного района. Объектом исследований выбран хорошо изученный в геологическом отношении Кавалеровский оловорудный район, находящийся в Южном Сихотэ-Алине. Этот объект интересен для задач типизации магматических пород, так как он характеризуется наличием длительно развивавшегося (пермь — палеоген) и разнообразного по составу магматизма. Кроме этого, в районе выделяют три разновозрастных типа оловорудной минерализации — касситерит-сульфидную с сульфосолями, касситерит-силикатно-сульфидную и редкометалльно-кварцевую.

Петромагнитным исследованиям нами подвергались только породы орогенного этапа магматизма (поздний мел—палеоген). Типизация проводилась на основе схемы последовательности формирования магматических пород района, предложенной В.В. Поповиченко [20] (рис. 2).

Как видно из рисунка, по минеральным видам магнитных соединений отчетливо проявляется периодическая смена геодинамического режима развития магматизма. Причем, во-первых, та или иная геодинамическая обстановка проявляется одинаково в породах одного периода формирования независимо от их формационной принадлежности; во-вторых, периоды формирования пород, содержащих многофазные магнитные минеральные системы, практически совпадают с этапами рудообразования, которые показаны на рис. 2 (последняя колонка) согласно выводам большинства исследователей района; в-третьих, время формирования пород с многофазными агрегатами всегда сопряжено со временем формирования пород, содержащих магнетит (главным образом, базальтов), т.е. пород, расплавы которых формировали долгоживущие магматические очаги в верхней части земной коры.

Последнее подтверждается “значительным преобладанием оливина и пироксена во вкрапленниках...базальтов, что может указывать на существование в близповерхностных условиях промежуточной камеры” [24]. При анализе удельной намагниченности насыщения базальтов района, отражающей концентрацию ферримагнитных минералов (в данном случае, магнетита), отмечается следующая тенденция: альбские трахиандезитобазальты (1) раннеорогенного этапа имеют  $G_s = 300 \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{ м}^2/\text{кг}$ , базальты орогенного этапа (7, 6, 12) обладают  $G_s = 50-230 \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{ м}^2/\text{кг}$  и, наконец, намагниченность позднеорогенных базальтов (18, 23) находится в пределах  $470-780 \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{ м}^2/\text{кг}$ . То есть налицо отражение степени консолидированности верхней части земной коры и, соответственно, времени существования промежуточных магматических очагов базальтов в концентрации магнетита.

По данным, представленным на рис. 2, можно выделить три этапа смены геодинамической обстановки в период развития района от альба до палеогена: верхнеальбский, верхнесеноман-туронский — нижнесенонский и датский. Интересно, что Е.А. Радкевич и др. [24] в альбе, нижнем сеноне и дании отмечают периоды усиления тектонической активности в районе с проявлениями особенно интенсивной магматической деятельности. Можно добавить, что максимумам тектономагматической активности, как показано на примере альпийских месторождений цветных металлов Кавказа [7], отвечают “продуктивные” вулканоплутонические комплексы. В частности, “вулканогенные месторождения ассоциированы с комплексами, знаменующими кардинальную перестройку тектонических режимов Кавказа” [7], т.е. смену геодинамической обстановки.

Следует обратить внимание на последовательное изменение магнитофазового состава пород III, IV, V и VI типов (см. рис. 2). Альбские монцонитоиды Березовского интрузива имеют кроме магнетита фазы с точками Кюри  $84-390^\circ \text{ C}$ , принадлежащие, вероятно, к промежуточным членам титаномагнетитового или гемоильменитового ряда. При этом на кривых  $I_s(T)$  и  $I_r(T)$  присутствие ферримагнитного пирротина не отмечается. Сено-

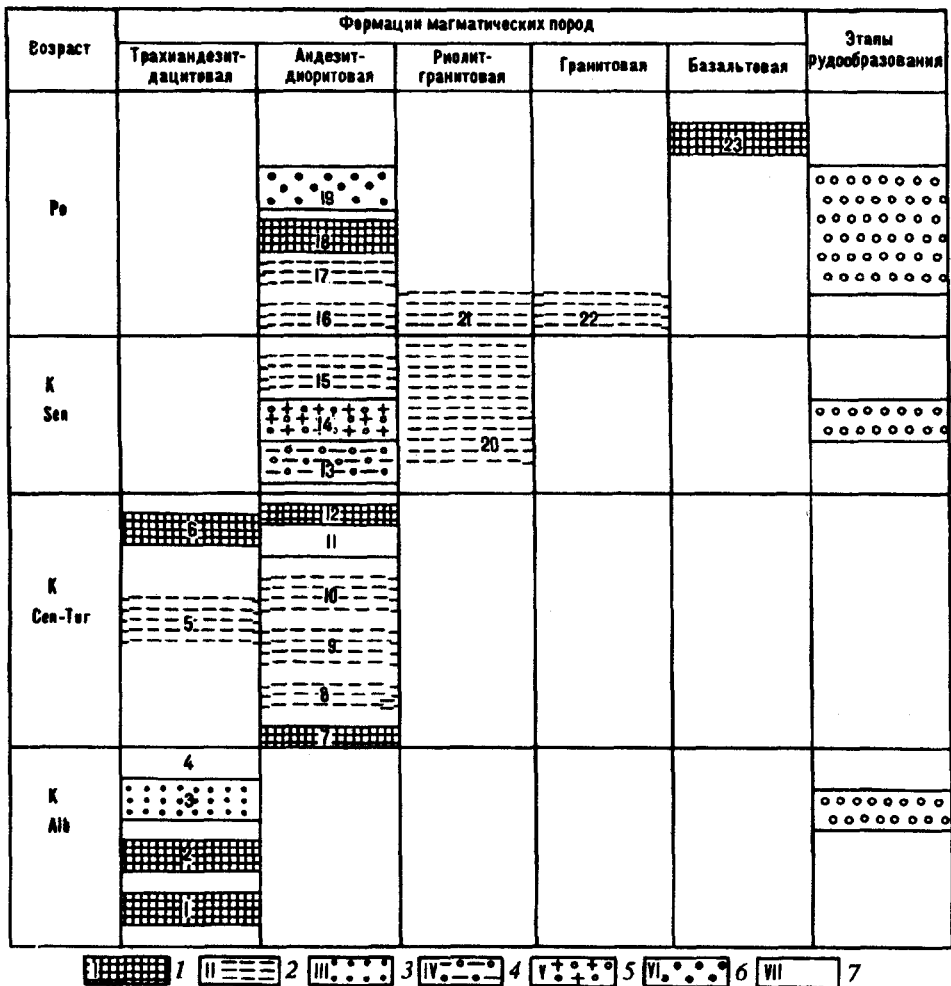


Рис. 2. Петромагнитные типы пород Кавалеровского рудного района.

Породы, содержащие: 1 – стехиометрический магнетит ( $T_c > 550^\circ\text{C}$ ); 2 – суперпарамагнитную феррошпинель или гипергенный магнетит; 3 – магнетит и фазы с  $T_c = 80-390^\circ\text{C}$ ; 4 – ферримагнитный пирротин и фазы с  $T_c = 80-240^\circ\text{C}$ ; 5 – магнетит, ферримагнитный пирротин и фазы с  $T_c = 60-400^\circ\text{C}$ ; 6 – ферримагнитный пирротин; 7 – породы петромагнитным исследованиям не подвергались. 1 – трахинандезитобазальты (покровы); 2 – габбро-монциты Араратского интрузива; 3 – монцитониты Березовского интрузива; 4 – калиевые граниты; 5 – монцодиориты (дайки, интрузивы); 6 – трахинандезитобазальты (дайки); 7 – базальты (покровы); 8 – андезиты (покровы); 9 – диоритовые порфириты (дайки); 10 – дацит-порфириты (дайки); 11 – граниты; 12 – базальты (дайки); 13 – диориты, гранодиориты (интрузивы, дайки); 14 – лейкократовые граниты (слепые интрузивы); 15 – аллиты, риолиты (дайки); 16 – высокоглиноземистые дациты; 17 – высокоглиноземистые андезиты; 18 – высокоглиноземистые базальты; 19 – ультракалийевые риолиты (дайки, экструзивы); 20 – риолиты (экструзивы); 21 – гранит-порфириты (интрузивы); 22 – граниты Шуминского интрузива; 23 – базальты (покровы, дайки).

нские редкометалльные лейкограниты имеют в своем составе магнетит, магнитные фазы с  $T_c = 60-400^\circ\text{C}$  и, очевидно, ферримагнитный пирротин, отмечающийся отчетливым перегибом зависимости  $I_r(T)$  в области температур  $300^\circ\text{C}$ . В сенонских гранодиоритах явно присутствует ферримагнитный пирротин с  $T_c = 320^\circ\text{C}$  и фазы с  $T_c = 76-242^\circ\text{C}$  при полном отсутствии магнетита. И, наконец, палеогеновые ультракалийевые риолиты из магнитных минералов содержат только пирротин.

Если это закономерность, то ее можно объяснить постепенным повышением восстановительного потенциала рудообразующих растворов. Об этом также свидетельствуют результаты изотопных исследований сульфидной серы из нескольких месторождений района с наложенной друг на друга разновозрастной рудной минерализацией [27].

Таким образом, диагностика минеральных видов магнитных соединений, присутствующих в магматических горных породах, позволяет:

классифицировать породы по геодинамической обстановке их формирования;

при наличии возрастных взаимоотношений магматических образований определять периоды смены геодинамической обстановки, которые, вероятно, являются периодами рудообразования;

выделять породы, с которыми генетически или парагенетически может быть связано оруденение.

В заключение автор выражает признательность кандидату геолого-минералогических наук С.М. Родионову за предоставленные образцы для исследований по Кавалеровскому району, а также доктору геолого-минералогических наук Ю.И. Бакулину, всемерно поддерживающему данное направление работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бакулин Ю.И. Основные принципы исследования геодинамических условий рудоносности (на примере Приамурья) // Тихоокеан. геология — 1982. — № 2. — С. 3—12.
2. Булах А.Г. Методы термодинамики в минералогии. — Л.: Недра, 1968.
3. Голубев В.С., Шарапов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. — М.: Недра, 1974.
4. Давиденко И.В. Использование петрохимии для восстановления условий давления при магнообразовании // Вопросы петрохимии. — Л., 1969. — С. 20—22.
5. Еззикова Н.З., Ицхсон Г.В. Структурная плотность решетки как показатель условий минералообразования // Зап. ВМО. — 1969. — Ч. 98, вып. 2. — С. 129—149.
6. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. — М.: Наука, 1971.
7. Кекеля С.А., Амбокадзе А.Н. Геодинамические режимы и рудообразование // Отечественная геология. — 1993. — № 2. — С. 12—20.
8. Кудрявцева Г.П. Ферромагнетизм природных оксидов. — М.: Недра, 1988.
9. Лыков А.В., Печерский Д.М. Область устойчивости ферромагнитных минералов в базальтах по магнитометрическим данным // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. — 1976. — № 12. — С. 58—63.
10. Лыков В.В., Печерский Д.М. Экспериментальные исследования связи магнитных свойств базальтов с условиями их образования // Там же. — 1977. — № 4. — С. 65—74.
11. Мананков А.В., Шарапов В.Н. Кинетика фазовых переходов в базитовых расплавах и магмах. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985.
12. Михайлова Н.П. Проблемы палеомагнетизма докембрия (на примере гиабиссального комплекса Украинского щита). — Киев: Наук. думка, 1982.
13. Мишин Л.Ф., Романовский Н.П. Окислительно-восстановительные обстановки формирования и металлогеническая специализация рудно-магматических систем юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. — 1992. — № 6. — С. 31—42.
14. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. — М.: Недра, 1988.
15. Печерский Д.М. Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР / СВКНИИ СО АН СССР. — Магадан, 1964.
16. Печерский Д.М., Базин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. — М.: Наука, 1975.
17. Печерский Д.М., Золотарев Б.П., Тихонов Л.В. Магнетизм базальтов Атлантики (по данным глубоководного бурения "Гломара Челленджера") // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. — 1979. — № 12. — С. 67—84.
18. Печерский Д.М., Назарова Е.А., Лыков Л.В. Магнетизм и некоторые проблемы строения и развития земной коры и верхней мантии // Там же. — 1977. — № 11. — С. 85—99.
19. Писакин Б.Н., Прияткин А.А. Гипергенез и магнитные свойства горных пород // Сов. геология. — 1979. — № 8. — С. 110—115.
20. Поповиченко В.В. Взаимоотношения магматизма и оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловорудных районах / ДВО АН СССР. — Владивосток, 1989. — С. 45—58.
21. Приходько А.Ю. Геолого-минералогические аспекты магнетизма апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд анортозитовых массивов Дальнего Востока: Автореф. канд. дис. — Свердловск, 1991.
22. Приходько А.Ю. Влияние процессов рудообразования на магнетизм гранитоидов // Геология и геофизика. — 1992. — № 7. — С. 39—43.
23. Приходько А.Ю. Скачок коэрцитивной силы в области точек Кюри включений и его использование в геологии // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. — 1993. — Т. 29, № 2. — С. 78—85.
24. Радкевич Е.А., Кокорин А.М., Анахов В.В. и др. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. — М.: Наука, 1980.
25. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. — М.: Наука, 1990.



26. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Тронева Н.В. Акцессорные магнетиты и хромшпинелиды как индикаторы генезиса магматических пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1975. — № 10. — С. 10—26.
27. Томсон И.Н., Полохов В.П., Полякова О.П. и др. Анализ источников олова Кавалеровского рудного района (Южное Приморье) // Источники вещества и условия локализации оловорудных месторождений. — М.: Наука, 1984. — С. 104—124.
28. Черепанов А.Н., Шарапов В.Н. Термодинамические условия проявления ретроградного кипения котектических магм в интрузивных камерах // Докл. АН СССР. — 1986. — Т. 291, № 4. — С. 953—956.
29. Шарапов В.Н., Черепанов А.Н., Апросимова Н.Г., Дробышев В.И. Динамика насыщения расплавов летучими компонентами при кристаллизации магмы в камере // Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. — С. 24—30.
30. Щербина В.В. О влиянии давления на изоморфные замещения // Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. — Л.: Наука, 1967. — С. 61—67.

*ДВИМС*  
*Хабаровск*

*Поступила в редакцию*  
*2 декабря 1993 г.*

## ХРОНИКА

**О ПЕРВОМ СОВЕЩАНИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ КООРДИНАТОРОВ  
МЕЖДУНАРОДНОГО ПРОЕКТА 350  
“ИЗМЕНЕНИЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И БИОТЫ ВОСТОЧНОЙ  
И ЮЖНОЙ АЗИИ В ТЕЧЕНИЕ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА”**

С 3 по 8 ноября 1993 г. в г. Фукуока (Япония), в университете Кюсю, состоялось первое совещание региональных координаторов проекта 350 Международной программы геологической корреляции “Изменение окружающей среды и биоты Восточной и Южной Азии в течение мелового периода”<sup>\*</sup>.

В нем участвовало 32 ученых из 8 стран: Австралии, Филиппин, Индии, США, Южной Кореи, Китая, Японии и России. Во время совещания планировалось:

- заслушать сообщения о состоянии изученности меловых образований в каждом регионе;
- обсудить планы будущих исследований, совещаний, рабочих встреч;
- посетить некоторые разрезы меловых активных континентальных окраин о. Кюсю.

На совещании было прочитано 12 докладов. В первом докладе проф. Х. Окада (университет Кюсю, Япония) изложил задачи нового проекта, отметил важную роль предыдущего проекта 245 “Корреляция неморского мела”, создавшего фундамент для предстоящего проекта, сплотившего исследователей многих стран на решение общих проблем меловой истории.

Х. Окада отметил важность позиции изучаемого региона, где в мелу сочленялись не только континент и океаны, но также и Тетическая, Бореальная и Тихоокеанская области. Это, несомненно, интереснейший полигон для изучения окружающей среды и биоты в меловой период.

Предполагаются внутривидисциплинарные и междисциплинарные исследования тектоники, седиментации, стратиграфии, биотических изменений, вулканической активности, а также полезных ископаемых рудных и нерудных, связанных с меловыми отложениями. Проф. Х. Окада продемонстрировал опубликованные палеореконструкции Л.П. Зоненшайна для этого региона, перечислил ряд глобальных проблем, которые могут быть решены в рамках проекта. В частности, оценить роль плюм-тектоники и ее связь с плит-тектоникой. Предполагается, что обширный горячий плюм под поднятием Дарвина, описанный Г. Менардом еще в 1964 г., и огромный холодный плюм под центральным Китаем, существовавшие в мелу, контролировали все многообразие и различие обстановок в этих регионах в мелу.

Конечной целью проекта является создание на базе надежной информации и скоординированных по разным регионам результатов общей палеобиогеографической, палеоклиматической картины для мела Восточной и Южной Азии.

Найл Матие (N. Mateer, Калифорнийский университет, США), руководитель предыдущего проекта 245 “Корреляция неморского мела” (1986—

<sup>\*</sup>О целях и задачах проекта уже была опубликована информация в журнале “Тихоокеанская геология” № 6, 1993. Кроме того, опубликованы предварительные результаты экспедиционных работ российско-китайской группы ученых, проведенных в соответствии с задачами проекта (“Тихоокеанская геология” № 2, 1994).

1991), кратко подвел итоги работы по этому проекту, который охватил около 500 участников из 36 стран, создал благоприятные возможности для сотрудничества и увенчался публикацией ряда интересных обобщающих сборников и монографий. Найл Матие отметил, что в отдельных регионах мел хорошо изучен, например в Западной Канаде и Западной Америке, там пытаются создать компьютерные модели палеоклимата, вводя все необходимые параметры. Однако не следует замыкаться в своем регионе, описывая те или иные детали до мельчайших подробностей. В рамках нового проекта надо смотреть шире, объединить усилия исследователей разных стран и задавать себе вопрос: что происходит? Что привело к тем или иным изменениям в среде обитания и биоты? Только в этом случае проект может рассчитывать на успех.

Проф. Х. Хирано (Н. Hirano, университет Васеда, Токио), один из региональных координаторов Японии, посвятил свой доклад проблеме меловых океанических бескислородных событий (МОБС) в северо-западной Пацифике. В предыдущие годы он изучал МОБС в Японии и установил такое событие на границе сеномана—турона (группа средняя Езо), основываясь на черном цвете сланцев, богатых органическим веществом, содержащим серу, исчезновении бентосных организмов, некоторых видов аммонитов и ихнофауны. Эта граница подтверждается данными изучения изотопов кислорода и углерода, а также радиометрическими данными (калий-аргоновый метод) —  $91 \pm 2$  млн лет. Подобные же явления обнаружены на этой границе в Европе, что подтверждает глобальный характер МОБС.

Такие же события предполагаются на границе апта—альба. Например, в Японии на этой границе широко распространены тонкослоистые черные сланцы. Эта граница установлена во многих местах мира, но детали палеообстановки еще изучаются. В ходе исследований предстоит проверить ряд гипотез. В частности, Ларсон в 1991 г. высказал гипотезу, что ОБС возникают при поднятии суперплума.

В заключение Х. Хирано выразил надежду, что в результате комплексных исследований и объединенных усилий МОБС будут установлены и в других регионах.

Доклад М. Мацукава (М. Matsukawa из университета Ниши, Токио) с соавторами (М. Futakami, Chen Pei-ji, Martin G. Lockley) был посвящен раннемеловой палеогеографии Японии, северо-восточного Китая, Кореи, Сихотэ-Алиня России и миграции динозавров в пределах Восточной Азии. Докладчик демонстрировал палеогеографическую схему, на которой было видно сложное сочленение морских и неморских осадков, охарактеризованных ископаемыми остатками моллюсков, конхострак, динозавров и растений. На ней была очерчена восточная окраина Азии в мелу. Группа тетори и северосучанская формация интерпретируются как осадки залива, открывавшегося на север. С запада в залив впадала большая река, судя по осадкам групп тетори (Япония) и янжи (северо-восточный Китай). В обеих группах, а также в Южной Корее найдены следы игуанодонтид и теропод, что позволяет предполагать, что динозавры свободно перемещались вдоль речной системы из Японии в северный Китай и обратно.

Региональный координатор Южной Кореи проф. Ки-Хун Чан (Ki-Hong Chang) из Национального университета Кенпук продемонстрировал разрезы главных меловых бассейнов Южной Кореи, в которых наиболее полно представлены готерив — баррем и сеноман — турон, палеогеографические схемы для разных периодов меловой истории. Он подчеркнул важность изучения черных сланцев, сформировавшихся в бескислородной обстановке, так как с ними связано формирование нефтяных залежей. По мнению проф. Чана, не все явления можно объяснить субдукцией, ведь на востоке Азии довольно много и широтных вулканических поясов. На стыке Северной Кореи, Российского Приморья и Японии вырисовывается некое “геохимическое ядро”, роль которого пока недостаточно ясна. Проф. Чан отметил, что в Южной Корее широко распространены присдвиговые бассейны. Эту тему развил Дон Ву Ли (Dong Woo Lee) из Национального университета Конжи

в своем докладе "Меловая левосдвиговая тектоника и формирование бассейна Ёндон, Южная Корея". Он показал, что присдвиговые бассейны характеризуются мощными, циклично повторяющимися аллювиальными комплексами. В частности, в строении мелового бассейна Ёндон выделяются два тектоностратиграфических подразделения, отличающихся направлением палеотечений, строением формаций и составом гальки. Депоцентр седиментации смещался к северо-востоку. В комплексе с другими данными высказывается предположение, что по разлому Ёндон, продолжающемуся далеко на северо-восток, вплоть до Центрального разлома Сихотэ-Алиня, в меловое время происходили интенсивные левосдвиговые смещения.

Доклад регионального координатора Китая проф. Чэн Пэй-Чжи (Chen Pei-ji) из Нанкинского института геологии и палеонтологии Китайской академии наук был посвящен стратиграфии неморских меловых образований Восточного Китая, включающих пестроцветные, красноцветные, угленосные отложения, эвапориты и вулканиты. Эти образования содержат фауну конхострак, остракод, бивальвий, гастропод, насекомых, рыб, динозавров, а также остатки ископаемой флоры. С этими отложениями связаны значительные месторождения нефти и угля. Биостратиграфические исследования проводятся совместно с магнитостратиграфическими, а также определениями абсолютного возраста. В последние пять лет пересмотрена меловая стратиграфия Восточного Китая по многим группам ископаемых остатков. До сих пор существуют различные мнения о положении юрско-меловой границы в северо-восточном Китае, основанные на изучении различных групп ископаемой флоры.

В северо-восточном Китае описан довольно полный разрез неморского мела, состоящий из 14 формаций. В основании разреза доминируют угленосные формации, в средней части — вулканиты, в верхней — нефтеносные формации, переслаивающиеся в самой верхней части с угленосными слоями. В последние годы удалось связать нижнемеловой разрез западной части провинции Ляонин с верхнемеловым разрезом восточной части провинции Гири и разрезом бассейна Сунляо провинции Хэйлуцзян.

Разрезы неморского мела прибрежных районов юго-восточного Китая представлены в основном вулканитами, красноцветными и пестроцветными формациями, переслаивающимися с эвапоритами в верхней части. Мощность этих образований весьма значительна. По мнению Гу (Gu, 1980, 1983) и Дина с соавторами (Ding et al., 1989), в основании разреза присутствуют верхнеюрские образования, но новейшие магнито-, биостратиграфические исследования и радиометрические данные свидетельствуют об отсутствии позднеюрских и раннемеловых слоев в этом регионе.

Различные мнения существуют и о границе ниже- и верхнемеловых образований в юго-восточном Китае. Недавно найдены ископаемые остатки в формации Чаочуань близ р. Чжэ, сопоставляемой с сеноманской формацией Хэкоу провинции Фуцзянь. Таким образом, граница между нижним и верхним мелом р. Чжэ может находиться между формациями Чаочуань и Гуаньтоу.

Три доклада представили филиппинские исследователи П.Д. Милитант-Матиас (P.J. Militante-Matias) и Д.В. Денога (J.V. Denoga) из Национального института геологических наук Филиппинского университета и Ф.П. Туманда (F.P. Tumanda) из геолого-разведочного бюро Филиппин. Региональный координатор Филиппин П.Д. Милитант-Матиас в своем докладе осветила историю изучения меловых отложений на Филиппинах. Впервые меловые ископаемые остатки были обнаружены на Филиппинах в 50-х гг., однако палеонтологи начали изучать их лишь в 60-х гг. Наиболее хорошо изучены фораминиферы, обнаруженные в 11 местонахождениях. Другие ископаемые, такие как аммониты, радиолярии и известковый нанопланктон, обнаружены лишь в нескольких местах. Меловые обнажения будут изучаться и в ближайшие годы в связи с проведением разведочных и геолого-съемочных работ.

Ф.П. Туманда (F.P. Tumanda) свой доклад посвятила меловым радиоляриям, которые распространены преимущественно в кремнях офиолитовых комплексов и в меланже. Юрско-меловые радиолярии обнаружены в кремнях из офиолитов в северной части о. Илокос. Позднемеловые виды радиолярий найдены в формации Кинабиан, которая рассматривается как чехол, перекрывающий офиолиты Ангат в южной части гор Сьерра-Мадре. В центре южного Палавана в кремнях формации Эспина, ассоциирующих с ультрамафитами и габбро офиолитов Палавана, обнаружены радиолярии верхов раннего и позднего мела. Позднемеловые радиолярии найдены в кремневых обломках конгломератов вблизи офиолитов Замбалес.

Новые данные микрофациального анализа известняков Бонагбонаг с восточного острова Катандуанес были изложены в докладе Д.В. Денога (J.V. Denoga) с соавторами. Ранее, на основании находок орбитолин позднемелового возраста, считалось, что эти слоистые плотные кораллиновые известняки накапливались в мелководно-морской обстановке. Ныне установлено, что большинство биокластов представлено планктонными фораминиферами, среди которых определены глоботрунканы и гетерохеликсы позднего мела, обломки кораллов изредка встречаются в переотложенном виде. Основываясь на этих данных, известняки отнесены к пелагической фации. На основании изучения ископаемых остатков известкового нанопланктона возраст этих известняков определен как кампан — маастрихт (M.M. de Leon and P.J. Militante-Matias).

Один из региональных координаторов Индии, проф. А. Сани (A. Sahni) из университета Пенджаб, в своем докладе дал краткий обзор геологической изученности меловых образований. Он подчеркнул, что последнее десятилетие было весьма продуктивным. Получены богатые материалы по био-, лито-, магнитостратиграфии, геохронологии, палеонтологии (особенно по неморским ископаемым), определены эруптивный стиль излияния базальтов Декана и хронология лавовых потоков. Достигнуты определенные успехи в седиментологии, включая документацию палеогеоморфологической поверхности с гнездами динозавров площадью 10 000 км<sup>2</sup>, изучение изотопов O и C осадков с яйцами динозавров и фрагментов яичной скорлупы, геохимии осадков, в частности, аномалии распределения сидерофильных элементов. Много внимания уделялось изучению геодинамики в различных палеообстановках.

В западной и центральной Индии проведено детальное региональное картографирование маастрихтской формации Ламота. В результате было установлено, что осадки этой формации представляют собой древний реголит, сформировавшийся на пенепленизированной поверхности Индийского щита. Тонкий слой этих осадков является педогенетической модификацией флювиальных отложений в условиях семиаридной обстановки. Педогенез привел к развитию калькрет. Примечательно, что находки гнезд динозавров и яичной скорлупы ассоциируют с калькретизированными палеопочвами.

Позднемеловые млекопитающие из вулканогенно-осадочных толщ Декана не являются эндемичными, что указывает на существование связей Индии и Евразии в позднем мелу. Однако дискуссии о том, как такой миграционный коридор образовался, все еще продолжаются.

Региональный координатор Австралии М.Е. Детман (M.E. Dettmann) из Квинслендского университета сделала весьма содержательный доклад о биостратиграфии меловых образований, палеогеографических обстановках этого периода. В Австралии известны 22 меловых бассейна, в которых чередуются морские и неморские осадки. Биостратиграфическое расчленение морских разрезов основывается на планктонной фауне и флоре, которые позволяют определить Тетические и Борельские стадии. Весьма эффективен спорово-пыльцевой метод, данные которого коррелируются с данными по флоре, фауне позвоночных и радиометрическими определениями. Проф. Детман дала общий обзор стратиграфического расчленения австралийского мела, уделив особое внимание разрезам северной Австралии и Папуа — Новой Гвинеи. Она высказала предположение, что более детальное изучение

фауны и флоры из северных разрезов даст возможность установить, существовала ли в мелу связь Австралийской и Азиатской биоты, как морской, так и континентальной.

Доклад одного из региональных координаторов России Г.Л. Кирилловой из Института тектоники и геофизики ДВО РАН был посвящен состоянию изучения мела Российского Дальнего Востока, проблемам, требующим своего решения в ходе работ над проектом, и планируемым исследованиям. В последнее пятилетие для разных частей Востока России издано несколько геологических карт разного масштаба, карта вулканических поясов и вулканотектонических структур Востока Азии, атлас палеогеографических карт шельфа Евразии, подготовлены к печати новые корреляционные стратиграфические схемы. Несомненные успехи достигнуты в ходе работ над проектом 245 по корреляции неморского мела. Все это позволяет подняться на новый уровень обобщения и междисциплинарной корреляции полученных данных.

Меловые образования широко распространены на Востоке России и представлены различными типами разрезов: морскими, континентальными угленосными, вулканогенными, что было продемонстрировано на ряде поперечных профилей через Восточно-Азиатскую окраину, где можно было видеть латеральные и вертикальные ряды меловых формаций. В последние годы появились новые схемы тектоники и геодинамики Востока России (Б.А. Натальин, В.С. Рождественский, В.П. Уткин, А.И. Ханчук), однако их предстоит еще подкрепить данными палеомагнитных и биостратиграфических исследований.

Меловые образования богаты разнообразными минеральными ресурсами, как рудными, так и нерудными, однако их связи с вмещающей средой и возрастную привязку в ряде регионов предстоит уточнить. Дело в том, что в последние годы появились новые данные об аллохтонном залегании глыб и обломков кремней, спилитов, известняков и более молодом, преимущественно меловом возрасте вмещающих толщ. Оказалось, что олистостромовые комплексы широко распространены на Востоке России.

Среди проблем, которые предстоит рассмотреть в ходе работ по проекту, были названы следующие: принципы составления палеогеографических карт с применением палинспастических реконструкций, анализ меловых несогласий и их корреляция с глобальной шкалой, сравнительный анализ меловых бассейнов, классификация и систематика ареалов вулканизма, изменение их в пространстве и во времени, палеовулканологические и палеогеодинамические реконструкции, палеотектонические обстановки седиментации и проявления вулканизма. Предстоит уточнить связь минеральных ресурсов с вмещающей средой.

Второй российский координатор В.С. Маркевич в своем докладе "Меловая биостратиграфия Российского Дальнего Востока" подвела итоги биостратиграфических исследований в рамках предыдущего проекта 245, в результате которых получены новые данные о распространении неморской ископаемой фауны, резкой смене ее таксономического состава на основных эволюционных рубежах. Были детализированы стратиграфия и палеофлористика меловых вулканогенных поясов, сопоставлены этапы их развития, разработаны зональные шкалы по аммонитам и двустворкам раннего мела Северо-Востока России и Сихотэ-Алиня, нижнего—верхнего мела Сахалина. Рассмотрены эволюционные линии развития растений, общие проблемы флорогенеза. Палинологически обосновано зональное деление всего Востока России. Палинологическая корреляционная схема подтверждена данными по морской фауне, макрофлоре и наземной фауне. Проведено изучение местонахождений динозавров в Корякии и Приамурье. Сделаны палеоклиматические реконструкции для ряда регионов, что подтвердило периодическое изменение климата в течение мелового периода от аридного к гумидному и обратно.

После докладов обсуждались планы будущих четырехлетних исследований, которые представили пока только три страны: Япония, Китай и Россия.

Японские исследователи планируют работать над следующими проблемами:

создание скоррелированной по разным методам стратиграфической схемы;

биотический анализ и палеобиогеография в связи с глобальными геологическими и биологическими событиями;

анализ седиментологических характеристик и обстановок седиментации: анализ стратиграфических последовательностей и изменений уровня моря, реконструкции палеогеографии и палеоокеанографии, анализ морских бескислородных событий;

взаимоотношение между вулканической активностью и тектоникой;

связь распределения энергетических ресурсов с тектоникой;

тектонический анализ изменений взаимоотношений между континентом и океаном и эволюции осадочных бассейнов.

Работу предполагается вести в рамках четырех симпозиумов:

1. Изменение окружающей среды в мелу и региональная корреляция: взаимоотношение между Японскими островами и окружающими территориями.

2. Тектоническое развитие осадочных бассейнов восточно-азиатской окраины в течение мела.

3. Геологические связи Тетиса, Пацифики и Бореальной области в мелу.

4. Изменения окружающей среды и биоты в Восточной и Южной Азии в течение мела.

Предполагается публиковать труды и доклады, кроме того, предложено опубликовать библиографию всех работ по мелу всей Восточной и Южной Азии, начиная с 1960 г.

Китайская рабочая группа планирует следующие работы с проведением полевых исследований:

1. Изучение мел-палеогеновой границы в бассейне Цзянхань (северо-западный Хубэй и юго-западный Хэнань), бассейне Минюхэ (провинция Ганьсу) и в пределах угольного месторождения Уюнь на берегу Амура (провинция Хэйлуцзян).

2. Изучение границы юры и мела в Восточном Хэйлуцзяне.

3. Корреляция меловых отложений бассейна Сунляо и окружающих регионов.

4. Вулканогенно-осадочные породы провинции Цзянси и геологическая эволюция юго-восточного Китая в течение мела.

5. Меловые биологические и океанические события в Тибете.

Ориентировочно намечены сроки рабочих совещаний:

1994.1. Меловая стратиграфия и тектоника северо-восточной Манчжурии и Российского Дальнего Востока (г. Нанкин).

1994.10. Меловые биологические и океанические события в Тибете и пограничных областях (г. Пекин).

1995.10. Границы юры—мела, мела—палеогена (место проведения пока не определено).

1996.08. Совещание региональных рабочих групп проекта 350 во время 30-го Международного геологического конгресса (г. Пекин).

1997.12. Корреляция меловых вулканогенно-осадочных образований и эволюция осадочных бассейнов в прибрежном регионе юго-восточного Китая (ориентировочно г. Гонконг).

Совещание закончилось полевой экскурсией. Во время экскурсии вдоль восточного побережья о. Кюсю участники совещания познакомились со знаменитым мел-палеогеновым аккреционным комплексом группы Симанто. Это черные дислоцированные, кливажированные сланцы, претерпевшие несколько этапов деформации, содержащие очень редкие ископаемые остатки радиолярий и фораминифер. Разрез очень похож на разрез петропавлов-

ской свиты раннего мела. Кроме того, имелась возможность осмотреть олигоценовую формацию эоценового возраста. Тип разреза очень похож на разрез нижнего мела в р-не Хабаровска.

Вторым объектом экскурсии была четвертичная рифтовая вулканическая зона Беппу—Шимабара, продолжающаяся до о. Тайвань в виде расширяющегося к югу трога Окинава. Вулканы этой зоны на о. Кюсю и ныне активны.

В ходе экскурсии участники имели возможность обмениваться впечатлениями, идеями, данными, связанными с проблемой формирования подобных образований.

*ИТыГ ДВО РАН  
Хабаровск*

*Г.Л. Кириллова*

---



## ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

## 55-летие

## ГАЛИНЫ ЛЕОНТЬЕВНЫ КИРИЛЛОВОЙ

19 июня 1994 г. ответственному секретарю журнала "Тихоокеанская геология", доктору геолого-минералогических наук Галине Леонтьевне Кирилловой исполнилось 55 лет.

После окончания в 1961 г. Ростовского-на-Дону государственного университета она начинает свой путь в Дальневосточном территориальном геологическом управлении, пройдя тропой среднемасштабного геологического картирования от старшего техника до старшего геолога геолого-съёмочной партии.

В ноябре 1971 г. Г.Л. Кириллова защитила кандидатскую диссертацию и уже в 1972 г. вышла на дорогу науки, став старшим научным сотрудником Дальневосточного института минерального сырья, а в 1975 г. перейдя на работу в Институт тектоники и геофизики Дальневосточного отделения АН СССР. Здесь определились ее основные научные интересы: методологические аспекты проблем сопоставления структур континента и океана, вопросы корреляции и идентификации литолого-стратиграфических подразделений суши и сейсмостратиграфических единиц моря, анализ осадочных бассейнов.

Автор более чем 130 научных работ, она в 1992 г. защитила докторскую диссертацию по проблеме геологического строения и типизации кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном и сейчас является ведущим научным сотрудником Института тектоники и геофизики ДВО РАН.

Галину Леонтьевну отличают трудолюбие, творческая целеустремленность, ответственность и строгая последовательность, настойчивость в достижении поставленной цели. Она участница многих коллективных работ, в том числе международных проектов, завершившихся крупными фундаментальными разработками (монографиями, картами, справочниками), один из инициаторов и ответственный исполнитель работ по Международному проекту 350 — "Изменение окружающей среды и биоты Восточной и Южной Азии в течение мелового периода".

Научную работу Г.Л. Кириллова успешно сочетает с научно-организационной деятельностью. Она со дня основания ответственный секретарь журнала "Тихоокеанская геология", во многом благодаря ей держится он в наше нелегкое время; член Дальневосточного филиала Научно-редакционного совета ВСЕГЕИ; член Международной ассоциации седиментологов.

Пройдена половина жизненного пути — пути становления, поиска, дерзаний, творчества. Оценивая его, можно с уверенностью сказать —



пройдено и сделано много, а главное — заложена добротная основа для дальнейших творческих успехов, духовного, научного роста.

Редколлегия и коллектив ИТиГ ДВО РАН сердечно поздравляют Галину Леонтьевну с юбилеем и желают воплотить в научный успех творческий потенциал души и, конечно же, крепкого здоровья.

---

(Адрес подписчика)