

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ОКРАИНА АЗИИ

Магматизм



·НАУКА·



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Дальневосточный геологический институт

ТИХООКЕАНСКАЯ ОКРАИНА АЗИИ

Магматизм

Под общей редакцией
члена-корреспондента АН СССР
А.Д. ШЕГЛОВА

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
С.С. ЗИМИН



МОСКВА "НАУКА"
1991

Авторы:

С.С. Зимин, В.Г. Сахно, И.Н. Говоров, И.А. Тарарин, Б.Л. Залищак, Н.С. Никольский, А.М. Ленников, П.Г. Недашковский, Ю.А. Мартынов, С.О. Максимов, А.П. Матюнин, В.П. Симаненко, В.К. Попов, А.С. Зимин, Г.И. Говоров, В.Ф. Полин, Р.А. Октябрьский, А.Н. Соляник, З.Г. Бадрединов, В.М. Чубаров, О.В. Чудаев, А.М. Юдин, А.Н. Масловский, С.В. Высоцкий, С.В. Гайденко, С.Г. Батурин, В.М. Афанасьева, И.В. Боровик, Е.П. Емельяненко, Н.И. Кирухина

УДК 55+(551.24+552.11):553.2.052(57)

Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм / С.С. Зимин, В.Г. Сахно, И.Н. Говоров и др. — М.: Наука, 1991. — 264 с. — ISBN 5-02-005922-6.

Излагаются новые данные по геологии и петрологии магматических образований Тихоокеанской окраины Азии. Рассматриваются проблемы магматизма древних вулканических дуг, офиолитовых, плутонических и вулканических поясов, континентального и океанического магматизма. Дана характеристика магматических ассоциаций этих структур, рассмотрены вопросы эволюции магматизма и оруденения в связи с развитием земной коры и мантии. Предложены новые модели магматизма и геодинамики структур активной окраины и океана.

Табл. 51. Ил. 50. Библиогр.: 342 назв.

Редакционная коллегия:

И.Н. Говоров, С.С. Зимин (ответственный редактор), В.Г. Сахно

Рецензенты:

Е.П. Леликов, Ф.Г. Федчин, Е.Н. Граменицкий

New data on geology and petrology of magmatic formations of the Pacific margin of Asia are given. Problems of magmatism of ancient volcanic arcs, ophiolitic, plutonic and volcanic belts, and continental and oceanic magmatism are discussed. Magmatic associations of these structures are characterized, and problems of magmatism and mineralization evolution in the connection with the earth's crust and mantle development are considered. New models of magmatism and geodynamics of the structures of active margin and ocean are proposed.

Т 1804000000-486 382-90 II полугодие
042(02)-91

ISBN 5-02-005922-6

© Издательство "Наука", 1991

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение магматизма имеет краеугольное значение для познания состава и глубинного строения Земли. Кроме того, магматические формации несут много ценной информации о закономерностях развития земной коры, ее структур и металлогении. В этом отношении особый интерес представляют данные о магматизме активных окраин Азиатского континента и Тихого океана. В истории развития земной коры за период фанерозоя, пожалуй, трудно сыскать другой регион, в котором бы так разнообразно и вместе с тем масштабно проявились процессы вулканизма. Исключительно важной, можно сказать, уникальной особенностью их является телескопированность проявлений. Дело в том, что многие интересные элементы тектоники, магматизма и металлогении и их эволюция в рассматриваемом регионе как бы сжаты во времени и пространстве, в то время как в других областях земной коры они могут наблюдаться только в серии разобщенных и удаленных один от другого регионов. В этом отношении уникальное значение имеют сведения о магматизме краевой (переходной) зоны Азиатского континента, поскольку здесь нередко совмещены в пространстве магматические образования широкого возрастного диапазона и проявляются в виде линейных вулканоплутонических поясов огромной протяженности, без знания которых невозможно понять существо взаимодействия литосферных плит и в конечном счете — эволюцию и металлогению земной коры во времени. Именно в этом ключе задумана настоящая монография и выполнена коллективом научных сотрудников Дальневосточного геологического института ко дню тридцатилетия со времени его образования.

Работа имеет ряд особенностей. В ней рассматриваются состав и генезис вулканитов не только окраины Азиатского континента, но и западной Тихого океана. Помимо вулканитов в работе подробно характеризуются также и интрузивные формации. Такое изложение материала позволяет читателю самому составить более полное представление об истории развития геологических процессов на границе континент—океан независимо от авторов и существующих точек зрения.

Работа является дальнейшим развитием взглядов на природу геологических процессов, структур и магматизма, изложенных в ранее опубликованной монографии [Вулканические..., 1984]. В то же время новые данные о составе и условиях образования магматических формаций региона позволили во многих случаях по-иному осмыслить их и прийти к ряду важных и новых выводов о природе плутониче-

ских, вулканических, вулкано-плутонических и металоогенических поясов, а также сформулировать новую астеносферную концепцию магматизма и оруденения земной коры. В монографии также широко использованы данные и представления предыдущих исследователей зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

Авторы отчетливо сознают, что ограниченный объем данной монографии, охватывающей огромный регион с весьма сложной магматической историей, не позволил проанализировать некоторые важные аспекты проблемы генезиса магматических образований. Тем не менее они надеются, что публикация этой работы будет способствовать дальнейшему углубленному изучению этого уникального региона, пониманию его природы и происхождения связанных с ним месторождений полезных ископаемых.

Авторы глубоко признательны специалистам за обсуждение материалов монографии, а также всем сотрудникам, способствовавшим выполнению данной работы и принимавшим участие в подготовке ее к печати.

Глава I

**МАГМАТИЗМ РАННИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ
СКЛАДЧАТЫХ РЕГИОНОВ**

В этой главе на основе новых данных освещается состав и условия формирования офиолитов. Генезис их считается дискуссионным, что общеизвестно. В последние годы в связи с новыми данными по офиолитам, вскрывающими все более их магматическую природу, все меньше в литературе сторонников их тектонической природы. Этому во многом способствовала работа [Вулканические..., 1984], в которой были показаны: 1) широкое распространение ультраосновных магм и эффузивов не только в докембрии, но и в фанерозое; 2) наличие на востоке Азии офиолитовых поясов, развившихся на океанической и континентальной коре, и дана их классификация. Немаловажное значение имела и работа [Косыгин, Семенов, 1982], в которой указывалось о неправомерности использования в качестве универсальной концепции океанической коры при решении проблемы офиолитов.

Новые исследования офиолитов показали, что эти образования Тихоокеанской окраины Азии начиная с раннего палеозоя возникали нередко в одних и тех же зонах многократно. Они формировались в обширных геосинклинальных прогибах, закладывавшихся в рифтовых зонах растяжения (а не раздвига) земной коры в основном континентального типа. В результате сформировались три главных полихронных пояса разновозрастных офиолитов (рис. 1), характеристика которых приводится ниже.

**ОФИОЛИТЫ МОНГОЛО-ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО
ПОЛИХРОННОГО ПОЯСА**

Монголо-Охотско-Чукотский пояс офиолитов раннего палеозоя протягивается на многие тысячи километров, уходя в западном направлении в складчатые сооружения Монголии. Охотская часть его в настоящее время скрыта в акватории одноименного моря. Пояс является полихронным в Охотско-Чукотской части. В контурах его различаются позднепротерозойские-раннепалеозойские (PR_3 — PZ_1) и позднемезозойские (J_3 — K_1) офиолиты; в раннем палеозое они были заложены на относительно маломощной коре в Амурской части, о чем свидетельствует наличие в офиолитовых зонах довольно крупных массивов гранитоидов, в отличие от Чукотской части, где пояс формировался, вероятно, местами и на океанической коре. С юго-запада на се-

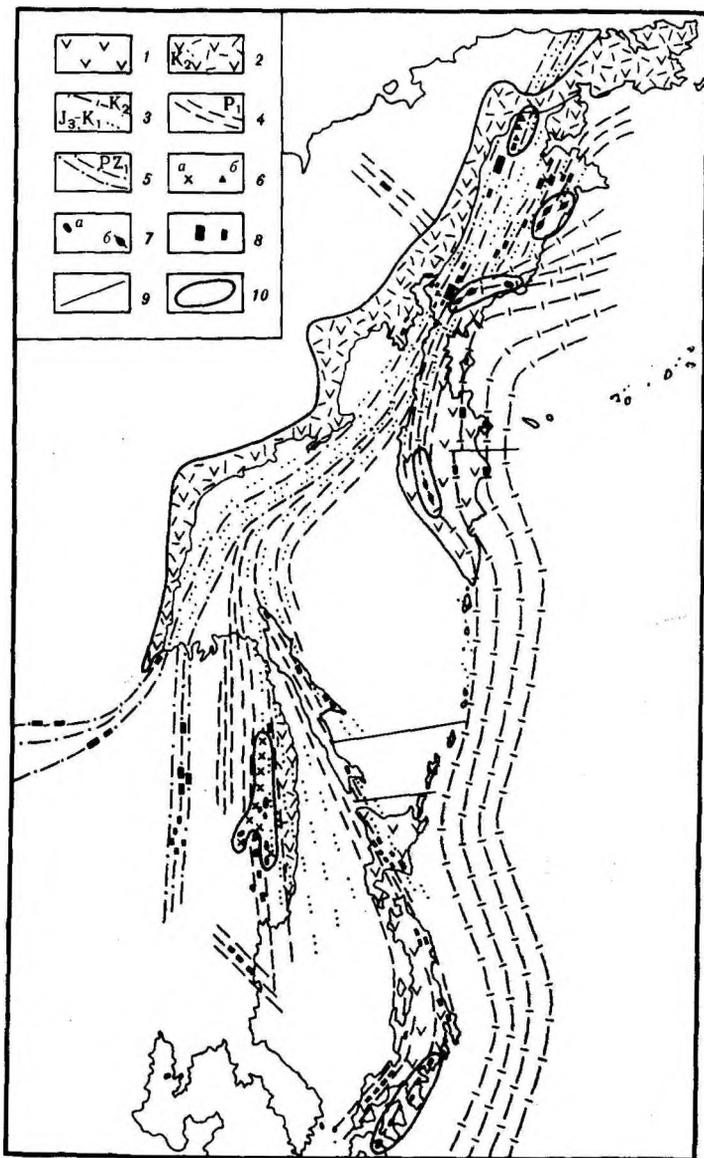


Рис. 1. Схема размещения офиолитовых поясов Востока Азии

1 — неогеновый пояс окраинно-континентальных вулканитов; 2 — верхнемеловой пояс континентальных вулканитов; 3—5 — офиолиты мезозоя (3), ранней перми (4) и раннего палеозоя (5); 6 — меймчиты и пикриты (а), базальтовые коматииты (б); 7 — гипербазиты оливинит-клинопироксенитовой (а) и дунит-клинопироксенитовой формаций (б); 8 — гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации; 9 — трансформные разломы мезозоя; 10 — районы с повышенной и большой мощностью земной коры накануне формирования офиолитов

веро-восток в пределах пояса выделяются следующие офиолитовые зоны: Усть-Депская, Тайгоноская, Куюльская, Усть-Бельская и Пекульнейская, Алучинская зоны, характеристика которых, за исключением второй и четвертой зон, описанных ранее [Белый, Акинин, 1985; Вулканические..., 1984], приводится ниже.

Офиолиты Усть-Депской зоны

Усть-Депская зона, как и Соловьевская [Вулканогенные..., 1984], находится в Амурской области офиолитов. Она пересекает в широтном направлении р. Зея при впадении в не слева р. Деп. Зона примечательна тем, что в ее пределах находится самый крупный на юге Дальнего Востока массив гипербазитов площадью 350 км². Сведения о нем имели отрывочный и противоречивый характер.

Офиолиты Усть-Депской зоны проявлены в виде ряда разобщенных тел и выступов (Усть-Депский и Дуте) гипербазитов из-под юрских отложений, а также многочисленных остатков кровли на раннепалеозойских гранитах, которые прослеживаются в бассейне р. Гарь и далее в северо-восточном направлении на расстояние около 100 км. Зона их под острым углом причленяется к хребту Тукурингра, вдоль кото-

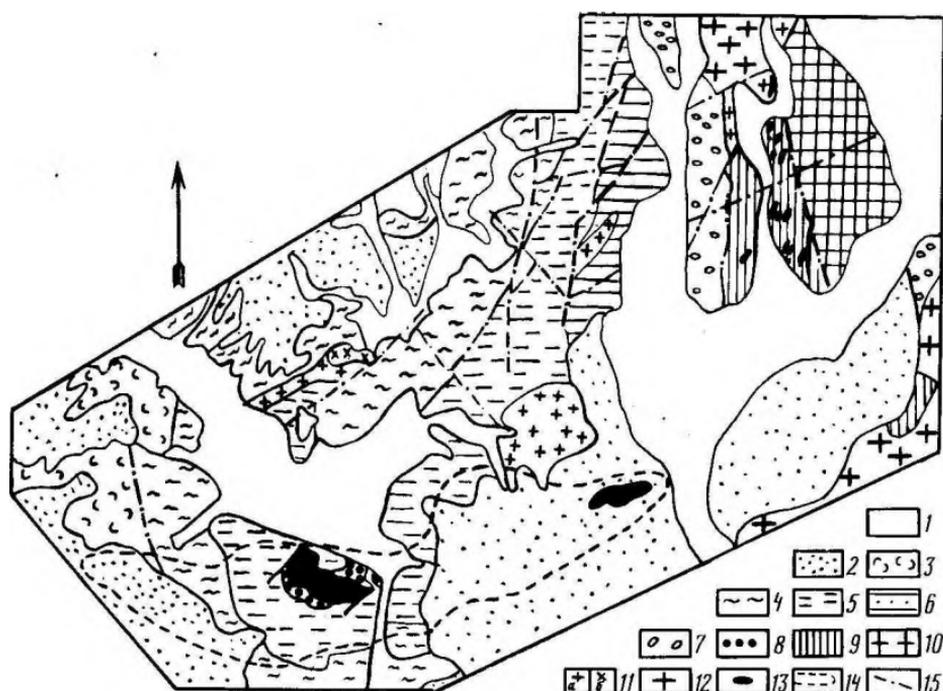


Рис. 2. Схема геологического строения участка Усть-Депского массива гипербазитов
 1 — четвертичные отложения; 2 — неоген-нижнечетвертичные отложения; 3 — песчаники и угли, туфы молчановской свиты (J_3 — K_1); 4, 5 — терригенные породы депской (4) и аянской (5) свит (J_3); 6, 7 — терригенные породы ускалинской (6) и усманковской (7) свит (J_{3-2}); 8 — конгломераты и песчаники (J_{2-3}); 9 — хлоритовые, иногда с серицитом, сланцы (PR_3 — PZ_1); 10 — биотитовые, гранат-биотитовые, двуслюдяные гнейсы, кварциты (PR_1); 11 — нижнемеловые граниты (a) и гранит-порфиры (б); 12 — биотитовые граниты (PZ_1); 13 — гипербазиты (PZ_1); 14 — контуры массива по геофизическим данным; 15 — разрывные нарушения

Таблица 1

Химический состав оливинов и энстатитов из гарибургитов

N п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	39,57	—	—	9,08	0,14	50,18
2	40,35	0,03	—	9,12	0,15	49,57
3	40,17	—	—	8,92	0,14	49,94
4	40,22	—	—	8,62	0,19	50,99
5	40,30	—	—	8,87	0,16	49,94
6	39,92	—	—	8,65	0,13	50,95
7	56,28	—	2,38	5,41	0,09	33,63
8	56,12	0,01	2,54	5,63	0,11	33,83
9	54,75	—	2,71	5,75	0,20	33,07
10	55,47	—	2,74	5,46	0,12	32,64
11	54,88	—	3,20	5,17	0,15	31,19
12	54,89	—	3,00	5,79	0,17	33,73

Примечание. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 11, 12 — центр и край зерна соответственно из образцов N 52, 53, 54, 55 ручья Смольного; 7, 8, 9, 10 — центр и край зерна из образцов N 73, 74 ручья Серебряного. Здесь и далее в таблицах окислы даны в мас. %, элементы —

рого распространены позднепротерозойские—раннепалеозойские офиолиты. В юго-западном направлении зона уходит, видимо, на территорию Китая и Монголии.

Выступы гипербазитов, по данным аэромагнитной съемки, являются частями единого массива гипербазитов, который залегает почти горизонтально и ориентирован в субширотном направлении. Длина его более 45 км, ширина 10 км, общая площадь 350 км² (рис. 2). Ряд мелких тел серпентинитов закартированы в бассейне р. Гарь-Вторая.

Таблица 2

Химический состав аксессуарных и рудных хромшпиннелей
Усть-Депской зоны офиолитов

N п/п	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма
1	0,53	5,76	46,50	17,13	23,46	0,94	5,76	100,08
2	0,41	8,68	48,56	13,36	18,38	0,60	9,44	99,43
3	0,41	11,93	46,45	12,16	19,16	0,57	9,45	100,13
4	0,42	10,84	48,50	—	29,95	0,70	8,24	98,65
5	0,46	8,47	43,82	16,57	23,53	1,09	5,80	99,74
6	0,07	15,85	55,65	1,35	12,86	0,24	13,99	100,01
7	0,08	15,02	54,21	1,56	12,62	0,19	15,59	97,27
8	0,04	0,10	0,03	66,28	29,74	0,66	0,04	96,40
9	0,06	23,92	44,66	0,91	16,63	0,32	12,08	98,58

Примечание. 1-5 — аксессуарные, 6-9 — рудные хромшпиннели.

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Сумма	f	Wo
1,05	—	—	0,01	100,03	9,36	—
0,05	—	—	0,09	99,36	9,50	—
0,06	—	—	0,05	99,28	9,24	—
0,01	0,05	—	0,02	100,10	8,84	—
0,07	0,01	—	0,02	99,37	9,21	—
0,04	0,07	—	—	99,76	8,82	—
1,59	—	—	0,85	100,23	8,41	3,01
1,15	—	0,02	0,90	100,31	8,69	2,18
1,38	—	0,01	0,87	98,74	9,18	2,65
2,17	0,14	0,01	0,77	99,52	8,76	4,28
4,33	—	0,01	0,97	99,90	8,75	8,34
1,30	0,03	—	0,85	99,76	9,02	2,46

в г/т, минеральный состав — в об.%; $f = 100 \text{ Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ в мол.%; $Wo = 100 \text{ CaSiO}_3/(\text{MgSiO}_3 + \text{FeSiO}_3 + \text{CaSiO}_3)$ в мол. %; прочерк — содержание ниже чувствительности метода; Н.о. — не определялось.

Усть-Депский массив сложен в основном апогарцбургитовыми серпентинитами, которые прорываются комплексом субширотных параллельных даек мощностью до первых десятков метров. Дайки занимают около 20% площади массива. Галька этих пород была установлена в базальных конгломератах средней юры по ключу Серебряный.

Породы Усть-Депской зоны офиолитов в различной мере подвергались гидротермальной переработке, что привело к появлению многочисленных зон лиственитизации (Усть-Депский массив, бассейн р. Гарь-Вторая) оталькования, хлоритизации, асбестования и родингитизации. О возрасте гипербазитов точных данных не имеется. Известно, что вмещающими породами серпентинитов р. Гарь-Вторая являются метаморфические образования и офиолитовые вулканиты верхнего протерозоя — нижнего кембрия (?), которые наблюдаются в виде ксенолитов в раннепалеозойских гранитах с абсолютным возрастом 422—495 млн лет. Среднепалеозойские и мезозойские отложения в районе являются в основном терригенными, что не свойственно для офиолитов. Все это позволяет относить офиолиты к позднему протерозою — раннему палеозою.

Апогарцбургитовые серпентиниты чаще всего хризотил-лизардитовые, реже лизардитовые и антигоритовые. Они содержат реликты оливина и ромбического пироксена (9—30%), а также хромшпинели. Оливин образует местами фенокристы величиной до 4 мм, которые четко отличаются от зерен основной массы породы. В ряде зерен ортопироксена по их спайности имеются пластинки (до 0,001 мм) диопсида.

Антигоритовые серпентиниты, хлоритовые и тальковые породы

Химический состав ультраосновных и основных пород
Усть-Депской зоны офиолитов

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	38,17	39,54	38,72	39,72
TiO ₂	0,06	0,02	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,96	1,27	1,27	0,93
Fe ₂ O ₃	4,09	4,95	4,17	6,40
FeO	3,34	2,26	1,74	1,47
MnO	0,1	0,08	0,07	0,09
MgO	37,43	38,64	39,54	37,85
CaO	0,51	0,07	0,07	0,28
Na ₂ O	0,07	0,03	0,02	0,04
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,03
P ₂ O ₅	—	0,01	—	0,01
SO ₃	0,15	0,12	0,09	—
CO ₂	4,59	0,11	1,20	0,53
H ₂ O	9,76	11,95	12,14	11,80
Сумма	99,25	99,07	99,06	99,16
100Mg/MgO+Fe	0,84	0,85	0,88	0,84

Примечание. 1—5 — апогарцбургитовые серпентиниты; 6—9 — диабазы.

характерны для зон дробления, рассланцевания и метаморфизма мелких тел Гарьской группы.

Хромиты в отвалах дражных отработок по р. Гарь-Вторая представлены обломками (до 14 см) черного цвета массивной текстуры. В их составе наблюдается примесь (до 10%) серпентина, талька, хлорита.

Диабазы образуют комплекс параллельных даек, пересекающих массив в субширотном направлении и свидетельствующих о рифтогенной природе офиолитов. Это плотные мелкозернистые породы зеленовато-серого цвета, офитовой структуры. Первичные минералы их встречаются весьма редко и представлены плагиоклазом, клинопироксеном и титаномagnetитом. Продуктами изменения их являются хлорит, актинолит, альбит, карбонат, лейкоксен.

Химический состав минералов из гарцбургитов Усть-Депского массива гипербазитов был определен на микрозонде JXA-5A в Дальневосточном геологическом институте (хромшпинели) и на микрозонде Camebax в г. Петропавловск-Камчатский. Результаты этого приведены в табл. 1.

Оливины и энстатиты характеризуются весьма низкой (8,41—9,50%) железистостью и почти лишены титана. В составе оливина отмечается наличие трехоксида хрома. В энстатите содержание этого компонента достигает почти целого процента, а волластонитового (CaSiO₃) — в пределах 2,18—8,34%. Наибольшее количество последнего компонента зафиксировано микрозондом в анализе N 11, сделанном из централь-

5	6	7	8	9
40,04	47,76	46,7	49,30	47,70
0,01	1,10	1,65	1,59	1,11
1,35	15,35	13,25	14,29	13,38
3,93	0,76	2,27	1,83	1,87
3,50	9,75	9,97	9,71	7,85
0,12	0,20	0,20	0,20	0,20
39,07	7,56	6,93	6,26	7,91
1,00	10,58	0,93	9,35	14,65
0,03	2,84	4,44	3,56	1,56
0,02	0,37	0,22	0,32	0,13
0,01	0,08	0,13	0,10	0,18
—	—	—	0,16	—
0,59	—	0,11	—	0,13
8,95	2,80	3,40	2,60	2,84
98,62	99,15	99,20	99,27	99,51
0,85	0,42	0,37	0,36	0,45

ной части зерна. В энстатитах он образует востки диопсида, располагающиеся в виде тончайших пластинок вдоль спайности минерала-хозяина.

В табл. 2 приведены составы хромшпинелидов из серпентинизированных гарцбургитов Усть-Депского массива. Аксессуарные хромшпинели их характеризуются в общем невысокой (40—60%) железистостью и высокой (57—65%) хромистостью.

Рудные хромиты отличаются от аксессуарных в общем более высокой хромистостью (55—69%) и более низкой (33—34%) железистостью. Всем хромшпинелям свойственно весьма низкое содержание титана.

Ультраосновные породы Усть-Депского массива (табл. 3) отличаются весьма низкими содержаниями окислов титана, кальция, натрия и калия. В то же время они характеризуются высокими (42—46%) содержаниями окиси магния.

Содержание хрома в ультраосновных породах находится в пределах 0,18—0,52%, а количество циркония, кобальта, меди, никеля, ванадия составляет соответственно 3,8; 3,14; 14,9; 6990 и 61 г/т. В диабазах содержание этих элементов составляет соответственно 36; 120; 63,8; 628 и 514 г/т.

Материалы, приведенные выше, показывают, что Усть-Депская зона офиолитов сформировалась в конце протерозоя — начале палеозоя на маломощной коре континентального типа, о чем свидетельствует формирование в зоне массивов гранитоидов раннего палеозоя и мезо-

зоя. Массив залегал горизонтально среди офиолитовых вулканитов и кремнистых сланцев и в фанерозое подвергался длительной и глубокой эрозии. Крупные размеры его при наличии хромитов высокого качества позволяют оценивать положительно перспективы этого массива на различные виды полезных ископаемых, в том числе и хромиты.

Офиолиты Куюльской зоны

Куюльская зона характеризуется наличием разновозрастных офиолитов, среди которых раннепалеозойские [Александров, 1978; Зимин и др., 1986] и позднемезозойские [Марков и др., 1982; Зимин и др., 1986] образования.

Раннепалеозойские офиолиты представлены крупным, длиною до 120 км, Куюльским массивом гипербазитов и небольшими останцами афировых диабазов и коматиитов с шаровой отдельностью. Этот массив и породы, слагающие его, имеют признаки магматической природы. К ним относятся расслоенность массива на лерцолиты, слагающие верхние горизонты, и гарцбургиты, залегающие ниже в разрезе интрузива, а также порфиоровые и порфировидные структуры пород. В слабо серпентинизированных разностях лерцолитов имеются фенокристы оливина величиной 4—5,5 мм и основная масса зерен породы, средняя величина которых с глубиной в массиве увеличивается от 1,1 до 1,4 мм. Фенокристы оливина по составу зональны. Внутренние части их более магнезиальны ($f = 4\%$) по сравнению с краевыми зонами ($f = 7-9\%$), железистость которых идентична железистости оливина основной массы ($f = 7-9\%$) лерцолитов и гарцбургитов.

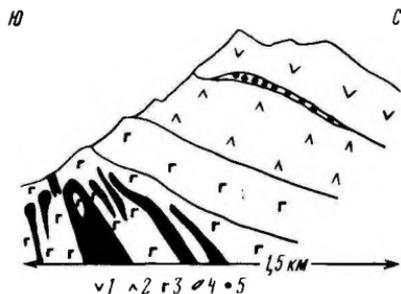
Наряду с лерцолитами и гарцбургитами в массиве, особенно в его юго-восточной более эродированной части, широко представлены дуниты, вскрывающиеся чаще всего в долинах ручьев. Дуниты — неправильные тела, секущие во всех направлениях гарцбургиты и реже лерцолиты. В эндоконтактной части дунитов наблюдаются многочисленные линзы — реликты гарцбургитов и лерцолитов (рис. 3). Создается впечатление, что полосчатый комплекс, наблюдавшийся в экзоконтактной части дунитов, образуется при магматическом замещении гарцбургитов. С апикальными частями мелких и крупных тел дунитов пространственно тесно связаны небольшие по размерам линзовидные тела сплошных, редко прожилкового типа хромитов высокого качества (табл. 4). Длина их тел 2—3 м, мощность до 40 см. Изредка встречаются тела длиной до 20 м, мощностью 4—5 м. Подобные в основном мелкие тела хромитов в Куюльском массиве широко распространены в его юго-западной половине.

Химический состав пород Куюльского массива неоднократно был описан ранее [Пинус и др., 1973; Велинский, 1979]. Содержание CuO , ZnO , CoO , Cr_2O_3 в дунитах, по данным 15 проб атомно-абсорбционного анализа, составляет соответственно 14, 40, 3203, 156, 2700 г/т, а в гарцбургитах и лерцолитах по такому же числу проб составляет соответственно 22, 47, 3147, 136, 3000 г/т. Из этого видно, что дуниты богаче никелем и кобальтом и беднее хромом, цинком и медью.

Офиолитовые вулканиты раннего палеозоя на площади Куюльского

Рис. 3. Расслоенность Куюльского массива гипербазитов (разреза по правому борту р. Веселая)

1 — вулканиды кингвеевской свиты (J₃—K₁); 2 — лерцолиты; 3 — гарцбургиты; 4 — более поздние тела дунитов с реликтами гарцбургитов (полосчатый комплекс); 5 — базальные осадочные брекчии



массива почти полностью эродированы. Они обнаружены на северной окраине массива гипербазитов в долине речки Веселая, где представлены зеленокаменными, плотными или миндалекаменными шаровыми лавами афировых диабазов и плагиоклаз-пироксеновых коматиитов.

Коматииты состоят из основной массы и фенокристов. Основная масса их сложена агрегатом хлорита и тремолита, образующих псевдоморфозы по микролитам моноклинного пироксена. На фоне основной массы видны игольчатые лейсты сильно альбитизированного плагиоклаза и его фенокристы, а также моноклинного пироксена и редко серпентинизированного оливина.

Позднемезозойские (J₃—K₁) офиолиты в Куюльской, как и в Тайгоносской [Белый, Акинин, 1985] зоне, представлены небольшими (длина до 6 км; мощность до 2 км) интрузиями, дайками и вулканистами. Они сформированы на размытой базит-ультрабазитовой коре континентального типа.

Интрузивные тела имеют сложный состав. В них различаются габбро, габбро-нориты, троктолиты лейкократового и меланократового состава, а также дуниты, лерцолиты, верлиты и клинопироксениты.

Таблица 4

Химический состав хромшпинелей из цемента осадочных брекчии

N п/п	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма
1	0,12	9,94	56,86	4,33	19,73	0,43	8,91	100,32
2	0,07	29,82	40,26	0,83	14,30	0,31	14,54	100,12
3	0,09	11,10	56,22	3,56	19,93	0,44	8,85	100,19
4	0,17	9,79	54,07	6,52	21,07	0,48	7,93	100,03
5	0,06	15,73	55,04	1,44	12,86	0,29	13,85	99,27

Кристаллохимические формулы хромшпинелей

- 1 — Mg_{0,442}Mn_{0,012}Fe_{0,546}(Al_{0,390}Cr_{1,496}Ti_{0,006}Fe_{0,108})₂O₄;
- 2 — Mg_{0,640}Mn_{0,008}Fe_{0,352}(Al_{1,040}Cr_{0,939}Ti_{0,003}Fe_{0,018})₂O₄;
- 3 — Mg_{0,437}Mn_{0,013}Fe_{0,550}(Al_{0,434}Cr_{1,437}Ti_{0,004}Fe_{0,089})₂O₄;
- 4 — Mg_{0,397}Mn_{0,014}Fe_{0,589}(Al_{0,388}Cr_{1,439}Ti_{0,008}Fe_{0,165})₂O₄;
- 5 — Mg_{0,653}Mn_{0,009}Fe_{0,338}(Al_{0,587}Cr_{1,376}Ti_{0,003}Fe_{0,034})₂O₄.

Состав позднемезозойских (J₃—K₁) интрузивных офиолитов
Куюльской зоны

Компонент	1(2)*	2(2)*	3*	4(3)	5	6(3)	7	8
SiO ₂	43,83	44,25	43,47	46,74	42,11	44,37	47,36	45,45
TiO ₂	0,10	0,14	0,10	0,24	0,03	0,19	0,41	0,16
Al ₂ O ₃	2,36	3,04	5,58	1,94	28,84	21,48	16,54	31,30
Fe ₂ O ₃	7,19	5,70	7,00	2,50	0,88	1,09	1,66	0,55
FeO	1,57	3,94	2,82	2,70	1,52	2,78	3,29	0,61
MnO	0,34	0,32	0,28	0,20	0,06	0,13	0,19	0,05
MgO	43,95	35,71	34,54	25,43	7,50	9,96	10,59	1,20
CaO	0,51	6,30	5,65	15,05	16,32	16,28	16,48	18,00
Na ₂ O	0,06	0,09	0,19	0,16	0,88	0,75	1,04	1,12
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,30	0,35	0,18	0,19
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,05	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,25	0,17	0,38	0,17	—
Cr ₂ O ₃	0,33	0,29	0,16	0,27	0,03	0,08	0,03	—
NiO	0,20	0,15	0,14	0,07	0,03	0,02	0,01	0,01
П.п.п.	—	—	—	4,03	1,99	1,74	1,74	0,95
Сумма	100,50	100,00	100,00	99,63	99,68	99,62	99,72	99,61
f _{общ}	9,3	12,5	12,9	9,8	14,7	17,5	20,2	34,1

*Состав пересчитан на безводный остаток.

Примечание. 1 — серпентиниты (2); 2 — верлиты (2); 3 — плагиоклазовый верлит; 4 — оливиновые клинопироксениты (3); 5 — троктолит; 6 — оливиновые габбро и оливиновые габбро-нориты (3); 7 — габбро-норит; 8 — габбро-нортозит. Здесь и далее в таблицах в скобках — количество анализов; $f_{\text{общ}} = 100(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$, мол. %.

Они прорывают Куюльский массив (реки Веселая, Ганкуваям) и содержат ксенолиты раннепалеозойских гипербазитов. Химический состав их приведен в табл. 5. Ультраосновные разновидности позднемезозойских офиолитов отличаются повышенными значениями окислов железа, титана и щелочей по сравнению с раннепалеозойскими, а основным породам свойствен плагиоклаз сильноосновного состава вплоть до битовнита.

Дайки позднемезозойских офиолитов широко распространены. Встречаются нередко тела трубообразной формы. Как и интрузивы, они обнаруживают тесное сонахождение с вулканитами, выполняя подводящие для последних каналы. Дайки представлены диабазами, конгадибазами, реже коматинитами.

Эффузивные офиолиты позднего мезозоя приурочены к кингивеевской свите (J₃—K₁). Эта свита (мощность 750 км) состоит из переслаивания серых и сургучно-красных кремнистых пород с лавами различных вулканитов. Редко, в основном в низах свиты, встречаются карбонатно-кремнистые алевролиты и песчаники. С кремнистыми породами типа сланцев переслаиваются горизонты пелитоморфных известняков (мощность 20—30 м), которые содержат прослои кремней, что свидетельствует о их генетической общности и закономерности сонахождения в разрезах вопреки утверждениям о сочетании этих пород, возникших при меланжировании [Чехов, 1982]. В кремнистых сланцах

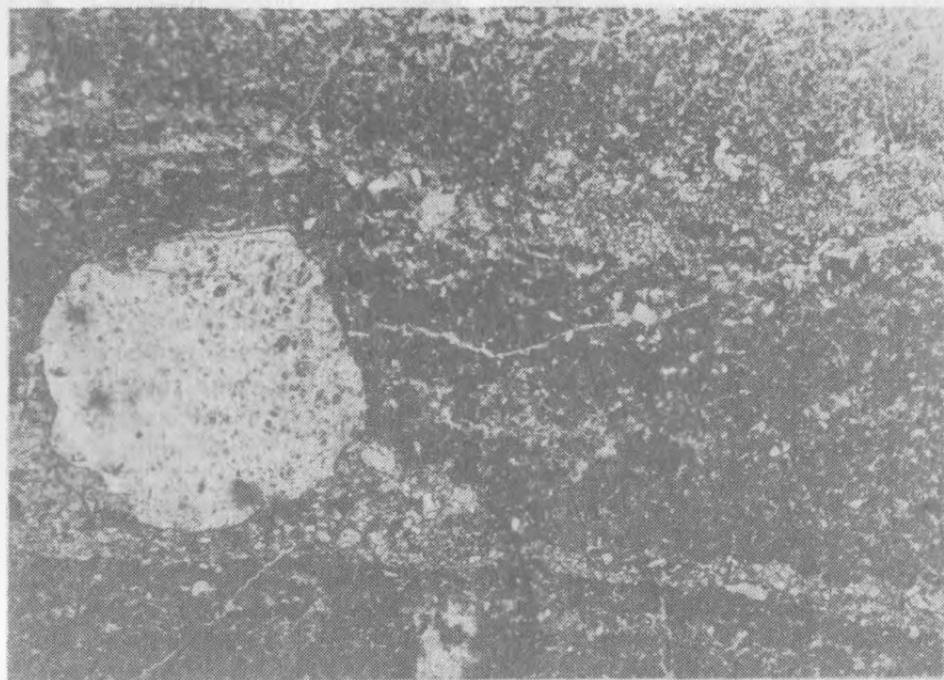


Рис. 4. Осадочная брекчия с обломками серпентинита до 5 мм (светлое), алевро-псаммитовыми прослоями, содержащими обломки серпентинитов (светлое) и хромитов (черное), и пелитоморфным карбонатным цементом (серое). Шлиф СК—80/1, ув. 10

и алевролитах, залегающих нередко на гарцбургитах, встречаются раковинки радиолярий хорошей сохранности, что противоречит представлениям об аллохтонном залегании позднемезозойских офиолитов [Чехов, 1982].

Исследованиями (1985 г.) установлено, что и кингивеемская свита залегает на гипербазитах Куюльского массива несогласно, имея в основании базальные горизонты, сложенные осадочными брекчиями, конгломератобрекчиями, реже известково-кремнистыми алевролитами и песчаниками. Осадочные брекчии и конгломератобрекчии мощностью до 4 м содержат остроугольные, частично или хорошо окатанные обломки (1—200 см), представленные лерцолитами, дунитами, гарцбургитами, яшмами, серпентинитами, хромитами и кремнями. Цемент их кремнисто-известковый или известковый. Там, где известкового цемента много, в нем наблюдаются мелкие линзовидные прослои сортированных зерен песчаной и алевролитовой размерности (рис. 4). В песчаных, а также в известково-кремнистых прослоях, залегающих местами непосредственно на гипербазитах, имеются обломки оливина, серпентина, хромита, яшм и остатки раковин радиолярий хорошей сохранности (см. табл. 4). Несогласное залегание пород кингивеемской свиты очевидно и из фактов залегания их на разных горизонтах Куюльского массива (рис. 5).

Приведенные выше данные свидетельствуют, что офиолиты раннего палеозоя до отложения пород кингивеемской свиты (J_3 — K_1) длитель-

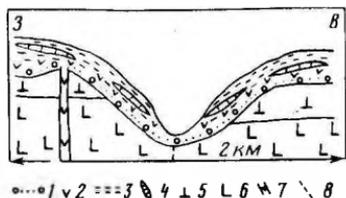


Рис. 5. Залегание кингивеевской свиты на разных горизонтах расслоенного Куьюльского массива гипербазитов

1 — осадочные брекчии с обломками оливина, хромшпинели и алевролиты с обломками гипербазитов; 2 — офиолитовые вулканиты; 3 — кремнистые сланцы; 4 — известняки; 5 — лерцолиты; 6 — гарцбургиты; 7 — дайки диабазов и коматиитов; 8 — разломы

ное время подвергались размыву. В результате были почти нацело эродированы офиолитовые вулканиты, кремни и яшмы раннего палеозоя. Сильно и неравномерно размыт также сам массив гипербазитов.

Породы кингивеевской свиты на большей части Куьюльского массива гипербазитов также сильно эродированы и сохранились в виде отдельных останцов.

Офиолитовые вулканиты представлены чаще всего диабазами обломочно-глыбовой, иногда шаровой текстуры, реже спилитами, коматиитами, их лавобрекчиями и конга-диабазами.

Диабазы характеризуются интерсертальной, микродолеритовой, реже пилотакситовой микроструктурами. В более мощных потоках структура их приближается к микроофитовой и офитовой, характерных для многочисленных даек, являющихся подводными корнями для излияний вулканитов кингивеевской свиты. Диабазы содержат фенокристы авгита и плагиоклаза.

Конга-диабазы широко встречаются в бассейне р. Ганкуаям. Они отличаются наличием неправильных зерен альбита, олигоклаза и кварца в промежутках между разноориентированными идиоморфными лейстами основного плагиоклаза, преобладающего в основной массе породы.

Коматииты встречаются реже, чем диабазы. Эти породы образуют пласты мощностью до 10 м, дайки имеют зеленокаменный облик. Текстура их плотная или миндалекаменная. Структура порфировая с основной массой. Фенокристы — мелкие идиоморфные зерна раннего авгита, который местами нацело замещен ксонотлитом. Основная масса из мелких игловидных зерен буроватого авгита (до 1 мм), образующих сноповидные сростки или сферолиты. Коматииты образуют и редкие дайки среди серпентинитов Куьюльского массива и разделяются на плагиоклаз-пироксеновые стекловатые и пироксеновые. Они содержат обломки гипербазитов.

По химическому составу позднемезозойские офиолиты (табл. 6) представляют толеиты и кварцевые толеиты, реже коматииты.

Материалы, приведенные выше, показывают, что мезозойские офиолиты в Куьюльской зоне находятся на месте своего образования, а не шарьированы, о чем свидетельствует сосуществование на площади Куьюльского массива их дайковых и покровных образований.

Исключительно массивный, а не прожилково-вкрапленный тип хромитовых руд Куьюльского массива свидетельствует в пользу ликвиационного, но не метаморфогенного их генезиса. В связи с этим глу-

Средние составы позднемезозойских офиолитовых вулканитов
(кингивеевская свита, J₃—K₁)

Компонент	1(3)	2(2)	3(3)	4(3)
SiO ₂	46,84	48,74	50,57	46,16
TiO ₂	1,0	0,86	1,34	1,38
Al ₂ O ₃	12,88	13,43	13,77	12,72
Fe ₂ O ₃	6,52	8,90	8,87	5,36
FeO	5,77	3,20	5,25	7,35
MnO	0,17	0,19	0,11	0,16
MgO	8,76	6,31	5,82	7,23
CaO	10,80	7,79	3,41	11,28
Na ₂ O	2,88	5,27	5,88	3,99
K ₂ O	0,51	0,68	0,31	0,73
P ₂ O ₅	0,08	0,12	0,16	0,12
H ₂ O ⁻	0,57	0,32	0,50	0,14
П. п. п.	2,89	4,08	3,60	3,21
Сумма	99,67	99,60	99,59	99,83
f _{обш}	42,7	49,9	56,0	48,6

Примечание. 1 — диабазы (3); 2 — диабазы (2); 3 — конга-диабазы (3); 4 — дайки диабазов в гипербазитах (3).

бокие горизонты дунитов в Куюльском массиве нужно рассматривать перспективными на промышленные хромиты. Наиболее интересны для бурения в дунитах зоны с "висячим" прожилковым, прожилково-вкрапленным до сплошного типа хромитовым оруденением.

Офиолиты Алучинской зоны

Алучинская зона офиолитов находится в среднем течении р. Большой Анюй (правый приток Колымы) и выделяется в виде полосы субмеридионального направления, длиной более 100 км, в осевой части Алучинского горстантиклинория, который приурочен к северо-восточной окраине Олойской складчатой системы мезозойского возраста. Породы этой зоны описывались в ряде работ [Пинус и др., 1973; Довгаль, 1964] как позднемеловые или позднепалеозойские образования. Новые данные [Гулевич, 1987] показывают, что офиолиты Алучинской зоны относятся к более древним образованиям и скорее всего к раннему палеозою. Дело в том, что типичных разрезов офиолитовых образований фанерозоя, мощностью 12 км, в Алучинском районе не имеется. В разрезах девона и позднего палеозоя распространены базальт-андезит-риолитовые комплексы пород и терригенные отложения. Породы карбона известковые. Отложения мезозоя в основном терригенные. В разрезах их если и имеются вулканиты, то в основном базальт-андезитового состава. Обломки гипербазитов установлены в среднеюрских, а хромшпинелиды — в верхнетриасовых

Показатели преломления и железистость вкрапленников оливинов и мелких зерен основной массы пород Алучинского массива

№ п/п	№ обр.	Порода	Размер вкрапленников, мм	Вкрапленники		
				Центр		
				n_g	n_p	f
1	СГ—598/1	Гарцбургит	4,5	1,677	1,644	3
2	СГ—535/1	То же	4,5	1,681	1,649	5
3	СГ—636/1	"	3	1,678	1,645	4
4	СГ—597/11	Дунит	5	1,679	1,646	4
5	СГ—601/1	То же	20	1,700	1,669	14

Примечание. Δf — разница в железистости край—центр зерна минерала.

конгломератах [Гулевич, 1987]. Из этого видно, что офиолиты Алучинской зоны древнее девона и относятся, видимо, к раннему палеозою. В раннем палеозое Алучинская зона офиолитов протяженностью 300—350 км под острым углом приключалась к главному Монголо-Охотско-Чукотскому поясу офиолитов. В настоящее время в этой зоне гипербазиты и габброиды выступают в виде горста, обрамленного разломами, среди терригенных и вулканогенных пород позднего палеозоя и мезозоя.

Ультраосновные и основные породы в пределах горста образуют три тесно связанных во времени и пространстве комплекса: дунит-гарцбургитовый, габбро-перидотитовый и габбро-диабазовый. Первый из них слагает наиболее крупные тела в зоне, второй — более мелкие расслоенные тела, следующие по западной окраине фрагментов гипербазитового массива, третий — образует серию параллельных даек в северо-западной части горста.

Дунит-гарцбургитовый комплекс наиболее ранний. С ним связаны проявления хромитовых руд [Гулевич, 1987] и медно-никелевая минерализация. Комплекс сложен в основном гарцбургитами и дунитами, которые содержат зоны мощностью до 20 м, сложенные более поздними (после хромитов) метасоматическими клинопироксенитами.

Габбро-перидотитовый комплекс четко стратифицирован и состоит из переслаивания дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габброидов. В нижней части его больше меланократовых пород, а в верхней — габброидных [Лычагин, 1985]. Мощность прослоев меланократовых пород колеблется от сантиметров до 10—15 м. При этом дуниты постепенно переходят в верлиты, а последние — в габбро, образуя ритмы. Создается впечатление, что все эти породы формировались, видимо, за счет дифференциации потоков коматитов. На это указывает их сильная мелкозернистость. Габбро-диабазовый комплекс образует, по данным П.П. Лычагина [1985], серию параллельных даек, секущих гипербазиты.

Петрография, химический состав пород и минералов названных выше

Вкрапленники				Основная масса		
Край			Δf	Ng	Np	f
Ng	Np	f				
1,684	1,652	7	4	1,685	1,651	8
1,686	1,653	8	3	1,686	1,652	8
1,683	1,651	7	3	1,684	1,651	7
1,685	1,652	8	4	1,687	1,653	9
1,714	1,683	21	7	1,715	1,685	22

офиолитовых комплексов были описаны в ряде работ [Довгаль, 1964; Лычагин, 1985] и здесь не приводятся.

В связи с тем, что первичная природа дунит-гарцбургитового комплекса, слагающего фрагменты массива гипербазитов в Алучинской зоне, оставалась неясной, нами было предпринято детальное изучение структуры пород и состава оливинов в гипербазитах. Исследование показало, что дунитам и гарцбургитам, как и породам других формаций гипербазитов, свойственны порфирировидные структуры. В них четко различаются (в хорошо сохранившихся разностях пород) фенокристы оливина, величиной до 5 мм, и главная масса породы, состоящая из более мелких зерен (0,5—1 мм). При этом фенокристы оливина имеют регрессивную зональность состава, при которой они более магнезиальны внутри и более железисты по краям зерен (табл. 7). Железистость их краевых зон соответствует железистости зерен оливина в основной массе породы. Разница в составе внутренних и краевых зон фенокристов составляет 3—4%, а в дунитах габбро-перидотитового комплекса — 7%.

Итак, закономерности изменения состава фенокристов оливина в породах дунит-гарцбургитовой формации такие же, как в породах габбро-перидотитового магматического комплекса Алучинской зоны офиолитов. Первичная магматическая природа их несомненна. Вместе с породами габбро-перидотитового комплекса они представляют выступ не перидотитового субстрата земной коры, а офиолитового магматического комплекса раннего палеозоя, залегающего в фундаменте отложений средневерхнего палеозоя—мезозоя Олойской складчатой системы.

Офиолиты Пекульнейской зоны

Пекульнейская зона, протяженностью более 150 км, представляет северо-восточное окончание Монголо-Охотско-Чукотского полихронного пояса офиолитов. Здесь выделяются более древние (PR₃—PZ₁) протерозойско-раннепалеозойские и позднемезозойские (J₃—K₁) офио-

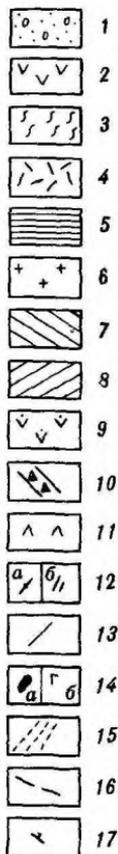
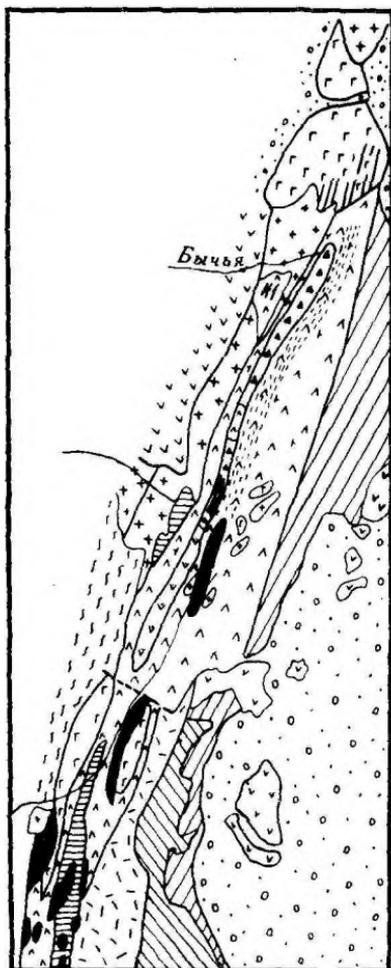


Рис. 6. Схема геологического строения хребта Пекульней

1 — четвертичные отложения; 2 — базальты и их туфы (P_{1-2}); 3 — пески, песчаники, суглинки (миоцен); 4 — туфы кислых эффузивов (K_2); 5 — конгломераты, песчаники, угли (попереченская свита); 6 — гранит-порфиры, плагнограниты, диориты (K_2); 7 — конгломераты, гравелиты, алевриты (K_2 —сеноман—турон); 8 — песчаники, алевриты, конгломераты; 9 — базальты и их туфы (готерив); 10 — интрузивные коматиты; 11 — коматитовые лавы, кластолавы и туфы (J_3 — K_1); 12 — дайки коматитов (а) и диабазов (б); 13 — расслоенная часть силла перидотитовых коматитов на дуниты и пироксениты; 14 — гипербазиты (а) и габброиды (б) позднего протерозоя — нижнего палеозоя; 15 — голубые хлорит-актинолитовые и глаукофановые сланцы по коматитовым вулканитам; 16 — дизъюнктивные нарушения; 17 — элементы залегания пород

литы. Ранее Г.Е. Некрасов [1976] в северной части хребта Пекульней, в основании позднемезозойских офиолитов, выделял фундамент, абсолютный возраст которого по роговой обманке, гиперстену и плагноклазу составляет соответственно 1,3 млрд, 800 и 600 млн лет. Л.И. Жуланова [1986] определила, что этот фундамент сложен не метаморфидами, а габбро-норитами и габбро. В габброидах отмечена расслоенность на меланократовые и лейкократовые разности габбро.

А.Н. Перцев [1982] в северной части хребта Пекульней помимо габброидов выявил фрагменты более древних метаморфических пород типа графитовых микросланцев, амфиболитов, а В.И. Шульдинер [1982] — амфибол-гранатовые и графитовые сланцы в гальке конгломератов пекульнейской свиты.

Габброиды, а не метаморфиды, как выяснила Л.И. Жуланова, пересекаются серией параллельных даек, которые выполняют подводящие каналы для лав, давших позднемезозойские офиолитовые вулканиты (рис. 6).

Список химических анализов основных пород северной части хребта Пекульней

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44,45	46,55	46,70	48,40	42,30	45,80	45,30	40,60	41,10
Fe ₂ O ₃	1,70	4,54	2,75	4,24	2,97	7,53	6,74	9,24	5,68
FeO	1,92	6,89	4,12	5,82	3,48	4,57	1,74	8,20	4,20
Al ₂ O ₃	24,30	17,95	18,03	16,64	24,53	17,94	17,79	18,70	12,40
CaO	16,03	11,30	14,95	8,42	12,52	12,83	13,60	11,94	8,19
MgO	10,09	9,22	11,19	9,74	9,56	7,18	12,51	6,86	21,55
MnO	0,060	0,177	0,106	0,156	0,089	0,20	0,16	0,21	0,24
TiO ₂	0,082	0,70	0,233	0,935	0,074	0,71	0,24	1,06	0,11
K ₂ O	0,048	0,096	0,048	0,260	0,278	0,11	0,04	0,17	0,02
Na ₂ O	0,38	1,23	0,58	2,74	0,62	1,18	0,49	0,97	0,25
P ₂ O ₅	0,10	0,20	0,10	0,30	0,10	0,11	0,04	0,08	0,04
П.п.п.	1,37	1,13	1,08	2,30	3,55	1,48	0,86	1,45	5,76
Сумма	100,18	99,92	99,80	99,89	99,91	99,64	99,50	99,48	99,54

Примечание. 1 — оливиновый габбро-анортозит; 2, 4, 6, 8 — роговообманковые габбро; 3, 7 — пироксен-роговообманковые габбро; 9 — троктолит; 5 — габбро-анортозит.

Позднепротерозойско-раннепалеозойские офиолиты в хребте Пекульней были заложены на древнем маломощном кристаллическом фундаменте. К ним относятся гипербазиты и габброиды южной части хребта и габброиды северной его части, выделенные Л.И. Жулановой. Гипербазиты образуют небольшие, длиной до 8 км, массивы, имеющие характер тектонических выступов среди позднемеловых терригенных пород. Ультраосновные породы их представлены лерцолитами, верлитами и клинопироксенитами. Характерная их черта — присутствие не хромита, а зеленой магнезиальной шпинели, располагающейся по границам зерен оливина и пироксенов, иногда вместе с магнетитом. Все эти породы в зонах метасоматоза сильно изменены с образованием жил крупнозернистого моноклинного пироксена и граната в ассоциации с клиноцоизитом. На контактах с ними встречаются блоки метаморфических сланцев, иногда с силлиманитом и гранатом.

Основные породы образуют массивы, по размерам соизмеримые с гипербазитовыми, и часто находятся с ними рядом. На севере хребта Пекульней массивы их пересекаются системой параллельных даек диабазов, являющихся корнями мезозойских офиолитовых лав.

Офиолитовые габброиды местами расслоены и по составу варьируют от троктолитов и оливиновых габбро-норитов до норитов и габбро меланократовых и лейкократовых. Химический состав их приведен в табл. 8.

На диаграмме (рис. 7) показаны особенности состава габброидов различных этапов магматизма. Большая часть точек состава габброидов северной части хребта Пекульней по сумме окислов железа и содержанию двуокиси титана попадает в поле офиолитовых габброидов. Остальные хотя и имеют более высокое содержание железа, но не находятся в поле апатитоносных и титаноносных габброидов, а также в поле пород Скаергаардского массива, характерного для платфор-

$FeO + Fe_2O_3$, масс. %

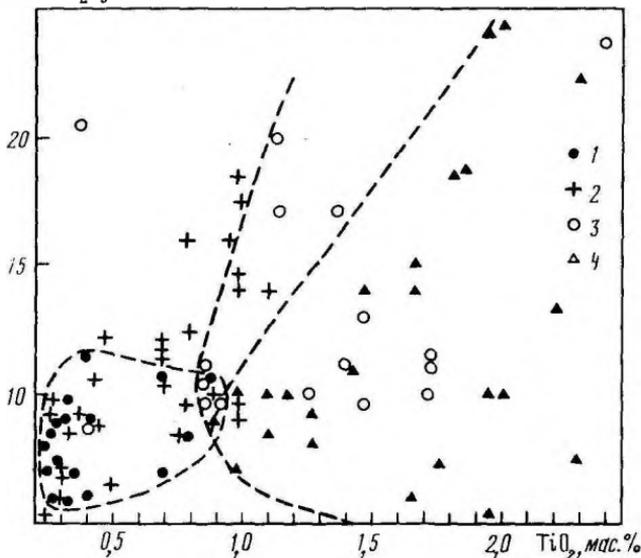


Рис. 7. Диаграмма состава габброидов

1 — офиолитовые габбро Северо-Востока СССР; 2 — габбро (древние) северной части хребта Пекульней; 3 — габброиды апатитоносных массивов Становика—Джугджура; 4 — габброиды Скаергаардского массива

менных регионов. Во всяком случае, составы их по титану не отделяются от поля офиолитовых вулканитов. Они отклоняются по железу в связи с накоплением его в отдельных горизонтах при дифференциации магмы в камере интрузии. На принадлежность к офиолитам указывает и низкое содержание в габброидах пятиокси фосфора.

Позднемезозойские (J₃—K₁) офиолитовые вулканиты залегают несогласно на размытой поверхности позднепротерозойско-раннепалеозойских лерцолитов и пироксенитов, а также габброидов, охарактеризованных выше. Ранее считалось, что офиолиты позднего мезозоя хребта Пекульней представляют серию чешуй, надвинутых одна на другую с юго-востока по пологим разрывам типа шарьяжей [Некрасов, 1978].

Офиолитовые вулканиты представлены базальтовыми и ультраосновными (коматитовыми) лавами. Коматиты были описаны ранее [Зимин и др., 1983], поэтому здесь будут охарактеризованы только диабазы, не получившие должного освещения в литературе.

Диабазы в хребте Пекульней образуют не только "пласты", переслаивающиеся с коматитами, но и комплекс параллельных даек в габброидном фундаменте позднемезозойских офиолитов в северной части хребта, где они выполняют подводящие каналы магмы, давшей толщу коматитов и базальтовых лав. По составу фенокритов они разделяются на пироксеновые, пироксен-плаггиоклазовые и плаггиоклазовые. Первые два типа диабазов лучше раскристаллизованы и, как и в Куюльской зоне, отличаются наличием зональных фенокрит-

тов авгита сложной конфигурации благодаря включениям с краев их резко идиоморфных зерен плагиоклаза из основной массы породы. По составу такие диабазы разделяются на обычные и кварцевые разности (конга-диабазы).

Плагиоклазовые разности диабазов широко представлены в виде пластовых тел в толще позднемезозойских офиолитов и отличаются большой тонкозернистостью основной массы, сложенной тончайшими иголочками плагиоклаза и изометричными зернами авгита, погруженными в темную массу вторичных минералов, развившихся по мезостазису. На фоне этой массы видны фенокристы зонального плагиоклаза разных размеров и конфигурации, а также прожилки плагиоклаза и пустоты, заполненные по краям зернами этого минерала.

В пластах офиолитовых вулканитов встречаются также роговообманковые диабазы, подобные позднемезозойским вулканитам Куюльской зоны. Они сложены идиоморфными зернами плагиоклаза и буровато-зеленой роговой обманки. Комплекс параллельных даек оказывается представленным в основном плагиоклазовыми диабазами, а также роговообманковыми их разностями, описанными выше. В некоторых дайках плагиоклазовых диабазов встречаются ксенолиты зерен кварца и плагиоклаза. Все эти дайки выполняют каналы для лав, давших позднемезозойские офиолиты хребта Пекульней, что свидетельствует о залегании последних на месте своего образования без признаков шарьирования.

По составу и структуре пород между диабазами и коматиитами имеются все переходные разности. С эффузивными коматиитами тесно связаны субвулканические коматииты в виде гигантского силла мощностью до 2 км, породы которого были описаны ранее [Зимин и др., 1983].

ОФИОЛИТЫ ЯПОНО-КОРЯКСКОГО ПОЛИХРОННОГО ПОЯСА

Японо-Корякский пояс офиолитов также является полихронным. В пределах его пространственно совмещены позднепалеозойские (С—Р₁) и мезозойские (J₃—К₁) офиолиты.

Позднепалеозойские офиолиты формировались восточнее Монголо-Охотско-Чукотского пояса раннего палеозоя в обширной области растяжения краевой части Азиатского континента протяженностью более 3000 км. Ширина этой области, а точнее, пояса растяжения земной коры в корякской части составляла 200—250 км, а на широте Сихотэ-Алиня — более 400 км, как свидетельствуют ареалы распространения позднепалеозойских офиолитовых вулканитов к востоку от Буреинского массива, на Сахалине и на о-ве Хонсю в Японии. Производные этого мощного пояса растяжения в виде офиолитов позднего палеозоя залегают большей частью в фундаменте мезозоид Корякской зоны, Сихотэ-Алиня, Сахалина, о-ва Хонсю и выступают среди них в антиклинориях, тектонических блоках в виде зон протяженностью до 700 км. В средней части пояса они скрыты в акватории Охотского моря и в фундаменте Западной Камчатки.

Вполне понятно, что при огромных масштабах позднепалеозойского пояса растяжения и формирования офиолитов отдельные зоны его оказались наложенными на океаническую (Майницкая зона) кору,

а большей частью — на континентальную кору малой (Себучарская, Сосунайская зоны, зона Сангун на о-ве Хонсю), умеренной (Эконайская, зона Самбагава на о-ве Хонсю) и большой (Центрально-Сихотэ-Алинская и Наданьхада-Бикинская зоны) мощности.

В конце юры — начале раннего мела позднепалеозойский пояс офиолитов, а также Охотско-Чукотская часть раннепалеозойского оказались в области более крупного пояса растяжения земной коры, ширина которого на севере и юге составляла более 400 км. В результате этого на огромных пространствах на частично эродированных структурах и офиолитах раннего и позднего палеозоя сформировались более молодые — юрско-раннемеловые офиолиты Чукотки, Корякского нагорья, Сахалина, Сихотэ-Алиня и Хоккайдо. В пределах Корякского нагорья и Чукотки они залегают несогласно [Зимин и др., 1986; Тильман и др., 1982]. В Сихотэ-Алине и на Сахалине они, вероятно, продолжали в какой-то мере процесс формирования офиолитов, начавшийся в позднем палеозое. Эти позднеюрско-раннемеловые офиолиты в основном формировались на континентальной коре мощности (Майницкая, Куюльская, Пекульнейская зона, Хоккайдо, Сахалин), реже на умеренной (Эконайская подзона) и большой (Наданьхада-Бикинская, Восточно-Сихотэ-Алинская зоны).

Ниже будут кратко охарактеризованы главные аспекты геологии и магматизма конкретных офиолитовых зон.

Офиолиты Корякской области

Корякская область офиолитов с юго-востока примыкает к Чукотской ветви Монголо-Охотско-Чукотского пояса офиолитов раннего палеозоя. Она производит несколько странное впечатление значительной своей шириной (200 км) при относительно небольшой (350 км) ее протяженности. Такие особенности в Корякской области офиолитов исследователи связывают с шарьированием океанической коры с двух направлений: северного в Майницкой (северной) зоне и юго-восточного в Эконайской (южной) зоне [Казимиров, 1985].

Действительная картина событий здесь представляется в другом плане. Дело в том, что в этой зоне совмещены разновозрастные офиолиты позднего палеозоя (С—Р₁) и мезозоя (J₃—K₁). Структуры, сложенные ими, на юго-западе перекрываются терригенными отложениями верхнего мела и в значительной мере срезаются и перекрываются верхнемеловыми офиолитами Корякско-Камчатского пояса и залегают в его фундаменте. В связи с этим находятся несколько необычные состав и металлогения верхнемеловых гипербазитов (отсутствие ромбического пироксена, повышенная титанистость, железистые хромиты).

Корякская область с северо-запада на юго-восток разделяется на три зоны: Майницкую, Пикасьваямскую и Хатырскую. Геология их с позиции только горизонтальных тектонических движений в последнее время была рассмотрена в ряде работ [Марков и др., 1982; Руженцов и др., 1982]. Во всех зонах в Корякской области пространственно совмещены позднепалеозойские (С—Р₁) и мезозойские (J₃—K₁) офиолиты, причем последние залегают на первых несогласно, имея в основании

Химический состав позднемезозойских офиолитовых вулканитов
Корякского нагорья

Компонент	Ионайская		Яранайская		Канкэрэнская		Каканайская	
	Б	Б	Б+АБ	Б	Б	Б	Б	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47,75	45,66	52,9	46,11	50,12	52,52	50,90	49,20
TiO ₂	3,43	1,26	1,81	1,36	0,93	0,97	1,03	1,16
Al ₂ O ₃	15,20	15,38	14,63	14,84	14,88	14,65	16,58	15,58
Fe ₂ O ₃	6,77	2,43	2,11	5,43	6,03	3,07	3,94	2,66
FeO	5,12	6,62	6,09	5,39	3,56	6,91	4,48	6,48
MnO	0,51	0,26	0,16	0,19	0,22	0,19	0,16	0,12
MgO	3,34	8,27	7,40	6,80	4,85	6,87	6,48	8,22
CaO	8,65	13,98	8,23	12,35	9,79	5,46	10,48	9,75
Na ₂ O	4,87	2,03	3,24	3,49	4,91	4,96	2,38	2,57
K ₂ O	1,83	0,25	0,86	0,85	2,20	1,18	0,50	0,72
P ₂ O ₅	0,83	0,13	0,36	0,08	0,18	0,09	0,11	0,10
H ₂ O	2,32	2,71	3,18	3,12	2,46	3,16	2,93	2,74
f	77,33	49,50	52,33	59,00	66,00	58,67	56,25	52,00

Примечание. Ионайская и др. — структурно-фациальные зоны Корякского нагорья. Б, АБ — базальты и андезитобазальты. Анализы пересчитаны за вычетом CO₂. По данным А.Д. Казмирова [1985], 1, 4, 5, 6 — породы щелочной оливин-базальтовой формации; 2, 7 — толеитовые базальты; 3, 8 — высокоглиноземистые базальты.

базальные конгломераты с обломками позднепалеозойских офиолитов, в том числе и гипербазитов. Исследователи различают разновозрастные офиолитовые вулканиты, но никто из них не опознает мезозойские гипербазиты.

Позднепалеозойские разрезы офиолитов, к сожалению, в Корякской области не описаны. Что касается гипербазитов, то они выделялись и были рассмотрены в ряде работ [Зимин, 1973; Богидаева, Матвеевко, 1960]. Среди них преобладают породы дунит-гарцбургитовой формации. К ним относятся Тамватнэйский, Чирынайский массивы, массив горы Красная и др. Наиболее крупный — Тамватнэйский массив — слоен на лерцолиты сверху и гарцбургиты внизу как типичный магматический интрузив. Примечательной особенностью Корякской области является наличие в Хатырской зоне массивов дунит-клинопироксенитовой формации [Богидаева, Матвеевко, 1960], в которых отсутствует ромбический пироксен и повышена железистость пород. Это показывает, что Хатырская зона в позднем палеозое была заложена на коре значительной мощности и, во всяком, случае не океанической.

Мезозойские офиолиты хорошо выражены в Майницкой и Хатырской зонах, но изучены только их офиолитовые вулканиты. В Майницкой зоне они, по данным С.В. Руженцова и др. [1982], представлены эффузивно-кремнистой толщей мощностью около 1700, которая в ниж-

ней части сложена яшмами и базальтами, а в верхней — существенно песчаниками и алевролитами. Выше этой толщи залегает толща граувакк с обломками офиолитов верхней юры — нижнего мела. Более мощный разрез мезозойских офиолитовых вулканитов наблюдается в Хатырской зоне [Руженцов и др., 1982], в котором больше базальтов и яшм. Вверху его появляются терригенные породы, а также мало-мощные горизонты гиалокластитов, включающих шары миндалекаменных базальтов.

Эффузивные офиолиты Корякской области, по данным указанных выше исследователей, представлены толеитовыми, а отчасти глиноземистыми и в подчиненном количестве щелочными базальтами (табл. 9), возникшими, видимо, из остаточных подщелочных расплавов. По аналогии с Куюльской и Пекульнейской зонами в Корякской области следует ожидать среди вулканитов также коматииты.

Офиолиты Сихотэ-Алинской области

Сихотэ-Алинская область имеет много общего с корякской частью Японо-Корякского полихронного пояса офиолитов позднего палеозоя — позднего мезозоя. Имеются и отличия, они связаны с тем, что эта область в предпозднепалеозойское время характеризовалась наличием структур различной, в том числе и докембрийской (Ханкайский массив и др.) консолидации, которые по-своему реагировали на процессы растяжения земной коры и формирования геосинклинальных прогибов и офиолитовых толщ большой (2—3 км) мощности. Геосинклинальные прогибы здесь на огромном пространстве от Буреинского массива до юга Сихотэ-Алия под острым углом к современным структурам оказались наложенными в основном на блоки континентальной коры неодинаковой мощности. Это обусловило неодинаковый состав офиолитов верхнего палеозоя и мезозоя, например в Южно-Сихотэ-Алинской и Центрально-Сихотэ-Алинской зонах. В первой зоне они чаще магнезиальны, а во второй более железисты и титанисты. Процессы рифтогенеза в мезозое и образование более молодых офиолитов меймечит-пикритового состава еще более усложнили пестроту офиолитов Сихотэ-Алия. Все это при плохой обнаженности региона приводит к тому, что при картосоставительных работах имеется тенденция считать их только мезозойскими.

Выше мы уже отмечали, что позднепалеозойские офиолиты выделяются в Корякской области, на Сахалине, а также на о-ве Хонсю в Японии (зоны Сангун и Самбагава). В связи с этим весьма сомнительно, чтобы они отсутствовали в Сихотэ-Алине. В позднепермское время по восточной окраине Ханкайского массива формировалась толща базальтов внизу и дацитов и липаритов вверху разреза, которая по составу и природе напоминает Охотоморскую часть позднемелового окраинно-континентального вулканогенного пояса (K_2), перед формированием которого (J_3 — K_1) рядом и несколько восточнее существовала зона растяжения рифтогенного типа. В связи с этим есть основание предполагать, что в ранней перми восточнее Ханкайского массива существовала мощная зона растяжения земной коры и образо-

вания офиолитов. В поздней перми она была трансформирована в зону сжатия, что привело здесь к формированию зоны Бениоффа-Заварицкого, падающей под Ханкайский массив, и образованию Окраинно-Ханкайского пояса континентальных базальтов, риолитов и дацитов, протягивающегося на юг по краю Ханкайского массива на расстояние более 400 км.

В современной структуре Сихотэ-Алиня офиолиты позднего палеозоя и мезозоя выступают в Южно-Сихотэ-Алинской зоне, Наданьхада-Бикинском антиклинории и в поднятиях фундамента к востоку от Буреинского массива. На большей части региона они находятся в фундаменте меловых и кайнозойских осадков Главного синклинория и вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.

Офиолиты Южно-Сихотэ-Алинской зоны

Южно-Сихотэ-Алинская зона офиолитов охватывает контуры южной части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, который здесь имеет характер горста. Офиолиты ориентированы под острым углом к границам этой структуры. Поэтому с юга на север до широты р. Бикин здесь выделяются следующие подзоны офиолитов: Себучарская, Шэтухинская, Бикинская, Черемшанская. В первых трех подзонах, заложенных на маломощной континентальной коре ханкайского типа, формировались магнезиальные гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации, которые ассоциируют с вулканитами себучарской свиты позднего палеозоя. По особенностям состава офиолитовые вулканиты этой свиты [Вулканические..., 1984] занимают промежуточное положение между офиолитовыми вулканитами прогибов, заложенных на океанической и мощной континентальной коре (табл. 10).

Возраст офиолитовых вулканитов (себучарская свита) ранее оценивался как ранне-позднепермский по наличию фузулинид в известняках [Васильев, Неволин, 1969]. В настоящее время он считается пермским [Назаренко, Бажанов, 1987]. Но в поздней перми уже существовал Окраинно-Ханкайский пояс из континентальных базальтов, дацитов и риолитов, связанный с трансформацией раннепермской зоны рифтогенеза в зону Бениоффа-Заварицкого. Это, а также фауна фузулинид из себучарской свиты позволяют уверенно относить возраст ее офиолитовых вулканитов к ранней перми и выделять в Сихотэ-Алине, как и ранее [Зимин, 1973], нижнепермские гипербазиты.

В Черемшанской подзоне офиолитов, заложенной в позднем палеозое на более мощной континентальной коре Ханкайского типа, наоборот, формировались более железистые и титанистые офиолитовые вулканиты и гипербазиты без ромбического пироксена. Последние, как и гипербазиты ядерной части Наданьхада-Бикинского антиклинория и Центрально-Сихотэ-Алинской зоны, отличаются повышенной железистостью и титанистостью. Севернее р. Бикин, а также в Наданьхада-Бикинском районе позднепалеозойские и мезозойские офиолиты залегают в своих четко выраженных структурах: первые — в ядре, а вторые — на крыльях антиклинория.

Большинство офиолитовых зон Сихотэ-Алиня были описаны в лите-

Химический состав позднепалеозойских офиолитовых вулканитов
Сихотэ-Алинского региона

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46,09	43,47	44,30	46,70	47,42	46,67	49,60	48,20
TiO ₂	2,05	3,32	3,55	2,43	2,43	2,08	3,05	3,10
Al ₂ O ₃	12,54	14,80	14,11	16,99	16,23	17,01	14,45	12,72
Fe ₂ O ₃	3,55	5,04	9,21	4,90	9,59	8,89	1,27	2,63
FeO	12,39	11,12	7,20	5,48	2,69	2,96	10,03	8,99
MnO	0,21	0,19	0,16	0,10	0,26	0,18	0,14	0,17
MgO	8,46	5,45	4,36	3,78	3,03	4,24	4,32	7,83
CaO	9,92	10,24	7,01	8,52	9,36	8,41	8,70	8,14
Na ₂ O	1,60	3,42	3,80	4,46	4,74	4,74	4,40	4,31
K ₂ O	0,62	0,46	0,20	2,08	—	0,12	0,67	0,33
P ₂ O ₅	0,50	—	—	—	—	—	0,54	0,41
H ₂ O ⁺	0,58	0,03	0,25	0,40	0,46	0,33	0,13	0,41
П.п.п.	1,76	2,21	5,09	5,13	3,74	4,21	2,33	2,23
Сумма	100,27	99,75	99,24	100,97	99,95	99,84	99,63	99,7
f	50,4	61,7	66,6	59,5	67,7	59,2	59,2	44,9

Примечание. 1—9 — спилиты и диабазы, 10—12 — пикриты Наданьхада-Бикинской зоны; 13—18 — спилиты и диабазы Себучарской подзоны.

ратуре ранее и неоднократно [Зимин, 1973; Зимин и др., 1983; Вулканические..., 1984]. В связи с этим ниже остановимся лишь на характеристике только двух зон — Наданьхада-Бикинской и Центрально-Сихотэ-Алинской, имеющих наиболее важное значение для понимания геологии офиолитов Сихотэ-Алиня.

Офиолиты Наданьхада-Бикинской зоны

Наданьхада-Бикинская зона исключительно интересна не только по геологическому строению, но и по характеру встречающихся здесь офиолитов. В пределах ее распространены более древние (P₁) и верхнемезозойские (T₃—J₃) офиолиты необычного состава в связи с тем, что все они формировались на коре континентального типа значительной мощности. В структурном отношении зона представляет брахиантиклинорий, который в южном направлении замыкается и граничит с Ханкайским массивом по разломам (рис. 8). Ось антиклинория изогнута так, что из северо-западной на территории КНР она приобретает северо-восточное направление и погружается под более молодые отложения и вулканиты позднего мезозоя. К этой части структуры приурочены более ранние офиолиты свиты цзин-цзян, выше которой залегает свита саньян, перекрывающаяся свитой жаолихэ. Верхние две свиты имеют своих аналогов на восточном крыле антиклинория.

Свита цзин-цзян мощностью около 2 км состоит из переслаивания диабазов, спилитов с туфами и туффитами, темно-серыми алевролитами, реже кремнистыми сланцами, песчаниками, известняками и гематитсодержащими туфами. Вулканиты имеют зеленокаменный облик и нередко шаровую текстуру. Средняя свита саньян мощностью около

	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	51,96	47,35	47,15	45,65	47,56	46,74	50,40	48,90	49,60	46,80
	2,71	2,43	2,36	2,67	0,95	1,65	1,09	0,91	1,31	1,15
	14,84	11,00	10,86	11,59	15,82	17,10	16,80	15,24	16,43	13,25
	2,43	3,30	4,20	3,97	6,52	7,02	4,70	5,71	1,21	2,27
	9,06	8,95	9,22	10,87	4,24	6,17	5,40	4,88	7,88	6,72
	0,12	0,18	0,21	0,21	0,23	0,25	0,18	0,31	0,26	0,15
	8,17	11,19	12,56	10,96	6,63	5,25	6,22	7,93	7,34	7,43
	4,44	8,70	10,45	9,65	8,46	4,37	4,87	5,78	4,17	11,71
	4,05	2,67	1,21	3,09	2,11	4,08	3,56	1,89	4,14	2,43
	0,36	0,50	0,38	0,79	0,68	0,63	1,75	2,75	1,45	0,37
	0,60	0,33	0,41	0,44	0,18	0,49	0,27	0,14	—	0,22
	0,15	0,19	0,14	0,10	1,86	1,54	—	0,61	0,50	0,37
	0,58	3,02	0,40	0,40	6,67	5,13	4,40	5,23	5,74	7,02
	99,47	99,81	99,55	99,49	100,91	99,42	99,64	99,28	100,03	99,89
	43,6	37,4	36,7	42,5	46,09	57,15	46,34	41,47	40,65	39,80

2,5 км состоит в основном из темных и серовато-зеленых песчаников и алевролитов, чередующихся с кремнистыми и глинистыми сланцами, а также с редкими покровами диабазовых порфиритов и спилитов. Верхняя свита жаолихэ мощностью около 6 км на территории КНР сложена главным образом кремнистыми сланцами. В верхней части разреза свиты наряду с кремнистыми появляются глинистые сланцы, а также маломощные известняки, горизонты конгломератов с галькой кремнистых и глинистых сланцев, а также горизонты мощностью до 50 м агломератовых лав меймечит-пикритов с округлыми обломками (до 30 см в длину) перидотитов и габбро-диабазов с пирротинном и халькопиритом. Образования подобного рода встречаются в южной части антиклинория (см. рис. 8) и залегают нередко на осадочных брекчиях с обломками глинистых и кремнистых сланцев. Они прослеживаются и на восточном его крыле, где впервые были установлены и описаны ранее А.А. Вржосеком [1984].

Породы нижней свиты вместе с гипербазитами, а также средней свиты смяты в складки с углами падения крыльев 60—70°. Породы верхней мощной свиты залегают большей частью полого (35—40°) и возможно несогласно на средней свите. По южной окраине антиклинория вблизи границы с докембрием в них наблюдаются ряд антиклинальных и синклинальных складок с углами падения крыльев в 35—40° без следов каких-либо сильных дислокаций.

Возраст свит точно не установлен. Ранее породы нижней свиты и залегающие в них гипербазиты относились к ранней перми, по аналогии с себучарской свитой Сихотэ-Алиня. В верхней части разреза верхней свиты, содержащей пикриты и меймечиты, на правобережье

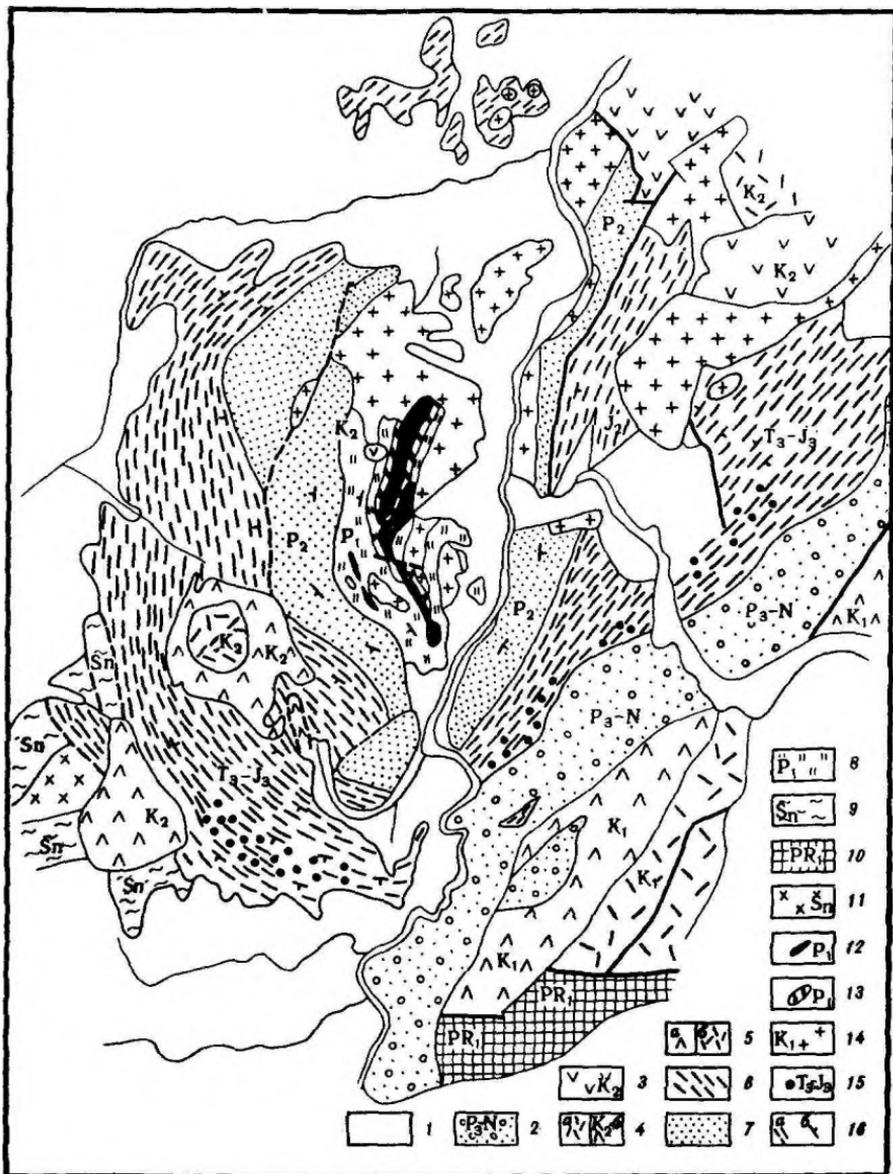


Рис. 8. Схема геологического строения Наданьхада-Бикинской зоны офиолитов

1, 2 — четвертичные (1) и палеоген-неогеновые (2) отложения; 3 — базальтоиды верхнего мела; 4 — верхнемеловые вулканы кислого (а) и андезитобазальтового (б) состава; 5 — нижнемеловые вулканы андезитобазальтов (а) и кислых (б) пород; 6 — кремнистые, реже глинистые сланцы (Т₃—J₃); 7 — песчаники, реже кремнистые сланцы (P₂); 8 — спилитовые, диабазовые, реже пикритовые лавы и кремнистые сланцы (P₁); 9 — хлоритовые и серицитовые сланцы синия; 10 — кристаллические сланцы (PR₁); 11 — граниты синия; 12 — гипербазиты оливинит-клинопироксенитовой формации (P₁); 13 — габброиды (P₁); 14 — нижнемеловые граниты; 15 — меймечиты и пикриты (Т₃—J₃); 16 — разломы (а) и элементы залегания пород (б)

р. Усури ранее [Жамойда, 1960] находили радиолярии верхней юры. Внизу разреза этой мощной (8—10 км) свиты известна фауна верхнего триаса. Учитывая это и вероятное несогласие этой свиты с более древними породами антиклинория, возраст офиолитов нижней свиты цзин-цзян можно считать раннепермским, как и ранее [Зимин, 1973].

Все свиты Наданьхада-Бикинского антиклинория прорваны и метаморфизованы интрузиями биотитовых гранитов раннего мела.

Позднепалеозойские (P₁) офиолиты Наданьхада-Бикинской зоны представлены эффузивными и интрузивными образованиями. Офиолитовые вулканиты образуют пластовые тела мощностью 10—50 м, которые переслаиваются с кремнистыми сланцами и туфами, реже известняками. Текстура их массивная или миндалекаменная, нередко шаровидная отдельность. Все породы имеют зеленокаменный облик. Среди них выделяются спилиты, диабазы и пикриты.

Диабазы наиболее распространены. Это плотные или миндалекаменные породы афировой структуры. Они состоят из идиоморфных лейст плагиоклаза, между которыми наблюдаются также идиоморфные резко зональные призматические зерна буроватого авгита, мелкие зерна магнетита. Авгит почти полностью замещен зеленоватым лучистым актинолитом с образованием псевдоморфоз по пироксену, а плагиоклазовые лейсты частично альбитизированы.

Пикриты встречаются реже диабазов. Это разности последних, обогащенные авгитом в основной массе. Реже встречаются миндалекаменные пикриты, в которых округлые участки сложены основным плагиоклазом, а пространство между ними — агрегатом разноориентированных зерен буровато-зеленой роговой обманки. Природа этой структуры в основном ликвационная.

Спилиты, так же как и пикриты, менее распространены, чем диабазы. Они плотные или миндалекаменные. Структура их порфировая. Фенокристы авгита в виде шестигранников (в разрезе) полностью замещены псевдоморфозами зеленоватого хлорита, иногда с актинолитом. Основная часть породы состоит из изометричных зерен авгита, величиной 0,1—0,09 мм, промежутки между которыми заполнены лейстами полностью альбитизированного плагиоклаза.

Химический состав спилитов, диабазов и пикритов (см. табл. 10) отличается высокими содержаниями окислов железа, титана и повышенным количеством пятиоксида фосфора по сравнению с типичными офиолитовыми вулканитами в зонах дунит-гарцбургитовых гипербазитов.

Интрузивные офиолиты в зоне представлены гипербазитами (оливиниты, клинопироксениты, верлиты) и габброидами, возникшими вслед за перидотитами. Ранее эти породы были описаны неоднократно [Зимин, 1973; Зимин и др., 1983]. Для них характерны высокая железистость, титанистость и отсутствие в породах ромбического пироксена. По этим особенностям они коррелируются с офиолитовыми вулканитами. Для тел гипербазитов, диабазов и габбро характерны зоны закалки и порфировые структуры с регрессивной зональностью состава фенокристов оливина. Под влиянием диабазов вмещающие их вулканиты превращены в роговики из амфибола и эпидота [Зимин,

1973]. Все эти особенности характеризуют гипербазиты и габброиды как типичные интрузивные образования.

Более молодые (T_3 — J_3) офиолиты лучше изучены на восточном крыле Наданьхада-Бикинского антиклинория. Здесь по данным А.А. Вржосека и С.А. Шеки [Вулканические..., 1984] в разрезе выделяются согласно залегающие три толщи общей мощностью до 6 км. Нижняя сложена в основном кремнистыми породами с редкими прослоями глинистых сланцев, известняков и основных эффузивов. Последние, помимо покровов, образуют и послойные жилы. Аналогом кремнистой толщи в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня являются тудовакская свита и кремнистые части маляновской. Средняя толща состоит из переслаивающихся кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев, туфогенных алевролитов и песчаников с редкими горизонтами основных эффузивов и их туфов. В Главном антиклинории Сихотэ-Алиня с этой толщей параллелизуются отложения эльдовакской и самаркинской свит. Верхняя вулканогенная толща (култухинская свита) сложена субщелочными базальтами, пикритами и меймечитами с небольшим количеством туфогенных осадочных пород и субвулканических залежей диабазов. На севере Сихотэ-Алиня с этой толщей сопоставимы вулканиты джаурской свиты, на юге — погской [Вулканические..., 1984].

Офиолитовые вулканиты нижних толщ описанного разреза имеют чаще всего лейкократовый состав, хотя и титанисты. Они содержат больше плагиоклаза и глиноземисты по сравнению с эффузивами верхней толщи. Меймечит-пикритовый комплекс верхней толщи содержит вулканиты и интрузивные образования (оливиниты, пироксениты, габбро). Разрез их начинается обычно с псефитовых туфов или кластолав с горизонтами гиалокластитов, реже туфоконгломератов и афировых, пикритовых лав. Выше по разрезу отмечается переслаивание лейкократовых и меланократовых лав, перекрывающихся с пикритовыми лавами, содержащими фенокристи титан-авгита. Завершают разрез флюидалные лавы с фенокритами керсутита.

По химическому составу вулканиты меймечит-пикритового комплекса [Вулканические..., 1984] отличаются от вулканитов более ранних офиолитов высокими содержаниями магния, низкими — глинозема и кремнезема.

Все три описанные толщи мезозоя на территории Приморья по объему соответствуют верхней свите жаолихэ, залегающей западнее в КНР.

Интрузивные представители триас-юрских офиолитов слагают обычно мелкие тела, которые залегают согласно с вмещающими породами, имея облик силлов или линзовидных (в плане) тел. Состав их нередко сложный. В них различаются оливиниты, клинопироксениты, горнблендиты и габбро. Представителем их является массив горы Дафыншань на юге Наданьхада-Бикинского антиклинория. В центре он сложен горнблендитами, а по краям — полосчатыми габбро. Мелкие массивы перидотитов известны и на восточном крыле антиклинория. По химическому составу они отличаются от позднепалеозойских гипербазитов, являясь сильно титанистыми и железистыми.

В северном направлении мезозойские офиолиты описанной зоны залегают в западном крыле антиклинория Сихотэ-Алиня.

Офиолиты Центрально-Сихотэ-Алинской зоны

Центрально-Сихотэ-Алинская зона, являясь продолжением на север Южно-Сихотэ-Алинской зоны офиолитов, протягивается вдоль осевой части Сихотэ-Алиня от р. Бикин (на юге) до р. Манома (на севере) на расстояние около 400 км. Осевая часть Главного антиклинория, сложенная породами позднего палеозоя, сильно переработана процессами позднемезозойского рифтогенеза и перекрыта геосинклиналь-

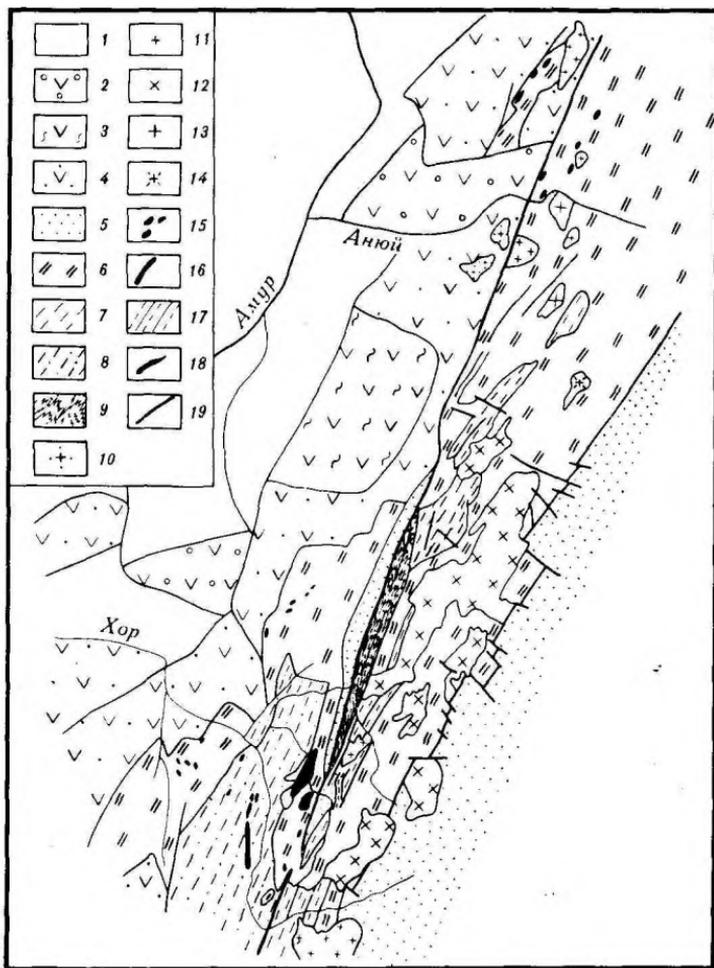


Рис. 9. Схема геологического строения Центрально-Сихотэ-Алинской зоны офиолитов
 1 — четвертичные отложения; 2 — четвертичные отложения и неогеновые базальты;
 3 — базальты и туфы палеогена и неогена, реже четвертичные отложения; 4 — основные, реже кислые вулканиты ($K_1 + K_2 + N$); 5 — существенно терригенные породы (K_1); 6 — кремнистые терригенные и вулканические породы ($T_3 - J_3$); 7 — существенно терригенные породы (P_2); 8 — вулканогенно-осадочные породы ($S_3 - P_1$); 9 — сильно рассланцованные и метаморфизованные породы (PR); 10 — граниты; 11 — граниты ($K_2 - P$); 12 — граниты (K_2); 13 — глиноземистые граниты (K_1); 14 — граниты (J); 15 — гипербазиты и габброиды ($T_3 - J_3$); 16 — гипербазиты и габброиды (P_1); 17 — зоны сильного рассланцевания; 18, 19 — разломы локальные (18) и региональные (19)

Химический состав триасово-юрских вулканитов
Северного Сихотэ-Алиня

Компонент	X-33	Д-2	Д-3	Д-4
SiO ₂	44,56	47,28	48,78	45,11
TiO ₂	2,20	3,32	3,04	2,57
Al ₂ O ₃	12,35	13,66	14,30	10,76
Fe ₂ O ₃	8,49	5,08	6,23	4,57
FeO	5,51	7,80	6,77	8,93
MgO	10,55	7,26	5,75	11,29
CaO	5,30	6,79	6,20	8,06
MnO	0,59	0,20	0,16	0,18
K ₂ O	0,41	1,47	1,39	0,40
Na ₂ O	2,29	3,13	3,71	2,78
P ₂ O ₅	0,65	0,48	0,48	0,41
П.п.п.	7,04	3,28	2,87	4,59
Сумма	99,84	99,75	99,68	99,65

Примечание. X-33 — пикритовый базальтовый порфирит (воронежская свита); Д-2, Д-3, Д-9 — пироксен-плагиоклазовые базальтовые порфириты и Д-4 пикри-

ными, в том числе офиолитовыми, комплексами мезозоя. Главный антиклинорий в этой части региона под острым углом рассечен Центральнo-Сихотэ-Алинским разломом, в зоне которого все породы интенсивно раздроблены и метаморфизованы. Вдоль этого разлома западная часть Сихотэ-Алиня опущена, а восточная приподнята и сложена в основном геосинклинальными толщами мезозоя с реликтами верхнепермских отложений в осевой части антиклинория, как показывают последние картосоставительные работы ПГО "Дальгеология", отраженные на схеме (рис. 9).

В соответствии с указанными особенностями геологии Центральной части Сихотэ-Алиня находится и размещение офиолитов, которые разделяются на позднепалеозойские (P₁) и ранне-среднепалеозойские (T₃—J₃).

Позднепалеозойские (P₁) офиолиты распространены в основном в южной части Сихотэ-Алиня до широты р. Хор и приурочены к раздробленной и оканчивающейся на севере части антиклинория, сложенной осадочными и вулканогенными породами верхнего карбона — верхней перми и мезозоя.

Офиолиты представлены как вулканитами, так и гипербазитами и габбро. Офиолитовые вулканиты в основном относятся к спилитам и диабазам, как и в осевой части Наданьхада-Бикинского антиклинория.

Гипербазиты и габбро образуют в зоне около 10 массивов, среди которых наиболее крупные (Кафэнский и Катэнский) мощностью 5 км достигают 25 км в длину. Из них Кафэнский и ряд более мелких массивов попадают в узкий прогиб мезозоя (см. рис. 9) как тектони-

Д—9	Д—67	К—7	К—34	К—97	К—25
51,56	46,78	44,80	46,80	43,27	46,00
3,39	2,58	1,41	1,61	0,98	8,02
11,44	15,44	15,21	15,90	14,74	12,73
2,94	1,76	4,39	2,29	4,93	5,16
7,98	10,11	7,51	5,81	6,09	7,24
6,38	7,23	9,10	6,16	11,70	10,64
9,03	4,42	8,51	6,65	7,95	9,29
0,12	0,16	0,31	0,13	0,19	0,22
0,18	0,40	0,48	2,53	0,35	0,28
3,83	4,03	2,90	4,35	1,73	2,75
0,28	0,20	0,08	0,49	0,10	0,21
2,46	6,44	5,25	7,00	8,23	3,59
99,59	99,55	99,95	99,72	100,26	100,13

товый базальтовый порфирит (киселевская свита); К—7, К—34 — пироксен-плагноклазовые базальтовые порфириты и Д—67, К—97, К—25 пикритовые базальтовые порфириты.

ческие выступы. Принадлежность их к верхнему палеозою подтверждается тем, что они прорываются нижнемеловыми гранитоидами.

Позднепалеозойские гипербазиты и габброиды бассейна р. Хор (Хорская зона) ранее были описаны неоднократно [Зимин, 1973; Зимин и др., 1983] и отличаются повышенной железистостью и титанистостью.

Ранее-среднемезозойские офиолиты (Т₃—J₃) широко представлены в северной половине Сихотэ-Алиня и были кратко описаны ранее [Вулканические..., 1984]. Структурно все они приурочены к западному крылу Главного антиклинория Сихотэ-Алиня, погружающегося в северном направлении, и протягиваются до широты р. Хунгари. Севернее они скрыты под более поздними комплексами пород мелового возраста и наблюдаются изредка в виде крупных отторженцев в гранитоидах мыса Литке на побережье Сахалинского залива [Залищак и др., 1978]. В междуречье Хора и Анюя они также скрыты под отложениями и вулканитами позднего мела и кайнозоя.

Ранее-среднемезозойские офиолиты представлены как вулканитами, так и перидотитами и габбро. Среди них широко распространены меймечиты и пикриты. Эффузивные образования среднемезозойских офиолитов были описаны ранее [Вулканические..., 1984] и кратко охарактеризованы выше при описании Наданьхада-Бикинской зоны. Химический состав их приведен ниже (табл. 11), из которого видно, что вулканиты характеризуются высоким содержанием титана и железа.

Интрузивные офиолиты представлены серией из 30 небольших (1—5 км) массивов гипербазитов и габброидов нередко сложного состава. Они сложены чаще всего оливинитами в центре и перидотитами (до

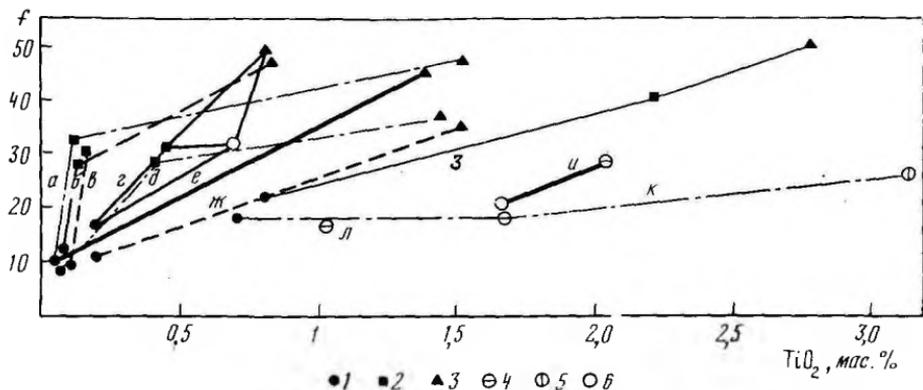


Рис. 10. Диаграмма железистости (f) и содержания TiO_2 в оф. олитах Востока Азии и щелочно-ультраосновных пород Сибирской платформы

1 — гипербазиты; 2 — габброиды; 3 — спилиты и диабазы; 4 — меймечиты; 5 — пикриты; 6 — коматиниты. Офиолиты: Кулюльской (а), Тайгоносской (б), Тамватнэйской (в), Вывенско-Ватынской (г), Калифорнийской (д), Понтонейской (е), Себучарской (ж), Наданьхада-Бикинской (з) зон; верхнемезозойские меймечиты и перидотиты Сихотэ-Алиня (и); дуниты, меймечиты и щелочные габброиды Маймеча-Котуйской провинции (к); меймечиты Северного Сихотэ-Алиня (л)

пироксенитов) по краям и характеризуются повышенной железистостью и титанистостью. Встречаются мелкие дайки, сложенные меймечитами и пикритами. Общей чертой интрузивных офиолитов является также отсутствие или незначительное развитие в них ромбического пироксена. Эти особенности их свидетельствуют о формировании мезозойских и геосинклинальных прогибов центральной части Сихотэ-Алиня на мощной коре континентального типа до широты р. Хунгари, где в мезозое на менее мощной коре образовались гипербазиты уже другой, дунит-гарцбургитовой, формации, описанной ранее неоднократно [Изох и др., 1967; Зимин, 1973].

Общей геохимической особенностью офиолитов Сихотэ-Алинской области, сформировавшейся на мощной континентальной коре Ханкайского типа, является наиболее высокое содержание в них TiO_2 , P_2O_5 , FeO , Fe_2O_3 (рис. 10), а также стронция и редкоземельных элементов (табл. 12) по сравнению с содержаниями их во всех других офиолитах.

ОФИОЛИТЫ ОЛЮТОРСКО-КАМЧАТСКОГО ПОЛИХРОННОГО ПОЯСА

Олюторско-Камчатский пояс является частью гигантского пояса в пределах офиолитов, который прослеживается в островных дугах южнее на тысячи километров. Протяженность его на изученном отрезке составляет 1600 км и ширина около 400 км, как свидетельствует область распространения кремнисто-вулканогенных образований верхнего мела в Корьякском нагорье и на Камчатке. Олюторско-Камчатский пояс, по новым данным, является полихронным. В пределах его различаются древние, вероятно, позднепалеозойские (P_1) и поздне-мезозойские (K_2) офиолиты. В северо-восточной части этот пояс наложен на структуры Корьякского нагорья, вероятно, прослеживается на

Содержание редких и редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах Востока Азии

№ п/п	Sr	Ba	La	Y	Zr	Ce	Nd	Nb	n
1	19	29	12	—	—	7	—	6	32
2	85	20	1,9	18	33	5,5	4,2	—	—
3	130	25	14	15	84	11	2	—	12
4	136	43	11	26	83	12	9	—	6
5	147	24	11	12	23	12	14	—	9
6	152	27	7	5	—	2	6	—	9
7	197	41	17	10	—	7	—	10	8
8	244	35	14	15	91	22	—	16	7
9	339	73	15	14	84	11	—	—	10
10	418	55	31	19	139	33	7	29	6
11	534	50	12	11	50	6	—	12	9
12	1083	224	155	199	513	513	273	25	7

Примечание. 1 — гипербазиты Куюльского массива (PR₃PZ₁); 2 — базальтовые коматииты архея [Конди, 1983]; 3 — коматииты Пекульнейской зоны (J₃—K₁); 4, 5 — офиолитовые диабазы Куюльской зоны (J₃—K₁); 6 — интрузивные офиолиты мезозоя (J₃—K₁) Куюльской зоны; 7 — гарцбургиты (PR₃—PZ₁) Пекульнейской зоны; 8 — гипербазиты (P₁) Наданьхада-Бикинской зоны; 9 — эффузивные диабазы офиолитов (J₃—K₁) Пекульнейской зоны; 10 — офиолитовые вулканиты (P₁) Наданьхада-Бикинской зоны; 11 — древние (PR₃—PZ₁) офиолитовые габбро Пекульнейской зоны; 12 — апатитоносные пироксениты и габбро щелочно-ультраосновной формации кристаллического массива докембрия. Здесь и далее в таблицах n — число анализов.

юго-запад в фундаменте Западной Камчатки. Об этом свидетельствует наличие палеозойских пород в обрамлении Срединно-Камчатского массива. Восточная часть пояса также наложена на маломощную кору континентального типа, а частью, вероятно, на океаническую кору небольшой мощности. В связи с этим и гипербазиты пояса представлены по-разному. В западных зонах (Вывенско-Ватынская, Срединно-Камчатская) они сложены породами дунит-клинопироксенитовой формации, а в Восточно-Камчатской — породами дунит-гарцбургитовой формации.

Предположительно позднепалеозойские офиолиты залегают в Срединно-Камчатской зоне Западной Камчатки и в ряде тектонических выступов на окраине Восточной Камчатки.

Офиолиты Срединно-Камчатской зоны представлены рядом массивов (Филиппа, Евсейчиха) дунит-клинопироксенитовой формации, залегающих среди метаморфизованных вулканитов андриановской свиты, в числе которых различаются породы, близкие по составу к коматиитам. Гипербазиты и вулканиты этой зоны весьма близки по составу офиолитам Вывенско-Ватынской зоны. Как и последние, офиолиты Срединно-Камчатской зоны формировались на континентальной коре значительной мощности, в связи с чем в их составе отсутствует ромбический пироксен.

На контакте гипербазитов с вмещающими породами развиты более молодые тела трахибазальт-габбро-сиенитовой формации [Флеров, Ко-

Химический состав вулканитов офиолитовых комплексов Восточной Камчатки

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	51,98	47,93	49,99	47,62
TiO ₂	1,24	2,00	1,15	1,41
Al ₂ O ₃	16,20	13,76	16,25	15,34
Fe ₂ O ₃	6,20	7,18	3,38	6,28
FeO	6,12	5,45	7,79	7,37
MnO	0,19	0,28	0,23	0,23
MgO	4,82	6,72	6,08	6,74
CaO	5,83	9,06	6,58	7,53
Na ₂ O	5,28	3,03	4,04	5,55
K ₂ O	0,29	0,79	0,12	0,16
P ₂ O ₅	0,16	0,26	0,79	0,20
H ₂ O ⁻	—	0,50	—	—
П.п.п.	1,67	2,56	3,08	1,76
Сумма	99,88	99,52	99,48	100,19
Co	28	33	38	19
Ni	25	70	17	26
Cr	5	98	14	8
V	160	220	290	108
Rb	—	—	—	—
Sr	246	186	256	239
Ba	44	22	23	8
Zr	51	115	38	38

Примечание: 1—5 — метавулканиты доверхнемелового офиолитового комплекса Хавывенской возвышенности; 6—10 — базальты позднемелового офиолитового комплекса Валагинского хребта. ДВГИ: аналитики З.С. Натарова, Л.И. Недашковская. Лито-

лосков, 1976] в виде монцонитоидов, габбро и сиенитов, с которыми связаны проявления апатита.

Предположительно позднепалеозойские, по аналогии с породами северо-восточной части Корякского нагорья, офиолиты Восточной Камчатки представлены серией тектонических выступов среди более молодых пород (K₂) на Камчатском мысе, п-ове Озерной и Хавывенской возвышенности. Наиболее крупные выходы древних офиолитовых пород установлены на Хавывенской возвышенности. Некоторые исследователи [Сидоров, 1987] относят их к докембрию—раннему палеозою, что маловероятно. Скорее всего в фундаменте Восточной Камчатки залегают структуры, прослеживающиеся сюда с Корякского нагорья, где широко развиты позднепалеозойские гипербазиты.

На Хавывенской возвышенности выделяется толща офиолитовых метавулканитов с кварцитами, телами габброидов и апогарцбургитовых серпентинитов, которая метаморфизована в условиях эпидот-амфиболитовой фации [Бадрединов и др., 1987]. Эффузивы ее превра-

5	6	7	8	9	10
52,61	44,98	49,77	48,95	46,81	47,73
1,74	1,13	1,46	1,11	1,83	1,08
15,35	15,72	15,60	13,43	14,22	12,69
7,59	5,71	4,68	3,70	8,74	10,09
4,46	5,95	10,15	7,19	5,22	3,02
0,18	0,19	0,18	0,19	0,23	0,24
4,13	9,95	3,68	8,89	4,74	10,39
5,64	5,14	8,90	9,15	10,99	7,34
5,41	3,53	4,76	3,34	3,55	1,08
0,18	0,32	0,25	0,27	0,20	0,82
0,10	—	0,40	—	—	—
0,08	0,33	—	—	0,12	0,46
2,04	6,61	—	3,45	3,15	4,95
99,57	99,56	99,83	99,67	99,80	99,89
17	34	—	53	43	60
23	285	—	140	100	400
6	320	—	430	140	320
178	250	—	245	550	205
—	11	—	—	—	13
133	227	265	189	131	134
24	68	50	12	17	73
59	36	46	52	119	32

фильные элементы (Rb, Sr, Ba, Zr) определены рентгенорадиометрическим методом в ПГО "Приморгеология" М.В. Войтишиной. Остальные элементы определены количественным, спектральным анализом в ДВГИ Л.И. Азаровой.

щены в эпидот-альбитовые сланцы, а кремнистые породы — в кварциты с амфиболом, иногда с гранатом. Мощность толщи около 500 м. Снизу вверх по ее разрезу возрастает количество прослоев кремнистых пород. В эпидот-амфибол-альбитовых сланцах отчетливо проявляется структура вулканитов и туфов. Химический состав хавывенских офиолитов позднего палеозоя приведен в табл. 13, из которой следует, что офиолитовые вулканиты характеризуются повышенными содержаниями окислов титана и железа и пониженными Ni, Co, Cr. В этом отношении они близки по составу офиолитовым вулканитам, развивающимся на континентальной коре в других поясах офиолитов Восточной окраины Азии. Геологические данные Хавывенской возвышенности подтверждают это тем, что офиолитовая толща здесь залегает на метаморфизованных породах трахибазальт-трахилипаритовой серии [Бадрединов, Тарарин, 1987]. Высокая степень дислоцированности офиолитов и интенсивно проявленный метаморфизм (в условиях эпидот-амфиболитовой фации) свидетельствуют об их доверхнемеловом, ве-

Оптические константы и состав оливина из гипербазитов

N п/п	Фенокристы оливина						Оливины основной массы		
	Центр			Край			Ng	Np	f
	Ng	Np	f	Ng	Np	f			
1	1,695	1,662	12	1,698	1,665	13	1,690	1,665	10
2	1,687	1,653	7	1,692	1,659	10	1,690	1,656	10
3	1,689	1,645	8	1,692	1,648	10	—	—	—
4	1,692	1,650	10	1,695	1,653	12	—	—	—
5	1,685	1,652	7	1,690	1,655	9	—	—	—
6	1,686	1,649	7	1,693	1,654	11	1,692	1,658	11

Примечание. 1—6 — оливины из дунитов Гальмозьского и Сейнавского массивов Вывенско-Ватынской зоны.

роятно, позднепалеозойском возрасте. По этим особенностям они резко отличаются от верхнемеловых офиолитов, контактирующих с ними по разломам.

Позднемеловые офиолиты (K₂) широко представлены в пределах Олюторско-Камчатского пояса [Селиверстов, 1978]. Поэтому ниже они будут охарактеризованы кратко с акцентом на новые сведения и данные.

Позднемеловые офиолиты распространены в южной части Корякского нагорья (Вывенско-Ватынская зона) и в офиолитовых зонах Восточной Камчатки [Вулканические..., 1984].

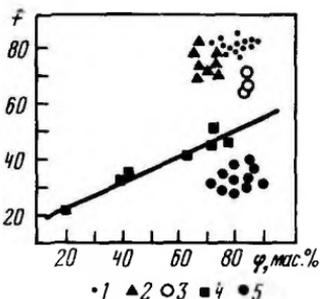
Вывенско-Ватынская зона офиолитов была описана ранее в ряде работ [Грановский, Гуляева, 1981; Зимин и др., 1983], в которых показано, что телам дунитов свойственны зоны закалки, порфиоровые и порфиоровидные структуры. Кроме того, были описаны роговики на контакте с интрузивами гипербазитов.

Исследование состава фенокристов оливина, величиной до 4—5 мм, показало, что они характеризуются регрессивной зональностью состава, так как более магнезиальны внутри и железисты по краям зерен (табл. 14). Разница в железистости центра и краев зерен составляет 2—4%. При этом железистость краевой части фенокристов оливина равна железистости оливина основной массы породы, который кристаллизовался в камере интрузии из магмы, состоящей из смеси силикатной жидкости и магнезиальных зародышей фенокристов. Так что интрузивная природа гипербазитов Вывенско-Ватынской зоны вне всякого сомнения.

Помимо дунитов и крупнозернистых метасоматических пироксенитов в массивах встречаются фации мелкозернистых пироксенитов, состоящих из клинопироксена и титаномагнетита с примесью ильменита. Такие пироксениты, в отличие от метасоматических, всегда мелко- и равнозернисты, структура их сидеронитовая. Концентрация рудных зерен в них достигает 20—30%. Рудные пироксениты встре-

Рис. 11. Диаграмма железистости (f) и хромистости (ϕ) аксессуарных и рудных хромитов из гипербазитов дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенитовой формаций и из коматиитовых лав

1, 2 — аксессуарные хромшпинели из коматиитовых лав (1), дунитов и верлитов (2) Вывенской зоны офиолитов; 3 — рудные хромиты этой же зоны; 4, 5 — аксессуарные (4) и рудные (5) хромиты Кемпирсайского массива гипербазитов



чаются местами в виде фаций в краевых зонах дунитов. Ничего подобного в дунит-гарцбургитовых массивах не встречается.

Весьма специфичны в офиолитах Вывенско-Ватынской зоны хромшпинели. Из диаграммы (рис. 11) видно, что хромшпинели аксессуарные и рудные из гипербазитов и коматиитовых лав являются близкими между собой, что свидетельствует о их генетическом единстве. Все они резко отличаются от хромшпинелей дунит-гарцбургитовой формации более высокой железистостью и в этом отношении имеют много общего с хромитами из дунитов Уральской дунит-клинопироксенитовой формации, что подтверждает ранее высказанное мнение [Зимин, 1963] о том, что Уральская геосинклиналь в своей средней части является наложенной на кору континентального типа умеренной мощности.

Позднемеловые офиолиты Восточной Камчатки протягиваются полосой от о-ва Карагинского и до южного окончания Валагинского хребта. Они развиты также на полуостровах побережья (мыс Камчатский, Озерной). Наиболее крупные массивы гипербазитов в северной части полосы офиолитов. В средней части они погребены под молодыми вулканитами и встречаются в виде ксенолитов гипербазитов в щелочных лавах вулканов. Позднемеловой возраст всех этих образований установлен по радиолариям и подтвержден радиоизотопными определениями [Селиверстов, 1978].

Позднемеловые офиолиты Восточной Камчатки ранее были описаны и весьма подробно в ряде работ [Долматов, 1972; Селиверстов, 1978]. Поэтому здесь отмечаются новые данные по их геологии и составу вулканитов. Материалы показывают, что позднемеловые офиолиты Восточной Камчатки формировались в основном на маломощной континентальной коре, вероятно, мафического типа. Об этом свидетельствует их сонахождение с более древними (P_1) офиолитами на Хавывенской возвышенности и присутствие метаморфических пород оновного состава на Камчатском мысе.

У исследователей офиолитов Камчатки до настоящего времени не существует ясности по вопросу о составе офиолитовых вулканитов и положению их в геологическом разрезе. Новые данные показывают, что в геологическом разрезе позднемеловых пород Восточной Камчатки офиолитам ближе всего соответствуют кремнисто-вулканогенные отложения из нижней толщи ветловской свиты, прослеживаемой на всем протяжении Восточно-Камчатского горстантиклинория. В Валагинском хребте к офиолитам относятся породы,

включенные предшественниками в состав голубовской свиты и представленные пластами афировых стекловатых базальтов и их туфов, переслаивающихся с глубоководными радиоляриями. Мощность отложений в видимой части их разреза составляет 250 км. Фактическая же мощность этих образований возможно больше, так как нижние горизонты свиты в разрезе не наблюдаются.

Химический состав позднемеловых офиолитовых вулканитов из голубовской свиты Восточной Камчатки приведен в табл. 13, из которой видно, что они характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 , железа, калия, а также рубидия, бария и стронция. По этим особенностям они имеют много общего с офиолитами, возникшими на коре континентального типа.

Интрузивные офиолиты позднемелового возраста были описаны ранее и здесь не рассматриваются. В итоге следует отметить, что офиолиты позднего палеозоя и позднего мезозоя в пределах Олюторско-Камчатского полихронного пояса формировались в основном на коре континентального типа. В восточной части Камчатки кора была маломощной, в отличие от коры западной части региона и юга Корякского нагорья. В соответствии с этим находится и размещение гипербазитов в этом регионе.

Новые материалы по офиолитам, приведенные выше, совершенно по-иному высветили роль и развитие Тихоокеанской окраины Азии в фанерозое. Основные результаты их изучения сводятся к следующему.

1. Тихоокеанская окраина Азии представляется как громадная зона многократной и весьма интенсивной трансрегиональной тектономагматической активизации континентальной коры начиная с раннего палеозоя, в результате которой на континентальной коре были сформированы гигантские по размерам эпиконтинентальные полихронные пояса разновозрастных офиолитов: Монголо-Охотско-Чукотский (PZ_1 ; J_3-K_1), Японо-Корякский (P_1 ; J_2-K_1) и Олюторско-Камчатский (P_1 ; J_3-K_1 ; K_2).

2. Офиолитовые пояса Востока Азии возникали в геосинклинальных прогибах, формировавшихся в громадных зонах растяжения (а не раздвига) земной коры континентального типа, и залегают на месте своего образования. Свидетельством этому являются многочисленные дайки молодых (J_3-K_1) офиолитов, пересекающие более древние гипербазиты и габброиды и сосуществующие с разновозрастными им офиолитовыми вулканитами, что хорошо выражено в Куюльской, Пекульнейской и Тайгоносской зонах. При этом в основании молодых офиолитов широко представлены осадочные брекчии, конгломераты с обломками подстилающих их офиолитов, а также песчаники и алевролиты с обломками минералов более древних офиолитов (Куюльская, Пекульнейская, Майницкая зоны) по данным многих исследователей [Зимин и др., 1986; Казимиров, 1985; Марков и др., 1982; Тильман и др., 1982].

Офиолитовые пояса закладывались на сиалической и на мафической коре континентального типа. Последняя по своей из-

начальной природе не была океанической, а представляла собой подвергшиеся частичной эрозии геосинклинальные офиолиты, о чем свидетельствуют значительные (2—3 км) мощности офиолитовых толщ, расслоенность массивов гипербазитов, наличие зон закалок в породах и регрессивная зональность состава фенокристов оливина в перидотитах. Важно то, что наличие зон закалок, порфировых пород и регрессивной зональности фенокристов оливина, при которой они более магнезиальны (высокотемпературны) внутри и более железисты по краям зерен, свойственно всем массивам гипербазитов независимо от их возраста и формационной принадлежности и однозначно свидетельствует о несомненной первичной магматической природе этих образований.

Исследования показали также широкое распространение в офиолитовых комплексах ультраосновных лав типа коматиитов и пикритов в зависимости от мощности земной коры, на которой они формировались. Коматииты распространены в зонах офиолитов с маломощной корой. Они установлены не только в хребте Пекульней, но и в Куюльской и Тайгоносской зонах офиолитов. Пикритовые лавы характерны для офиолитовых зон с большей мощностью континентальной коры (Наданьхада-Бикинская, Сихотэ-Алинские зоны, зона Самбагава на о-ве Хонсю и др.).

Установлено, что состав, геохимические и металлогенические особенности офиолитов находятся в зависимости от мощности континентальной коры, на которой они формировались, и от глубинности источников верхней мантии. Офиолиты, формировавшиеся на мощной континентальной коре, характеризуются отсутствием в их составе ромбического пироксена, повышенной железистостью и титанистостью, более высоким содержанием P_2O_5 , стронция и редкоземельных элементов, свойственных обычно щелочно-ультраосновным комплексам щитов и платформ. Это свидетельствует о том, что в каждой конкретной зоне последовательно формирующиеся во времени офиолиты возникают за счет все более глубинных источников мантии.

С наличием полихронных офиолитовых поясов, а не с субдукцией океанической коры, в континентальной окраине Азии связано присутствие здесь гравитационной ступени, удаленной в сторону материка от его окраины на большое расстояние.

МАГМАТИЗМ СРЕДНИХ И ПОЗДНИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ РЕГИОНОВ

БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ СОВРЕМЕННЫХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

В настоящем разделе в основном на примере Курильских островов рассматриваются особенности состава и происхождения магматических комплексов современных дуг. В Курило-Камчатской зоне помимо магматических продуктов позднекайнозойского вулканизма к островодужному низкотитанистому геохимическому типу [Лутц, 1980; Шульдинер и др., 1987] относятся среди прочих группа мел-палеогеновых малокурильских базальтоидных комплексов и позднемеловые ультраосновные и основные эффузивы валагинской серии Камчатки.

В тектонической структуре Курильской системы выделяются поднятия Большой островной гряды (внутренняя дуга) и Малой островной с ее северо-восточным продолжением в виде подводного хребта Витязя (внешняя дуга), разделенные Срединно-Курильской впадиной (междуговым прогибом), а также впадины глубоководного Курило-Камчатского желоба и окраинно-морской Южно-Охотской котловины (рис. 12).

Геология и магматизм островов Малой гряды исследовались многими геологами [Гаврилов, Соловьева, 1973; Сергеев, 1976; Стрельцов, 1976; Фролова и др., 1985; и др.], результаты К—Аг датирования магматических пород приведены в основном в работах автора [Говоров и др., 1983; Говоров, Цветков, 1985], а последние палеонтологические данные еще в ряде работ [Серова и др., 1984; Красилов и др., 1986]. На основании сопоставления геологических, палеонтологических, геохронологических, петрографических и петрохимических данных базальтоиды Малой Курильской дуги расчленены на 7 синхронных и разновозрастных комплексов: 1) крабово-заводской (сенон) — подводные пиллоу-базальты (бухта Крабовая) с поздними субвулканическими телами андезитобазальтов (бухта Отрадная); 2) матакотанский (поздний сенон) — подводные конгломераты, реже лавы базальтов; 3) малокурильский (маастрихт—палеоцен) — силлы, реже лавы лейкошононит-абсарокитового состава в подводной флишоидной толще; 4) ноторо-томаринский (сенон) — наземные андезитобазальты и базальты; 5) зеленковский (палеоцен—эоцен) — наземные, реже мелководно-морские вулканы в основном андезитобазальтового состава; 6) димитровский (палеоцен—эоцен) — комплекс параллельных даек андезитобазальтов; 7) шикотанский (поздний мел?) — интрузивы преимущественно мезократовых габброидов.

По времени, месту, фаціальным условиям образования и петрохимическим особенностям выделенные комплексы Малой гряды можно объединить в 5 магматических ассоциаций: 1) базальтовую (крабово-заводской и матакотанский), 2) шононитовую (малокурильский), 3) базальт-андезитобазальтовую (ноторо-томаринский), 4) андези-

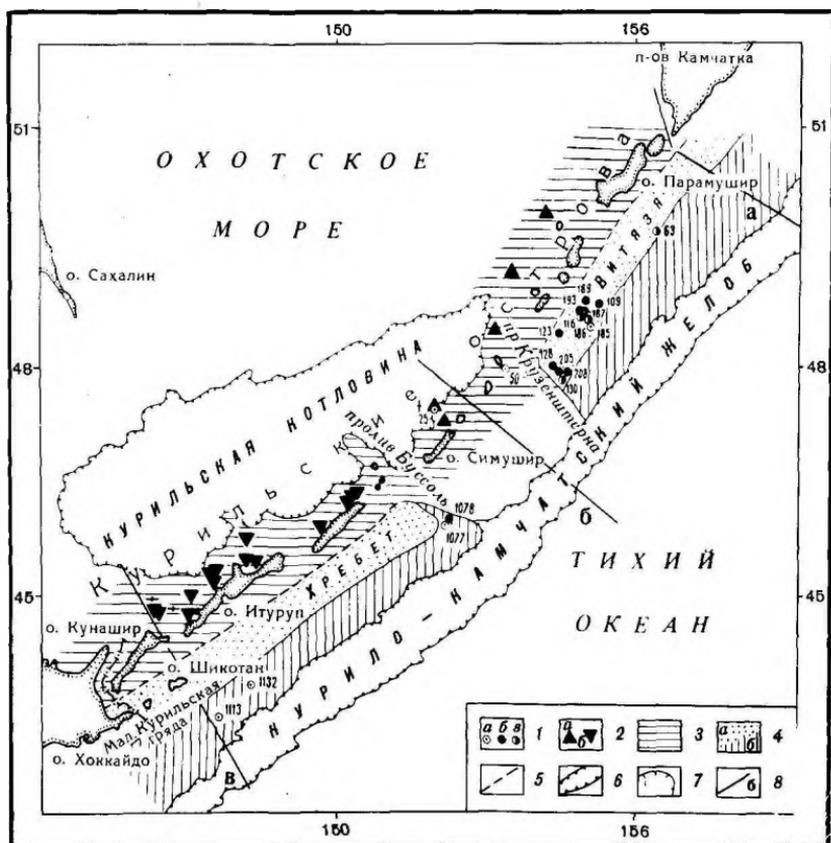


Рис. 12. Схема геологического строения Курильского региона с расположением станций драгирования и главными тектоническими элементами островодужной системы

1, 2 — станции драгирования магматических пород, исследованных в данной работе: 1 — допозднекайнозойских гранитоидных (а), базальт-андезитовых (б), гранитоидных и базальт-андезитовых (в); 2 — четвертичных базальт-андезитовых (а — рейс НИС "Пегас" в 1977 г., СахКНИИ ДВНЦ; б — рейс НИС "Первенец" в 1981 г., ТОИ ДВНЦ); 3—7 — главные тектонические элементы островодужной системы. 3 — поднятие Большой Курильской дуги и его охотоморский склон; 4 — сводовая часть (а) и склоны (б) поднятия Малой Курильской дуги; 5 — ось междудугового прогиба; 6 — впадина глубоководного Курило-Камчатского желоба по изобате 6000 м; 7 — Южно-Охотская окраинно-морская впадина по изобате 3000 м; 8 — геофизические профили. Крестиками помечены станции, на которых наряду с породами известково-щелочной и субщелочной серий были подняты толеитовые (широкий крестик) и известково-щелочные натриевые (высокий крестик) вулканиты; цифры около круглых значков — номера станций драгирования, выполненных в рейсах: НИС "Пегас" в 1977 г., СахКНИИ ДВНЦ (25); НИС "Орлик" в 1977 г., СахКНИИ (50—130); НИС "Первенец" в 1978 г., ТОИ ДВНЦ (185—208); НИС "Пегас" в 1976 г., СахКНИИ (1077—1132)

тобазальтовую (зеленовский и димитровский), 5) габброидную (шикотанский).

Кроме вышеперечисленных в андезитовую ассоциацию нами объединяются породы, драгированные в осевой зоне северо-восточного фланга Малокурильского поднятия (витязевский комплекс), которые

Химические составы основных типов пород вулканических комплексов и ультрамафических ксенолитов Малокурильской дуги

Компонент	1(10)	2(2)	3(5)	4(6)	5(4)	6(7)	7(6)
SiO ₂	50,35	52,94	55,62	49,00	52,21	52,84	55,17
TiO ₂	1,27	1,22	0,71	0,96	0,81	0,63	0,69
Al ₂ O ₃	17,73	19,63	18,48	19,58	18,28	15,37	17,31
Fe ₂ O ₃	5,63	4,17	3,06	5,70	6,27	4,06	3,73
FeO	5,44	3,77	4,29	4,20	3,53	4,69	4,29
MnO	0,24	0,15	0,15	0,18	0,13	0,16	0,20
MgO	4,93	4,59	4,16	5,99	4,82	7,49	4,16
CaO	10,01	8,14	7,47	9,65	8,84	7,25	5,23
Na ₂ O	3,01	4,13	3,91	3,20	3,06	3,48	3,82
K ₂ O	0,98	0,90	1,77	1,23	1,71	3,61	4,77
P ₂ O ₅	0,41	0,35	0,38	0,31	0,33	0,42	0,63
f	54,5	47,9	48,8	46,6	51,6	38,4	50,7
Rb	10	10	18	10	16	54	75
Sr	534	967	930	836	691	769	558
Ba	511	828	772	492	633	707	1159
Zr	80	61	51	26	61	43	66
Ni	23	14	7	27	24	164	15
Co	47	40	28	43	29	42	19
Cr	18	4	6	18	21	539	18
V	215	210	146	314	292	204	193
Sr/Ca	0,0075	0,0166	0,0174	0,0121	0,0109	0,0148	0,0149
Ba/Ca	0,0071	0,0142	0,0145	0,0071	0,0100	0,0136	0,0310

представлены в основном андезитами палеогенового возраста с резко изменчивой степенью окисления, железа, свойственной эффузивам субаэральной фации. Станции драгирования вулканитов показаны на рис. 12.

Химический состав пород позднемеловых—палеогеновых вулканических комплексов Малокурильского поднятия приведен в табл. 15.

На рис. 12 показаны также некоторые станции драгирования допозднемеловых известково-щелочных и сущелочных (повышенной калиевоности) гранитов вулканического и плутонического классов, ведущая роль среди которых, по изотопным данным, принадлежит позднеюрско-раннемеловым породам [Шульдинер и др., 1987]. По составу и возрасту наиболее вероятными аналогами курильских являются гранитоиды гор Китаками и Абакума на о-ве Хонсю (Япония). По всей видимости, проявления кислых магматических пород по периферии Тихого океана в Японо-Курильском секторе представляют собой фрагменты раннемелового краевого вулкано-плутонического пояса. Из этого следует, что Курильская островная дуга,

8(4)	9(1)	10(1)	11(3)	12(10)	13(8)	14(9)	
50,51	48,32	41,05	49,87	54,20	53,70	56,07	Si
0,66	0,63	1,44	1,04	0,59	0,88	0,76	Ti
16,37	5,65	12,51	17,97	16,37	18,73	18,32	Kf
4,84	4,49	8,49	6,59	4,38	4,32	4,15	Fe ³
4,72	6,67	9,01	3,03	3,89	3,84	2,94	Fe ²
0,17	0,20	0,15	0,27	0,17	0,16	0,15	Al
7,55	15,00	13,58	6,09	7,17	5,14	4,45	Mg
10,53	17,27	10,26	10,12	8,50	8,07	7,26	Ca
2,39	1,06	1,99	3,80	3,19	3,64	3,87	
1,94	0,58	1,29	0,96	1,25	1,25	1,71	
0,32	0,12	0,22	0,28	0,29	0,26	0,32	
40,2	28,6	40,7	45,1	38,0	45,3	45,7	
30	10	14	10	18	14	31	
586	171	454	587	617	664	644	
692	73	244	362	457	496	519	
29	10	10	24	44	58	72	
44	370	150	27	71	36	27	
28	63	52	39	38	30	24	
65	2300	41	22	127	28	24	
198	230	400	263	190	240	150	
0,0078	0,0014	0,0062	0,0081	0,0102	0,0115	0,0124	
0,0092	0,0006	0,0033	0,0050	0,0075	0,0086	0,0100	

скорее всего, заложилась на краю континента, существовавшего здесь по крайней мере с середины юры, если не ранее.

Б.Н. Пискунов [1987], проведя анализ материала по вещественному составу и возрасту неоген-четвертичных вулканогенных отложений на Больших Курильских островах, предлагает объединить их в четыре литолого-стратиграфических подразделения, отвечающих региональным комплексам: 1) зеленотуфовому (ранний—средний миоцен), 2) вулканогенно-кремнисто-диатомовому (верхний миоцен—нижний плиоцен), 3) базальтоидному (верхний плиоцен), 4) четвертичному андезитовому. Автором исследованы представители вулканитов всех четырех региональных комплексов. Изученные базальт-андезитовые ассоциации пород (табл. 16) слагают локальные магматические комплексы отдельных вулканоструктур (Баранского, Богдана Хмельницкого на о-ве Итуруп), вулканогенных отложений западного (район от озера Валентина до ключа Тройного) и восточного (мыс Гемерлинг) побережий о-ва Кунашир, Западную зону Большой Курильской дуги (погруженные под воду вулканы). К раннему—среднему мио-

Компонент	15(4)	16(11)	17(10)	18(7)	19(1)	20(2)	21(4)
SiO ₂	62,60	54,11	54,45	55,09	49,69	50,43	59,92
TiO ₂	0,69	0,59	0,82	0,83	0,95	0,78	0,87
Al ₂ O ₃	15,21	16,11	18,12	18,19	13,60	17,40	16,14
Fe ₂ O ₃	3,19	3,74	3,95	2,89	3,53	4,29	2,54
FeO	2,70	4,13	3,88	4,94	6,80	6,56	4,63
MnO	0,10	0,15	0,15	0,17	0,16	0,22	0,10
MgO	3,98	8,24	5,37	4,38	10,07	6,36	3,83
CaO	6,94	8,36	7,73	6,94	11,47	8,43	5,20
Na ₂ O	3,06	3,06	3,85	4,49	2,20	3,62	3,70
K ₂ O	1,15	1,21	1,37	1,72	1,28	1,54	2,79
P ₂ O ₅	0,38	0,30	0,31	0,36	0,25	0,35	0,28
f	44,0	33,8	43,6	49,1	35,7	47,8	50,3
Rb	23	14	16	17	18	22	65
Sr	642	511	573	673	423	560	429
Ba	527	382	655	765	338	438	919
Zr	53	51	71	52	42	55	115
Ni	35	112	43	27	100	31	31
Co	24	35	28	19	73	70	42
Cr	66	149	48	33	230	20	53
V	287	128	190	174	130	185	230
Sr/Ca	0,0130	0,0086	0,0104	0,0136	0,0052	0,0093	0,0115
Ba/Ca	0,0106	0,0064	0,0119	0,0154	0,0041	0,0073	0,0247

Примечание. Острова Малой Курильской гряды: 1—3 — крабовозаводской комплекс (1 — пиллоу-базальты бухты Крабовая; 2, 3 — лейкобазальты и лейкоандезитобазальты бухты Отрадная); 4, 5 — базальты и лейкобазальты матакотанского комплекса; 6, 7 — абсарокитовые и лейкошошонитовые долериты малокурильского комплекса; 8 — субкалиевые базальты эруптивных брекчий горы Шикотан (ноторо-томаринский комплекс); 9, 10 — ультрамафические ксенолиты в вулканитах горы Шикотан (9 — гастингситовый клинопироксен, 10 — горнблендит); 11—15 — зеленковский комплекс (11 — базальты, 12 — меланоандезитобазальты, 13 — андезитобазальты, 14 — лейкоандезитобазальты, 15 — известковые андезиты); 16—18 — димитровский комплекс параллельных даек (16 — меланоандезитобазальты, 17 — андезитобазальты, 18 — лейкоандезитобазальты). Северный фланг подводного хребта Витязь: 19—21 — субщелочная ассоциация вулканитов витязевского комплекса (19 — магнезиальный базальт, 20 — базальты, 21 — андезиты).

цену относится западнокунаширский комплекс, к позднему миоцену — плиоцену — восточнокунаширский комплекс, к позднему плиоцену — базальты основания вулкана Хмельницкого, остальные породы комплексов относятся к четвертичному времени образования. Расположение станций драгирования подводных вулканических гор Большой Курильской дуги показано на рис. 12.

При химической типизации островодужных вулканитов в последние годы выделяются по крайней мере три петрохимических серии:

толеитовая (известковая), известково-щелочная и субщелочная [Jakes, Gill, 1970; Miyashiro, 1974; Пискунов, 1976; Фролова и др., 1985; Богатиков и др., 1985]. Кроме того, после классической работы Г. Джоплина [1968] ряд авторов предлагает вычленять из субщелочной серии экзотическую ассоциацию шошонитовых пород в самостоятельную серию. Большинство упомянутых исследователей считают, что среди нещелочных рядов пород главными признаками для толеитовых серий является феннеровский путь эволюции, а для известково-щелочных — боуэновский. Б.Н. Пискунов [1976] полагает, что при определении сериальной принадлежности пород более корректным критерием является содержание щелочей. При этом во избежание путаницы низкощелочную серию он предлагает назвать известковой (по М. Пикоку), а не толеитовой. Придерживаясь рекомендации Б.Н. Пискунова, но учитывая петрохимическую специфику островодужных вулканических серий, при их анализе, по мнению автора, целесообразно также особо выделять субфеннеровский и суббоуэновский (собственно островодужный) эволюционные тренды.

Субфеннеровский тренд эволюции с равноценным накоплением железа (по отношению к магнию) и щелочей в породах довольно четко проявлен в ряде известково-щелочных до типично щелочных серий базальтоидов и хорошо фиксируется на общеизвестной диаграмме *AFM*, разделяя магниевый угол графика примерно пополам, а на диаграмме "железистость—кремнезем" близок к феннеровскому. Среди малокурильских пород по этому типу эволюционируют долериты шошонитовой ассоциации и андезитобазальты даек димитровского комплекса (рис. 13, см. 2 и 5), отражая процессы внутрикамерной кристаллизационной дифференциации.

Суббоуэновский путь эволюции заключается в незначительном увеличении или падении железистости, а также в умеренном или слабом росте содержаний щелочей по мере по кислению составов пород (как известно, нормальный боуэновский тренд эволюции составов характеризуется быстрым накоплением щелочей). В ассоциации пород локальных комплексов и структур островных дуг эти признаки могут усиливаться или исчезать вместе или по отдельности, но при подсчете валовых составов известково-щелочных, субщелочных и отчасти известковых вулканических серий по конкретным дугам проявляются не так ярко (см. рис. 13, тренды А, Б и В), чтобы подобный эволюционный тренд возможно типизировать как островодужный. По островодужному типу эволюционируют породы крабоводского комплекса и ассоциация субжелезистых вулкаников зеленоского комплекса от базальтов до андезитов (см. рис. 13, см. 1 и 4).

Вулканиды базальтовой и андезитобазальтовой ассоциаций, составляющие основной объем пород Малокурильской структуры, относятся к известково-щелочной и субщелочной сериям (см. табл. 15, рис. 13).

Как известно, в пределах Большой Курильской дуги выделяются две петрохимические зоны — Главная, умеренно щелочная, и Западная, повышенной щелочности [Горшков, 1967; Пискунов, 1976; и др.]. В Главной петрохимической зоне наибольшее распространение имеют

Химические составы пород базальт-андезитовой ассоциации вулканоструктур и комплексов Большой Курильской дуги

Компонент	1(3)	2(3)	3(1)	4(1)	5(3)	6(1)	7(1)
SiO ₂	51,70	55,42	66,93	48,44	52,21	59,20	53,28
TiO ₂	0,62	0,61	0,53	0,78	0,96	0,82	0,72
Al ₂ O ₃	18,24	17,76	14,77	16,42	17,60	16,24	14,61
Fe ₂ O ₃	3,26	2,70	1,16	1,06	2,23	1,11	2,43
FeO	7,11	6,53	4,73	9,10	7,95	6,19	6,98
MnO	0,17	0,15	0,03	0,20	0,16	0,13	0,14
MgO	5,87	4,74	2,13	9,85	4,81	2,59	9,21
CaO	10,48	9,47	5,98	10,97	11,00	9,51	9,91
Na ₂ O	2,14	2,21	3,11	2,26	2,27	2,84	1,80
K ₂ O	0,26	0,31	0,58	0,54	0,45	0,99	0,65
P ₂ O ₅	0,15	0,10	0,05	0,38	0,36	0,38	0,27
f	48,9	51,4	60,1	36,4	53,7	61,0	35,8
Rb	3	10	10	10	6	10	10
Sr	250	229	191	219	238	314	265
Ba	82	113	272	141	147	170	136
Zr	10	24	52	12	39	47	31
Ni	71	54	270	200	84	84	170
Co	92	73	30	64	53	90	44
Cr	68	73	110	240	104	160	690
V	305	283	350	180	227	230	260
Sr/Ca	0,0033	0,0034	0,0045	0,0028	0,0030	0,0048	0,0038
Ba/Ca	0,0011	0,0017	0,0064	0,0018	0,0019	0,0026	0,0019

вулканиты известково-щелочной и известковой серий. В Западной зоне (подводные вулканы) наряду с вулканитами известково-щелочной и субщелочной серий обнаружены и толеитовые породы в нарушение упомянутого правила петрохимической зональности дуг. Вулканическим сериям обеих зон свойственны разные типы эволюции с преобладанием суббоуэновского пути в базальт-андезитобазальтовых членах базальт-андезитовых ассоциаций (табл. 16) при повышенной железистости основного объема вулканитов.

При геохимической интерпретации петрогенезиса естественных магматических ассоциаций автором применена методика японских геохимиков [Onuma et al., 1981], построенная на анализе диаграммы Sr/Ca—Ba/Ca (SB-диаграмма) для серии изверженных пород отдельных вулканических центров. Основываясь на материалах по дуге Идзу, Н. Онума с соавторами выдвинули предположение о плавлении мантийного субстрата хондритового геохимического типа. В дальнейшем А.А. Цветков [1987] на материалах других эпокееанических (юных) дуг подтвердил это предположение. Особенно наглядным доказательством правильности теоретических посылок мето-

	8(1)	9(4)	10(2)	11(5)	12(3)	13(4)	14(3)
54,48	60,19	50,32	57,09	52,02	50,78	55,50	
0,68	0,57	1,03	0,96	0,96	0,97	0,90	
15,64	15,87	17,87	17,41	17,78	19,75	17,83	
5,06	2,74	2,11	1,52	6,66	4,58	4,19	
5,01	5,54	6,83	6,40	4,04	4,88	3,62	
0,16	0,16	0,19	0,13	0,10	0,17	0,16	
6,51	3,38	7,07	4,80	5,52	4,64	4,75	
9,38	7,47	10,95	6,83	9,71	10,12	8,60	
2,19	2,76	2,37	3,09	2,45	2,65	2,71	
0,73	1,14	0,92	1,40	0,43	1,17	1,41	
0,16	0,18	0,34	0,37	0,33	0,29	0,31	
45,2	56,9	40,9	47,6	50,4	52,1	46,6	
10	23	17	34	6	13	17	
288	266	528	451	437	605	445	
142	267	204	374	124	289	254	
43	78	52	119	26	69	87	
120	64	106	62	34	42	45	
34	30	40	27	32	25	24	
440	88	198	43	27	84	126	
300	253	250	238	182	350	270	
0,0043	0,0050	0,0068	0,0092	0,0064	0,0084	0,0072	
0,0021	0,0050	0,0026	0,0076	0,0018	0,0040	0,0058	

дики являются данные по бонинитовым породам Марианской дуги [Sharaskin, 1982]. Все точки бонинитов четко ложатся на линию частичного плавления хондритового субстрата (рис. 14, см. П).

Вместе с тем отвечающие составу исходных магм базальтоиды известково-щелочных, субщелочных и особенно шошонитовых ассоциаций приконтинентальных (развитых и зрелых) островных дуг имеют Sr/Ba отношения около 2 в известково-щелочных до 0,8 — в шошонитовых. Это значительно ниже, чем в толеитовых островодужных исходных магмах (Sr/Ba отношение около 3), что заставляет усомниться в происхождении серий повышенной щелочности из мантии хондритового химического состава. Это подтверждается материалами [Марковский, Ротман, 1981] по субкалиевым и калиевым ультраосновным эффузивам Валагинского хребта Камчатки ("валагинитам") [Говоров и др., 1987], формирующим обособленный тренд на SB-диаграмме (рис. 14, см. Ш). Можно предполагать, что химические составы валагинских пикритов в определенной мере соответствуют составам субстратов для выплавления шошонитовых, а также относительно калиевых субщелочных и известково-щелочных

Таблица 16 (окончание)

Компонент	15(3)	16(1)	17(1)	18(2)	19(1)	20(1)	21(3)
SiO ₂	60,67	46,84	54,53	59,67	48,88	48,33	55,51
TiO ₂	0,58	0,80	0,87	0,83	1,08	0,86	0,72
Al ₂ O ₃	17,43	20,06	18,15	15,01	16,49	19,14	17,61
Fe ₂ O ₃	4,30	3,09	2,07	2,14	3,41	0,01	3,68
FeO	2,47	6,78	7,14	7,44	6,90	9,94	4,60
MnO	0,12	0,20	0,20	0,23	0,44	0,23	0,23
MgO	2,85	8,36	4,11	3,86	7,55	5,93	3,95
CaO	6,18	10,61	8,85	6,57	10,85	10,96	8,38
Na ₂ O	3,31	2,69	3,04	4,22	2,88	2,77	3,25
K ₂ O	1,73	0,41	0,79	0,81	1,31	1,48	1,73
P ₂ O ₅	0,36	0,16	0,25	0,22	0,29	0,35	0,34
f	55,3	39,1	55,1	64,7	42,6	48,4	52,9
Rb	22	7	13	14	13	27	30
Sr	440	416	400	340	483	710	620
Ba	560	98	168	196	310	436	591
Zr	99	32	44	60	51	52	67
Ni	24	60	24	6	110	14	28
Co	6	70	29	8	76	18	13
Cr	64	80	16	3	130	8	23
V	210	160	80	20	250	240	105
Sr/Ca	0,0100	0,0055	0,0063	0,0072	0,0062	0,0091	0,0106
Ba/Ca	0,0127	0,0013	0,0027	0,0042	0,0040	0,0056	0,0099

Примечание. 1—11 — вулканы островов Главной петрохимической зоны. 12—21 — породы подводных вулканов Западной петрохимической зоны. Миоценовые породы: 1—3 — известковые базальты (1), андезитобазальты (2), дацит (3) восточно-кунаширского комплекса (о-в Кунашир, район мыса Гемерлинга); 4—6 — известковые магнезиальный диабаз (4), базальты (5), андезит (6) западнокунаширского комплекса (западный берег о-ва Кунашир). Плиоцен-четвертичные породы: 7—9 — известковые (K—Na подсерия) магнезиальный базальт (7), меланоандезитобазальт (8), андезиты (9) вулкана Баранского (о-в Итуруп); 10, 11 — структура вулкана Богдана Хмельницкого (о-в Итуруп) (10 — известково-щелочные магнезиальные базальты основания, 11 — андезиты конуса); 12—15 — вулканы южного фланга Западной зоны (12 — известковые базальты, 13 — известково-щелочные, 14 — андезитобазальты и 15 — андезиты); 16—21 — вулканы центрального и северного флангов Западной зоны (16—18 — известково-щелочные (Na подсерия) магнезиальный базальт — 16, андезитобазальт — 17 и андезиты — 18; 19—21 — субщелочные магнезиальный базальт — 19, базальт — 20 и андезитобазальты 21).

магм островных дуг, поскольку пикриты ассоциируются с низкотитанистыми (островодужный геохимический тип) калиевыми и субкалиевыми базальтоидами валангинской серии — абсарокитами, шошонитами, латитами, базальтами и андезитами повышенной калиевости.

На SB-диаграмму нанесены данные по мел-палеогеновым базальтоидным комплексам Малой Курильской гряды и позднекайнозойским базальт-андезитовым ассоциациям Большой Курильской гряды

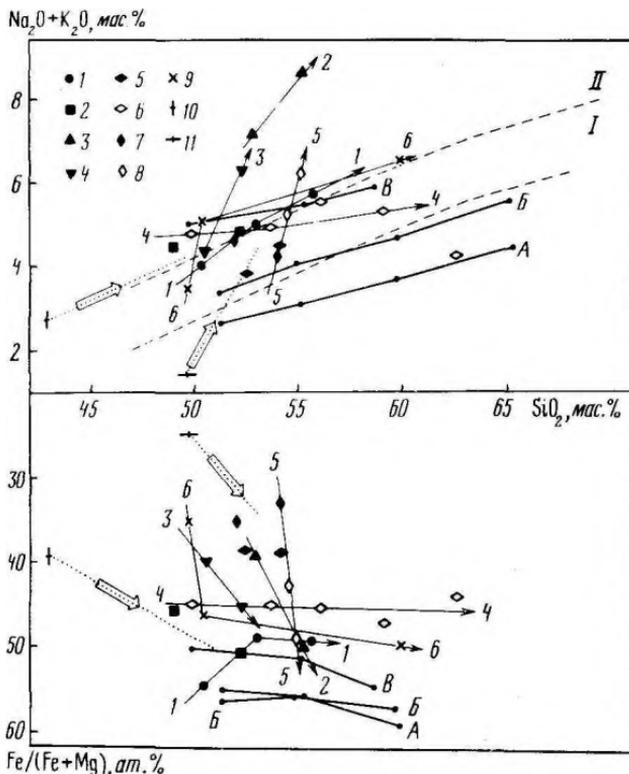


Рис. 13. Диаграмма состава основных типов пород вулканогенных комплексов Малокурильской дуги

Основные типы пород магматических комплексов: 1 — крабовозводского, 2 — матокотанского, 3 — малокурильского, 4 — ноторо-томаринского (базальты горы Шикотан), 5, 6 — зеленовского (5 — магнезиальные типы, 6 — субжелезистые типы), 7, 8 — димитровского (7 — магнезиальные типы, 8 — субжелезистые типы), 9 — витязевского (субщелочные типы); 10, 11 — ксенолиты горнблендитов (10) и клинопироксенитов (11) в лавобрекчиях горы Шикотан. А, Б, В — тренды четвертичных вулканитов известковой (А), известково-щелочной (Б) и субщелочной (В) серий Большой Курильской гряды по средним данным [Абдурахманов, 1982]. Поля развития магматических пород нормального (I) и субщелочного (II) рядов разделены пунктирной линией. Тонкими линиями со стрелками показаны направления эволюции пород крабовозводского (1), малокурильского (2), ноторо-томаринского (3), витязевского (6) комплексов, а также субжелезистой серии вулканитов зеленовского (4) и андезитобазальтовой ассоциации пород димитровского (5) комплексов. Точечными линиями со стрелками показаны возможные генетические связи железистых базальтоидов с горнблендитами, магнезиальных пород с клинопироксенитами

(см. рис. 14). На графике четко проявляются дифференцированные (с отсадкой плагиоклаза) серии пород малокурильского и димитровского комплексов (субгоризонтальные тренды), тогда как тренды крабовозводской и зеленовской вулканических ассоциаций от базальтов (49—50% SiO_2 и 5—8% MgO) до лейкоандезитобазальтов и андезитов (56—63% SiO_2 и 3—4% MgO) тяготеют к наклонным линиям частичного плавления. Следовательно, получение базальт-андезитовой серии расплавов с островодужным суббуэновским типом эволюции возможно путем непосредственного выплавления из подостроводужного субстра-

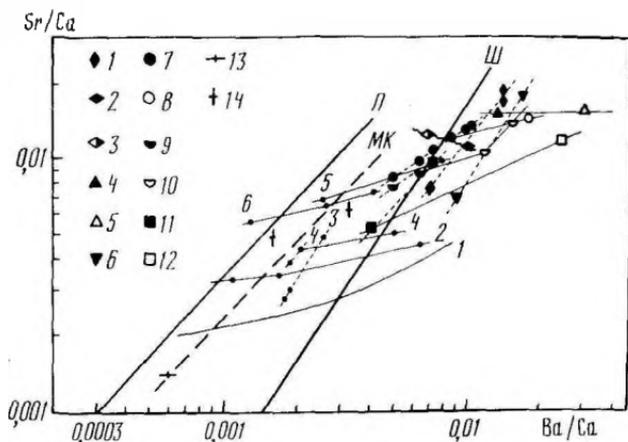


Рис. 14. Диаграмма состава вулканитов Курильской островодужной системы

Породы малокурильских комплексов: 1 — базальты, лейкобазальты и лейкоандезитобазальты крабовозводского комплекса; 2, 3 — лейкобазальты (2) и базальты (3) матакотанского комплекса; 4, 5 — абсарокиты (4) и лейкошошониты (5) малокурильского комплекса; 6 — субкалиевые базальты и лейкобазальты горы Шикотан (ноторо-томаринский комплекс); 7, 8 — магнезиальные андезитобазальты и базальты, субжелезистые базальты, андезитобазальты, лейкоандезитобазальты, известковые андезиты (7), известково-щелочные андезиты (8) зеленцовского комплекса; 9, 10 — магнезиальные андезитобазальты и базальты (9), субжелезистые андезитобазальты и лейкоандезитобазальты (10) димитровского комплекса; 11, 12 — магнезиальные и субжелезистые базальты (11), андезиты (12) субщелочной серии витязевского комплекса; 13, 14 — ксенолиты клинопироксенов (13) и горнблендитов (14) в базальтах горы Шикотан (залитые и полузалитые значки — породы, отвечающие составу первичных магм; незалитые значки — продуктам кристаллизационной дифференциации первичных магм). Пронумерованные линии: 1 — толентовая базальт-дацитовая серия вулканитов о-ва Оshima дуги Идзу [Onuma et al., 1981]; 2 — толентовая базальт-андезитобазальт-дацитовая серия восточнокунаширского комплекса; 3 — толентовая долерит-базальт-андезитовая серия западнокунаширского комплекса; 4 — калиево-натриевая базальт-андезитовая известковая серия вулкана Баранского; 5 — известково-щелочная базальт-андезитовая серия хмельницкого комплекса; 6 — натриевая базальт-андезитобазальт-андезитовая ассоциация вулканитов известково-щелочной серии западнокурильского комплекса.

Жирные линии — тренды первичных магм и их материнских субстратов: П — толентов и примитивных ("хондритовых") перидотитов (аппроксимируется по составам обыкновенных хондритов и бонинитов Марианской дуги), Ш — субщелочных и субшошонитовых островодужных базальтоидов и метаперидотитов натриево-калиевых (субшошонитовый тренд, аппроксимируется по составам калиевых и субкалиевых ультраосновных вулканитов Валагинского хребта Камчатки), МК — тренд курильских субстратов по ксенолитам шикотанских горнблендитов и клинопироксенов; сплошные тонкие линии — тренды серий дифференцированных пород с участием плагиоклаза во фракционировании; пунктирные линии — тренды серий пород, полученных в результате разной степени плавления единого или близких по геохимическому составу субстратов; волнистая линия — тренд частичного плавления предположительно плагиоклазосодержащих субстратов

та верхней мантии (подобный наклон трендов обусловлен частичным плавлением бесплагиоклазовых ультрамафических пород). Более пологий по сравнению с теоретическим наклон тренда частичного плавления зеленцовских пород объясняется заражением вулканических толщ свиты андезитобазальт-лейкоандезитобазальтовыми продуктами дифференциации первичных магм димитровского комплекса.

В магматических комплексах Большой Курильской дуги также выделяются как дифференцированные серии, так и серии вулканических пород, происшедшие в результате частичного плавления подкоровых и нижнекоровых субстратов. К чисто дифференцированным относятся толеитовая серия восточнокунаширского комплекса, известково-щелочные серии хмельницкого и натриевых вулканитов западнокунаширского комплексов. В результате различной степени плавления субстрата мантии получилась толеитовая долерит-базальт-андезитовая ассоциация пород западнокунаширского комплекса. При формировании вулканических пород баранского, известково-щелочного и субщелочного западнокурильских комплексов принимали участие процессы кристаллизационной дифференциации магм и частичного плавления магнегенерирующих субстратов.

Глиноземистые базальты с аномально высокими (2—4; см. табл. 15) Sr/Ba отношениями (матакотанский, западнокурильские комплексы) выплавлялись, вероятно, из обводненных плагиоклазсодержащих габброидных субстратов.

Из диаграммы (см. рис. 14) видно, что фигуративные точки пород малокурильских комплексов, отвечающих составам недифференцированных магм, группируются вблизи тренда валагинитов, в то время как недифференцированные вулканы Большой Курильской дуги занимают поле между хондритовой (линия П) и валагинитовой (линия Ш) линиями вокруг тренда составов ультрамафических ксенолитов в лавобрекчиях горы Шикотан (линия МК) — амфиболовых клинопироксенов и горнблендитов. Можно предполагать в первом приближении, что минералогический состав субстратов для выплавления магм обеих дуг отвечает составу пород амфибол-пироксеновых ксенолитов, обнаруживаемых в лавах Курильских островов.

Процесс метасоматоза сухого вещества мантии во флюидных потоках, предворяющий появление расплавов, привлекается в гипотезах магмообразования в качестве эффективного механизма, объясняющего природные наблюдения и обеспечивающего изменение состава субстрата в сторону обогащения его крупнокатионными литофильными элементами [Пискунов, 1987; И.Н. Говоров, Г.И. Говоров, 1982; McCulloch, Pertit, 1981]. В областях над зонами повышенной проницаемости (сейсмофокальными) для мантийных флюидов обеспечиваются условия многократного обогащения мантии элементами, легко растворимыми во флюидах (Si, Al, крупноионные литофилы, легкие РЗЭ). Их фиксация в коре и мантии происходит в минералах группы амфибола, к которым с глубиной присоединяется более термостойкий флогопит [Рябчиков, 1982].

Особенностями минералогического состава и частичного плавления пироксенит-горнблендитового субстрата удовлетворительно объясняется контрастная магнезиальность недифференцированных пород малокурильских комплексов в частности, а также высокая железистость базальтоидов и характерный суббоуэновский тренд преобладающего объема вулканических пород островных дуг в целом. Примечательной чертой ксенолитов амфиболизированных пироксенитов (см. табл. 15) является неравновесная ассоциация магнезиального

клинопироксена ($f = 12 \div 20\%$) и железистого окисленного гастингсита ($f = 27 \div 35\%$).

Если предположить частичное плавление мантии, содержащей низкомагнезиальный амфибол типа гастингсита, то при ряде логических допущений возможно получить большинство вулканических серий, отвечающих природным островодужным ассоциациям.

Очевидно, магнезиальные силикаты первичной мантии не начнут плавиться до полного или почти полного исчерпания (плавления и разложения) железистого амфибола в исходном субстрате. Поэтому можно предполагать, что субжелезистые недифференцированные породы малокурульских комплексов образовались в основном за счет селективного плавления гастингситовой фазы этого субстрата [Цветков и др., 1986]. При формировании магнезиальных магм вулканитов андезитобазальтовой ассоциации существенную роль приобретает плавление магнезиального клинопироксена вслед за переходом в жидкость амфибола и легкоплавких продуктов разложения последнего. Это предположение подтверждается интерпретацией диаграммы Ni/Cr—Cr, на которой недифференцированные субжелезистые вулканы попадают в поле горнблендитов, а магнезиальные — в поле клинопироксенитов (рис. 15).

За счет селективного плавления субжелезистой горнблендитовой составляющей магнезиального субстрата образовалось, вероятно, множество субжелезистых и железистых базальтоидов, представляющих значительный объем вулканитов островных дуг. Масштабность этого процесса доказывается: 1) весьма частой ассоциацией железистых и магнезиальных пород в вулканических комплексах и структурах (зеленовский, витязевский, западнокунаширский комплексы, вулкан Баранского, субщелочные базальты Западной зоны и т.п.), а также их связью едиными трендами частичного плавления на SB-диаграммах при отсутствии минералого-петрохимических критериев кристаллизационной дифференциации; 2) высокой железистостью и низкой хромистостью базальтоидов в сравнении с андезитоидами в ряде островодужных комплексов. Все это свидетельствует о высокой насыщенности достаточного магнезиального (редкое, но регулярное появление магнезиальных эффузивов в ассоциации железистых пород) подостроводужного субстрата субжелезистыми фазами, скорее всего амфиболом, что и приводит к избирательному плавлению последнего при повышении температур в мантии.

Изложенный материал приводит к ряду выводов, имеющих непосредственное отношение к происхождению магм и магматических серий островных дуг.

1. Магмообразование в островных дугах протекает на мантийных (ультрамафические субстраты) и в меньшей степени на коровых (плагиоклазсодержащие субстраты) уровнях тектоносферы.

2. Распределение (отношение) крупноионных Sr и Ba в мантии и родоначальных магмах внутриокеанических и, вероятно, в неизменной мантии приконтинентальных островных дуг соответствует таковому в хондритах.

3. Магмогенерирующие субстраты приконтинентальных островных

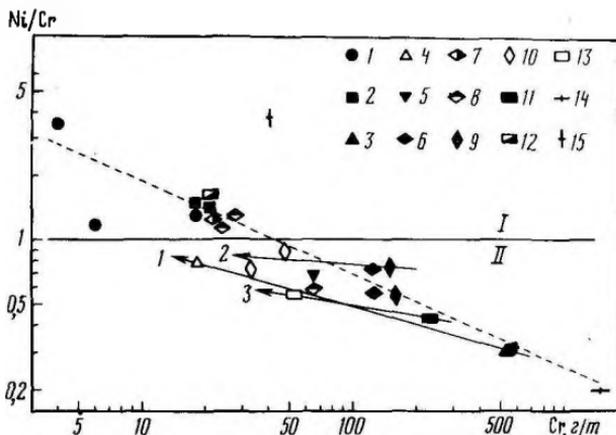


Рис. 15. Диаграмма Ni/Cr—Cr для малокурильских вулканитов

1 — базальтоиды крабовозводского комплекса (пиллоу-базальты бухты Крабовой, лейкобазальты и лейкоандезитобазальты отрядненского субкомплекса); 2 — базальты и лейкобазальты матакотанского комплекса; 3, 4 — абсарокиты и лейкошошониты малокурильского комплекса; 5 — субкалиевые базальты горы Шикотан (ноторо-томаринский комплекс); 6—8 — магниальные андезитобазальты и базальты (6), субжелезистые базальты (7), субжелезистые андезитобазальты, лейкоандезитобазальты и известковые андезиты (8) зеленцовского комплекса; 9, 10 — магниальные андезитобазальты и базальты (9), субжелезистые андезитобазальты и лейкоандезитобазальты (10) димитровского дайкового комплекса; 11—13 — магниальный базальт (11), субжелезистые базальты (12) и андезитобазальты (13) субщелочной серии витязевского комплекса; 14 — амфиболовые клинопироксениты; 15 — горнблендит. Поля: I — преимущественного (селективного) плавления субжелезистой горнблендитовой фазы магмогенерирующего субстрата, II — совместного плавления амфиболовой и магниальной пироксеновой фаз субстрата. Стрелками показаны направления кристаллизационной дифференциации шошонитовой серии пород малокурильского комплекса (1), андезитобазальтовой ассоциации димитровского комплекса параллельных даек (2), базальт-андезитовой ассоциации витязевского комплекса (3). Пунктирные линии — общий тренд позднемоловых—палеогеновых первичных магм Малокурильского поднятия (аппроксимируется по залитым и полузалитым значкам)

дуг обогащены крупнокатионными литофильными элементами (ККЛЭ) — Rb, K, Sr, Ba, что и является причиной высокого содержания последних в вулканических сериях приконтинентальных дуг в сравнении с эпиконтинентальными. Об этом свидетельствует закономерное уменьшение Sr/Ba, Sr/Ca и Ba/Ca отношений в субстратах и магмах приконтинентальных дуг, что приводит к смещению их изосубстратных трендов и линий частичного плавления в правую сторону SB-диаграмм относительно хондритовой линии частичного плавления.

4. По геологическим и геохимическим данным, возрастает глубинность генерации магм при увеличении степени обогащения последних крупнокатионных когерентных литофильных элементов (ККЛЭ) в ряду типовых вулканических серий дуг — известковой (толеитовой), известково-щелочной, субщелочной, шошонитовой, что говорит о приносе ККЛЭ в островодужные субстраты и магмы из мантии.

5. Основными агентами привноса ККЛЭ в подостроводужную мантию считаются интрателлурические флюиды. Главными кон-

центрами ККЛЭ в субстратах являются амфиболы, о чем свидетельствует преобладание Na над K, Sr над Ba в родоначальных магмах главнейших вулканических серий.

6. Естественная ассоциация вулканитов повышающейся кремнекислотности — базальт-андезитобазальт-андезит — может возникать путем кристаллизационной дифференциации и посредством порционного (частичного) плавления коромантийного субстрата. Об этом свидетельствуют характерные тренды на SB-диаграммах и минералого-петрохимические оценки.

7. В приконтинентальных островных дугах определяющим фактором формирования типовой высокожелезистой базальт-андезитовой ассоциации со слабым накоплением железа и щелочей в породах является селективное плавление неравновесного с магнезиальным субстратом железистого амфибола, в процессе которого происходит фракционирование водных щелочносодержащих минералов (амфибола, биотита) и магнетита на начальных стадиях анатексиса водосодержащей мантии до отделения магм от субстратов.

Причиной относительно высоких концентраций крупнокатионных литофильных элементов в вулканитах Курильских дуг является, по всей видимости, заложение и развитие ее над долгоживущей, хорошо проработанной флюидофильными элементами и слабо мигрирующей сейсмокальной зоной, которая фиксирует окраину Азиатского континента. Об этом свидетельствуют близпараллельное и телескопическое развитие курильских вулканических поясов (раннемелового гранитоидного, позднемелового—палеогенового андезитобазальтового и позднекайнозойского базальт-андезитового), а также повышенные содержания апатита в долеритах малокурильского комплекса, характерные обычно для магматических пород платформенных областей. Это дает нам основание предполагать, что Курильская островная дуга в современном ее выражении представляет затопленный окраинно-континентальный пояс.

БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ ПАЛЕОЗОЯ И МЕЗОЗОЯ

В северо-восточной части Тихоокеанской окраины Азии начиная с палеозоя реконструируется несколько палеоостроводужных вулканических систем. Это палеозойская Западно-Сихотэ-Алинская, палеозойско-раннемезозойская Удско-Мургальская (по Л. М. Парфенову), или Кони-Тайгоноская, мезозойские Олойская, Нутесынская, Монероно-Самаргинская вулканические дуги [Парфенов, 1984; Вулканические..., 1984]. В настоящее время некоторые из них располагаются во внутренних частях континента, входя в состав внутриконтинентальных эвгеосинклинальных систем, другие вытягиваются вдоль окраины Тихоокеанского побережья Азии.

Примерами первых вулканических систем, могут служить Олойская и Нутесынская позднеюрско-раннемеловые островные дуги, выделенные в составе Южно-Анжуйской эвгеосинклинальной системы на Северо-Востоке СССР [Парфенов, 1975, 1984; Натальин, 1981]. Формирование и современное положение этих вулканических палеодуг связы-

вается с закрытием океанического бассейна, разделявшего Азиатский и Северо-Американский континенты, и столкновением в конце неокома Чукотского и Восточно-Сибирского мегаблоков. Они сложены мощными толщами грубообломочных осадочных (конгломераты, песчаники), вулканогенно-осадочных (туфопесчаники, туффиты, туфы) и вулканогенных пород (андезиты, базальты, дациты, риолиты) морского и континентального генезиса. По петрохимическому составу вулканогенные породы этих структур относятся к известково-щелочной серии и сопоставимы с комплексами зрелых островных дуг [Наталин, 1981].

Примером вторых являются Западно-Сихотэ-Алинская, Кони-Тайгоноская и Монероно-Самаргинская палеовулканические дуги, развитие которых связывается с возникновением на стыке Тихоокеанской и Восточно-Азиатской литосферных плит наклонных сейсмофокальных зон и последующей аккрецией вулканических дуг к континентальному блоку.

Фрагмент Западно-Сихотэ-Алинской вулканической дуги установлен на юге Приморья (на п-ове Муравьева-Амурского и на островах залива Петра Великого) [Парфенов, 1985]. По данным Ф.Г. Федчина [Вулканические..., 1984], он сложен мощной, почти двухкилометровой толщей среднеосновных (в нижней) и кислых (в верхней части разреза) вулканитов, среди которых присутствуют линзы и прослои туффитов, песчаников и алевролитов с органическими остатками поздней перми. Для вулканитов характерно широкое развитие пирокластики, обогащенность железом и обедненность кальцием и калием. Подстилающие вулканогенный островодужный комплекс осадки содержат значительную примесь пирокластического материала, редкие прослои и линзы вулканитов и характеризуются прибрежно-морскими признаками формирования. К западу от описываемого района, в пределах Лаоэлин-Гродековской зоны, широко развиты позднепалеозойские осадки и вулканиты спилит-кератофировой формации [Симаненко и др., 1987].

Кони-Тайгоноская, или Удско-Мургальская, вулканическая дуга протягивается в северо-восточном направлении из бассейна р. Уды на юго-западе вдоль северного побережья Охотского моря в бассейны рек Пенжина и Анадырь на северо-востоке [Тектоническое..., 1979]. Структурное положение, геологическое строение и вещественный состав осадочно-вулканогенных комплексов различных частей этой структуры подробно описаны в ряде работ [Войнова, 1975; Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Белый, Милов, 1973; Вулканические пояса..., 1984; и др.].

Для Удско-Мургальской дуги характерно широкое развитие вулканических пород, ассоциирующихся с грубообломочными терригенными и вулканогенно-осадочными отложениями, формировавшимися в прибрежно-морской и субконтинентальной обстановке. Среди вулканитов преобладают андезиты и андезитобазальты при подчиненной роли базальтов и эффузивов кислого состава — риолитов и дацитов. Базальты по составу (табл. 17) близки высокоглиноземистым толеитам, обладают низкими концентрациями никеля, хрома,

Типовой состав вулканических пород п-ова Тайгонос

Компонент	1	2	3	4
	ТГ-525	ТГ-3/1	ТГ-41	ТГ-33
SiO ₂	47,98	52,22	51,80	54,54
TiO ₂	0,95	0,95	0,71	1,33
Al ₂ O ₃	17,54	21,08	17,79	18,46
Fe ₂ O ₃	0,00	0,94	5,36	1,43
FeO	8,37	6,89	4,17	6,39
MnO	0,19	0,14	0,21	0,22
MgO	6,43	2,75	3,61	3,64
CaO	11,55	9,10	8,59	4,84
Na ₂ O	2,36	3,17	3,62	3,94
K ₂ O	0,14	0,11	1,93	1,15
P ₂ O ₅	0,21	0,25	0,15	0,26
П.п.п.	3,60	2,21	1,39	3,36
Сумма	99,32	99,81	99,34	99,56
Rb	—	—	12	—
Sr	241	508	885	634
Ba	36	58	1924	1190
Zr	52	21	76	93
Ni	110	6,2	5	3,5
Co	64	15	18	19
Cr	140	5	5	2,4
V	170	60	180	78
Cu	24	33	22	44
Pb	1	4,8	31	5
Zn	66	28	28	47
Sn	3	1,8	2	2,8
Str/Ca	29	34	144	183
Ba/Ca	43	4	313	343

Примечание. 1, 2 — высокоглиноземистые толеитовые базальты; 3 — базальт, 4 — андезитобазальт, 5 — андезит, 6 — дацит известково-щелочной серии; 7 — субщелочной базальт; 8 — высококалиевый андезит; 9 — латит.

циркония. Содержание бария в них низкое, но выше, чем в толеитах океанических областей. Подавляющее большинство среднеосновных и кислых вулканитов относятся к известково-щелочной калий-натровой, высокоглиноземистой, низкотитанистой сериям. Для них свойственно преобладание натрия над калием, низкие концентрации магния и кальция, а также никеля, хрома, ванадия, циркония, свинца и серебра и высокие — стронция, бария, меди и цинка. В небольшом количестве встречаются субщелочные базальты и андезиты с высоким содержанием калия, а также латиты, в которых калий преобладает над натрием. Для Удско-Аргальской дуги

5	6	7	8	9
ТГ—538	ТГ—508	ТГ—32/1	ТГ—50	ТГ—528
58,88	64,90	50,04	60,02	57,11
1,07	0,42	0,63	1,33	1,13
17,06	14,58	15,61	17,21	18,79
0,63	3,49	6,17	1,20	0,41
8,10	4,13	4,51	6,05	4,28
0,14	0,13	0,20	0,08	0,22
3,60	3,43	7,77	2,50	2,41
1,57	4,80	8,46	1,53	4,23
2,25	1,93	2,11	3,76	3,54
0,98	1,03	1,21	2,96	3,83
0,41	0,28	0,29	0,38	0,40
4,86	1,06	2,57	2,91	3,10
99,55	100,18	99,62	99,90	99,41
—	—	2	44	26
324	257	484	202	502
776	434	818	786	2258
205	20	39	192	146
24	15	4	16	3,4
36	48	16	13	33
11	22	5	60	7
105	124	88	170	110
11	38	19	6	8
2,4	2,6	6	40	6
130	91	35	36	90
1,3	2,5	2,5	1,8	2,2
288	74	80	184	166
691	126	135	718	746

отчетливо прослеживается поперечная петрохимическая зональность, свойственная современным дугам. Она выражается в смене существенно натровых пород фронтальной части калий-натровыми в тыловых частях дуги.

В последние годы обширный геологический и петролого-геохимический материал получен по Монероно-Самаргинской раннемеловой вулканической дуге. Эта структура [Вулканические..., 1984; Симаненко, 1986] протягивается в северо-восточном направлении вдоль восточного побережья Сихотэ-Алиня от южных районов Приморья до низовьев р. Амур, захватывая на северо-востоке значитель-

ную территорию о-ва Сахалин, и включает в себя все главные тектонические элементы, свойственные островным дугам: вулканическое антиклинальное поднятие (вулканическую дугу), рифтогенный тыловодужный бассейн и передовую впадину (желоб).

Комплексы тылового прогиба, отвечающие выполнению окраинного моря, прослеживаются вдоль всего Сихотэ-Алиня к западу от палеоостровной дуги. Магматические образования, формирующиеся в рифтогенных прогибах, ассоциируют с мезозойскими вулканогенно-терригенными и вулканогенными отложениями. Представлены они юрскими щелочными высокотитанистыми базальтоидами, пикритами и меймечитами, объединенными в меймечит-пикритовый комплекс [Щека, 1977].

Приокеанические элементы палеодуги реконструируются в пределах Сахалина на основе анализа структурно-вещественных комплексов [Парфенов, 1984]. Они трассируются на современную поверхность поясом граукофансланцевого метаморфизма, проходящим через о-в Хоккайдо и восточные районы о-ва Сахалин, протрузиями гипербазитов, олистостромой и меланжем. Метаморфизму высокого давления на Сахалине подвергались эвгеосинклинальные образования вальзинской и сусунайской серий, геологический возраст которых определяется от позднепалеозойского до юрско-раннемелового. Радиологические датировки возраста пород этих серий [Добрецов, Курода, 1969] позволяют считать, что заложение Хоккайдо-Сахалинской палеозоны Беньюфа произошло в конце триаса — начале юры, а активность ее сохранялась в течение всего позднего мезозоя.

Осевая зона вулканической дуги прослеживается вдоль восточной окраины Сихотэ-Алиня в фундаменте Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса в виде разобщенных областей развития аптальбских и сеноман-туронских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород островодужного типа, на Западном Сахалине и в структурах Ребуно-Монеронского хребта. При этом в Сихотэ-Алине, по-видимому, обнажаются магматические образования приконтинентального, а на Сахалине в Ребуно-Монеронском хребте — прижелобового склонов вулканической дуги. Главная же масса островодужных комплексов осевой зоны, вероятно, скрыта от наблюдения мел-палеогеновыми образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, отложениями Татарского пролива и Японского моря.

В Сихотэ-Алине известно несколько областей развития аптальбских островодужных комплексов. На юге они установлены в бассейне р. Маргаритовка [Игнатова, Худяков, 1983], где представлены осадочными отложениями прибрежно-морских и прибрежно-континентальных фаций, содержащих горизонты лав и туфов андезитового и андезитодацитного состава. В центральной части они слагают обширные вулканические поля в бассейне рек Кема и Таежная, а также Бикин, Кабанья, Единка, Венюковка, Самарга [Коваленко, 1980, 1985; Симаненко, 1986], где они представлены диабазами, базальтами, андезитобазальтами, андезитодацитами, редко дацитами известково-щелочной и субщелочной серий, ассоциирующимися с терригенными, терригенно-тефроидными и вулканогенными

шлишевыми и молассовыми отложениями. На севере они известны в нижнем течении р. Амур [Парфенов, 1984], а также образуют крупное вулканическое поле в бассейне р. Тумнин, одна из вулканических структур которого закартирована Б.В. Шевченко и А.В. Дымовичем и изучена автором в бассейне р. Мули. Вулканиды представлены здесь лавами, туфами, гиалокластитами базальтов, андезитов, ассоциирующимися с туфогенными грубообломочными отложениями (туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, седиментационными брекчиями, реже туфоалевролитами) альб-сеноманского возраста.

На севере Западного Сахалина в районе мыса Марии островодужные вулканиды, представленные базальтами, андезитобазальтами, плагиопорфирами, спилитизированными диабазами, трахиандезитами и трахибазальтами, ассоциируются с грубообломочными туфогенными и кремнистыми альб-сеноманскими (?) отложениями [Ратновский, 1960; Парфенов, 1984]. К югу от мыса Марии, в Камышовом хребте Западно-Сахалинских гор, альб-сеноманские вулканиды представлены диабазами, спилитодиабазами, базальтами, андезитобазальтами и андезитами и их туфами, переслаивающимися с относительно глубоководными кремнисто-глинистыми и кремнисто-вулканогенными (кремнистые туфоалевролиты, туфопесчаники, яшмовидные породы, радиоляриты) отложениями и согласно перекрываются туфогенными грубообломочными отложениями (гравелиты, конгломераты, грубозернистые песчаники, псефитовые и псаммитовые туфы среднего состава) побединской свиты.

Мезозойские вулканогенные образования Ребуно-Монеронского хребта представлены чередованием лавово-пирокластических, вулканогенно-осадочных и вулканических пород [Пискунов, Хведчук, 1976; Основные..., 1978]. Нижние позднеюрско-раннемеловые части этого комплекса сложены альбитизированными диабазами, базальтами, долеритами, горизонтами туфов и туфогенно-осадочных пород. Средние и верхние части комплекса, отвечающие верхам раннего мела, сложены чередованием лав и лавобрекчий базальтов, андезитобазальтов, андезитов, туфов и туфобрекчий основного состава, вулканомиктовых песчаников и алевролитов.

К сеноман-туронским образованиям палеовулканической дуги мы относим вулканические породы больбинской, петрозувевской, базовской, синанчинской, сабуинской, филатовской, "андезитовых порфиритов" и других андезитовых свит и толщ, сформировавшихся в субазрально-континентальной обстановке. Многие исследователи считают эти магматические комплексы наиболее ранними образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Однако геологические материалы, свидетельствующие об отсутствии временного и стратиграфического несогласия между замыканием мезозойской геосинклинали и формированием Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена [Федчин и др., 1979; Синюков, 1986], а также петрохимическая близость сеноман-туронских и апт-альбских магматитов позволяют присоединиться к мнению Г.М. Власова [Власов и др., 1978] и считать сеноман-туронские андезитовые комплексы островодужными. Становление этих ком-

плексов произошло в конце стадии магматического скучивания в результате сближения островной дуги с континентальным блоком и сопровождалось образованием верхней (континентальной) вулканогенной молассы.

Особенности пространственного размещения, структурной приуроченности, вещественного состава и эволюции магматических образований Самаргинской палеоостровной вулканической дуги позволяют относить ее к типу зрелых островных дуг, для которых четко устанавливается пространственная и временная смена магматических продуктов, обладающих определенными петрохимическими чертами [Богатиков и др., 1985]. В соответствии с этими данными и учетом петрохимической структуры (распространенности петрохимических типов пород) среди магматических образований палеодуги выделяются несколько разновозрастных естественных ассоциаций (формаций) пород, последовательно сменяющих друг друга в геологической истории: 1) андезитобазальтовая, 2) калиевых базальт-трахибазальтов (шошонитов), 3) базальт-андезитовая, 4) андезитовая.

Андезитобазальтовая ассоциация объединяет наиболее ранние магматические образования палеодуги. К ней относятся раннемеловые образования фронтальной части дуги на Сахалине, нижней позднеюрско-раннемеловой части разреза базальтовой толщи Ребуно-Монеронского хребта, нижние части разрезов кемской и уктурской свит и гордеевской толщи в Сихотэ-Алине. Преобладающим типом пород ассоциации являются вулканиты базальтового состава при подчиненной роли андезитобазальтов и андезитов.

На Сахалине и в Ребуно-Монеронском хребте они представлены диабазами, диабазовыми и базальтовыми порфиритами, переслаивающимися с вулканогенно-осадочными и вулканомиктовыми образованиями базальтового состава [Пискунов, Хведчук, 1976; Основные..., 1978], формировавшимися в глубоководной обстановке. Породы обладают порфирированными структурами и миндалекаменными текстурами. Главными минералами являются основной плагиоклаз (60—80% An) и клинопироксен, отвечающий авгиту, титан — авгиту, диопсид — авгиту ($c Ng = 37—38^\circ$; $+2V = 50—54^\circ$). Породы подвержены зеленокаменным метаморфическим изменениям с широким развитием хлорита, эпидота, пумпеллиита, альбита, кварца, кальцита. Миндалины выполнены кальцитом, хлоритом, кварцем, альбитом.

В Сихотэ-Алине андезитобазальтовая ассоциация образована стратифицированными толщами базальтовых, редко андезитобазальтовых и андезитовых лав, сопровождающихся глубоководным вулканогенным флишем. Для осадочных отложений характерно широкое развитие агломератовых пород, турбидитов, тефроидов, конгломератов, гравелитов, песчаников. Эффузивы представлены шаровыми лавами базальтов и диабазов, гиадокластитам. В Самаргинском и Кемском районах Сихотэ-Алиня подавляющее число пород ассоциации обладает пироксен-плагиоклазовым парагенезисом минералов-вкрапленников. Пироксены представлены главным образом авгитом и титан-авгитом, реже диопсидом. Породы претерпели интенсивные зеленокаменные изменения с развитием хлорита, альбита, серицита,

карбонатов, цеолитов. Для этих пород характерны широкие вариации содержаний кремнезема, низкие содержания титана, магния и суммы щелочей (табл. 18). По соотношению окиси калия и кремнезема (рис. 16) они относятся к островодужной толеитовой (известковой) и известково-щелочной петрохимическим сериям. Поведение основных компонентов в породах соответствует боуэнсовскому пути эволюции с умеренным накоплением щелочей и железа в кислых дифференциатах. Принадлежность этих пород к островодужному типу подтверждается и характером распределения микроэлементов. Все они бедны никелем, кобальтом, хромом и обогащены крупнокатионными литофильными элементами — рубидием, стронцием, барием. На диаграмме Sr/Ca—Ba/Ca (рис. 17), позволяющей оценить петрохимический тип исходных магмагенерирующих субстратов, степень частичного плавления и пути дифференциации магм [Onuma et al., 1981, 1982; Цветков, 1987; Говоров и др., 1987; Говоров, 1987], фигуративные точки составов наиболее основных пород андезитобазальтовой ассоциации Самаргинского района располагаются несколько правее линии плавления перидотитовых субстратов, точно попадая на линию плавления островодужных субстратов Большой Курильской гряды. Эволюция их протекает с умеренным накоплением стронция и бария относительно кальция, что свидетельствует о кристаллизационной дифференциации магм с фракционированием плагиоклаза и пироксена. Положение на диаграмме составов исходных известково-щелочных магм других районов палеодуги показывает, что они образовались из иных, более калиевых и высокобариевых субстратов.

Особое место среди андезитобазальтовой ассоциации занимают базальтоиды вулканической структуры бассейна р. Мули. Для них свойствен двупироксен-плагиоклазовый минеральный парагенезис **вкрапленников, вариолитовые (участками спинифексовые) структуры базальтов, офитовые и микрографические структуры диабазов.** Пироксены представлены высокомагнезиальными энстатитом, диопсидом и хромдиопсидом. В андезиодацитовом и дацитовом стекле основной массы наблюдаются мельчайшие зерна шпинели и гранофировые выделения кварца. Содержание кремнезема колеблется от 46 до 60%, по соотношению K_2O/SiO_2 они относятся к известково-щелочной серии (см. рис. 16). Содержание большинства компонентов в них (см. табл. 18) такое же, как и в породах андезитобазальтовой ассоциации других районов Монероно-Самаргинской дуги. Выделяются они высоким содержанием магния и хрома. Эти особенности петрографического и химического состава сближают описываемые породы с высокомагнезиальными вулканитами Японии [Ohashi, Shiraki, 1981; Tatsimi, Ishizaka, 1982], проявляя в них тенденции, характерные для бонинитовых магм островных дуг [Bloomer, Hawkins, 1987]. Ближе всего по составу эти породы соответствуют высокомагнезиальным вулканитам кинкильской свиты Западно-Камчатского вулканического пояса [Ротман, 1978].

Ассоциация калиевых базальт-трахибазальтов (шошонитов) выявлена нами в Самаргинском и Кемском районах среди палеоостро-

**Состав вулканических пород андезит-базальтовой
и шошонитовой ассоциаций Монероно-Самаргинской палеовулканической дуги**

Компонент	1(1)	2(4)	3(1)	4(1)	5(2)	6(2)
SiO ₂	46,58	53,38	60,13	50,99	51,77	53,34
TiO ₂	1,08	0,97	0,52	0,73	0,81	0,94
Al ₂ O ₃	14,47	17,80	16,09	17,27	17,80	18,85
Fe ₂ O ₃	2,50	4,75	4,75	5,56	3,28	3,78
FeO	7,90	3,64	2,68	3,91	5,13	2,81
MnO	0,24	0,20	0,34	0,18	0,17	0,18
MgO	7,76	3,21	2,50	5,17	4,89	4,00
CaO	10,84	6,53	4,50	9,24	7,68	5,44
Na ₂ O	1,37	2,83	3,41	2,02	2,08	1,53
K ₂ O	0,72	1,06	2,01	1,93	2,48	4,22
P ₂ O ₅	0,36	0,34	0,21	0,41	0,35	0,40
П.п.п.	6,71	4,50	1,52	2,40	3,05	4,08
Сумма	100,53	99,21	99,54	99,81	99,49	99,57
Rb	12	25	14	11	24	118
Sr	464	470	434	606	533	341
Ba	128	355	512	454	473	473
Zr	31	57	121	50	40	68
Ni	21	22	27	24	28	14
Co	25	29	13	23	37	32
Cr	6	10	34	25	20	3,2
V	155	183	280	220	185	110
Cu	75	66	40	165	97	33
Zn	170	400	290	150	142	290
Sr/Ca	59	100	134	91	97	87
Ba/Ca	16	76	159	68	86	121

водужных вулкаников центральной части Сихотэ-Алиня. Она сменяет во времени андезитобазальтовую ассоциацию, надстраивая последнюю в геологическом разрезе. Однако четко разграничить породы андезитобазальтовой и шошонитовой ассоциаций в структурах палеодуги по геологическим признакам в настоящее время не представляется возможным. Шошонитовые породы вычленяются нами в особую ассоциацию из субщелочной серии по высокому уровню содержания калия.

В Сихотэ-Алине комплексы калиевых базальт-трахибазальтов формировались в мелководной морской, иногда субаэральной обстановке. Излияния базальтов сопровождалась накоплением флишевых отложений, пачками грубых граувакковых песчаников, заполненных растительным детритом вулканогенного "дикого" флиша. В алевролитах верхней части кемской свиты бассейна р. Кемы часто наблюдаются "бомбовые" горизонты субщелочных калиевых базальтов. Ми-

7(3)	8(4)	9(5)	10(7)	11(8)	12(8)	13(12)
64,76	50,10	49,47	47,70	51,52	49,78	55,03
0,72	0,67	0,65	0,83	0,73	1,18	0,80
15,97	18,13	16,86	16,57	17,20	17,72	16,26
2,95	1,59	2,22	3,83	2,84	5,20	2,94
1,77	5,63	5,11	4,65	4,73	3,86	3,60
0,14	0,12	0,13	0,15	0,11	0,16	0,11
1,29	4,57	6,23	5,09	5,65	5,87	5,88
2,02	9,44	7,36	7,66	5,90	8,13	7,16
2,78	2,48	2,80	3,10	3,48	2,76	3,40
3,34	1,40	1,85	2,40	2,52	0,90	1,31
0,22	1,22	1,40	0,38	0,55	0,21	0,13
3,40	4,30	5,72	7,66	4,66	4,26	3,12
99,45	99,65	99,80	100,02	99,89	100,03	99,74
87	17	35	23	30	19	27
388	507	341	402	386	500	252
920	354	409	457	618	306	326
67	66	72	61	89	94	100
66	44	34	33	27	51	54
13	26	20	15	16	28	24
4	40	37	66	45	272	470
36	129	90	170	145	173	152
25	127	64	96	71	61	62
166	56	47	55	60	113	88
268	75	59	73	91	86	49
637	52	71	83	146	52	63

нералогические особенности и характер вторичных изменений этих пород аналогичны породам андезитобазальтовой ассоциации. По химическому составу породы ассоциации относятся к субщелочной и щелочной петрохимическим сериям (см. табл. 18). Особенностью химизма пород является высокое содержание окиси калия. На диаграмме K_2O-SiO_2 (см. рис. 16) они попадают в поля высококалиевых известково-щелочных базальтов, абсарокитов, шошонитов, банакитов и латитов. По ряду признаков — наличию в породах калиевого полевого шпата, авгитовому составу клинопироксенов, низкому содержанию (0,8—1,2%) суммарного железа (<10%) и магния — большинство пород ассоциации вполне соответствует породам шошонитовых серий зрелых и развитых современных и палеоостровных дуг [Цветков, 1982]. Породам шошонитовой ассоциации в большинстве случаев свойственны низкие содержания элементов группы железа, циркония, но высокие — рубидия, стронция и особенно бария, накопление которых кор-

Таблица 18 (окончание)

Компонент	14(5)	15(5)	16(2)	17(8)	18(6)
SiO ₂	58,79	50,82	55,69	50,92	54,67
TiO ₂	0,77	0,61	0,68	0,97	1,26
Al ₂ O ₃	15,93	15,37	15,10	17,41	15,05
Fe ₂ O ₃	2,36	3,45	2,45	3,41	3,32
FeO	3,07	6,90	5,40	5,94	6,69
MnO	0,09	0,15	0,20	0,18	0,24
MgO	5,25	7,00	3,62	4,09	3,67
CaO	4,65	6,12	4,57	7,38	6,46
Na ₂ O	2,85	3,38	2,85	3,23	3,68
K ₂ O	2,35	1,60	1,53	1,04	1,20
P ₂ O ₅	0,17	0,36	0,28	0,32	0,32
П.п.п.	3,62	4,84	7,44	4,90	3,02
Сумма	99,90	100,60	100,21	100,79	99,58
Rb	64	17	40	24	17
Sr	277	195	272	405	398
Ba	455	362	1460	202	161
Zr	151	19	2	28	38
Ni	56	29	18	16	15
Co	24	37	12	30	29
Cr	757	21	22	18	19
V	130	155	105	120	195
Cu	60	63	61	104	105
Zn	95	68	92	80	85
Sr/Ca	83	44	83	76	86
Ba/Ca	136	82	446	38	34

Примечание. 1—14 — Сихотэ-Алинь; 1—7 — Самаргинский район; 8—11 — Кемский район; 12—14 — бассейн р. Мули; 15, 16 — бассейн р. Рождественка на Сахалине; 17, 18 — о-в Монерон. 1, 8, 12, 15, 17 — базальты; 2, 13, 16, 18 — андезитобазальты; 3, 14 — андезиты андезитобазальтовой ассоциации; 4, 9 — высококалийевые базальты; 5, 11 — шошониты; 6 — банациты; 7 — латиты; 10 — абсарокиты шошонитовой ассоциации.

релируется с ростом калиевости и кремнекислотности пород. На диаграмме (см. рис. 17) фигуративные точки составов пород шошонитовой ассоциации Самаргинского и Кемского районов образуют собственные тренды дифференциации, отличные от трендов пород андезитобазальтовой ассоциации. Отвечающие составу исходных магм высококалийевые базальты располагаются вблизи линии плавления шошонитовых субстратов (KEW), существенно обогащенных калием, крупноионными литофилами и легкими редкоземельными элементами [Говоров и др., 1987]. Дальнейшая эволюция шошонитовых магм протекает с накоплением в породах бария и стронция по схеме кристаллизационной дифференциации с участием во фракционировании пироксена, магнетита и плагиоклаза.

Геохимической особенностью пород андезитобазальтовой и шошо-

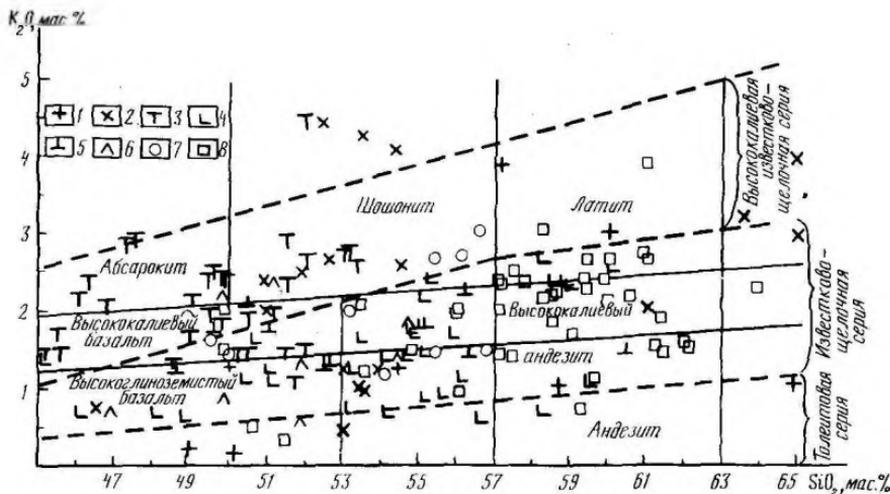


Рис. 16. Диаграмма состава магматических пород палеовулканических островных дуг: 1 — вулканиты Кони-Тайгоносской дуги; 2—8 — вулканиты Монероно-Самаргинской дуги: 2—7 — апт-альбских гордеевской толщи Самаргинского района (2), кемской свиты Кемского района (3), Уктурской свиты бассейна р. Мули (4), победининской и самохинской свит о-ва Сахалин (5), юрско-раннемеловой толщи о-ва Монерон (6), лужкинской свиты Центрального Сихотэ-Алиня (7); 8 — сеноман-туронских андезитовых свит Сихотэ-Алиня

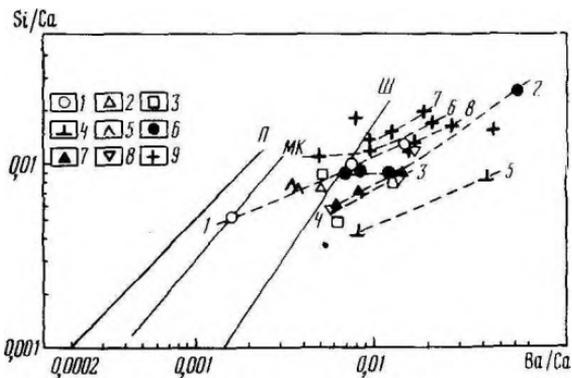


Рис. 17. Диаграмма состава магматических ассоциаций Монероно-Самаргинской вулканической дуги

1—5 — базальты, андезитобазальты и андезиты базальт-андезитовой ассоциации: 1 — Самаргинского, 2 — Кемского районов, 3 — вулканической постройки бассейна р. Мули, 4 — бассейна р. Рождественка на Сахалине, 5 — о-ва Монерон; 6, 7 — высококальциевые базальты, абсарокиты, шашониты, банациты, латиты шашонитовой ассоциации Самаргинского (6) и Кемского (7) районов; 8 — базальты и андезитобазальты базальт-андезитовой ассоциации; 9 — базальты, андезитобазальты и андезиты андезитовой ассоциации. Пунктирные линии — тренды дифференциации магм палеоостроводужных ассоциаций: 1 — андезитобазальтовой, 2 — шашонитовой, 3 — шашонитовой Кемского района, 4 — андезитобазальтовой Самаргинского района, 5 — андезитобазальтовой бассейна р. Рождественка на Сахалине; 6—8 — андезитовой ассоциации р. Черемуховая (6), бассейна р. Маргаритовка (7), пади Костофунова и ручья Петра Зуева (8). Сплошные линии — тренды первичных магм и их материнских субстратов: П — толеитовых магм и перидотитовых субстратов; Ш — шашонитовых магм и калиевых эфлогитовых, вебстеритовых, верлитовых субстратов [Говоров и др., 1987]; МК — субстратов Большой Курильской дуги [Говоров, 1987]

нитовой ассоциаций является высокое содержание цинка, меди и серебра. Наряду с вулканитами этими элементами в значительной степени обогащены осадочные породы [Коваленко, 1985; Симаненко, 1986]. В бассейне р. Мули, в Самаргинском и Кемском районах в базальтах и туфогенно-осадочных породах часто наблюдается довольно густая вкрапленность железосодержащих минералов (пирит, пирротин, реже магнетит). В Кемском районе наблюдаются горизонты туфов, обогащенные сульфидами железа, а в Дальнегорском районе — прослой железомарганцевых конкреций (?). Все это указывает на высокую геохимическую специализацию пород андезитобазальтовой и шошонитовой ассоциаций в отношении ряда халькофильных элементов и возможность формирования колчеданных месторождений.

Базальт-андезитовая ассоциация широко развита в Самаргинском, Кемском и Нижнеамурском районах проявления палеоостроводужного магматизма. По составу большинство магматических пород этой ассоциации отвечает андезитобазальтам, реже встречаются базальты, андезиты, дациты и риолиты. В Центральном Сихотэ-Алине магматиты этой ассоциации входят в состав лужинской, а на севере — ларгосинской и удоминской верхнеальбско-сеноманских свит.

Базальт-андезитовая ассоциация сформировалась в субаквально-субаэральной обстановке и сопровождается грубообломочными вулканогенно-молассовыми отложениями, представленными глыбовыми брекчиями, агломератовыми туфами, гравелитами, конгломератами, туфогенными песчаниками, пачками "дикого флиша", объединенными [Коваленко, 1985] в вулканогенно-молассовую формацию. По данным С.В. Коваленко, в Самаргинском районе изверженные породы образуют непрерывную серию от базальтов до риолитов по основным петрохимическим и геохимическим характеристикам (высокая глиноземистость, повышенная щелочность, низкая титанистость, низкие концентрации элементов группы железа), близкую породам двух ранних ассоциаций, но отличающихся от них более высокой натровостью и низкой магнезиальностью. По нашим данным, базальт-андезитовая отличается от предыдущих ассоциаций повышенной кремнекислотностью и низкой магнезиальностью. Содержание калия в них также высокое, и они близки высококалиевым базальтоидам шошонитовых формаций (см. табл. 18), а также формаций "зеленых туфов" Японии [Власов и др., 1978]. Отличительной особенностью является высокое содержание рубидия, стронция и бария в породах ассоциации и аномально низкие концентрации никеля, кобальта и хрома. На диаграмме (см. табл. 17) тренд дифференциации базальт-андезитовой ассоциации повторяет тренд шошонитов Кемского района, что указывает на генетическое родство пород этих ассоциаций.

Породам базальт-андезитовой ассоциации также свойственны высокие концентрации цинка, меди и серебра. В основной массе вулканических пород часто наблюдаются вкрапленники пирита, иногда галенита и сфалерита. Отдельные горизонты вулканогенно-осадочных пород и туфов, близких по своему минеральному и химическому составу формации "зеленых туфов" Японии и Курильских

островов, бывают обогащены гидроксидами железа и сульфидами, что позволяет прогнозировать в связи с данной магматической ассоциацией стратиформное медно-колчеданное и полиметаллическое оруденение.

Андезитовая ассоциация завершает геологический разрез островодужных комплексов Монероно-Самаргинской палеоостровной дуги в Сихотэ-Алине и характеризует зрелую стадию ее развития. Комплексы андезитовой ассоциации образовались в результате деятельности крупных вулканов центрального типа. Они состоят из вулканических (андезиты, андезитодациты, дациты, редко риолиты и базальты и их туфы), субвулканических и интрузивных (диориты, гранодиориты) пород. Для них характерно резкое преобладание андезитов и андезитодацитов, небольшой объем базальтов и риолитов, а также широкое развитие вулканогенно-осадочных и осадочных фаций, формировавшихся в прибрежно-морской и озерной обстановках. В Самаргинском районе Приморья для этих комплексов установлена антидромная эволюция магматизма с развитием туфов риолитов в нижней части разреза сабуинской толщи, а среднеосновных вулканитов — в верхней части куксинского комплекса [Геохимия..., 1980]. Кроме того, наблюдается постепенное снижение во времени степени эксплозивности вулканизма и уменьшение роли осадочных пород. Для других районов развития пород этой ассоциации также характерна приуроченность туфогенно-осадочных пород к нижним, а лавовых и пирокластических — к верхним частям разрезом.

Среди андезитов присутствуют пироксеновые, двупироксеновые, пироксен-роговообманковые разновидности. По химическому составу все они относятся к известково-щелочной серии островных дуг, характеризуются низкой титанистостью, магниезностью, кальциевостью, высокой глиноземистостью. С породами предыдущей базальт-андезитовой ассоциации их сближает повышенная калиевая щелочность, в результате чего среди андезитов часто встречаются породы трахиандезитового состава (см. рис. 16).

Геохимические данные также свидетельствуют о близости пород сеноман-туронской андезитовой ассоциации андезитам современных островных дуг. Они обладают низкими содержаниями сидерофильных элементов и высокими концентрациями крупноионных литофилов. Во многих районах породы этой ассоциации геохимически специализированы в отношении халькофильных элементов. На диаграмме (см. рис. 17) усредненные составы отдельных андезитовых комплексов образуют серию трендов, параллельных линейным трендам дифференциации раннемеловых вулканических ассоциаций, но расположенных в области высоких значений отношений Sr/Ca и Ba/Ca . Индивидуальные же анализы образуют обширное поле, перекрывающееся с полем пород шошонитовой и базальт-андезитовой ассоциаций. Это свидетельствует о генетическом единстве пород перечисленных магматических ассоциаций, принадлежности к одному островодужному геохимическому типу магм, формировавшихся из субстратов близкого состава, обогащенных калием, рубидием, стронцием, барием и легкими редкоземельными элементами.

Среди магматических пород андезитовой ассоциации широко развиты вторичные изменения: калишпатизация, серицитизация, пропилитизация, окварцевание с образованием вторичных кварцитов. Эти данные наряду с общими особенностями состава пород позволили сопоставлять андезитовую ассоциацию Сихотэ-Алиня с формацией "зеленых туфов" Японских и Курильских островов [Петраченко, 1977]. С породами андезитовой ассоциации связаны многочисленные проявления свинца, цинка, меди, молибдена, серебра, золота и других металлов, определяющих ее порфиновый металлогенический профиль.

Глава 3

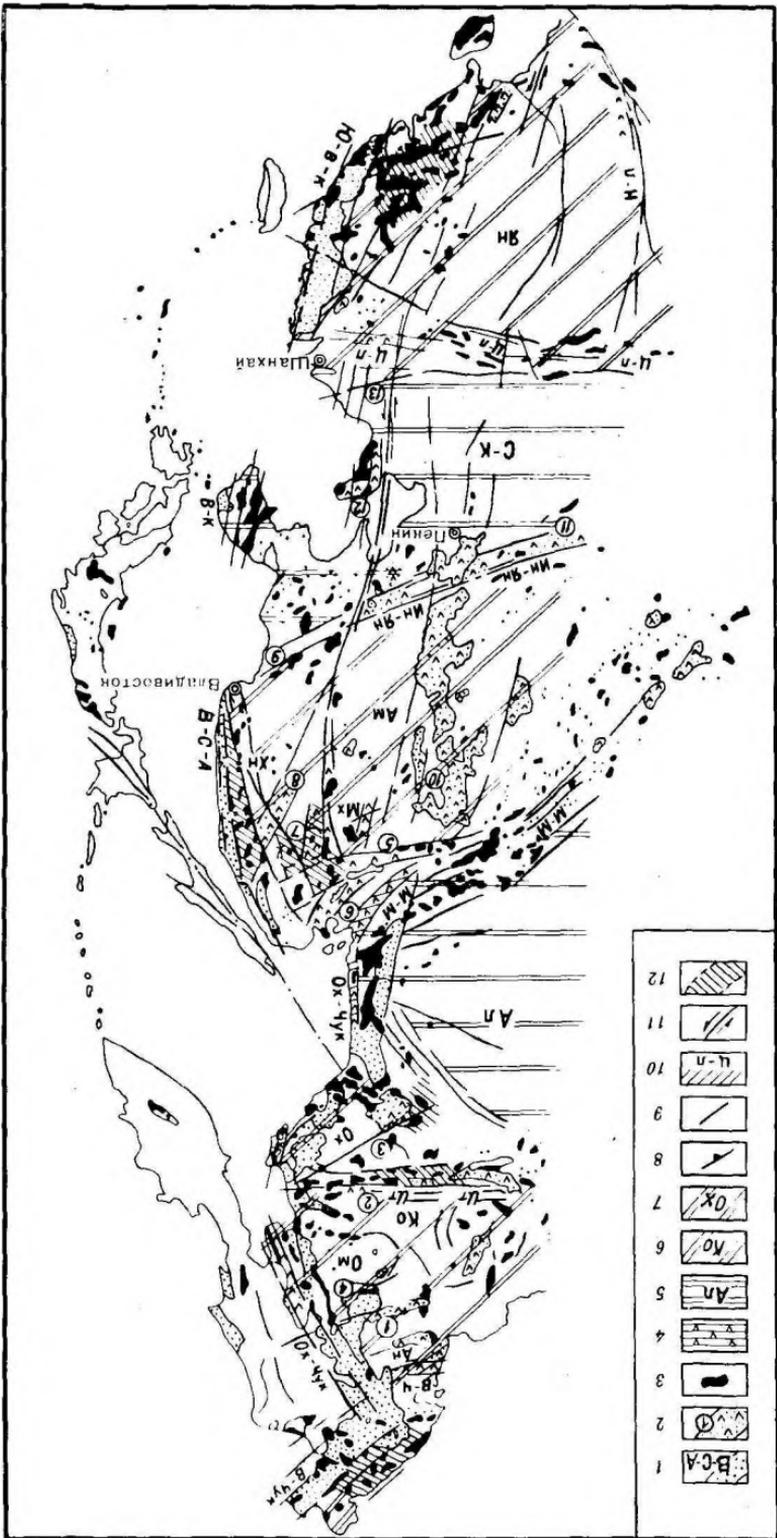
ПОЯСА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА

Восточная часть Азиатского континента, особенно область перехода к океану, на протяжении всей истории развития в фанерозое характеризовалась активными тектономагматическими процессами. Наиболее мощной эпохой магматизма была позднемезозойская, которая охватила все окружение Тихого океана. Область ее проявления, определяемая как циркумпацифическая, связана с этапом термальной истории Земли, начавшейся 200 млн лет и сопровождавшейся горизонтальными перемещениями блоков континентальной литосферы, что привело к орогению в одних участках и растяжению коры в других. Этот период соответствует началу активности магматических процессов Тихого океана и его обрамления, началу раскрытия Атлантического океана, деформации Пангеи [Goodwin, 1985; и др.].

Одной из главных особенностей Восточной части Азиатского

Рис. 18. Схема размещения континентальных плутонических и вулканических поясов Востока Азии

1 — окраинно-континентальные пояса: В-Чук — Восточно-Чукотский, Ох-Чук — Охотско-Чукотский, В-С-А — Восточно-Сихотэ-Алиньский, В-К — Восточно-Корейский, Ю-В-К — Юго-Восточно-Китайский; 2 — внутриконтинентальные пояса и зоны: 1 — Олойский, 2 — Уядино-Ясачинский, 3 — Куйдусунская, 4 — Омсукчанская, 5 — Огоджинско-Умлеканская, 6 — Селитканская, 7 — Баджалская, 8 — Наданьхада-Бакинский, 9 — Ванцинская и др., 10 — Большехинганский, 11 — Иншань-Яньшанский, 12 — Шаньдунская, 13 — зоны бассейна Нижней Янцзы (Тайху и др.); 3 — плутонические пояса; 4 — палеоостроводужные пояса; 5 — блоки с архейским фундаментом (Ал — Алданский, С-К — Северо-Китайский); 6 — блоки с протерозойским фундаментом (Ко — Колымский, Ян — параплатформа Янцзы, Ам — Северо-Восточно-Китайский); 7 — кристаллические массивы (В-Ч — Чукотский, Ох — Охотский, Мх — Малохинганский, Хн — Ханкайский); 8 — разломы, отделяющие блоки континентальной коры (35—50 км) от переходной (35 км); 9 — крупные региональные разломы; 10 — сутурные линии (Ан — Анюйская, Ит — Илин-Тасская, М-М — Монголо-Охотская, Ин-Ян — Иншань-Яньшанская, Ц-л — Циньлинская, Н-л — Наньлинская); 11 — направление горизонтального перемещения вдоль разломов; 12 — площади распространения магматогеннорудных систем (оловоносные, вольфрамоносные и др.)



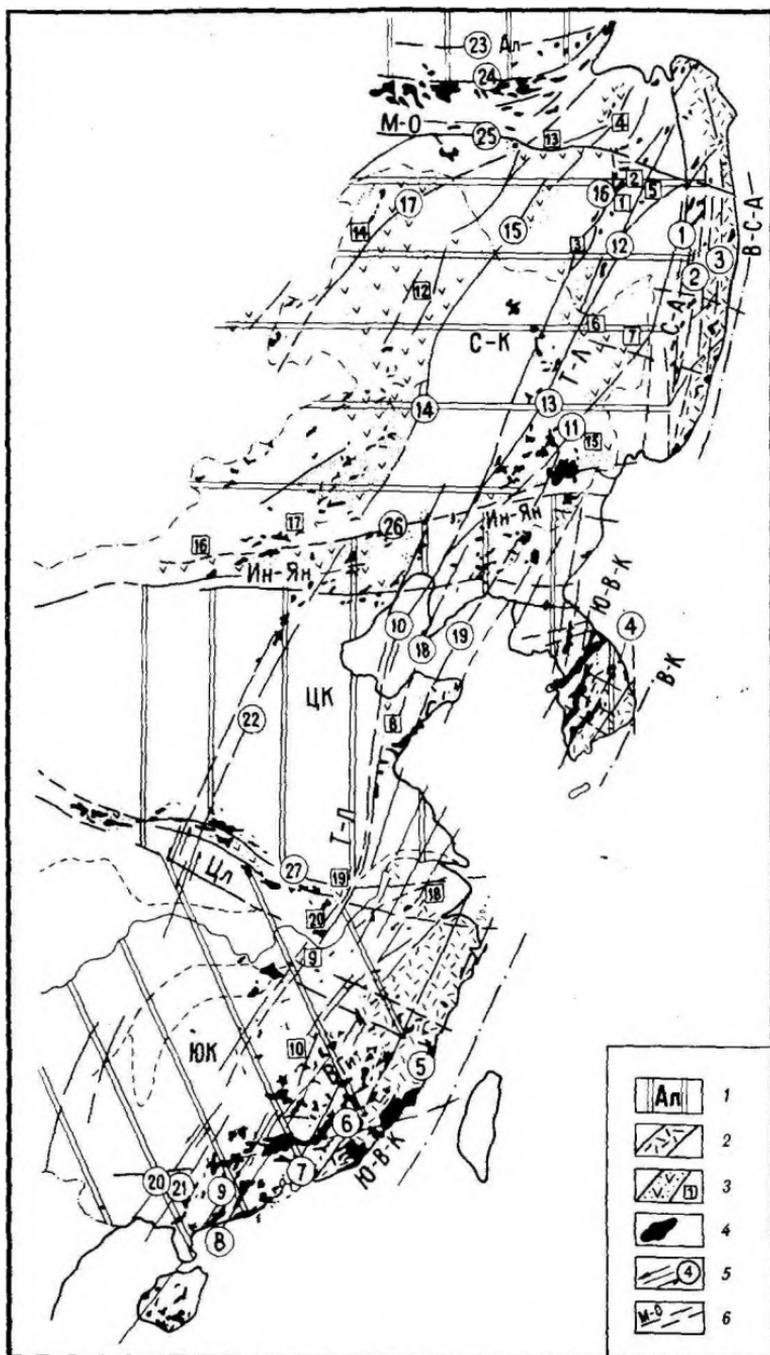


Рис. 19. Схема размещения вулканических и plutонических поясов Юго-Восточной Азии [Ishihara, 1985; Xu et al., 1987; и др. с дополнениями авторов]

1 — геоблоки: Ал — Алданский, С-К — Амурский (Северо-Восточно-Китайско-Бурейский), ЦК — Центрально-Китайский (Северо-Китайская платформа), Ю-В-К — Южно-Китайский (параллельная Янцзы); 2—4 — континентальные пояса магматизма: 2 — окраинно-континентальные вулканические пояса (В-К — Восточно-Китайский и др. см. н.р. рис. 18); 3 — внутриконтинентальные вулканические пояса. Т-Л — зоны и пояса

континента является гетерогенность его строения, обусловленная сочетанием крупных геоблоков, в составе которых находятся древние кристаллические массивы и обрамляющие их складчатые зоны различного происхождения и возраста консолидации. Выделяются следующие геоблоки (с севера на юг): Чукотский, Колымский, Охотский, Алданский, Амурский, Центрально-Китайский, Южно-Китайский [Красный, 1984], формирование которых отличается определенной автономией, что обусловлено особенностями геодинамического, термального и флюидного режимов как отражение глубинных процессов, связанных с дифференциацией вещества верхней мантии на различных этапах их эволюции [Goodwin, 1985; Красный, 1984] (рис. 18).

Для мезозойского этапа развития зоны стыка Азиатского континента и Тихоокеанской плиты характерны условия длительного растяжения в сочетании с кратковременными эпохами сжатия, т.е. расхождения и сближения сиалических блоков Азии и фемической плиты Тихого океана, что и обусловило формирование поясов магматизма на границе этих структур [Щеглов и др., 1986; Умитбаев, 1986; и др.].

Формирование протяженных систем разломов тихоокеанского направления (северо-восточного) по окраине Азиатского континента составляет одну из особенностей мезозойского этапа активизации этой части Земли. Они расчленяют гетерогенные континентальные структуры на серию протяженных блоков, подверженных в различной степени "переработке" тектоническими и магматическими процессами, имеющими глубинную природу.

К категории высшего ранга относится окраинно-континентальная область тектономагматической активизации [Шило, Умитбаев, 1977; Умитбаев, 1986], в которую помимо окраинно-континентального вулканического пояса включены и плутонические пояса или

разломной системы Таньлу (транзитные внутриконтинентальные пояса): зоны Восточной окраины Буреинского массива — Баджальская (1), Ям-Алинская и Эзопская (2), Тырминская, Гуджальская, Олоно (3), Селитканская (4), Мяочанская (5); среднеамурские зоны — Хэганская (6), Цзямусы и др. (7), Западно- и Восточно-Шаньдунская (8); зоны Южно-Китайского блока (9—11); зона восточной части Большого Хингана (12). Пограничные пояса и зоны: М-О — Монголо-Охотского структурного шва — Огоджинско-Умлеканский пояс (Верхнеселемджинская, Октябрьская и др.) (13), Западно-Большехинганский (14); Ин-Ян — Иньшань-Яньшанского структурного шва — Гирин-Ляодунская группа впадин (15), Сухонту (16), Яньшанская и др. (17); Цл — вулканические зоны Циньлинского структурного шва — Тайху (18), Хошаньская (19), Даз (20); 4 — гранитоиды плутонических поясов (С-А — Сихотэ-Алинский, ВГит — Восточно-Китайский, Ю-В-К — Юго-Восточно-Корейский); 5 — основные глубинные разломы, структурные швы и направление горизонтального движения по ним. Разломы окраинно-континентальных поясов: Центрально-Сихотэ-Алинский (1), Восточный (2), Прибрежный (3), Чжонаньский (4), Чэнлэ-Наньао (5), Лишуй-Хайфэнский (6), Шаоу-Хэюаньский (7), Сыньфэн-Эпинский (8), Сухой-Учуаньский (9). Разломы внутриконтинентальных поясов и зон: Таньлу (10), Дуньхуа (11), Кукакский (12), Илань-Итунский (13), Цзэцигуаньский (14), Западно-Туранский (15), Тастахский (16), Дазрбуганский (17), Чжуахэ-Чжаяньский (18), Юлуцзян-Циндао (19), Линьшань-Дунсинский (20), Бэйлю-Хепу (21), Тайдунский (22); 6 — разломы широтных структурных швов: Монголо-Охотского — Становой (23), Гиллой-Майский (24), Южно-Тукурингский (25); Иньшань-Яньшанского — Чжанцзякоу-Бэйняоский (26); Циньлинского — Фэйчжуньский (27)

перивулканическая зона [Умитбаев, 1986]. К следующей категории могут быть отнесены внутриконтинентальные области тектономагматической активизации — вулканические пояса двух типов: пограничные (сутурные зоны) и транзитные (секущие геоблоки). Примером последних могут быть трансгеоблоковая система глубинных разломов Таньлу—Хингано-Буреинская и приуроченная к ней система вулканических поясов Буреинского массива (Баджалская, Дуссе-Алинская и др.), Центрально-Китайского (Северо-Китайская платформа) и Южно-Китайского (платформа Янцзы) геоблоков (рис. 19, см. 19).

Для окраинно-континентальной области тектономагматической активизации свойственно проявление двух типов магматизма: плутонического и вулканического, связанных единым характером развития процесса, но разобщенных по времени. В связи с этим выделяется орогенный и посторогенный этапы активизации, обусловленные встречным движением Азиатского континента и Тихоокеанской плиты. Большое значение имеют условия реализации этого движения: фронтальное сжатие или латеральное скольжение. Орогенный этап соответствует условиям сжатия фронтального типа и формированию плутонических поясов, конкордантных складчатости. В следующий этап начинают проявляться соскальзывающие движения и формируется система крутопадающих разломов — преимущественно левосторонних сдвигов, с которыми сопряжены раздвиговая система [Уткин, 1978], способствующая прорыву на поверхность глубинных и коровых расплавов (вулканические пояса). Сочетание условий сжатия и растяжения вдоль стыка континент—океан отмечается многими исследователями.

Формирование плутонических поясов при горизонтальном сжатии внутрикратонных складчатых областей при одновременном растяжении по их окраине соответствует одновременно формированию офиолитовых поясов и может быть рассмотрено как пример нелинейной эволюции глубинных процессов в зоне перехода континентальных структур к океаническим на мезозойском этапе ТМА тихоокеанских окраин Азии и Америки (пояса гранитоидов и офиолитов Таиланда, Бирмы, Индокитая, Юго-Восточного Китая, Северо-Востока СССР, Аляски, Западных Кордильер Северной Америки и др.).

Плутонические пояса гранитоидов предшествуют вулканическим, образуя иногда самостоятельные структуры с иной, чем у вулканических, ориентировкой в пространстве. Более детально это будет рассмотрено на примере плутонических поясов Приморья, Юго-Восточного Китая и др.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Магматизм плутонических поясов ТМА окраины Востока Азии изучен наиболее детально в Восточном Сихотэ-Алине, Юго-Восточном Китае и на Северо-Востоке СССР (Колымский пояс гранитоидов).

Сихотэ-Алинский плутонический пояс

В составе пояса объединены магматические образования, не имеющие вулканических аналогов. Для плутонического пояса характерно два этапа развития: валанжин-готеривский (135—125 млн лет) и альбский (115—105 млн лет) (рис. 20, 21, 22).

Первый этап (валанжин-готеривский) соответствует периоду максимального надвигообразования и изоклинально-чешуйчатой складчатости [Голозубов, 1984] в пермско-юрских рифтогенных прогибах

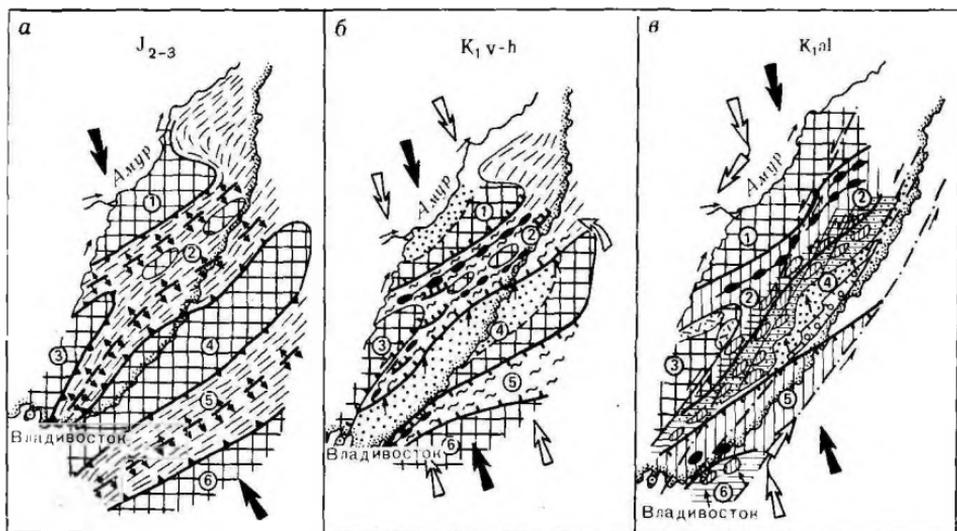


Рис. 20. Стадии развития позднемезозойского плутонического пояса Сихотэ-Алия (Центрально-Сихотэ-Алинский плутонический пояс)

а — предполагаемое расположение структурно-формационных зон перед началом позднемезозойской ТМА (контуры, ограничивающие прогиб, представлены черным треугольником на линии вершинами к центру прогиба); *б* — готеривская фаза ТМА. Формирование хунгарийской плутонической серии синорогенных гранитов в условиях фронтального сжатия; *в* — альбская фаза ТМА. Формирование татибинской плутонической серии позднеорогенных гранитоидов в условиях перехода от фронтального сжатия к латеральному скольжению с формированием сдвиговой системы разломов.

1 — жесткие кристаллические массивы ханкайского типа; 2 — вулканогенно-кремнисто-терригенные формации рифтогенно-геосинклинальных бассейнов; 3 — осевые зоны рифтогенных бассейнов; 4 — направление преобладающего горизонтального сжатия; 5 — структурно-формационные зоны (1 — Бурейский массив, 2 — Центральная СФЗ, 3 — Ханкайский массив, 4 — Восточная СФЗ, 5 — Прибрежная СФЗ, 6 — Япономорский (Ямато? Хида?) массив); 6 — области готеривской складчатости (скупивание); 7 — пояс гранитоидов хунгарийской серии; 8 — меловые флишодные прогибы; 9 — зоны надвигов; 10 — направление преобладающих горизонтальных перемещений; 11 — консолидированные области готеривской складчатости; 12 — зона преобладающего сжатия в альбскую фазу складчатости; 13 — интрузии гранитоидов татибинской серии; 14 — аптальбский остаточный прогиб (рист?); 15 — сдвиговая система Сихотэ-Алия в начальной фазе; 16 — альбские вулканы активизированных разломов по обрамлению жестких блоков (алчанская свита)

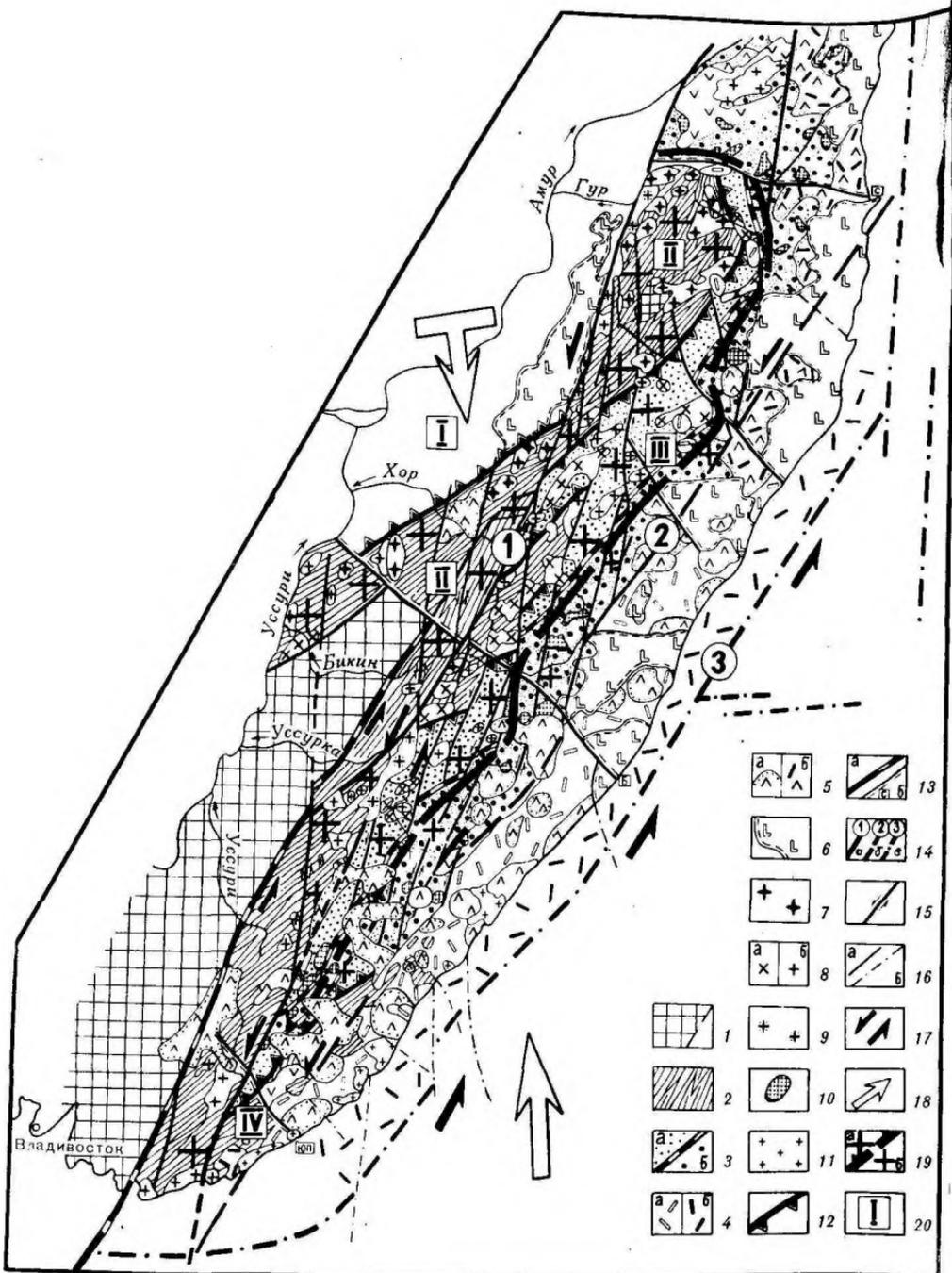


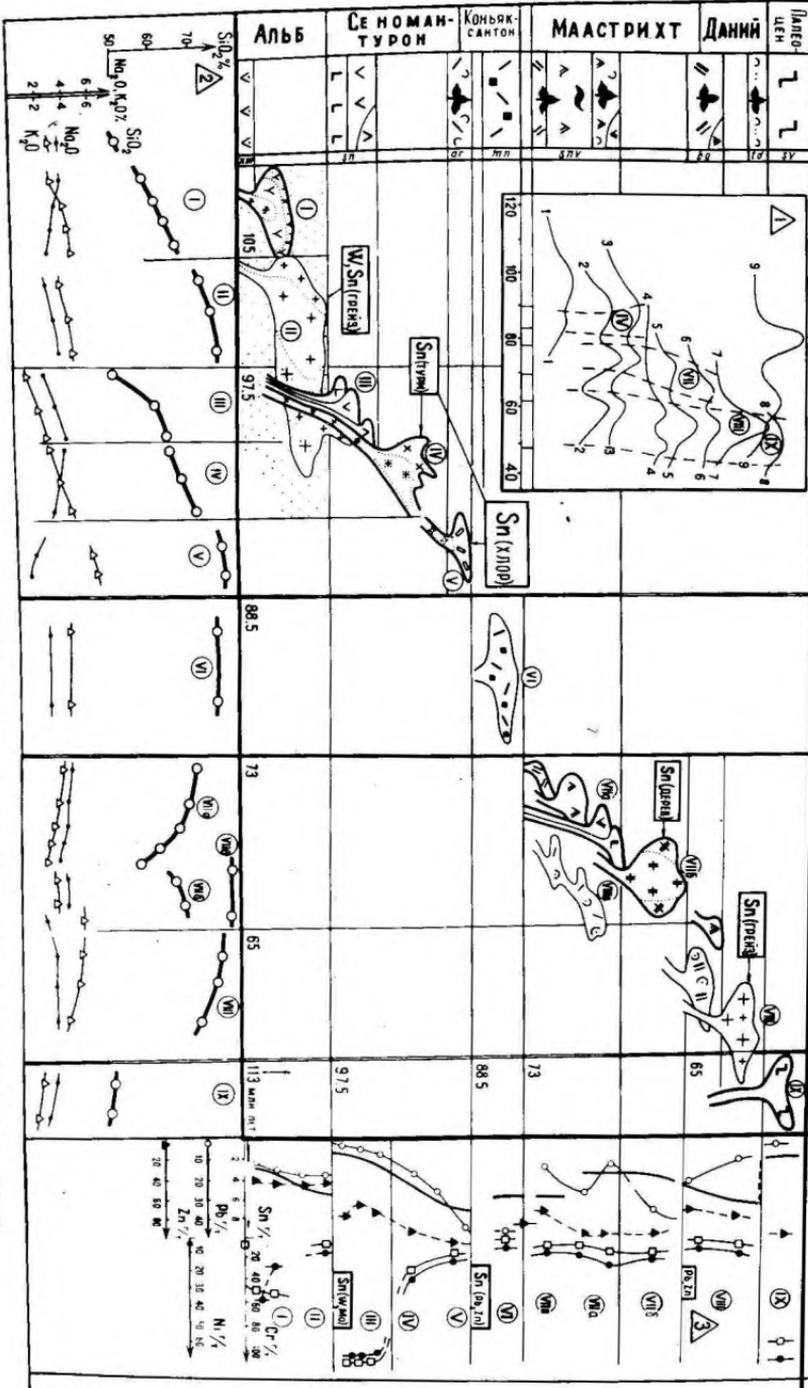
Рис. 21. Структурная позиция Центрально-Сихотэ-Алинского plutонического и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического поясов Сихотэ-Алинской складчатой системы

1-3 — структурно-формационные зоны (СФЗ) складчатого фундамента: 1 — активизированный выступ Ханкайского срединного массива, 2 — вулканогенно-кремнисто-терригенные (рифтогенно-геосинклинальные) формации Центральной и Прибрежной СФЗ (Р—J—K, b—v), 3 — терригенные формации Восточной СФЗ (мелового флишoidalного прогиба), в том числе: a — флишoidalы (K₁b—g), б — флиш и ранняя моласса (K₁bz—a₁),

бах Сихотэ-Алиня, результирующих интенсивно сжатие при сближении Азиатской и Тихоокеанской плит. В заключительную фазу замыкания жестких блоков образуются зоны скучивания (микросутурные швы), в которых генерируется гранодиоритовая магма и формируются конкордантные складчатости цепочки интрузий хунгарийской плутонической серии [Изох и др., 1967; Мартынюк, 1972] (см. рис. 21). В составе серии выделяется три комплекса: гипербазиты, габбро и высокоглиноземистые двуслюдяные кордиерит-содержащие мелаграниты. Возраст серии 135—105 млн лет.

На втором этапе (альбский) синхронно замыканию (складчатости) и консолидации триасово-юрских рифтогенных прогибов (Центрального и Прибрежного) на жестком разделяющем их блоке (типа микроконтинента) заложился меловой флишоидный прогиб (Восточная структурно-формационная зона Сихотэ-Алиня). Продолжающееся горизонтальное сжатие, косо ориентированное относительно края континента, привело в позднем альбе к замыканию мелового прогиба с образованием во фронтальной части, на стыке с уже консолидированным под влиянием хунгарийского магматизма Центральным рифтогенным прогибом, второй зоны скучивания и гранитообразования. Особенностью этого этапа является становление гранитных интрузий позднеальбской татибинской серии в условиях сочетания фронтального сжатия с началом латерального скольжения окраинно-континентальных и приокеанических блоков относительно друг друга, т.е. заложением системы левосторонних сдвигов, определяющих стиль тектоники на следующих посторогенных этапах активизации [Уткин, 1978, 1980]. В этих условиях сочетания фронтального сжатия с левосторонним латеральным скольжением формируется пояс интрузий гранитоидов татибинской плутонической серии [Геология..., 1969; Иванов, 1980; Назаренко, Бажанов, 1987], которая образует непрерывную цепь выходов протяженностью

←
остаточный прогиб); 4—6 — вулканогенный чехол (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс): 4 — внутренняя (осевая) зона (приморский вулканический прогиб), платоигнимбриты риолитов (K_2t-st) на контакте (а) и на континентальном склоне (б), 5 — внешняя зона очаговых вулканоструктур пояса (K_2m-f,d) в южном (а) и северном (б) звеньях, кальдерные комплексы умеренно кислого и среднего состава, б — палеоген-четвертичные платобазальты; 7, 8 — гранитоиды плутонических серий Сихотэ-Алиня; 7 — хунгарийская серия (K_1g), 8 — татибинская серия: а (K_{1a}) и б (K_{2cm}); 9—11 — синвулканические интрузии: 9 — трещинные интрузии лейкогранитов (K_2), 10 — приповерхностные интрузии монцонитоидов (K_1-K_2), 11 — нерасчлененные гранитоиды магматогенных поднятий вулканического пояса (K_2-f_1); 12 — границы мелового флишоидного прогиба; 13 — восточное ограничение (долгоживущий разлом) Ханкайского массива (а), поперечные блокоразделяющие разломы (б) — Южно-Приморский (ЮП), Бикинский (Б), Сюркумский (С); 14 — глубинные разломы: установленные (а), предполагаемые (б), предполагаемые на морском дне (а): 1 — Центральный, 2 — Восточный (Прибрежный), 3 — Береговой; 15 — левосторонние сдвиги; 16 — второстепенные разрывы: на суше (а), на море (б); 17 — сдвиговая система Сихотэ-Алиня по В.П. Уткину; 18 — генеральное направление горизонтальных движений в позднем мезозое ($340-160^\circ$); 19 — восточная граница Центрально-Сихотэ-Алинского плутонического пояса: а — зона большеобъемного гранитоидного магматизма, б — зона очаговых гранитоидных интрузий; 20 — структурно-формационные зоны Сихотэ-Алиня: I — западная, II — Центральная, III — Восточная, IV — Прибрежная



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

более 500 км по северо-западному борту мелового прогиба, состоящую из отдельных линейных плутонов северо-восточной (конкордантной складчатости) ориентировки, разорванных и смещенных многочисленными левосторонними сдвигами; представлена двумя комплексами: габбро-монцонит-сиенитов и известковистых гранодиорит-адамеллит-гранитов. Абсолютный возраст серии 105—85 млн лет.

Породы хунгарийской серии (см. рис. 21, 22) достаточно детально описаны Э.П. Изохом и др. [1967], М.В. Мартынюком [1972] и другими и здесь эти вопросы не рассматриваются. Но существует проблема взаимосвязи отдельных комплексов внутри этой серии и особенно гипербазитов и габбро с глиноземистыми гранитоидами, входящими в состав серии и генетически не связанными друг с другом. Возраст серии определен по геологическим взаимоотношениям (готерив) и по абсолютному возрасту (габбро — 136—122 млн лет, граниты — 131—105 млн лет). Однако существует еще и проблема сандинского комплекса — гранитов, идентичных хунгарийским по составу, но прорывающих раннемеловые (готерив?) осадочные отложения и имеющих абсолютный возраст 95 млн лет. Учитывая закономерное размещение интрузий сандинского комплекса по восточной периферии ареала хунгарийских гранитов, можно говорить о закономерном омоложении возраста интрузий хунгарийской серии с запада на восток от готерива до позднего альба ("скольжение

Рис. 22. Схема эволюции магматизма Восточного Сихотэ-Алия

1—12 — магматические комплексы: 1 — кемский вулканический (трахибазальты, трахиандезиты), 2 — березовский интрузивный (а — монцодиориты, б — кварцевые сиениты, в — граносиениты), 3 — татибинская серия (а — гранодиориты, б — граниты, адамеллиты, в — лейкограниты), 4 — синанчинский вулканический (а — базальты, б — андезиты, в — дациты, андезитодациты), 5 — новогорский субинтрузивный (а — монцодиориты, б — гранодиориты, граниты), 6 — арсеньевский (а — калиевые граниты, б — калиевые риолиты), 7 — приморская вулканическая серия (а — туфогенно-осадочные, б — платогнимбриды риолитов), 8—10 — сияновский вулканоплутонический: 8 — кальдерный подкомплекс (а — риодациты, б — дациты, в — риолиты), 9 — экструзивный латитовый (а — андезиты, б — андезитобазальты), 10 — посткальдерный интрузивный (а — диориты, б — гранодиориты, граниты), 11 — богопольский вулканоплутонический (а — риолиты, б — риодациты, дациты, в — гранит-порфиры, адамеллиты), 12 — суворовский вулканический (а — туфогенно-осадочные, б — базальты); 13 — тип исходных магм: а — базитовая, б — гранитная (риолитовая), в — аномальные и смешанные (монцонитовая, андезит-дацитовая и др.); 14 — уровень регионального метасоматоза (биотитизации); 15 — номера (а) и абсолютный (в млн лет) возраст (б) магматических комплексов на схемах и диаграммах: I — березовский, II — татибинский, III — синанчинский, IV — новогорский, V — арсеньевский (арзамазовский), VI — приморский, VII — сияновский (самаргинский), VIII — богопольский, IX — суворовский (кузнецовский); 16 — вариационные кривые абсолютного возраста пород комплексов (1—8) и промышленного оруденения (9); 17 — диаграмма содержаний главных петрогенных компонентов магматических пород; 18 — диаграмма содержаний рудных элементов-примесей в породах; 19 — стадии (а) тектонического развития (А — раннеорогенная, Б — позднеорогенная, В—Д — посторогенные) и индексы (б) вулканогенного чехла (km — кемская, sn — синанчинская, ar — арзамазовская, м.н. — монастырская, snv — сияновская, bg — богопольская, td — тадушинская, sv — суворовская), W, Sn(грейз.) — формационный тип месторождения — грейзеновый; Sn(турм.) — турмалиновый тип касситерит-силикатной формации; Sn(хлор.) — хлоритовый тип касситерит-силикатной формации; Sn(дерв.) — оловянно-сульфидный формационный тип с деревянистым оловом

Средние химические составы магматических пород рифтогенных прогибов и Татибинской серии плутонического пояса Сихотэ-Алиня

N п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	29	49,32	0,63	16,41	3,22	5,63	0,23
2	1	51,12	1,04	18,49	3,76	5,62	0,13
3	1	48,16	1,33	16,17	1,53	10,13	0,21
4	4	40,34	1,13	7,11	11,80	7,88	0,15
5	1	48,97	0,69	16,11	6,95	3,15	0,14
6	3	52,26	0,67	13,27	4,63	5,25	0,19
7	1	67,54	0,36	15,62	1,33	2,62	0,06
8	1	56,98	0,67	17,78	1,29	5,30	0,15
9	56	61,27	0,77	15,92	2,15	4,34	0,13
10	6	71,80	0,15	13,86	1,84	1,58	0,04
11	3	64,25	0,60	15,89	1,32	4,25	0,08
12	6	68,91	0,45	14,71	0,85	3,85	0,08
13	5	72,65	0,47	13,25	0,43	2,42	0,05

Примечание. 1, 2 — раннемеловые (альб) вулканиты рифтогенных прогибов: 1 — базальты (гордеевская толща, р. Самарга), 2 — грахибазальты (шошониты), кемская свита; 3—13 — татибинская плутоническая серия: 3 — габбро, массив Ловлягин; 4, 5 — улунгинский комплекс (4 — пироксенит, 5 — габбро-монзонит); 6, 7 —

вслед за складчатостью” по М.В. Мартынюку) и о длительности формирования серии (около 40 млн лет). Однако последние данные дальневосточных геологов по глиноземистым гранитам хунгайрийского комплекса позволяют считать, что они могут быть отнесены к альбу. Это дает возможность считать их разновозрастными сандинским гранитам.

Новые данные по геологии и составу пород сандинского комплекса, а также по составу сосуществующих минеральных ассоциаций позволяют судить об особенностях их формирования и *P—T*-условиях выплавления глиноземистых гранитных расплавов. Во-первых, сандинский комплекс отличается многофазностью и более широкой вариацией составов пород, высоким содержанием биотита (до 15—20%) и высокой его глиноземистостью (23—25%) при низкой железности (58—62%). Постоянно присутствует гранат и кордиерит, андалузит и силлиманит, часто в сростках с гранатом. Кроме того, присутствует апатит, ильменит, циркон, турмалин, пирротин, графит и муассанит. Постоянно встречаются ксенолиты пород, ксенокристы, а также реститы минералов (гранат, силлиманит с муассанитом, графит, корунд и т.д.). Все это дает возможность предполагать, что глиноземистые граниты формировались в малоглубинных условиях за счет пород коры. Таким образом, комплекс глиноземистых гранитов является самостоятельным и не связан с базит-гипербазитовым внедрением.

В составе татибинской серии (см. табл. 19, рис. 22) включен комплекс конкордантных складчатости интрузий биотит-амфиболо-

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
7,48	9,28	2,23	1,91	—	—	2,70	99,04
4,53	5,16	3,84	3,18	0,26	—	2,70	99,84
6,82	9,18	2,16	2,13	0,54	—	2,00	100,36
12,28	16,06	0,38	1,08	0,02	—	1,50	99,75
6,52	11,17	1,64	4,26	—	—	0,77	100,37
9,65	7,75	2,40	2,21	0,36	—	1,55	100,19
1,21	2,25	3,62	4,60	0,18	—	0,67	100,06
4,19	5,15	3,87	3,51	0,36	0,45	—	99,68
2,24	3,34	3,36	5,38	0,20	—	0,89	99,99
0,43	0,71	2,89	5,54	—	—	0,99	99,84
1,70	4,07	3,04	3,89	0,02	—	0,80	99,91
1,58	2,75	2,92	4,09	0,06	—	0,18	100,45
0,21	1,75	3,65	4,22	0,24	—	0,34	99,68

валинкуйский комплекс (6 — сиенито-диорит, 7 — граносиенит); 8—10 — березовский комплекс (8 — монцонит, 9 — сиенит, 10 — граносиенит); 11 — дальнинский комплекс, гранодиориты; 12, 13 — арминский комплекс (12 — адамеллит, 13 — гранит). Данные С.В. Коваленко (1—2), В.С. Иванова (3—7; 11—13).

вых гранодиорит (адамеллит)-гранитов (за исключением приразломных интрузий гранит-лейкогранитного состава в зоне Центрального разлома), а также близких по возрасту татибинским гранодиоритам интрузий монцонитоидов (березовский комплекс). Ряд интрузивов гранодиорит-гранитного состава, включенных Э.П. Изохом и др. [1957] в бачелазскую серию, по-видимому, можно рассматривать в качестве латеральных аналогов татибинской серии, формирующихся в иной структурной обстановке (Сухопадный, Сихотэ, Полукольцо, Центральный, Венюковский и др. массивы).

Березовский комплекс монцонитоидов представлен приповерхностными интрузивами, которые широко распространены в Центральном и Южном и, возможно, Северном Сихотэ-Алине [Изох и др., 1957; Иванов и др., 1980; и др.]. Среди монцонитоидов можно выделить три типа интрузивов: 1) оливиновых и пироксеновых габбро-монцонитов (улунгинский тип); 2) монцонит-сиенит-граносиенитов однофазных зонального строения (березовский тип); 3) габбро-монцонит-граносиенитов двухфазных кольцевых комплексов с центральным граносиенит-гранитным штоком (валинкуйский тип). Структурная позиция перечисленных типов имеет и определенные отличия. Небольшие (10—15 км²) штоки оливиновых и пироксеновых габбро-монцонитов с фазово-фациальными взаимоотношениями разновидностей пород располагаются в пределах мобильной зоны апт-альбского остаточного прогиба, а некоторые из них (Молодежный шток) тесно ассоциируют с ареалом распространения альбских субаквальных трахибазальт-трахиандезитов (Кемская подзона). Близкие им по возрасту и позиции кольцевые

интрузивы (до 50 км²) монцонит-граносиенитов приурочены к экзотическим жестким блокам в пределах мобильной зоны (Право-Валинкуйский, Золотой интрузивы). Интрузивы монцонитоидов березовского типа, имея сходство по составу с валинкуйским типом и располагаясь в зоне Березовского разлома, ограничивающего апт-альбский остаточный прогиб, находятся на удалении от кемской подзоны с широко развитым трахибазальт-трахиандезитовым субаквальным вулканизмом. Отличие их структурной позиции заключается в близости к зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома и концентрированном проявлении монцонитоидного магматизма в форме двух крупных (150 и 200 км²) интрузий (Березовская и Араратская), контролируемых глубинным разломом. Становление всего комплекса монцонитоидов предшествует, частично синхронно, формированию комплекса гранодиорит-гранитов татибинской серии. Комплекс монцонитоидов занимает позицию своеобразного инициального магматизма по отношению к другим породам серии, имеющим также калиевую специфику. Улунгинский тип представлен оливин-пироксеновыми, пироксеновыми и амфибол-пироксеновыми габбро-монцонитами (до габбро); валинкуйский тип — пироксен-амфибол-биотитовыми габбро-монцонитами (первая фаза) и биотит-амфиболовыми граносиенитами (вторая фаза); березовский тип — монцонитами, диорит-сиенитами, сиенитами пироксен-амфибол-биотитовыми. Для последних имеются определения $Sr = 520$ г/т и $Ba = 480—550$ г/т, а также отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7049—0,7052$.

Комплекс гранодиорит-адамеллит-гранитов представлен наиболее широко в Дальнеарминском районе Южного Сихотэ-Алия [Изох и др., 1957; Иванов, 1974; Иванов и др., 1980; Стрижкова, 1980; Говоров, Левашев, 1973; и др.]. Его можно разделить на два типа (фазы): гранодиорит-адамеллитов (Дальний, Излучинский, Усть-Арминский, Приисковый массивы) и адамеллит-гранитов (Арминский, Водораздельный, Каялу, Западно-Кандоминский, Мечта и др. массивы). Иногда оба типа совмещены в одном массиве (Приисковый). Приразломные интрузии биотитовых лейкогранитов, приуроченные к зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома, отнесены нами к более молодому шумнинскому комплексу. Интрузии биотитовых гранитов с абсолютным возрастом 112—127 млн лет (массивы Бисерный, Верблюжий), возможно, являются аналогами гранитоидов хунгарийской серии.

Петрографический и петрохимический состав [Иванов и др., 1984] пород серии детально изучался и здесь не рассматривается.

Восточно-Китайский плутонический пояс

Гранитоиды Юго-Восточного Китая занимают обширную площадь (около 35%) провинций Цзянси, Гуандун, Западной части Фуцзянь и Чжэцзян. На основании данных изотопии гранитоиды разделяются на следующие возрастные группы: протерозойские (1550—1695 млн лет), верхнепротерозойские (830—990 млн лет), каледонские (350—370 млн лет), герцинские (230—280 млн лет), индосинийские (200—

230 млн лет), яньшаньские (70—195 млн лет) и гималайские (40—60 млн лет). Яньшаньские гранитоиды составляют около 90% от площади гранитоидов всех возрастов [The Geology..., 1986]. Они слагают протяженные цепочки батолитоподобных массивов главным образом в пределах поднятия Уи, сложенного древними комплексами параплатформы, перекрытыми осадочными образованиями ранне-среднепалеозойского возраста (рис. 23).

Плутонический пояс имеет сложное строение. В пределах поднятия Уи, ограниченного глубинным Лишуй-Хайфынским разломом с востока, в южной части он представлен четырьмя цепочками располагающихся параллельно друг друга и состоящих из отдельных вытянутых батолитоподобных массивов, направление которых с запада на восток меняется с субширотного на северо-восточное. Плутоны, слагающие эти цепочки, имеют сложное очертание, но в целом они подчиняются двум направлениям — субширотному и северо-восточному, что соответствует основным направлениям двух систем разломов, определяющих глыбовое строение этого региона. К субширотным относятся с юга на север Цзюшаньский, Тайшань-Янминшаньский, Баймашаньский и другие разломы, наиболее хорошо проявленные в западном регионе (провинции Цзянси, Хунань). Главными разломами северо-восточного простирания, определяющими структурную локализацию и направление плутонов, являются Лишуй-Хайфынский, Шаоу-Хэюаньский, Сыньфэнь-Эпинский, Сухой-Учуаньский, Линшань-Дусинский и др., представляющие на позднем этапе яньшаньских движений сдвиговые зоны.

В южной части этого региона выделяются четыре цепочки батолитов, получивших наименование по отдельным крупным массивам [Wang et al., 1980] с севера на юг: Цзюйшань-Чжугуаньшаньский, Хуаньшань-Цзюлиньшаньский, Фокан-Цзыцинский, Хайфэн-Хэлу.

Северная часть плутонического пояса (северо-восток провинции Цзянси и запад Фуцзянь) представлена крупными и мелкими плутонами сложных очертаний, которые в целом вытянуты в северо-восточном направлении, а также серией плутонов, образующих линейные цепочки вдоль разломов по окраине поднятия Уи. Батолиты этих цепочек имеют сложное строение и состоят из разновозрастных внедрений.

На примере этих массивов наблюдается полихронность, цикличность магматических процессов, наиболее хорошо изученная на примере Чжугуаньшаньского батолита, расположенного на границе провинций Гуандун и Хунань [Wang et al., 1980; и др.]. Этот батолит, площадью около 4000 км², в южной части представлен более чем десятью фазами различных внедрений гранитоидов, с резкими эруптивными контактами. Согласно геологическим данным и определениям абсолютного возраста среди пород батолита выделяются три комплекса: 1) каледонские гнейсированные граниты с возрастом 372 млн лет, слагающие небольшие по площади массивы (не более 20 км²) и отличающиеся от других гранитов наличием ленточных мигматитов и оцелярной мигматизации; 2) герцинские гранитоиды

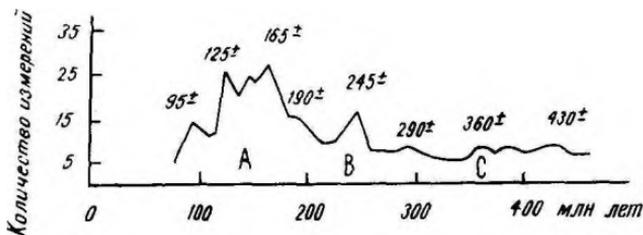
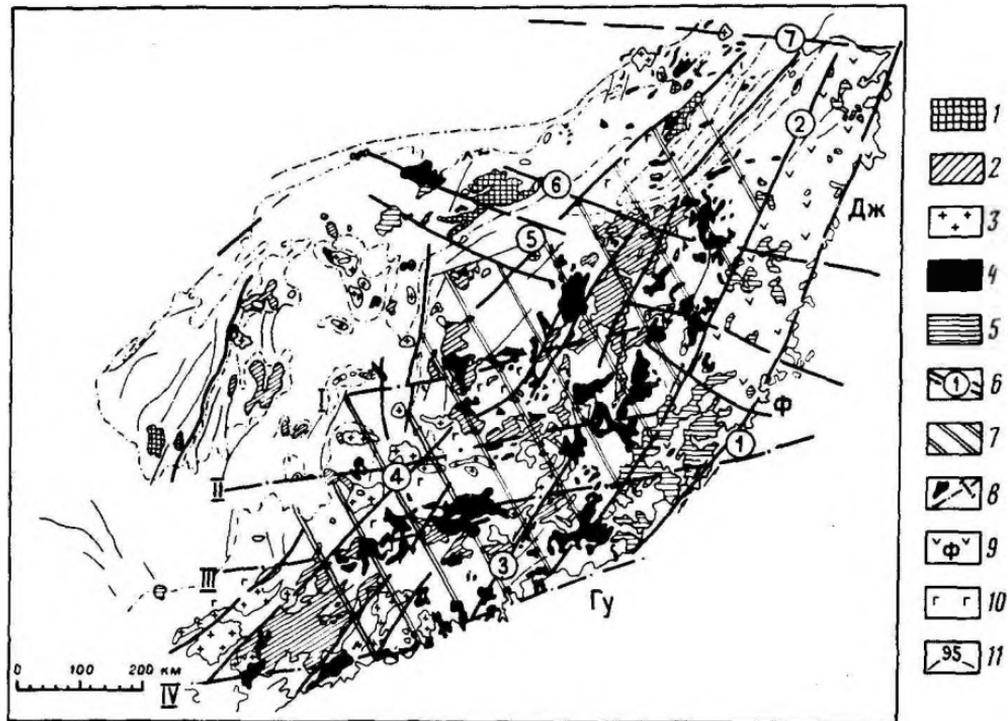


Рис. 23. Схема размещения гранитоидов plutонических и вулканических поясов и основные циклы проявления магматизма Юго-Восточного Китая [Ху et al., 1984, 1987; и др.]

1—5 — гранитоиды plutонических и вулканических поясов: 1 — каледонские, 2 — герцинские, индосинийские, 4 — раннеяньшанские, 5 — позднеяньшанские; 6 — основные разломы и направления горизонтального движения вдоль них: 1 — Чэнлэ-Наньао, 2 — Лишуй-Хайфэнский, 3 — Шаюю-Хэюаньский, 4 — Сыхой-Учуаньский, 5 — Тяньмушань-Байчишаньский, 6 — разломы южной части системы Цинлин, 7 — Фэйчжунский разлом; 7 — поднятие Уи; 8 — позднемезозойские цепочки Восточно-Китайского plutонического пояса: I — Цзюйшань-Чжугуаньская, II — Хуншань-Цзюлиньшаньская, III — Фокан-Цзыцижская, IV — Хайфэн-Хепу; 9, 10 — вулканические пояса Восточного Китая: 9 — Фуцзянь-Чжэцзянский окраинно-континентальный и его звенья (Дж — Чжэцзянское, Ф — Фуцзянское, Гу — Гуандунское), 10 — внутриконтинентальные зоны; 11 — кривая циклов магматизма Юго-Восточного Китая (по данным K—Ar и Rb—Sr методов). А, В, С — этапы магматизма

(259 млн лет), представленные значительно большими выходами (до 80 км²), чем предыдущие, и сложенные гранодиоритами и более основными разностями; 3) яньшанские гранитоиды в составе батолита, представленные многофазными внедрениями, имеющими по площади значительные размеры. Среди них могут быть выделены: 1) биоти-

товые граниты, адамеллиты, гранодиориты с возрастом 195—165 млн лет и площадью около 500 км²; 2) порфиroidные двуслюдяные граниты с возрастом 159 млн лет и площадью около 300 км²; 3) биотитовые граниты с возрастом около 153—145 млн лет и площадью около 500 км²; 4) среднезернистые двуслюдяные граниты с возрастом около 142—131 млн лет и площадью около 170 км²; 5) трещинные интрузии лейкогранитов. Подобные полихронные массивы известны и в других районах, где они представлены крупными батолитами и мелкими массивами (массив Хан в Фуцзяне и др.).

С магматизмом активизации яньшаньского периода связываются оловоносные, вольфрамносные магматогенно-рудные системы. Это широко известные в Юго-Восточном Китае месторождения провинций Цзянси, Гуандун и др. Кроме того, с отдельными фазами этих систем связаны месторождения редкоземельных элементов — ниобия, тантала, беррилия, и других элементов [Wang et al., 1980; Tu et al., 1980; и др.].

Ассоциации плутонических поясов, как отмечают большинство исследователей Китая, близки по параметрам к гранитоидам S-типа [Qi et al. 1986; Ishihara et al. 1980; и др.].

Раннеяньшаньские, в основном большеобъемные, гранитоиды представляют плутонические пояса, о которых отмечалось выше. Позднеяньшаньские гранитоиды развиты восточные, главным образом на границе с вулканическим поясом, где они представлены в виде ряда зон магматогенных поднятий. Но позднеяньшаньские магматические образования входят в состав и плутонических поясов и развиты среди раннеяньшаньских батолитовых поясов.

В последнее время на основе петрогеохимических данных и абсолютных датировок K—Ar, Rb—Sr и U—Pb методов среди яньшаньских гранитоидов выделены три стадии: коровых гранитов (серия Наньлин), корово-мантийных (серия Янцзы) и гранитоиды островодужного типа (Фуцзян-Гуандунская серия) [Xu et al., 1984; Wang et al., 1980; и др.].

Все три серии характеризуются определенными петролого-геохимическими особенностями, геологическими и геодинамическими условиями формирования, отвечающими определенным этапам тектонического развития этого региона. Первые две серии участвуют в строении плутонического пояса, третья является составной частью окраинного (Берегового) вулканического пояса и является по характеру развития вулканоплутонической.

Размещение серий плутонического пояса контролируется структурными элементами: серия Наньлин размещена в пределах поднятия Уи, серия Янцзы приурочена главным образом к глубинным разломам, обрамляющим поднятие Уи. Среди серий гранитоидов выделяются следующие комплексы: гранодиоритов, адамеллитов и монцогранитов; биотитовых гранитов; двуслюдяных и мусковитовых гранитов; миароловых и альбит-калишпатовых лейкогранитов. Среди пород серии Наньлин наибольшим распространением пользуются биотитовые граниты (85% от всего объема), значительно меньшим — породы гранодиоритового комплекса (~5%) и адамеллит-монцограни-

Средний химический состав серий Восточно-Китайского плутонического пояса
[Geology, 1986; Chang, 1984]

Серия	Порода	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Наньлин	Гранодиорит	8	66,42	0,40	15,61	1,41	3,38
	Монцогранит	15	74,00	0,14	13,63	0,70	1,56
	Биотитовый гранит	444	73,12	0,25	13,43	0,84	1,88
	Двуслюдяной гранит	12	74,19	0,14	13,77	1,01	1,16
	Альбит-калишпатовый гранит	9	74,14	0,04	14,98	0,55	0,61
	Лейкократовый (миароловый) гранит	49	76,80	0,14	12,12	0,88	0,72
		49	76,80	0,14	12,12	0,88	0,72
Янцзы	Кварцевый диорит	9	65,05	0,74	17,54	3,56	2,32
	Гранодиорит	2	65,61	0,61	15,56	2,61	2,43
	Монцогранодиорит-порфир	15	67,42	0,39	15,97	1,94	2,32
	Гранит-порфир	7	71,29	0,32	14,22	2,22	1,25

того (~7%). Двуслюдяные граниты (~1%) и миароловые граниты и лейкограниты (~2%) распространены весьма ограниченно.

Породы серии Янцзы представлены либо крупными многофазными батолитами (биотитовые граниты), либо отдельными массивами. Лейкограниты и миароловые граниты представлены секущими, часто трещинными телами более позднего этапа внедрения (Сяонаньшаньский, Сишаньский и другие массивы провинции Гуандун; Сяндун, Сяньнянь провинции Хунань и др.).

Петрографический и химический составы комплексов (табл. 20, 21) показывает, что серия Наньлин отличается высокой глиноземистостью, низкой степенью окисленности, эволюционирующей к более окисленным в заключительных фазах, а также более щелочным и натровым типам. Характерно наличие граната, кордиерита, андалузита, а также таких минералов, как монацит, каситерит, ильменорутит, флюорит, берилл, самарскит и др.

Сопоставление с серией Янцзы позволяет сделать следующие выводы. Формирование магматических комплексов проходило при различных условиях и эволюции магматического и рудного процессов. Главным является то, что формирование гранитоидов Наньлинской серии связано с коровым плавлением при малом участии глубинных расплавов и флюидов (фтора, водорода), о чем свидетельствует низкая фугитивность кислорода ($E_u < 0,4$), состав магм отличается высокой кремнекислотностью и глиноземистостью, эволюционирующих с развитием двух натрового и калиевого рядов. Надо отметить, что комплекс пород заключительных фаз магматизма (позднеяньшаньского магматизма) весьма неоднороден для плутонического пояса и "оторван" во времени значительным интервалом от основной фазы магматизма более чем в 30—40 млн лет и более: лейкограниты Янчуньского бассейна — массивы Сяонаньшань, Сишань, Инь-

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
0,13	2,02	3,04	3,05	4,19	0,25	—	99,90
0,07	0,50	0,70	3,46	4,88	0,08	—	99,72
0,07	0,52	1,22	3,08	4,87	0,11	0,61	100,00
0,06	0,47	0,52	3,35	4,62	0,83	0,57	100,00
0,10	0,16	0,37	5,10	3,87	0,08	—	100,00
0,06	0,16	0,36	4,12	4,46	0,01	0,17	100,00
0,09	1,96	3,15	2,51	2,80	0,20	—	99,92
0,07	2,12	4,18	3,33	3,61	0,24	—	100,37
0,08	1,61	2,85	3,05	4,01	0,35	—	99,99
0,03	0,98	2,02	2,27	5,24	0,16	—	100,00

лин с абсолютным возрастом $\sim 82 \pm 0,5$ млн лет и гранодиориты чанвэйского комплекса; массивы Чилу, Убейлин и др. с возрастом 122 ± 12 млн лет; лейкограниты (~ 100 млн лет) третьей фазы Дэнтусьяньского массива с ранней фазой биотитовых ($184,5 \pm 17$ млн лет) и двуслюдяных гранитов ($171,9 \pm 10,3$ млн лет), близкие по времени формирования гранитоидам Берегового пояса (массивы Кайци, Паньтянь и др.). Происхождение подобных массивов, с которыми связаны месторождения W, Sn, Nb, Be, видимо, полигенное. В одном случае они являются дифференциатами гранитных магм с повышением щелочности, в других — связаны с плавлением субстрата и более ранних гранитных плутонов, в которых они находятся, при активном влиянии флюидов. Наиболее убедительны в этом отношении данные по распределению РЗЭ [Shen and Liu, 1987; Xu et al. 1984; и др.].

Весьма показательны концентрации микроэлементов в гранитоидах серий Наньлин и Янзцы. Анализ данных прежде всего показывает, что имеется определенная тенденция: от древних к молодым комплексам падает концентрация элементов фемафической группы, а также Sr, Ba и т.д., в то время как содержание литофильной группы, а также элементов, составляющих рудный профиль, повышается. При этом в двух разных сериях эта тенденция имеет свои особенности. Кроме того, может быть намечена определенная эволюция рудных и других элементов в рудосодержащих и безрудных магматических комплексах, что безусловно имеет важное практическое значение. В связи с этим определенное значение имеет наряду с генезисом рудных и безрудных комплексов изучение первичной концентрации малых элементов в породах фундамента или окружающих породах, интродуцированных этими магматическими образованиями. Это может быть важным фактором контроля содержания редких элементов в гранитоидах и связанных с ними рудных месторождениях.

**Основные особенности магматических серий плутонического пояса
Юго-Восточного Китая [Geology..., 1986; The Geology..., 1984; Xu et al., 1984;
Zhang, 1984; и др.]**

Характеристики	Наньлин, граниты S-типа	Янцзы, граниты J-типа
Позиция, разломы	Соскладчатые в приподнятых блоках "зрелой" коры, ограниченных разломами	Около глубинных разломов в блоках континентальной коры
Размеры, стадии	Батолиты, крупные штоки ранней стадии (раннеяньшаньские движения), небольшие штоки, дайки сложных строений в трещинные интрузии поздней стадии (позднеяньшаньские движения), не ассоциирующие с вулканитами	Крупные штоки в ранней стадии. Мелкие штоки, трубки, дайки сложных строений в позднюю стадию. Отсутствует связь с батолитами. Может быть связь с вулканитами
Ассоциации и эволюционные ряды	Гранодиориты — монцограниты — граниты — альбит-полевошпатовые граниты или пегматиты — гранит-порфиры (миароловые граниты)	Диориты, кварцевые диориты — гранодиориты, гранодиорит-порфиры — монцограниты, монцогранит-порфиры, гранит-порфиры
Основной тип пород	Биотитовые монцограниты или биотитовые граниты (90%)	Гранодиориты или гранодиорит-порфиры (90%)
Ассоциации породообразующих аксессуарных минералов	Q—Hb—Bi—Mu—Pl—Mt—Ilm—Sph—Ap—Alm—Zr—Moz—Cor—Kst—Fl—Tu	Pl—Q—Hb—Bi—Mt—Ilm—Ap—Sph—Tu—Zr—Ort
Сумма аксессуариев, г/т	1500—2000	9000
Соотношение Ilm/Mt	1/3 (ранний этап) — 1/16 (поздний этап)	1/150—1/250
Соотношения		
в апатите F/Cl	3,4	0,15
в цирконе Zr/Hf	5—30	38—40
в гранате F/Cl	28—75	0,7—2,3
	Петрогеохимические особенности	
Al глиноземистость	Пересыщенные	Нормальные, редко Al—γ
Na ₂ O/K ₂ O	0,4—1,27	0,8—1,25
K/Rb	138—32 (ср. 67)	240
Rb/Sr	6—40	0,50
F/Cl	40	0,04
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	>0,7112—0,7300	0,7050—0,7100
¹⁸ O	>10—12%	<8—10%
PЗЭ	ΣHPЗЭ > ΣLPЗЭ	ΣLPЗЭ > ΣHPЗЭ
	δEu < 0,4	δEu ≈ 0,8—1,1
T, °C	600—680	980—1140
Рудная минерализация, ее эволюция по комплексам	PMЭ—Nb, Na(Li, Rb, Cs), Be, Sn, W, Mo, Bi, As—Cu, Zn, Pb—Sb, Hg, U	Fe—Cu(Au)—Mo(W)—Zn, Pb—Pb(Ag)

На основе данных по гранитоидам различных возрастных групп (докембрийских, ранне- и позднекаледонских, герцинских и яньшаньских) можно сделать следующие обобщения. От древних комплексов к молодым прогрессивно уменьшается концентрация, г/т: Co (с 15 до 7,5), Ni (с 20 до 5), Cr (с 60 до 5), V (с 65 до 10), Sr (с 170 до 15), Ba (с 800 до 100—200), Cu (с 40 до 20—10). Примерно на одном уровне остается концентрация Zn и Zr. В то же время растет содержание таких элементов, как Au (с 2 до 6 мг/т), Nb (с 15 до 40), Ta (с 10 до 17 мг/т).

Сложная тенденция отмечается для элементов, составляющих основной рудный профиль плутонического пояса (W, Sn, Be, Mo). Их концентрация растет от древних гранитоидов к молодым, но максимальное содержание достигает в раннеяньшаньских гранитоидах, наиболее широко развитых в плутоническом поясе, с которым связаны основные промышленные концентрации. Это так называемые "гранитофильные" элементы [Маракушев, 1979]. Что касается характера распределения элементов в двух различных генетических сериях (Наньлин и Янцзы), то здесь наблюдается тенденция, которая связана прежде всего с их основными генетическими особенностями, которые определяются глубиной формирования, т.е. степенью влияния глубинного расплава, флюидным режимом и фугитивностью кислорода, температурой и процессами дифференциации на различных глубинах и т.д.

Для гранитоидов серии Наньлин свойственна высокая концентрация W, Sn, Bi, Be, Nb, Ta, Rb, для пород серии Янцзы — Au, Co, Cr, V, Cu, Sr, Ba, Zr (см. табл. 21).

Помимо этого, выявляется определенный характер корреляций элементов рудного профиля, свойственный для серий гранитоидов, являющихся потенциально рудоносными или безрудными на примере известных массивов плутонического пояса. Установлено, что рудонесущие комплексы и массивы по сравнению с безрудными содержат рудных компонентов и летучих на порядок выше, отличаются высоким коэффициентом вариации (в 2—3 раза выше), коэффициентом концентрации (в 5—10 раз), низким отношением K/Rb и Rb/Cs (в 3 раза).

Изучение содержания РЗЭ и изотопии гранитоидов Наньлинской серии выявило целый ряд особенностей. Первое — это высокое отношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7100—0,7280$). Второе — высокий уровень содержания редкоземельных элементов, которое повышается от древних к более молодым комплексам магматических образований (от 163 до 224 г/т), и снижение Eu и суммы отношения Ce/Y [Shen and Liu, 1987].

На диаграмме, нормированной к хондриту, характерен V-образный профиль кривой, выражающий глубокую отрицательную европиевую аномалию и низкое соотношение двух- и трехвалентного европия, что указывает, помимо петрологических данных, на весьма низкую фугитивность кислорода при формировании пород этого комплекса.

Формирование Восточно-Китайского плутонического пояса было длительным и связано с различными этапами тектонических движений: поздними фазами позднеиндосинийских, ранне- и позднеянь-

шаньских, т.е. в промежутке времени от 180-190 млн лет до 120—80 млн лет. Но основная масса плутонов, представленная биотитовыми гранитами, монцогранитами, глиноземистыми гранитами, сформировалась в раннеяньшаньский период складчатости в структурах послекаледонских блоковых поднятий параллельной платформы Янцзы. Вдоль глубинных разломов по границе с древними поднятиями развиты массивы серии Янцзы. На основании данных абсолютного возраста пород серий Наньлин и Янцзы (K—Ar, Rb—Sr и U—Pb) можно сделать вывод, что серии близки по времени формирования. Однако геологические данные указывают, что большая часть серии Янцзы формировалась после главной батолитовой фазы серии Наньлин, максимум проявлений серии Янцзы падает на 170—130 млн лет.

Происхождение пород серии Наньлин связывается с коровым плавлением с участием высокого содержания фтора при минимальном влиянии глубинных расплавов.

Магматические процессы были многостадийными, растянутыми по времени на 40—70 млн лет (массив Дэнбунь [Zhang, 1984]; Тайпин-Хуашаньский [Sun et al., 1984; и др.]).

Породы серии Янцзы по условиям происхождения могут быть отнесены к мантийно-коровым, в которых мантийный расплав имел существенное влияние. Процесс был также многостадийным и развивался в условиях более высокой проницаемости коры, с неоднократным внедрением глубинных расплавов основного и среднего состава, коровым плавлением, процессами смещения магм в промежуточных очагах, проявлением высокой дифференцированности и неглубоким становлением интрузий, наличием взрывных трубок, связанных с апикальными частями нескрытых массивов. Породы этой серии эволюционируют от натровых к калиевым и лейкократовым типам (гранофиры, лейкограниты и монцогранит-порфиры), которые по особенностям петрохимического состава близки к лейкократовым фазам серии Наньлин, а в некоторых случаях могут быть отнесены к переходным разностям (янчулинский комплекс), но по характеру распределения R3Э и изотопии отличаются от лейкократовых пород серии Наньлин. Рудная минерализация, связанная с этим комплексом, относится к порфиоровому типу (W, Mo) [Shen and Liu, 1987]. Совмещение пород серий в определенной геологической ситуации трансформирует рудные ассоциации, свойственные каждой серии, и появляются рудные формации специфического типа: вольфрам-олово-полиметаллические (провинция Сишань), вольфрам-молибденовые (Янчулин), медно-вольфрам-молибденовые (провинция Ионпин) и т.д.

Юго-Восточно-Корейский пояс

Плутонический и вулканические пояса Юго-Восточной Кореи являются фрагментом тектономагматической системы Восточной Азии. Мезозойская активизация массивов восточной части Сино-Корейского щита связана с тектоническими напряжениями, которые в период среднепоздней юры — раннего мела выразились в пределах кристал-

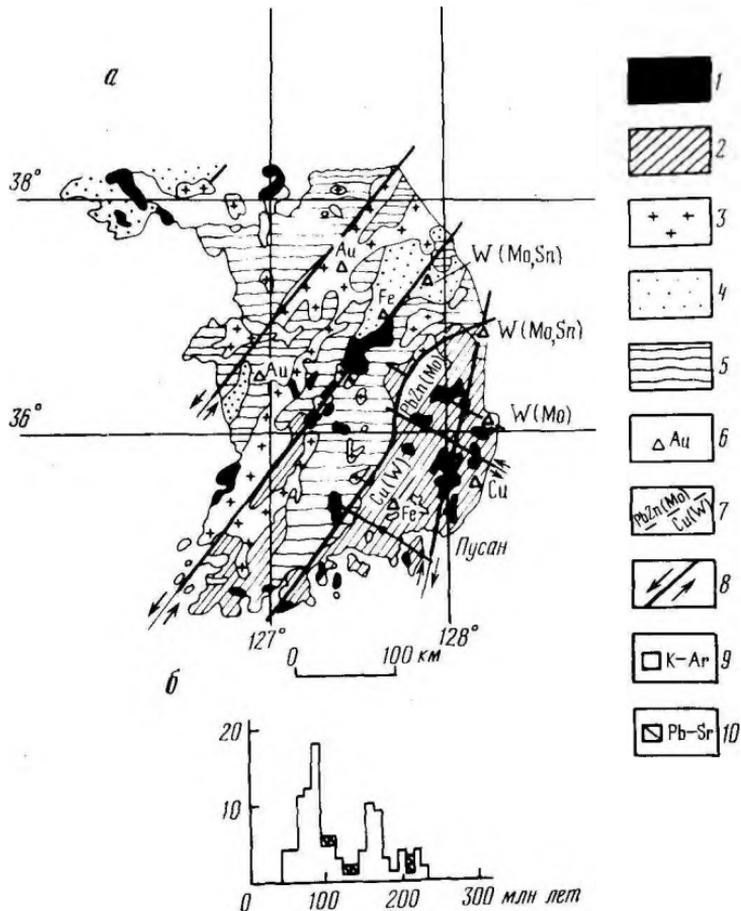


Рис. 24. Схема размещения позднемезозойских гранитоидов и вулканитов (а) в структурах Южной Кореи и гистограмма их абсолютного возраста (б) [Tsusue et al., 1984; So and Shelton, 1987; и др.].

1 — средне меловые—палеогеновые гранитоиды; 2 — средне меловые осадочные и вулканогенные образования (прогиб Кэнсан и др.) Южно-Корейского окраинного вулканического пояса; 3 — позднеюрские—раннемеловые гранитоиды плутонического пояса Южной Кореи; 4 — осадочные и осадочно-вулканогенные образования (кембрий—юра; трог Очхон и др.); 5 — породы древних (докембрийских) массивов; 6 — рудопроявления и месторождения; 7 — граница предположительного преобладания металлогенических зон; 8 — основные разломы и направления горизонтальных перемещений по ним; 9, 10 — абсолютный возраст гранитидов Южной Кореи по данным К—Аг (9) и Рb—Sr (10) методов

лических массивов Собёк и Кёнги формированием в ослабленной зоне (трог Очхон) протяженных гранитоидных плутонов, интродуцировавших древние гнейсы. Восточнее располагается Кэнсанская впадина, в пределах которой развиты осадочно-вулканогенные породы мелового возраста, интродуцированные поздне меловыми палеогеновыми гранитоидами. На основании радиологических данных среди мезозойских гранитоидов выделяются три возрастные группы: древние (триасовые) гранитоиды с возрастом 190—230 млн лет, юрские — 140—

Химический (в вес. %) и микроэлементный (в г/т) составы в породах plutонического комплекса Южной Кореи [Tsusue et al., 1986; и др.]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	59,32	62,27	67,98	72,60	73,74	66,26	75,89	6,33
TiO ₂	0,83	0,61	0,49	0,26	0,07	0,70	0,10	0,05
Al ₂ O ₃	14,73	17,35	17,18	13,81	15,40	16,38	13,17	12,45
Fe ₂ O ₃	1,85	2,50	1,87	0,53	0,40	1,23	0,73	0,36
FeO	3,72	2,60	2,62	1,33	0,55	2,41	0,65	0,32
MnO	0,04	0,08	0,08	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03
MgO	3,51	1,92	1,50	0,53	0,20	1,52	0,09	0,00
CaO	4,67	4,37	4,93	2,04	0,79	3,74	0,98	0,37
Na ₂ O	2,91	4,01	3,80	3,70	3,91	3,82	3,72	4,05
K ₂ O	4,13	2,96	2,63	2,82	4,33	2,53	4,20	4,78
P ₂ O ₅	0,52	0,22	0,22	0,08	—	0,19	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	1,52	0,84	0,95	0,61	—	0,54	0,38	0,31
H ₂ O ⁻	2,01	—	—	1,20	—	—	—	—
Сумма	99,84	99,73	100,11	99,53	—	99,34	99,98	99,05
Ba	1800	990	760	800	—	1900	200	100
Cs	3,2	2,0	1,2	3,8	—	2,2	3,2	10,1
Rb	139	144	98	164	—	130	220	384
Sr	930	380	320	230	—	310	—	—
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	—	0,7100	—	0,7180	0,7130	0,7160	—	0,7170
Возраст, млн лет	146	—	190	163	170,3	85	—	125±1,8

Примечание. Гранитоиды серии Дазбо: 1, 2 — монцодиорит, 3 — гранодиорит, 4 — биотитовый (известковистый) гранит, 5 — двуслюдяной гранит; серия Булгаса, массив Волосан; 6 — гранодиорит, 7 — биотитовый гранит, 8 — лейкогранит.

180 млн лет и меловые—палеогеновые — 120—40 млн лет. Триасовые гранитоиды известны на севере Корейского полуострова и связаны с индосинийскими движениями. Юрские и раннемеловые — распространены широко и представлены крупными батолитами в средней и юго-западной частях полуострова [Tsusue, 1984; и др.].

Юрские и меловые гранитоиды представлены двумя петрографическими разновидностями — биотитовыми и двуслюдяными гранитами (рис. 24). На основании петрографических, структурных и геохимических данных гранитоиды могут быть объединены в две серии: юрская серия Дазбо и меловая серия Булгаса.

Серия Дазбо представлена двуслюдяными гранитами, которые развиты широко в виде крупных массивов, слагающих вместе с серией Булгаса протяженные пояса. Эти две серии отличаются по химическому составу и минеральным парагенезисам (табл. 22).

Юрские гранитоиды представлены рядом от кварцевых диоритов через гранодиориты к амаеллитам и гранитам. Гранодиориты слагают основную часть массивов. Среди гранитов известны двуслюдяные, высокоглиноземистые и лейкократовые разновидности.

Серия Булгаса сложена рядом от кварцевых диоритов через гранодиориты к амаеллитам и гранитам. Амаеллиты и граниты слагают основную часть массивов серии. Кроме того, среди пород

серии присутствуют миароловые и микрографические граниты. Последние также присутствуют в составе вулканоплутонических серий окраинно-континентального пояса во впадине Кэнсан.

Среди гранитоидов серии Дазбо выделяются несколько петрографических разновидностей: "известковистые" граниты, двуслюдяные и лейкократовые, которые различаются минеральными ассоциациями. Характерным для всей серии является высокая железистость биотита, микроклиновый состав калиевого полевого шпата и плагиоклаз с повышенной основностью, в "известковых" разновидностях — присутствие роговой обманки. В качестве аксессуория широко представлен апатит, который относится к фторапатиту.

По петрохимическому составу породы относятся к глиноземистым типам с высоким содержанием нормативного корунда, с соотношением калия к натрию, варьирующему в широком интервале. Отмечаются высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7130$. С породами серии связано жильное месторождение золота (Чэпан; [So and Shelton, 1987]).

Серия Булгуса развита широко в составе плутонического пояса и восточнее во впадине Кэнсан, отличается от предыдущей более лейкократовым составом основной части массивов, но менее железистым составом биотита, присутствием роговой обманки в парагенезисах гранитоидов, калинатровым составом калиевых полевых шпатов, присутствием магнетита и апатита (относящегося к хлор-апатиту). Последний в большей степени характерен для вулканоплутонической серии Масан (впадина Кэнсан). Породы отличаются более высоким соотношением изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7170$) и значительно низким — изотопов рубидия и стронция ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0,4700$). Возраст пород серии Булгуса K—Ag и Rb—Sr методом определен как поздний неоком-барремский ($125,8 \pm 1,8$ —85 млн лет). С магматическими породами этой серии связаны золото-серебряные месторождения Юго-Восточной Кореи. Породы ее, как отмечалось выше, размещаются в тех же структурах, что и юрские, и слагают полихронные массивы, примером которых может быть массив Чсонанского рудного района, где размещены известные месторождения Чсонво, Дэхэун и др.

В целом намечается омоложение магматизма в юго-восточном направлении и смещение его активности во времени. Разломные зоны (в пределах которых размещены более поздние фазы магматизма) сдвигового характера соединяются на юге с зонами Юго-Восточного Китая и Центральной Сихотэ-Алинской на севере, контролируют главным образом магматические образования окраинных поясов. Тем не менее образования плутонического пояса формируются в пределах приподнятых блоков, ограниченных этими разломными зонами. В связи с этим намечается большая зональность — менее четкая для плутонического пояса и более определенная для вулканического. Отражением магматической зональности является металлогеническая (см. рис. 24) [Tsusue, 1984; Радкевич, 1977; Sillitoe, 1980; и др.].

Таким образом, можно полагать, что плутонический магматизм развивался длительно (45 млн лет) и был полихронным. Если учесть, что в пределах этих массивов проявился и позднемоло-

вой—палеогеновый гранитоидный магматизм, то следует считать, что тектономагматическая активизация, неоднократно повторяющаяся, была сопряжена с теми же глубинными структурами на протяжении более 100 млн лет.

Большая часть батолитовых массивов серии Дазбо относится к складчатым образованиям (биотитовые, двуслюдяные, высокоглиноземистые граниты, гранодиориты) и может быть классифицирована как ильменитовая серия [Ishihara, 1980]. Но более поздние известковистые гранитоиды, а также лейкограниты и миароловые граниты серии Булгуса являются секущими. Среди них характерны породы, которые могут быть отнесены к магнетитовой серии. Наиболее широко эти породы развиты восточнее (вулкано-плутонические гранитоиды серии Масан) [Tsusue, 1984].

Сопоставление серий гранитоидов плутонических поясов Востока Азии

Анализ геологических данных (сходство по составу, возрасту, последовательности внедрения и потенциальной рудоносности позднемезозойских серий и комплексов Сихотэ-Алинского, Колымского, Восточно-Китайского и Юго-Восточно-Корейского поясов) позволяет говорить о единстве причин происхождения удаленных друг от друга, но отличающихся общей структурной позицией, эволюцией систем и универсальностью гранитообразования плутонических поясов Восточной окраины Азиатского континента. Во всех четырех регионах гранитный магматизм проявился в форме трех последовательных серий: 1) высокоглиноземистых гранитов (колымский, хунгарийский комплексы; серии Наньлин, Дазбо); 2) биотитовых и биотит-роговообманковых "известковистых" гранитоидов (охотский, татибинский, арминский комплексы; серии Янцзы и ранние члены серии Булгуса); 3) лейкократовых гранитов (омсукчанский, шуминский комплексы; поздние члены серии Булгуса Южной Кореи, учуаньские лейкограниты Южного Китая и др.) (см. рис. 19, 21, 23, 24).

Породы первой и второй серий слагают согласные складчатым системам пояса, третьей — формируются как приразломные и слагают отдельные, иногда протяженные цепочки, секущие складчатые образования под различными углами. Первые две серии считаются синорогенными и приурочены к зонам скучивания, образующимся при закрытии рифтогенно-геосинклинальных прогибов и трогов (Иньяли-Дебинский, Центральный Сихотэ-Алинский, Очхон, Ди-ва структуры Южного Китая и др.). Замыкание прогибов связывается с фронтальным сжатием при горизонтальном движении сходящихся жестких блоков (Охотский, Колымский, Ханкайский, Буреинский, Западный и Восточный блоки Юго-Восточного Китая, массивы Собёк и Кёнги). Батолиты комплексов и серий глиноземистых гранитоидов приурочены к осевым частям зон скучивания, где генерация магмы происходит при давлении 7—8 кбар при температуре плавления 700—800°С (по гранат-силлиманитовым раститам). Батолитоподобные интрузии роговообманково-биотитовых известковистых гранитов, как правило, приурочены к бортам закрывшихся рифтогенных прогибов и формируются в позд-

нескладчатое время в период трансформации фронтального сжатия на латеральное скольжение соприкасающихся жестких блоков, вызывающее активизацию глубинных разломов с развитием сдвиговых деформаций по ним (левосторонних для Сихотэ-Алиня, Юго-Восточного Китая и Кореи и правосторонних для Яно-Колымской системы).

Рудоносность рассмотренных выше серий оценивается по-разному. Комплексы начальных фаз гранитоидов Колымского, Сихотэ-Алинского и других плутонических поясов, как правило, являются малорудоносными. С заключительными фазами Восточно-Китайского и Юго-Восточно-Корейского поясов (ранне-позднеяньшаньские гранитоиды серий Наньлин, Янцзы и Дазбо) связаны основные типы промышленных месторождений (W, Sn, Mo, Be, РЗЭ, Ag, Pb, Zn, Au и т.д.). При этом большая часть из них, составляющая рудный профиль этого региона, связана с раннеяньшаньскими гранитоидами. Абсолютные возраста рудных месторождений близки по времени становлению этих интрузий (150—130, 120—100 млн лет) [So and Shelton, 1987; Tsusue, 1984; и др.).

Самостоятельные комплексы лейкогранитов, завершающие развитие плутонических поясов, являются поздние или посторогенными и связаны с новым циклом тектономагматической деятельности, проявившейся на фоне интенсивных левосдвиговых деформаций (преимущественно по субмеридиональным разломам), связанных с активизацией консолидированной в раннем мелу новообразованной окраины уже единого Евразийского континента при взаимодействии его с Тихоокеанской плитой. Этот период соответствует началу формирования системы окраинно-континентальных вулканических поясов Востока Азии. В пределах Колымской складчатой системы лейкограниты слагают ряд цепочек, приуроченных к субмеридиональным разломам, контролирующим Омсукчанский наложенный прогиб, а также восточное и западное ограничения Приколымского поднятия. В Сихотэ-Алинском поясе они тяготеют к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому. В Восточно-Китайском поясе они связаны с Сухой-Учуаньской и другими разломными зонами северо-восточного простирания, в Юго-Восточно-Корейском — тяготеют к северо-восточным разломам, а также к северо-западным раздвиговым зонам. Повсеместно лейкограниты являются потенциально рудоносными (олово, вольфрам, свинец, цинк и др.), что, по-видимому, связано с участием в их образовании глубинных флюидов.

Основные различия проявления магматических серий относятся к поздним этапам тектономагматической деятельности и связаны с взаимоотношениями плутонических и окраинно-континентальных вулканических поясов. Колымский плутонический и Охотско-Чукотский вулканический пояса пространственно разобщены и имеют торцовое (в районе Примагаданского звена) сопряжение. В Сихотэ-Алине плутонический и вулканический пояса пространственно сближены и последний накладывается на первый под очень острым углом (почти субпараллельно). Это создает здесь видимость единого магматического пояса (с плутонической и вулканической зонами) и при совмещении орогенного и посторогенного интрузив-

ного магматизма значительно затрудняет систематику полихронных гранитоидных массивов. Это же свойственно плутоническому и вулканическому поясам Юго-Восточной Кореи.

В Юго-Восточном Китае плутонический и вулканический пояса имеют сложные взаимоотношения. В южной части плутонический пояс слагаются несколькими цепочками массивов, образующих субпараллельные субширотные ряды, укладываемые в приподнятом блоке Уи. В северной части плутонический пояс вытянут в северо-восточном направлении и под острым углом срезается вулканическим. Это образует структуру эпсилон (или хуася) — коленообразного сочленения южной и северной частей плутонического пояса [The Geology..., 1986; и др.].

Выявляется некоторое несовпадение по возрасту этапов проявления магматизма юго-восточной и северо-восточной окраин Азии: более раннее начало активизации магматизма на юге (Юго-Восточный Китай). Разрыв во времени, особенно начальных этапов (раннеяньшаньские движения), т.е. начало формирования глиноземистых серий Южного Китая и колымских гранитоидов, определяется на основании данных абсолютных возрастов в 30—40 млн лет. Такую особенность можно объяснить разными причинами, но этот вопрос здесь не рассматривается.

Таким образом, рассмотренные выше типы гранитоидов плутонических поясов образуют последовательно сменяющие друг друга комплексы (серии), хотя и сближенные во времени (поздняя юра — ранний—поздний мел), но различающиеся по составу, морфологии, структурной позиции и рудоносности, что зависит в первую очередь от смены геодинамического режима их формирования и региональных особенностей геологического строения блоков.

ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

К категории окраинно-континентальных поясов Востока Азии относятся линейные структуры, которые слагают почти непрерывную полосу от Восточной Чукотки до Южного Китая более чем на 8000 км. Этот уникальный линеамент состоит из отдельных поясов (звеньев), которые в виде дуг различной протяженности и кривизны обращены выпуклой стороной в сторону окраинных морей или структур более поздней консолидации (северный отрезок пояса по отношению к Корьякско-Камчатской складчатой области). Окраинно-континентальные пояса, как и система островных дуг Западной части Тихого океана, являются трансрегиональными, и их развитие сопряжено с тектоническими процессами, имеющими глобальный характер. Анализ геологических данных последнего десятилетия показывает, что такими процессами могут быть только глубинные процессы, вызвавшие движения астеносферы и литосферы, и как отражение их — перемещения Евразийской и Тихоокеанской плит.

К окраинно-континентальным вулканическим поясам относятся Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Южно-Корейский, Южно-Китайский. В последнее десятилетие они интенсивно изучались

и по некоторым поясам опубликованы обобщающие работы. По геологии и магматизму Охотско-Чукотского пояса это работы В.Ф. Белого [1977, 1978], Р.Б. Умитбаева [1986], И.Н. Котляра [1986] и др. Сопоставление геологии, строения, эволюции магматизма и металлогении окраинно-континентальных поясов позволяет выявить их общие особенности как планетарных структур (см. рис. 18—24).

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс

Пояс принадлежит к общепланетарной системе окраинных поясов и обладает всеми признаками, свойственными этому типу структур. Это прежде всего особенности глубинного строения: сокращение мощности коры, особенно гранитного слоя, повышенная мощность базальтовой подушки, наличие слоев с промежуточными параметрами сейсмических скоростей, что позволяет выделить здесь "метаандезитовый" слой. Кроме того, известна прямая зависимость структуры вулканического пояса от геодинамических условий его становления и характерных форм проявления разломной тектоники. Последняя, являясь производной преобладающих в позднем мелу и палеогене горизонтальных движений, выразилась в сочетании протяженных зон левосторонних сдвигов северо-восточного простирания и сопряженных с ними поперечных участков относительного сжатия (валов) и растяжения (раздвигов), контролирующих размещение plutонических и вулканических структур пояса [Иванов, 1961; Уткин, 1978; Сахно, 1987].

Совокупность вышеперечисленных признаков привела к отмечаемой многими исследователями продольно-линейной и поперечно-блоковой зональности Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП). Например, Е.В. Быковская (1960 г.) разделяет пояс на три крупных звена — структурно-формационные зоны: Ольга-Тернейскую, Самарга-Сюркумскую и Нижнеамурскую. Каждая из них разбита еще на ряд блоков, разграниченных, как и зоны, разломами северо-западного и широтного направлений (Южно-Приморский, Бикинский, Сюркумский и др.). В Ольга-Тернейском звене (Приморский мегаблок) отчетливо выражена продольно-линейная зональность пояса. Здесь различается осевая (внутренняя) зона ВСАВП (вулканический прогиб, выполненный платоигнибритами риолитов Приморской серии), ограниченная Прибрежным (Восточным) и Береговым разломами, и внешняя зона очаговых структур, расположенная к западу от Прибрежного разлома и сопоставимая с "перивулканической зоной" Р.Б. Умитбаева [1986], как видно на рис. 20, 21, 22.

Дискретное развитие контролирующей размещение магматических образований ВСАВП сдвиговой тектоники (от пликативных к линейно-деструктивным и поперечным глыбовым формациям) определило и соответствующую этапность вулканизма пояса. Различаются три (возможно, четыре) стадии его развития: сеноман-сантонская (или сеноман и турон—сантон), маастрихт-датская и палеогеновая (рис. 25). Для каждой стадии характерен свой тип вулкано-тектонических структур и связанного с ними магматизма: 1) сеноман — внедрение вдоль крупных северо-восточных разломов базальт-андезитовых расплавов, формирование покровов и экструзий в приразлом-

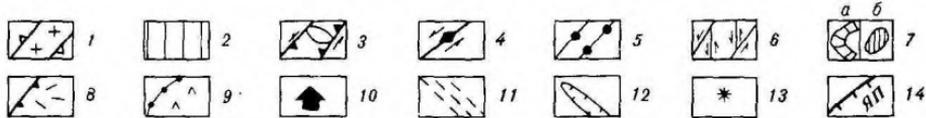
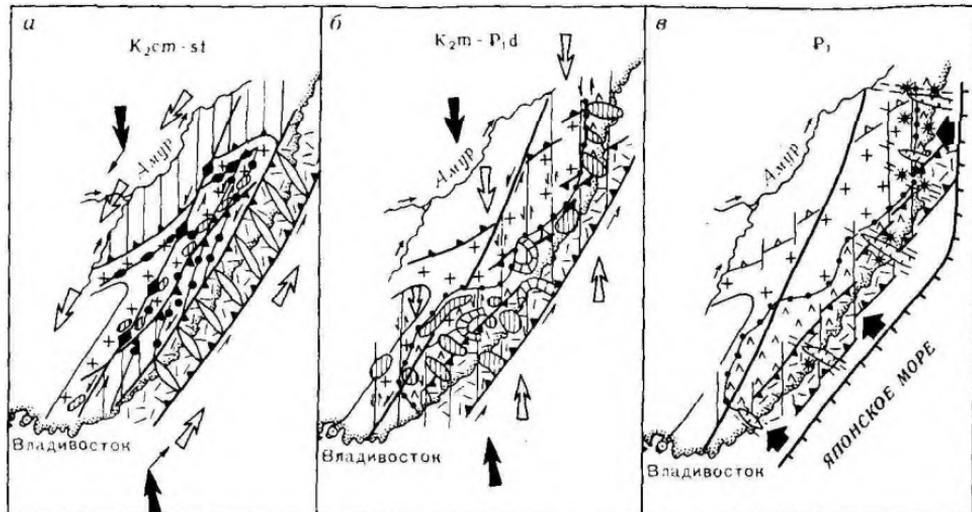


Рис. 25. Стадии развития Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса

А — сеноман-сантонская фаза ТМА. Формирование вулканического пояса и субвулканических малых интрузий монцонитов и лейкогранитов в условиях интенсивных левосдвиговых деформаций; **Б** — маастрихт-датская фаза ТМА. Формирование линейно-очаговых вулканических структур при преобладающих глыбовых перемещениях, преимущественно по меридиональным разломам (сдвигам); **С** — начало палеогеновой ТМА. Формирование грабенов и очаговых структур с контрастным базальт-риолитовым вулканизмом, дифференцированных интрузий субщелочных гранитов Прибрежной серии в условиях латерального сжатия при расширении впадин Японского моря и Татарского пролива.

1 — plutonic belt of Cretaceous granitoids; 2 — consolidated in the late Albian melange folds; 3 — axial zone of the superimposed volcanic belt; 4 — complex of fracture intrusions of leucogranites of the Central fault; 5 — complex of small intrusions of monzonite diorites; 6 — shear system in the Maastricht-Danish; 7 — focal (a) and linear-focal (b) volcanic structures of the Maastricht-Danish age; 8 — axial (primary) zone of the volcanic belt; 9 — secondary zone of the volcanic belt; 10 — direction of lateral compression; 11 — transverse zones of extension; 12 — grabens (micro-rifts) with volcanogenic molasse and basaltic magmatism (Kuznetsovskaya svita); 13 — focal structures with contrasting magmatism and intrusions of the coastal series; 14 — initial rifts of the Japan Sea and the Tatar Strait.

ных впадинах; 2) турон—сантон — извержения кислых игнимбритов "большого объема" в приморском осевом прогибе; 3) маастрихт—даний — очаговый вулканизм, кальдерные и посткальдерные комплексы умеренно кислого и среднего составов (кальдерные игнимбриты, покровы, экструзии, субвулканические и вулкано-плутонические интрузии), 4) палеоген — бимодальный вулканизм, кальдерные и кольцевые вулкано-плутонические комплексы контрастной ассоциации.

Кроме различных форм вулканических структур в поясе одновременно формируются магматогенные поднятия с устойчивым режимом воздымания, соответствующие всем этапам формирования поя-

са. К ним могут быть отнесены Ольгинско-Валентиновское, Мутухинское, Тернейское, Бяполинское и другие поднятия. Некоторые из них по времени соответствуют периоду формирования всего пояса и в связи с этим могут быть отнесены к полихронным (аналогично широко распространенным в Юго-Восточном Китае), другие — соответствуют лишь отдельным его этапам и не могут быть отнесены к вулканоплутоническим. Анализ геологических особенностей, а также геохронологических данных показывает, что интрузивные образования магматогенных поднятий представляют собой самостоятельные формирования и могут сопоставляться с такими же структурами других поясов [Белый, 1978; Умитбаев, 1986; и др.].

Сеноман-сантонский этап. В результате готеривской и альбской фаз тектоногенеза и плутонического магматизма вся Сихотэ-Алинская складчатая система консолидировалась. В дальнейшем она реагировала на продолжающееся горизонтальное давление с юго-востока (соответствующее сеноман-туронскому максимуму спрединга в Тихом океане) как жесткая структура с крупными сколовыми деформациями в виде системы левосторонних сдвигов [Уткин, 1980]. Максимальные амплитуды латерального скольжения отмечены по крупным разломам, ранее ограничивавшим жесткие блоки (унаследованные границы структурно-формационных зон), трансформированным в прямолинейные крутопадающие сдвиги (Арсеньевский, Центральный, Восточный и Береговой). К этим зонам глубинных разломов приурочена и максимальная активность. В зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома она проявилась в активизации отдельных гранитоидных очагов татибинской серии с внедрением приразломных интрузий гранитлейкогранитов (шумнинский комплекс). При благоприятных условиях здесь формируются редкометальные рудно-магматические системы с высокотемпературным оловянным и олововольфрамовым оруденением. Иной характер сеноман-сантонского магматизма наблюдается на окраине новообразованного континента. Здесь между Прибрежным (Восточным) и Береговым разломами сформировалась линейная система сдвиго-раздвигового типа [Уткин, 1978]. Их суммарный растягивающий эффект привел к образованию окраинно-континентального вулканического прогиба с большеобъемными извержениями недифференцированной кислой магмы — платоигнимбритов приморской серии (турон—сантон, 90—85 млн лет). К западу от вулканического прогиба (внешняя зона вулканического пояса) между Восточным и Центральным разломами интенсивность тектонических движений была значительно ниже и привела к активизации уже имеющихся структурных элементов — разрывов северо-восточного и северо-западного простирания. Здесь магматизм проявился в форме приразломных внедрений базальт-андезитовой магмы (синанчинский комплекс) и малых интрузий монцодиорит-гранодиоритового состава (новогорский комплекс). При активизации последними остаточных очагов дифференцированной гранитоидной магмы (татибинская серия), преимущественно в поперечных зонах повышенной магнопроницаемости, наблюдается формирование продуктивных на олово рудномагматических систем с минерализацией касситерит-силикатно-сульфидной формации.

Маастрихт-датский этап. В результате сеноман-сантонской тектономагматической деятельности Сихотэ-Алинская складчатая область приобрела еще большую жесткость и в условиях нового импульса горизонтального сжатия отреагировала сводово-глыбовыми деформациями в осевых зонах структур и по периферии сводов кальдер и грабенов, выполненных вулканитами среднего (самаргинский комплекс) и кислого (богопольский комплекс) составов. Нередко они формируют непрерывную серию в контурах одних и тех же вулканотектонических структур. Ряд грабенов (Павловский, Якутинский, Березовский и др.) наследуют зоны раздвигов между крупными долгоживущими сдвиговыми зонами, подчеркивая гетерогенность (поперечно-блоковое строение фундамента) Сихотэ-Алинской складчатой системы. Грабены и кальдеры этого этапа накладываются на все зоны Сихотэ-Алинского магматического пояса, т.е. на (внутреннюю) вулканическую, плутоническую и переходную (внешнюю), концентрируясь, однако, в пределах внешней зоны ВСАВП.

Завершается этап внедрением интрузий дальнегорского (диорит-гранодиорит-гранит) и якутинского (гранит-порфиры) комплексов. С дальнегорским комплексом связывается промышленная полиметаллическая минерализация в вулканической зоне.

Палеогеновый этап ознаменовался структурной перестройкой и развитием бимодального вулканизма в форме эффузивных и субинтрузивных фаций кузнецовского, кедровского и колчанского комплексов и интрузий Прибрежной серии. Наиболее широко он проявился на севере пояса и тяготеет к разломам его внешней зоны. Эволюция геодинамического режима в поздне меловое—кайнозойское время характеризуется сменой преобладающих левосторонних движений (поздний мел) по субмеридиональным разломам на режим латерального давления со стороны Японского моря и Татарского пролива, связанного с образованием здесь раздвигов на рубеже палеогена и неогена. Для эффузивных образований характерно развитие контрастных по составу комплексов: кузнецовского, колчанского, кедровского и др. Формирование вулканоплутонических интрузий Прибрежной серии наследует, с одной стороны, структурный план маастрихт-датского очагового вулканизма (контроль субмеридиональными разломами), с другой тяготеет к запад—северо-западным разломам, фиксирующим зоны растяжения, параллельные направлению сжатия (см. рис. 25). Таким образом и вулканиты, и интрузии Прибрежной серии образуют в Северном Сихотэ-Алине располагающийся параллельно береговой линии меридиональный пояс с концентрацией их в узлах пересечения меридиональных и северо-западных разломов (Тутто-Ботчинская и Среднетумнинская цепочки).

Рассмотрим некоторые особенности состава магматических образований различных этапов. В сеноман-сантонский этап формируются две относительно независимые, но закономерно сменяющие друг друга серии магматических образований: 1) субвулканическая (субинтрузивная) в виде небольших трещинных интрузий среднего состава и гранитоидов повышенной основности и реже их покровных фаций

и 2) вулканическая (приморская) — платоигнимбригов риолитового состава.

Субвулканическая серия включает два комплекса: синанчинский — покровов приразломных впадин и трещинных интрузий (экструзий) ряда базальт—андезит—дацит; новогорский — трещинных интрузий монцодиорит-гранодиорит-субщелочно-гранитного состава. Пространственно проявления серии тяготеют к апт-альбскому остаточному прогибу Восточной структурно-формационной зоны Сихотэ-Алиня.

Синанчинский комплекс объединяет стратифицированные вулканы синанчинской, иссиминской, больбинской и других близвозрастных им свит, а также их интрузивные аналоги — дайки и штоки габбро-диабазов, диорит-порфиоров, кварцевых диоритов (дацитов). В целом именно экструзии и субвулканические интрузии являются преобладающей формой магматизма синанчинского комплекса. Последовательность внедрения пород комплекса обычно соответствует гомодромному ряду базальт—андезитодацит, хотя наблюдаются и отклонения. Химические составы и характер распределения микроэлементов здесь и далее для Сихотэ-Алинского пояса не приводится, так как были опубликованы в сводках различными исследователями [Вулканические..., 1984; Сахно, 1976; Томсон, 1982; Баскина, 1982; и др.]. Новые оригинальные данные, полученные в последнее время, даются в некоторых случаях. По химическому составу (табл. 23) породы синанчинского комплекса относятся к умеренно высокоглиноземистым, известково-щелочной серии с латитовой тенденцией (накопление К в последних фазах) при преобладании Na над К при низкой степени окисленности железа. Характерны несколько повышенные содержания Sr (370—500 г/т) и Ba (400—480 г/т). Соотношение изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7053—0,7058$ свидетельствует о глубинном происхождении магмы синанчинского комплекса. Абсолютный возраст пород составляет 95—90 млн лет.

Новогорский комплекс объединяет ряд приповерхностных малых интрузий (субинтрузий) преимущественно трещинного и очагового типов, представленных рядом монцодиорит—гранодиорит—субщелочной гранит (риолит). Отмеченные разновидности пород находятся в фациально-фазовых соотношениях. Характерно отсутствие их вулканических очагов при наличии фаций субвулканического облика. Основной объем интрузий сложен порфировидными монцодиоритами и гранодиоритами (монцогранодиоритами). Субщелочные граниты (гранит-порфиры) отмечаются либо в центральной части зональных штоков, либо образуют самостоятельные тела в форме штоков и даек гранит-аплитов (до риолитов). Петрохимически эти породы представлены рядом от кварцевых диоритов (монцодиоритов) до лейкогранитов высокоглиноземистых, натрово-калиевых, калиево-натровых и калиевых с отчетливо латитовой тенденцией. Характерны повышенные содержания в породах Sn (до 8—11 г/т), Pb, B, F, Cl, а также Sr (500—900 г/т) и Ba (500—800 г/т). Отмечается присутствие среди аксессуариев граната альмандинового ряда и хромистой шпинели [Гладков и др., 1982]. Абсолютный возраст пород составляет 85—105 млн лет.

Средние химические составы магматических пород
Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса
(сеноман-сантонский этап)

N п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	31	49,52	1,16	16,20	3,82	4,80	0,14
2	6	60,05	0,71	16,00	1,90	4,10	0,08
3	6	63,41	0,44	16,62	1,73	3,76	0,10
4	6	61,08	0,70	15,81	1,53	4,09	0,13
5	7	66,10	0,51	15,85	1,53	2,84	0,08
6	1	71,30	0,20	13,88	0,88	3,42	0,24
7	20	77,26	0,18	12,39	0,70	0,93	0,04
8	6	73,78	0,10	13,12	0,48	2,71	0,05
9	5	76,01	0,07	12,47	0,15	1,65	0,05
10	6	74,34	0,18	13,86	1,26	0,80	0,06

Примечание. Комплексы: синанчинский (1 — базальт, 2 — андезит, 3 — андезитодацит, Угловская структура), новогорский (4 — монцодиорит, 5 — монцогранодиорит, 6 — монцогранит, 7 — трахилипарит), шумнинский (8 — гранит, 9 — лей-

Таблица 24

Средние химические составы магматических пород Восточно-Сихотэ-Алинского пояса
(маастрихт-датский этап)

N п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	9	72,91	0,28	14,25	1,31	1,21	0,13
2	14	70,95	0,23	14,30	1,06	2,38	0,06
3	28	60,28	0,52	17,12	3,24	3,49	0,16
4	28	56,33	0,97	17,35	3,92	5,00	0,19
5	1	56,64	0,38	14,68	3,59	5,45	0,28
6	2	69,75	0,39	14,83	2,26	1,66	0,10
7	18	75,60	0,16	13,02	0,87	0,69	0,04
8	6	70,27	0,37	13,99	1,89	1,84	0,09
9	7	71,56	0,31	13,54	1,45	2,04	0,06

Примечание. Сияновский вулканический комплекс: 1 — риодацит, 2 — дацит, 3 — андезит, 4 — андезитобазальт; дальнегорский интрузивный комплекс: 5 — кварцевый диорит, 6 — адамеллит (гранодиорит); богопольский субвулканический комплекс:

Приморская вулканическая серия (по Е.В. Быковской) включает ряд однотипных комплексов: монастырский, ванчинский, дзолинский, чхильский. Она представлена большеобъемными игнимбритами риодацитового и риолитового состава. Ими выполнен ряд вулканических депрессий диаметром до 30—50 км, образующий прерывисто-непрерывный вулканический прогиб протяженностью около 400 км. Формирование вулканических депрессий и полей платоигнимбритов свя-

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
6.89	7.88	2,39	1.46	0,33	2,18	3,37	100,14
3,02	5,20	3,10	2,28	0,16	—	—	100,20
1,99	4,13	4,25	2,69	0,16	0,63	1,84	100,74
2,88	3,98	3,43	2,66	0,16	—	3,42	99,87
1,80	2,21	3,86	3,05	0,10	—	1,78	99,71
0,76	0,74	2,59	5,29	0,04	—	1,63	100,17
0,35	0,44	0,55	6,18	0,05	0,31	1,48	100,86
0,45	0,56	3,43	4,39	—	—	0,99	100,23
0,17	0,32	3,56	5,06	0,02	—	0,38	99,91
0,53	1,00	2,24	4,20	0,04	0,52	0,85	99,88

когранит), приморский (10 — риолит). Анализы В.В. Поповиченко (8), В.С. Иванова (9), остальные — авторов данного раздела.

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
0,42	0,80	3,06	2,92	0,06	—	1,77	100,10
0,51	1,79	3,05	3,88	0,08	0,28	1,49	100,16
2,41	4,17	3,39	2,61	0,22	—	2,69	100,65
3,47	4,88	2,94	2,27	0,24	0,54	2,09	100,19
5,36	0,28	3,81	1,74	0,02	—	1,38	100,21
1,32	2,48	2,84	3,12	0,05	—	0,56	99,46
0,38	0,49	2,76	4,68	0,04	2,40	1,04	100,01
0,52	2,14	2,93	3,60	0,04	—	3,24	100,92
0,94	1,93	3,49	4,41	0,06	—	0,68	100,47

7 — риолит, 8 — риодацит, 9 — гранит-порфир (адамеллит). Данные В.А. Михайлова (5,6), остальные — авторов данного раздела.

зывается с ареальными извержениями из малоглубинных очагов гранитоидной магмы.

По химическому составу породы серии относятся к высокоглиноземистым с повышенной щелочностью разностям. В породах отмечаются повышенные содержания Sn, Pb, Zn, Ag, Sr (135—235 г/т) и Ba (630 г/т). Соотношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0,7078±3. Абсолютный возраст пород в среднем около 85 млн лет (40—100 млн лет).

Маастрихт-датский вулканизм (вулcano-плутоническая серия) проявился как самостоятельный кальдерный этап развития магматизма Сихотэ-Алиня, наложенный на ранее сформированный комплекс пород приморской серии и на складчатый фундамент пояса. Структурный план, формы проявления (грабены и кальдеры) и состав (риолиты, дациты, андезиты) маастрихт-датского вулканизма также резко отличны от предшествующего ареального кислого вулканизма.

Маастрихтская группа комплексов представлена двумя типами разрезом: умеренно кислым (сияновским) и средним (самаргинский). В случае их совмещения формируется антидромный ряд (табл. 24). Оба типа завершаются достаточно самостоятельной интрузивной фазой диорит-гранодиорит-гранитного состава (дальнегорский, баппинский и другие комплексы). Сияновский тип распространен главным образом на юге пояса. Он представлен кислыми породами с антидромной эволюцией и тенденцией "покисления" с востока на запад. Самаргинский тип наиболее распространен в пределах пояса севернее Бикинской депрессии (бассейн р. Самарга, Кюма, Ботчи, Мули и др.). Южнее встречается в виде одиночных стратовулканов (Солонцовский), а также узких грабенов в зоне Центрального разлома. Представлен вулканидами антидромного ряда от андезитодацитов до андезитобазальтов. Для маастрихтских андезитов можно выделить два подтипа: низкощелочные и высокощелочные латиты. Первые наиболее характерны для зоны Центрального Сихотэ-Алинского разлома, вторые — для кальдер вулканического пояса. Характерной особенностью минерального состава, помимо стандартных ассоциаций, является присутствие аксессуарного граната. Для сияновского типа (дацит) установлены содержания $Sr = 250-350$ г/т, $Ba = 500-610$ г/т, для самаргинского (андезиты) — $Sr = 500-650$ г/т, $Ba = 350-650$ г/т, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7039-0,7061$.

Дальнегорский (баппинский) комплекс гранитоидов повышенной основности представлен рядом одно- и многофазных интрузий пестрого состава с монцитонитовым уклоном. Они прорывают и метаморфизуют вулканиды приморской серии и сияновского комплекса, но перекрыты отложениями богопольской свиты. Небольшие ($10-30$ км²) интрузии диорит-гранодиорит-гранитов (собственно дальнегорский комплекс), ассоциирующие с вулканидами маастрихтского возраста, наиболее изучены в Дальнегорском и смежных с ним районах (Николаевская, Брусничная, Исаковская, Евлампиевская и др.). Это обычно двухфазные интрузии: первая фаза — габброиды, монцитониты, кварцевые диориты — образуют краевые части массивов и часто мелкие штоки — сателлиты самих интрузий; вторая фаза — гранодиориты до биотит-амфиболовых меланогранитов. Абсолютный возраст пород укладывается в диапазоне $70-60$ млн лет.

Богопольский (левособолевский, иннокентьевский и др.) комплекс включает преимущественно умеренно кислые вулканиды и комагматичные им субвулканические интрузии порфиридных гранитов и адамеллитов. Почти повсеместно породами комплекса выполнены грабены субширотного и северо-западного простирания и, частично, структуры очкового типа (кальдеры). Покровные образования богопольской

свиты представлены игнимбритами, псаммитовыми и агломератовыми туфами риолитового и риодацитового составов, тесно ассоциирующихся с субвулканическими интрузиями риолитов и риодацитов. Для экструзий и субвулканических интрузий характерны риолиты и риодациты со сферолитовой структурой, а также вулканические стекла (перлиты). По составу породы богопольского комплекса и его аналогов достаточно уверенно разделяются на две группы: риолиты ($\text{SiO}_2 = 75\%$), риодациты и дациты ($\text{SiO}_2 = 70-65\%$). Как правило, риолиты являются более ранними фазами комплексов, нередко продолжающими экструзивный ряд риолитов маастрихтского времени. Риодациты и дациты обычно завершают разрезы стратифицированных образований богопольской свиты. Такой же химический состав имеют широко распространенные в комплексе вулканические стекла (чаще перлиты, реже обсидианы). Составу гранодиорит-адамеллитов отвечают и породы наиболее поздних субвулканических интрузий порфириовидных гранитоидов (типа массива горы Мир в Якутинском грабене).

Породы богопольского комплекса несколько обогащены Sn, при умеренных содержаниях $\text{Sr} = 230-300$ г/т, резко повышен $\text{Ba} = 680-100$ г/т [Баскина, 1982], соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7066$.

Палеогеновый этап магматизма Восточно-Сихотэ-Алинского пояса наиболее широко проявился на севере в Нижнеамурском блоке, менее масштабно — в Сюркумском и ограничено — в Самаргинском и Ольга-Тернейском блоках. Намечается особый характер проявления магматизма этого этапа: в линейных рифтоподобных структурах развиты главным образом покровные образования основного состава, в кольцевых — контрастные комплексы. Ассоциации контрастных по составу пород представлены серией, в которой нижний комплекс сложен основными породами (кузнецовская свита), средний — кислыми вулканитами (колчанская, кедровая и другие свиты), верхний — основными (базальты кизинской свиты). Последний структурно несколько разобщен и, возможно, является самостоятельным. Первые два члена серии структурно и генетически связаны. Данные по детальным геологическим и петрологическим исследованиям были ранее рассмотрены [Вулканические..., 1984; Мартынов, 1983; Попов, 1986; и др.]. Здесь следует кратко остановиться на основных особенностях. Нижний базальтовый комплекс (кузнецовский) представлен дифференцированной серией от базальтов до дацитов и плагиолипаритов, но основные породы резко преобладают, а в линейных депрессиях они полностью доминируют. Средний член серии — кислые вулканиты (колчанский, кедровский комплексы и др.), которые имеют пестрый состав. По особенностям состава и геологическому положению можно выделить две генетические группы пород: 1) калиевые высокоглиноземистые и известковистые вулканиты — пирокластические и лавовые образования липаритовых игнимбритов (масловский, кедровский комплексы) анатектоидного происхождения с весьма своеобразными петрогеохимическими чертами (табл. 25, 26), главные из которых — низкие содержания Sr, Co, Cr, но высокие — Rb, K/Na; 2) натрово-калиевые и натровые субщелочные и щелочные кислые вулканиты (колчанский комплекс и его экструзивно-

Средние химические составы основных вулканитов
палеогенового этапа магматизма Восточно-Сихотэ-Алинского пояса
и Восточно-Чукотской зоны

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48,81	52,17	59,32	50,01	52,70	49,40	48,96
TiO ₂	1,21	1,33	0,69	1,44	1,20	1,54	1,74
Al ₂ O ₃	18,32	17,99	17,20	18,15	17,98	18,48	17,42
Fe ₂ O ₃	3,91	3,34	2,78	4,77	4,75	5,24	4,60
FeO	6,29	5,37	3,74	4,41	3,31	4,04	5,34
MnO	0,18	0,16	0,12	0,17	0,17	0,16	0,15
MgO	5,83	5,17	2,76	4,84	5,41	5,07	6,71
CaO	8,66	8,10	5,52	8,51	8,73	7,26	8,39
Na ₂ O	3,50	3,17	3,90	3,10	2,72	3,72	3,23
K ₂ O	1,22	1,40	1,80	1,35	1,11	1,13	1,08
P ₂ O ₅	—	—	—	0,59	0,57	0,72	0,57
П.п.п.	—	—	—	—	—	2,54	1,12
Ni	50	59	53	91	85	70	104
Co	26	26	13	27	44	27	29
Cr	52	56	52	94	130	84	126
Sr	983	728	359	786	696	751	805
Ba	364	614	—	—	328	440	413
Rb	20	14	97	35	30	18	13

Примечание. Вулканиты: 1—5 — кузнецовского комплекса Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (1—3 — Нижнеамурская зона, 4 — Центральный Сихотэ-Алинь, 5 — Южный Сихотэ-Алинь, Крестовская структура); 6, 7 — Восточно-Чукотской зоны (6 — медвежинский и 7 — тнеквээмский комплексы).

интрузивные аналоги), для которых характерны высокие содержания Na, Ti, но низкие — Rb, элементов группы железа, и которые можно отнести к производным базальтовых магм.

К этому же этапу относятся вулcano-интрузивные, экструзивно-интрузивные и интрузивные образования, ранее относимые к прибрежной серии на основании прорывания ими кузнецовской свиты. По данным калий-аргонового метода большая часть интрузий имеет абсолютный возраст 65—30 млн лет (преобладает 60 млн лет), что соответствует промежутку времени от позднего дания до олигоцена включительно. Нами эти породы выделяются в ранг прибрежного вулcano-плутонического комплекса. Интрузии прибрежного комплекса наиболее распространены в Северном Сихотэ-Алине, где они формируют ряд субмеридиональных цепочек самостоятельных массивов (Среднетумнинская цепочка — Тулунинский, Колбинский, Кетавский массивы и др.) или изолированные интрузии по периферии магматогенных поднятий (Бйский и другие интрузии по периферии Бяполинского магматогенного поднятия).

Среди пород, связанных с кольцевыми структурами, намечается несколько типов экструзивно-интрузивных комплексов [Емельяненко,

Средние химические составы кислых вулканитов
палеогенового этапа магматизма Восточно-Сихотэ-Алинского пояса
и Восточно-Чукотской зоны

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	71,69	74,60	66,27	76,69	61,91	73,40	71,45	73,07	63,40
TiO ₂	0,24	0,17	0,50	0,14	0,62	0,31	0,21	0,29	0,85
Al ₂ O ₃	13,80	12,58	15,83	12,01	18,01	13,54	15,98	14,27	16,47
Fe ₂ O ₃	1,57	0,79	1,54	1,20	2,92	1,20	1,50	1,44	3,39
FeO	0,94	0,49	2,52	0,73	1,82	0,38	0,58	0,70	1,61
MnO	0,09	0,03	0,08	0,04	0,10	0,09	0,11	0,06	0,14
MgO	1,03	0,49	1,09	0,13	1,39	0,62	0,41	0,47	1,46
CaO	1,18	0,34	2,63	0,43	4,21	0,97	2,94	1,01	3,24
Na ₂ O	3,44	1,59	3,60	3,29	4,54	4,68	3,63	4,22	4,78
K ₂ O	3,74	6,68	3,92	4,67	2,58	4,27	3,04	3,25	2,89
P ₂ O ₅	—	0,18	0,17	0,04	—	—	0,29	0,12	0,34
П.п.п.	—	—	1,11	0,43	—	—	—	0,71	1,19
Ni	5	9	5	4	11	5	1	3	5
Co	4	3	3	1	11	2	2	2	5
Cr	5	7	6	11	6	5	3	1	4
Sr	—	130	199	3	634	136	—	210	545
Ba	—	678	1346	65	680	915	—	833	893
Rb	—	193	117	198	49	82	—	61	81

Примечание. Анатектоидные вулканиты: 1, 2 — Восточно-Сихотэ-Алинский пояс (1 — масловский комплекс, Нижнеамурская зона, 2 — кедровский комплекс, Центрально-Сихотэ-Алинская зона); 3, 4 — беловалинский комплекс, Восточно-Чукотская зона. Производные базальтоидов: 5, 6 — колчанский комплекс, Нижнеамурская зона, 7 — кузнецовский комплекс, Центрально-Сихотэ-Алинская зона; 8, 9 — Восточно-Чукотская зона (8 — медвежинский и 9 — тнеквээмский комплексы).

Троян, 1979]: 1) многофазный сложнодифференцированный (от габбро до гранофилов и субщелочных гранитов) комплекс — аналог кузнецовского эффузивного комплекса, представлен Тулущинским и Ыйским массивами; 2) гранодиорит-гранитный (бюленейский тип), соответствующий начальным фазам кислых комплексов контрастной серии вулканоструктур Нижнеамурской и Центрально-Сихотэ-Алинской зон Восточно-Сихотэ-Алинского пояса [Мартынов, 1983; Попов, 1986]; 3) миароловых, гранофиловых субщелочных и щелочных гранитов и гранит-порфиров (Колбинский, Санкукский, Моховой массивы и др.). Для последних свойственно либо трех-, либо однофазное строение. В сложных массивах фазы являются гетерогенными с различными соотношениями K/Na, породообразующих и акцессорных минералов, с разным микроэлементным составом и соотношением РЗЭ, что позволяет считать их либо производными дифференциатов базальтовой магмы, либо анатектоидными.

Комплекс миароловых лейкократовых субщелочных и щелочных гранитов вместе с субщелочными (натровыми) лавами и экструзиями (колчанский комплекс) и натрово-калиевыми экструзиями и лавами (кедровский комплекс) составляет важную особенность бимодального вулканизма Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, так же как

и для всех окраинно-континентальных поясов Востока Азии на завершающем этапе их развития. Они могут быть отнесены к классу магматогенно-рудных систем бимодального вулканизма, рудоносность которых весьма перспективна. Это золото-серебряные, золотое, серебряно-висмутовое, редкометальное и другие оруденения неизвестных ранее генетических типов (золотое озерно-кальдерно-сульфатарное, редкометальное и молибден-медно-порфировое трубок взрыва и др.).

Магматогенные поднятия в структурах пояса занимают особую позицию. Помимо вулканических структур (кальдеры, приразломные депрессии, очаговые и др.), в которых были локализованы вулканические и вулкано-интрузивные комплексы, одновременно формировались магматогенно-интрузивные поднятия, длительно развивающиеся и соответствующие этапам эволюции пояса. К ним относятся крупные многофазные плутоны габбро-диорит-гранитного ряда — Валентиновский, Ольгинский, Владимирский, Мутухинский, отдельные фазы которых соответствуют определенным этапам вулканических фаз и комплексов вулканических структур.

Выделяется ряд магматогенных поднятий вдоль берега моря: Валентиновское, Ольгинское, Владимирское, Опричинское, Тернейское, Бяполинское; севернее последнего, вплоть до нижнего Амура (Нижнеамурское магматогенное поднятие), они неизвестны.

Интрузивные образования, слагающие эти поднятия, могут быть объединены в Южно-Приморскую береговую серию, в которой с юга на север происходит последовательное сокращение и выпадение из состава ранних фаз, соответствующих этапу формирования, большеобъемных игнимбритов приморской и среднеосновных эффузивов синанчинской свит и омоложение за счет возрастания объемов даний-палеогеновых фаз. Аналогичная особенность свойственна вулкано-генному разрезу вулканического пояса: сокращение и выпадение нижних толщ, омоложение и увеличение доли среднеосновных пород верхней части.

Таким образом, Южно-Приморская интрузивная серия наиболее полно представлена на юге, для которой характерны крупные размеры пластовых интрузий (до 400—500 км²), многофазность (габбро-диориты, монцодиориты, гранодиориты, граниты), приуроченность к береговой линии вдоль восточной кромки вулканогена (контроль их размещения Береговым разломом), насыщенность гранитов поздних фаз ксенолитами габбро и диоритов ранних фаз. Становление интрузий, по-видимому, происходило в течение длительного времени (от 100 до 50 млн лет). Подробная характеристика интрузий приведена в работах М.А. Фаворской (1956 г.), Ф.К. Шипулина (1954 г.), С.А. Коренбаума и Г.А. Валуй (1975 г.), Г.А. Валуй (1979 г.) и др.

К магматогенным поднятиям могут быть отнесены интрузивные массивы нижеамурской серии габбро-диорит-гранодиорит-гранитного ряда, выделенные Э.П. Изохом и др. [1967] в Северном Сихотэ-Алине в пределах Тумнинского и Нижнеамурского блоков.

Сопоставление с интрузивными сериями Южного Сихотэ-Алиня показывает, что нижеамурская серия по петрохимическому составу аналогов не имеет, хотя по тектонической позиции диорит-гранодио-

ритовый комплекс и его эффузивные аналоги (больбинский комплекс) близки новогорскому и синанчинскому комплексам. В ряде случаев с интрузиями новогорского комплекса также связана непромышленная золотоносность. Абсолютный возраст гранитов нижеамурской серии, по Э.П. Изоху и др. [1967], не выходит за пределы 105—90 млн лет.

Южно-Корейский вулканический пояс

Восточнее плутонического пояса Южной Кореи в более позднюю эпоху сформировался окраинно-континентальный вулканический пояс как структура растяжения. Кёнсанский бассейн или Южно-Корейский вулканический пояс сложен комплексами пород (средний—поздний мел), в пределах которых известны осадочно-вулканогенные, вулканогенные и вулканогенно-плутонические образования. Среди них известны эффузивные и пирокластические породы среднеосновного состава, экструзивно-интрузивные комплексы, прорывающие эти толщи. Могут быть выделены несколько этапов формирования эффузивно-интрузивных образований, верхняя часть которых сопоставляется с комплексом кислых пород Сихотэ-Алиня, а нижняя — с подобными образованиями Прибрежного вулканического пояса Китая. Вулканогенные образования были рассмотрены ранее [Вулканические..., 1984].

Вулкано-интрузивные комплексы пояса, с которыми связаны основные рудные месторождения Южной Кореи, интенсивно изучались в последние годы [Tsusue et al., 1986; So and Shelton, 1987]. Это образования центрального типа, сопряженные с северо-восточными глубинными разломами, а также трещинные тела вдоль раздвиговых зон северо-западного направления, где они слагают цепочки массивов. Среди них могут быть выделены магматические комплексы различного состава и генезиса (см. рис. 24).

На основании геологических, петрохимических и текстурных данных среди вулкано-плутонических серий Южно-Корейского пояса можно выделить комплекс циндун, серии Булгуса и Масан.

К комплексу циндун относится дифференцированный ряд гранитоидов от пироксенсодержащих роговообманково-биотитовых кварцевых диоритов к биотит-роговообманковым гранодиоритам. Среди акцессорных минералов распространены магнетит, ильменит, апатит. Этот комплекс развит в южной части Кёнсанского бассейна.

Гранитоиды серии Булгуса представлены порфиоровыми типами, массивы которых в отличие от плутонического пояса сопряжены здесь с вулканическими центрами. Основная часть пород относится к биотитовым монцогранитам. По минеральным ассоциациям выделяются плагиоклаз-микрпертит-кварц-биотитовые разности с акцессорными минералами — магнетит, ильменит, ортит, сфен и апатит. В отличие от следующей серии среди них очень редки миароловые и гранофировые разности и отсутствует флюорит (табл. 27).

Серия Масан развита также среди вулканитов юго-восточного края бассейна Кёнсан. Это порфиоровые породы с фенокритами калишпата, плагиоклаза, кварца и небольших количеств ребикита, биотита, магнетита, ортита, апатита и эпидота в основной массе. Эпидот и флюорит встречается в миароловых пустотах. Породы серии Масан

**Химический состав и распределение микроэлементов
в вулcano-интрузивных комплексах Южно-Корейского вулканического пояса
(впадина Кэсан) [Tsusue, 1984; Tsusue et al., 1986; и др.]**

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	
SiO ₂	56,90	60,66	61,36	65,30	67,56	72,37	73,95	
TiO ₂	1,12	0,77	0,59	0,47	0,38	0,23	0,14	
Al ₂ O ₃	16,24	16,57	16,97	16,21	14,25	13,26	13,44	
Fe ₂ O ₃	2,79	2,73	2,60	1,80	1,38	1,04	0,85	
FeO	5,68	4,28	3,63	2,87	1,94	0,72	0,75	
MnO	0,20	0,14	0,13	0,12	0,08	0,00	0,01	
MgO	2,76	3,02	2,14	1,70	0,92	0,54	0,09	
CaO	7,59	6,16	5,33	4,53	3,38	1,42	0,84	
Na ₂ O	3,33	3,96	4,14	4,17	4,07	3,17	4,48	
K ₂ O	2,31	1,97	2,06	2,54	3,02	4,58	3,79	
P ₂ O ₅	1,03	0,19	0,14	0,08	0,10	0,05	0,00	
H ₂ O ⁺	0,19	0,25	1,14	0,33	1,05	0,65	0,25	
H ₂ O ⁻	0,17	0,17	0,20	0,18	0,18	0,29	0,09	
Сумма	100,31	100,87	100,4	100,3	98,31	98,32	98,68	
Ba	410	340	480	590	690	750	500	
Cs	2,4	3,9	1,9	2,4	2,6	4,1	3,3	
Rb	76	63	61	92	98	174	121	
Sr	310	320	340	300	170	190	100	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	—	—	—	—	—	—	—	0,706
Возраст, млн лет	—	—	—	—	—	—	—	118—125

Примечание. Циндунский комплекс: 1 — пироксен-роговообманковый кварцевый диорит, 2,3 — роговообманковый кварцевый диорит; 4 — гранодиорит; гранитоиды, серия Булгуса: 5 — гранодиорит, 6—9 — биотитовые монцограниты, 10 — лейкократо-

близки к миароловым гранитам Восточного Китая, где они представлены цепочкой интрузий, контролируемых разломом Чэнлэ-Наньао. Они также близки к кедровской серии Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, где их положение контролируется разломной тектоникой.

По структурному положению, составу и характеру распределения микроэлементов намечаются различия в генезисе магматических пород серий различных структурных зон. Это касается в первую очередь меловых серий. В окраинном поясе (бассейн Кэсан) гранитные магмы являются производными нижней коры и верхней мантии и коровых процессов дифференциации. В троге Очхон (плутонический пояс) роль коровой контаминации при формировании гранитных магм значительна.

Изотопия стронция молодых гранитов и древних гнейсов близка (~0,7170 и 7200 соответственно). Роль глубинных флюидов и расплавов при формировании рудномагматических систем вулканических структур в Южно-Корейском поясе выявляется не только по составам магматических комплексов, но также по типу рудных ас-

8	9	10	11	12	13	14	15
75,02	71,00	77,97	68,52	77,02	79,2	77,20	77,45
0,18	0,27	0,03	0,37	0,15	0,12	0,08	0,08
13,54	15,35	11,85	12,17	13,57	13,07	12,13	12,22
0,91	1,07	0,67	1,83	1,28	0,50	0,48	1,09
0,40	1,40	0,07	0,43	0,29	0,29	0,36	0,43
0,06	0,07	0,00	0,12	0,09	0,01	0,02	0,03
0,24	0,64	0,00	0,24	0,04	0,05	0,03	0,00
0,83	2,98	0,52	0,77	0,26	0,71	0,25	0,23
4,96	4,51	4,30	4,26	5,20	3,10	3,81	4,06
4,59	3,10	4,50	3,66	4,07	4,55	4,39	4,21
0,06	0,12	0,03	0,10	0,05	0,00	0,00	0,00
0,37	0,56	0,30	0,55	0,27	0,34	0,36	0,52
0,16	0,19	0,23	0,31	0,20	0,28	0,22	0,14
101,31	101,26	100,47	93,32	112,45	102,84	99,33	100,46
610	520	340	650	700	870	450	80
2,6	3,0	1,2	2,0	1,7	1,3	2,1	3,0
135	97	130	93	104	135	158	240
140	270	80	150	—	120	—	—
—	0,7060	—	—	—	0,7040	—	—
—	118—125	—	—	—	70	—	—

вый гранит; серия Масан: 11—14 — миароловые лейкограниты, щелочные граниты; 15 — намсанский лейкогранит.

социаций. С магматическими комплексами пояса связана рудная свинцово-цинковая (с молибденом) и медно-порфировая (с вольфрамом) минерализация, располагающаяся зонально относительно структур вулканического пояса [Sillitoe, 1980; и др.]. Порфировый тип минерализации связан с взрывными кальдерами и трубками, кальдерной стадией развития и сопряжен во времени с развитием очаговых структур (96—40 млн лет) окраинно-континентальных поясов Востока Азии. Перспективы этого типа оруденения оцениваются весьма высоко [Sillitoe, 1980].

Южно-Китайский вулканический пояс

Пояс протягивается более чем на 1900 км вдоль юго-восточного побережья Китая от устья Янцзы до южной границы с Вьетнамом, имея ширину до 200—500 км (см. рис. 19, 23). Фундаментом пояса являются структуры параплатформы Янцзы и древние комплексы каледонской и герцинской складчатости. Размещение магматических образований вулканического пояса контролируется глубинными раз-

ломами северо-восточного направления: Чэнлэ-Наньао (Береговой), Лишуй-Хайфэнский и Шаоу-Хэюаньский, которые разделяют пояс на восточную, центральную и западную латеральные подзоны. Кроме того, пояс делится на Чжэцзянское (северное), Фуцзянское и Гуандунское звенья, отличающиеся характером и активностью магматических процессов, соотношением вулканических и вулканоплутонических комплексов в составе звеньев. Поперечное деление проходит по линии разломов субширотного (широтного и северо-западного) направления и систем разломов, большая часть которых наследует древние индосинийские и более ранние структурные швы. Так, на севере эта система разломов северо-западного направления, разделяющая Чжэцзянское звено от Фуцзянского, связана с Цинлинской сутурной зоной сочленения Южно-Китайского континентального блока (параплатформа Янцзы) с Центральнокитайским блоком (Северо-Китайская платформа). Фуцзянское звено отделено от Гуандунского широтной Наньлинской тектонической системой древнего заложения (индосинийского), определяющей направление простираения складчатых комплексов фундамента, изгиб плутонического пояса, северо-восточных разломов и т.д. [Основы..., 1962; The Geology..., 1986; и др.].

Главными особенностями звеньев являются следующие: в Чжэцзянском звене широко развиты эффузивно-пирокластические образования, вулканоплутонические известны крайне редко, главным образом в составе очаговых структур; в Фуцзянском звене широко проявлены эффузивно-пирокластические и вулканоплутонические; в Гуандунском главным образом вулканоплутонические, эффузивно-пирокластические развиты в основном в приразломных депрессиях.

Глубинное строение коры определяет и характер структурной зональности пояса. В разных подзонах проходит ступенчатое изменение мощности коры: сокращение гранитного слоя и коры в восточной части и его увеличение в западной с 34 до 42 км. Блоковый характер глубинной структуры коры подчеркивается изменением коры в пределах широтных разломов, подъемом поверхности Мохо, сочетанием гравитационных минимумов и максимумов. Зоны разломов являются активными и в настоящее время [The Geology..., 1986; и др.].

Намечается определенная пространственно-временная закономерность в развитии и эволюции магматизма (вулканоплутонических и эффузивно-пирокластических комплексов) в пределах пояса: 1) начальный этап — формирование среднеосновных комплексов вдоль разломов, в приразломных депрессиях, главным образом в западной полосе пояса (разлом Сыхой-Учуаньский); 2) этап извержения большеобъемной пирокластике — пирокластических потоков и игнимбригов больших объемов, главным образом в восточной подзоне, восточнее Лишуй-Хайфэнского разлома; 3) этап развития очагового вулканизма, формирование кальдер кислого—среднекислого и основного состава. Завершается этап образованием вулканоплутонических комплексов, наиболее широко развитых в Гуандунском и Фуцзянском звеньях пояса. Формируются вдоль разломов цепочки интрузивных

массивов: береговая — вдоль разломов Чэнлэ-Наньао и центральная — вдоль Лишуй-Хайфэнского, а также интрузивные массивы вдоль поднятия Уи; 4) этап развития бимодального вулканизма — кальдерные и кольцевые комплексы, экструзии и массивы миароловых и гранофириновых гранитов, связанных с самыми поздними яньшаньскими и гималайскими движениями. Приурочены к разломным зонам, разделяющим блоки.

Таким образом, основная полоса кислых вулканитов, составляющих 90% объема пород пояса, развита главным образом в восточной подзоне, где они слагают мощную толщу, в основании которой отмечаются средние и основные покровы, налегающие на угленосные образования и вулканогенные конгломераты предположительно ранней и средней коры. Верхняя часть пирокластических образований представлена свитой момишань (Восточный Чжэцзян, Восточный Цзянси) и доулинанской серией (Фуцзян). В западном Чжэцзяне нижняя часть пирокластической толщи представлена андезитами и андезитобазальтами.

Полоса пирокластических пород и игнимбритов кислого состава занимает прибрежную часть, расширяясь в Чжэцзянском звене, сужаясь в Фуцзянском и Гуандунском, где они занимают положение между береговым поясом батолитоподобных гранитоидных интрузий и западной частью пояса, представленной более поздними образованиями очагового вулканизма или массивами гранитоидов плутонического пояса (Гуандун). Максимальные мощности пирокластических покровов различными исследователями оцениваются в широких пределах 3500—9000 м [Сюй Чжичан, 1985] (Геологический атлас Китая, 1982 г.).

Можно выделить 3—5 крупных циклов извержений, представленных главным образом кислыми туфами, переслаивающимися с осадочно-вулканогенными породами, а также лавами основного состава (серия момишань). В северо-западной части зоны Чжэцзян нижняя часть комплекса (серия Ляоцун), сложенная туфоконгломератами, переслаивающимися с туфами преимущественно кислого состава, к северо-востоку и юго-западу фациально замещается серией хуанцзянь, с переслаиванием кислых и средних лав. В Фуцзянской зоне мощность пирокластических образований резко сокращается и только вдоль разломов отмечается увеличение мощностей за счет многократных извержений кислых и умеренно кислых пирокластических потоков. В Гуандунском звене пояса вулканогенные образования развиты весьма ограниченно, в приразломных межгорных впадинах и прогибах. Они представлены переслаиванием кислых и среднеосновных пород, особенно в нижней и средней частях разреза. Средним типом пород являются дациты и липариты, главным образом в виде пирокластических фаций и игнимбритовых покровов, которые протягиваются в виде полос до 100 км шириной. К западу эти покровы встречаются в изолированных депрессиях, а их мощность и эксплозивность уменьшаются.

Стадия развития очагового магматизма проявилась широко. Космические снимки, сделанные со спутников "Ландсан", позволили

Средний химический состав пород Южно-Китайского пояса
[Сюй Чжичан, 1985; Report..., 1985; и др.]

Зона	<i>n</i>	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Западная подзона						
Чжэцзян (запад)	116	68,63	0,38	14,25	2,02	2,04
Гуандун (запад)	67	71,89	0,29	13,31	1,27	1,72
Центральная подзона						
Чжэцзян (центр)	101	69,51	0,39	13,72	2,37	1,61
Фуцзян (запад)	25	69,25	0,44	13,50	1,54	2,82
Гуандун (восток)	20	69,53	0,43	14,40	0,91	2,71
Среднее	146	69,47	0,40	13,18	2,03	1,97
Восточная подзона						
Чжэцзян (восток)	222	69,90	0,43	13,87	1,83	1,47
Фунзян (восток)	284	71,03	0,38	14,05	1,51	1,78
Среднее	506	70,53	0,40	13,97	1,65	1,64

оценить масштабность очагового вулканизма и наметить общий структурный контроль размещения их центров. Они представлены ранне-позднемиловыми комплексами вулканитов и пирокластов средне-основного и кислого составов и приурочены к поперечным разломам северо-западного простирания, в пределах которых располагаются линейно и тяготеют к западному борту пояса. Наиболее типичной очаговой структурой является Пиньян и другие, детально рассмотренные в ряде работ [Kouda and Ni, 1985; Report..., 1985; и др.]. Это сложно построенные кальдеры с центральным интрузивно-купольным ядром субвулканических баньшаньских кварцевых монзонитов и кальдерным комплексом вулканических пород, представленных чжаочуанским и комплексом гуанто с возрастом 105—85 млн лет, т.е. соответствующим позднему альбу—сантону, что не отвечает возрастным интервалам формирования вулканогенного комплекса других регионов пояса [Qi et al., 1986].

По петрографическому составу магматические образования этого этапа могут быть отнесены к магнетитовой серии по классификации Исихара [Ishihara et al., 1980]. Для кислых и основных пород характерны минеральные ассоциации с магнетитом, гематитом и наличие водосодержащих минералов — роговой обманки, биотита. Интрузивные образования вулкано-плутонических комплексов, широко развитые при формировании и развитии очаговых структур, слагают весьма пестрый спектр интрузий, различных фаций глубинности (субвулканические, экструзивные трубки взрыва и т.д.) и отличаются широкими вариациями по щелочности. Химический состав (табл. 28) показывает, что они относятся по петрохимическим характеристикам к известково-щелочным породам, но в основных разновидностях появляется шошонитовая тенденция, а интрузивные аналоги представлены монзонитовыми ассоциациями.

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O*	П.п.п.
Западная подзона							
0,09	0,80	1,85	3,52	4,96	0,12	1,02	2,23
0,20	0,51	0,94	1,74	5,41	0,12	—	2,01
Центральная подзона							
0,34	0,89	1,29	2,55	5,11	0,11	1,57	2,07
0,10	0,96	1,97	3,01	4,95	0,08	—	1,26
0,07	0,73	1,72	2,26	5,39	0,13	0,96	0,92
0,26	0,88	1,47	2,59	5,12	0,11	1,47	1,91
Восточная подзона							
0,12	0,88	1,68	3,31	4,24	0,13	1,44	1,76
0,10	0,79	1,64	3,02	4,41	0,08	—	1,04
0,11	0,83	1,66	3,15	4,34	0,10	1,44	1,36

По петрохимическому составу породы вулканических зон Южно-Китайского пояса отличаются главным образом уровнем содержания щелочей и соотношением K/Na, в меньшей степени железистостью, глиноземистостью и известковистостью, что отражается составом нормативных минеральных ассоциаций. Но сопоставление отдельных частей Гуандунской, Фуцзянской и Чжэцзянской зон выявляет определенную закономерность. Чжэцзянская зона более мафична и более натровая, Гуандунская — более кислая и более калиевая, Фуцзянская — занимает промежуточное положение. Намечается сложная петрохимическая зональность, повторяющаяся для Чжэцзянской и Гуандунской зон: для первой характерна повышенная натровость пород западной и восточной подзон, а центральная — более калиевая; для Гуандунской породы центральной подзоны более натровые, а западной и восточной — более калиевые. Все породы пояса, за редким исключением, являются корунд-нормативными, наиболее высоким содержанием глинозема отличается Гуандунское звено. В целом для пояса характерны колебания соотношения K₂O/Na₂O — 1,14—2,62. Вместе с повышением содержания калия отмечается общая тенденция увеличения содержания Rb, Sr, Ba, PЗЭ и La/Yb [Qi et al., 1986].

Вулкано-плутонические комплексы имеют структурные и генетические связи с вулканическими образованиями риолит-дацитового состава очагового этапа вулканизма. Они представлены многофазными массивами с внедрением фаз в следующем порядке: диорит, монцодиорит, монцогранит, биотитовый гранит, гранит-порфир; слагают вместе с вулканитами либо кальдерные комплексы, либо образуют самостоятельные цепочки, такие, как Береговой пояс восточного Гуандуня и Фуцзяна. Одни из них могут быть отнесены к формированиям магматогенных поднятий, соответствующих периоду вулканизма и к эксплозиям вулканического пояса (Гуандунский пояс), а другие —

к образованиям завершающих развитие вулканоструктур, широко проявленных в этап развития очагового вулканизма.

Большая часть массивов сложена гранитоидами, которые по ряду признаков отнесены китайскими петрологами к гранитоидам *J*-типа [Qi et al., 1986; и др.]. К этому же типу гранитов относят и другую группу приразломных интрузивных комплексов, не имеющих явно выраженной связи с покровом вулканитов, но приуроченных к разрывным структурам, где известны эксплозивные брекчиевые трубки взрыва и взрывные воронки с рудной минерализацией порфирового типа (Sn, W, Mo, Cu и др.). Это так называемые гранитоиды "переходного типа" [Shen and Liu, 1987]. Они являются более древними (ранне-среднеяньшаньскими) и относятся к производным андезитовых вулканических комплексов внутриконтинентальных поясов, развитых во внутренних районах Китая вдоль зоны разлома Таньлу и Цинлинской вулканической зоны. Встречаются они и в окраинном поясе (в западном его крыле) — в зоне разлома Шаосин-Цзяньшань (Шаой-Хэюаньский) и Сыньфэн-Эпинском (юго-восточная часть провинции Цзянси).

Вулкано-плутонические комплексы береговой полосы Фуцзянской зоны (массивы Гушань, Кайци, остров Матцу) являются типичными представителями этой группы магматических пород. Это многофазные массивы, сложенные габброидами, диоритами, гранитами, сопровождаемые дайками основного и среднего состава, которые прорывают более ранние вулканогенные образования. Среднеосновные фазы развиты весьма ограниченно. Возраст комплекса определен рубидий-стронциевым методом в интервале 94—109 млн лет. По минеральному составу гранитоиды характеризуются вариациями соотношений кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, небольшого количества биотита и роговой обманки. Это типичные гранитоиды, массивы которых широко развиты в окраинных поясах других регионов мира — Сихотэ-Алия, Мексики и других районах Тихоокеанского обрамления.

Все породы гранитоидного комплекса относятся к известково-щелочному типу, пересыщены глиноземом (корунд-нормативные) с соотношением K_2O/Na_2O , K/Rb и Rb/Sr , варьирующим в широких пределах. Эти особенности характерны и для вулканитов пояса.

В сравнении с другими регионами обращает на себя внимание низкая концентрация стронция и в целом высокое отношение K/Rb , но при более высоком соотношении изотопов стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70676—0,70691$). Отношение Rb/Sr (1,0—82,7), коррелирующееся с повышением K_2O и снижением CaO к поздним дифференциатам значительно выше, чем в гнейсах субстрата, для которых оно равно 2,7 [Chen, 1984]. Это наряду с другими данными может указывать, что генерация расплава протекала за счет пород субстрата при высоком флюидном давлении (5 кбар H_2O) при участии глубинного вещества. Характер распределения РЗЭ (нормированных по хондриту) и особенно европия (европиевая отрицательная аномалия) предполагает значительную роль кристаллизационной дифференциации в промежуточных очагах. В то же время для некоторой части

гранитоидов отрицательная европиевая аномалия выражена неярко, что, возможно, связано с присутствием большого количества акцессорных (сфен, апатит) в некоторых фациях гранитов как концентратов РЗЭ и как следствие — нивелированная европиевая аномалия [Gill, 1981; и др.].

Заканчивая краткий обзор вулканических образований Южно-Китайского пояса, следует подчеркнуть, что большая часть вулканитов этапа формирования платоигнимбритов и покровных туфов без интрузивных аналогов является в рудном отношении бесперспективной. Эта эпоха интенсивного эксплозивного вулканизма, связанная с анатектоидным плавлением субстрата, была относительно быстротечной. Интрузивных массивов, соответствующих ей, неизвестно. Очаговый магматизм, сменивший массовые извержения кислой пироклаستيки, сосредоточен в структурах, которые связаны с подкорковыми зонами.

Магматизм позднеяньшаньской тектономагматической активизации, которая связывается с началом быстрого спрединга в Тихом океане в период 100—85 млн лет, проявился формированием расплавов различного генезиса: анатектоидных — в ранний этап и палингенных — в поздний. В последних роль корового анатектиса и влияние глубинных расплавов подтверждается анализом геохимических данных, особенно РЗЭ, а также изотопией. В составе кальдерных комплексов присутствуют основные расплавы, в различной степени контамированные коровым веществом. Это устанавливается на основе геологических и геохимических данных. Гранитоиды в составе вулканоплутонических образований являются дериватами известково-щелочных магм, происхождение которых связывается с плавлением корового материала под воздействием поднимающейся литосферы. Низкое отношение Rb/Sr может быть обусловлено в большей степени деплетированным составом (по рубидию и стронцию) глубинного вещества, участвующего в генезисе коровых магм, если учесть сравнительно низкие соотношения изотопов стронция, свойственные для пород мантии, и относительно более низкое — Rb/Sr — для коры [Chen, 1984]. Систематизация данных по петрохимии и геохимии определяет, что вариации составов кислых вулканитов и связанных с ними гранитоидов могут быть обусловлены кристаллизационными явлениями после формирования первичного расплава.

Этап бимодального вулканизма соответствует началу смены содвиговых напряжений на противоположные и активизации глубинных разломов. Вдоль них формируются очаговые структуры контрастных серий (базальт-липаритовые, трахибазальт-трахилипаритовые и др.), а также небольшие кольцевые структуры и массивы гранитоидов, выделяемых как граниты *a*-типа [Qi et al., 1986]. Вулканоструктуры в поясе встречаются редко, они чаще связаны с разломами, вдоль которых формируются рифты (бассейн Нижней Янцзы и др.). В поясе больше известны и описаны гранитоиды. Особенно они развиты вдоль разлома Чэнлэ-Наньао в Фуцзянской и Чжэцзянской зонах, относятся к высококремнеземистым гранитам ($\text{SiO}_2 = 75\%$), высокощелочным ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,5\%$), низкоглиноземистым лейкократовым гранитоидам с высоким содержанием флюидов (миароловые граниты)

с флюоритом. Среди них выделяются калиевые и натровые разности. Последние могут быть отнесены к щелочным гранитоидам. Возраст — 115—85 млн лет. Петрохимической особенностью является их высокая лейкократовость, низкие содержания мафических элементов (Ni, Co, Cr и др.), высокая деплетированность европия, низкое отношение La/Yb и $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7037—0,7088$ или выше.

Вопрос о металлогенической специализации и рудоносности вулкано-плутонических пород Юго-Восточного Китая может быть решен только в комплексе с другими данными этого крупного рудного региона Тихого океана.

ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ЗОНЫ

К этой категории относится многочисленная группа вулканических поясов, расположенных в континентальной части Востока Азии, в пределах или по окраине крупных геоблоков или плит, имеющих индивидуальные черты развития и эволюции [Красный, 1984; Шульдинер и др., 1987]. В составе таких геоблоков, как правило, присутствуют древние кристаллические массивы, которые обрамляются разновозрастными складчатыми поясами. Древние кристаллические массивы и геоблоки в различной степени переработаны более поздней складчатостью, в той или иной степени гранитизированы.

Среди них можно выделить массивы, которые почти полностью гранитизированы и сложены на 70—90% плутонами домезозойских гранитоидов (Буреинский массив и Северо-Китайский блок, параплатформа Янцзы), и массивы, которые практически лишены их (Сино-Корейский щит). Существуют промежуточные типы, в которых граниты составляют небольшой процент (10—30%) от площади выступа или массива (Омолонский) (см. рис. 18, 19).

Таким образом, согласно масштабам гранитных внедрений можно выделить блоки с высокой, средней и малой термальней домезозойской историей. Как правило, намечается прямая зависимость между степенью гранитизации блока и изостатическим уровнем его стояния. Так, Восточная часть Африканского кратона с вулканическими поясами и горячими точками отличается высоким уровнем стояния этой части континента, что может быть связано с горячей разуплотненной литосферой под ним. Нечто подобное, видимо, определяет характер стояния геоблоков Восточной Азии, особенно тех регионов, которые были подвергнуты масштабной магматической активизации в фанерозое.

Тектономагматическая активизация на позднемезозойском этапе выразилась в заложении разломов северо-восточного направления (большая часть из которых является рифтообразующими) и активным магматизмом вдоль них. Кроме того, были активизированы межблоковые разломы. В связи с этим можно выделить среди внутриконтинентальных транзитные вулканические пояса, связанные с трансблоковыми глубинными разломами, к которым приурочены весьма протяженные пояса и отдельные зоны. К ним относится система вулканических поясов, пересекающая Амурский, Центрально-Китай-

ский (Сино-Корейский щит) геоблоки и приуроченная к системе разломов Таньлу и северному его продолжению — Куканскому и другим разломам в восточной части Буреинского массива, уходящим далее к Охотскому морю. Система разломов Таньлу в средней части разветвляется на Синкайский разлом и Дуньхуа, пересекающие Дэхэжэнский выступ, и далее уходящую в южную часть Хабаровского края ветвь в виде Алчанского и Култухинского разломов. К этим разветвлениям в северной части приурочены вторичные геосинклинальные прогибы — Наданьхада-Бикинский и Алчанский [Смирнов, 1963; Сахно, 1976]. Южная часть разломов Таньлу разветвляется на серию параллельных разломов, которые пересекают Южно-Китайский блок (параплатформа Янцзы) и уходят во Вьетнам. Среди них наиболее крупные — Сюйлу-Санцзянский, Лишань-Дуканский, Сыхой-Учуаньский, Тяньмушань-Байцишаньский и др. Вдоль разлома Таньлу и его северных и южных ответвлений в период активизации были сформированы рифты и грабены, большая часть которых является угленосными с различной долей присутствия вулканических пород. Разлом Таньлу и другие относятся к сдвиговым системам. Возраст заложения их оценивается не однозначно, но все они начали действовать активно в период раннеяньшаньских движений [Xu et al., 1987].

Следующей категорией внутриконтинентальных вулканических поясов являются пояса сутурных швов (пограничные). К ним относятся (с севера на юг): Огоджинско-Умлеканский, Иншань-Яншаньский, Цинлинский и Нижней Янцзы субширотного направления, связанные с системами глубинных швов, разделяющих крупные геоблоки. К этой же категории относятся пояса Большого Хингана, контролируемые разломами, ограничивающими Аргуньский и Амурский геоблоки.

Транзитные вулканические пояса

Наиболее представительным из них является пояс, который сформировался вдоль системы разломов, начинающейся у восточного края Буреинского массива, а возможно, и еще севернее, у побережья Охотского моря, и далее протягивающийся через весь Северо-Китайский блок (северо-восточный выступ Китайской платформы, по А.М. Смирнову [1963]). Южнее эта система объединяет серию параллельных дислокаций под названием Таньлу (Илань-Мишаньский, Муданьцзянский, Дуньхуа и др.), а еще южнее переходит в серию разломов, пересекающих Сино-Корейский щит, параплатформу Янцзы и уходящих в Северный Вьетнам. Эта система нарушений трассируется рядом грабенов и рифтов, выполненных угленосными осадками и вулканогенными образованиями (см. рис. 18, 19).

К этому же типу структур относятся пояса и зоны восточной части Буреинского массива (рис. 26): Баджальская, Эзопская, Ям-Алинская, Быссинская, Селитканская; вулканические зоны Северо-Восточного Китая (Хэганская, Наданьхада-Бикинская Северо-Китайского блока и др.), Сино-Корейского щита (Шандунская), пара-

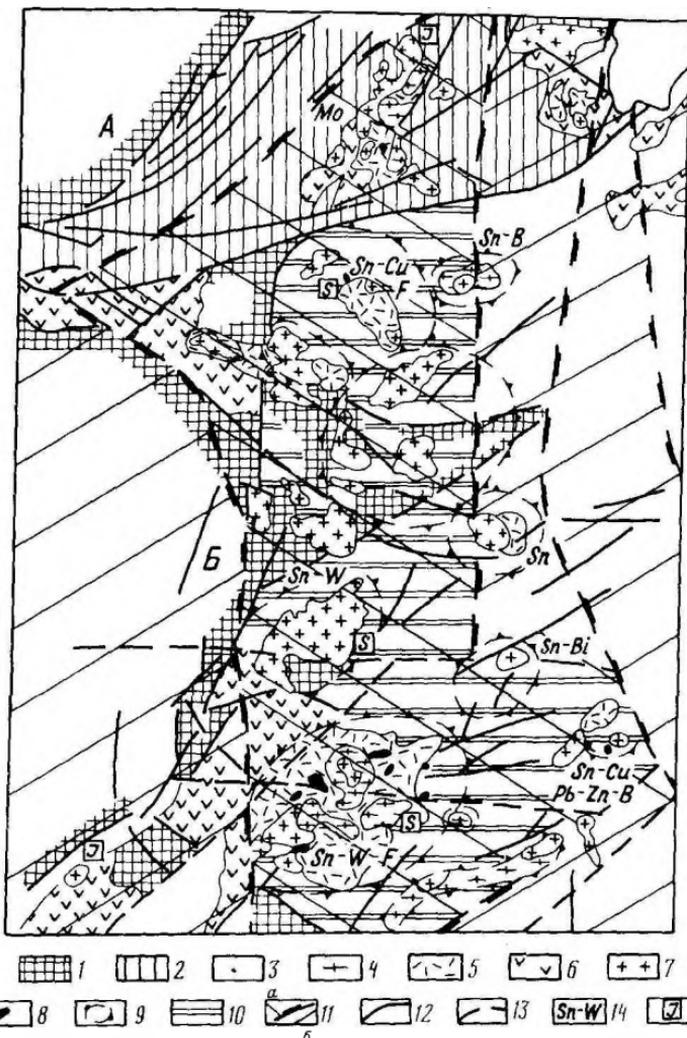


Рис. 26. Схема магматизма вулканических зон восточной части Бурейского массива
 1 — кристаллические массивы: А — Алданский щит (Становая зона), Б — активизированная окраина Бурейского массива; 2, 3 — складчатое обрамление: 2 — Монголо-Охотская и 3 — Сихотэ-Алиинская складчатые области; 4—8 — магматические образования континентальных зон восточного обрамления Бурейского массива; 4 — экстрuzioni, 5, 6 — покровные и пирокластические фации кислого (5) и среднеосновного (6) состава, 7 — гранитоидные плутоны, 8 — массивы монцитонитовидного состава; 9 — вулкано-интрузивные сводовые поднятия с повышенной мощностью коры "гранитного" слоя; 10 — главная оловоносная зона; 11 — граница раздела коры: а — повышенная мощность (35—48 км), б — пониженная (менее 35—25 км); 12, 13 — основные разломы установленные (12), предполагаемые (13); 14 — профилирующий тип минерализации; 15 — типы гранитоидов: S-тип, J-тип

платформы Янцзы (Дэсинская зона на пересечении разлома Таньлу и Цинлинской системы), Цзызи-Гуафэнская (см. рис. 19).

Вулканический пояс не является единой непрерывной структурой, а состоит из отдельных зон и его отрезков, контролируемых общим направлением трансблоковой разломной системы Таньлу и разломами

северного и южного его продолжения. Общая длина системы вулканических зон и грабенов более 1000 км. В геофизических полях она характеризуется сокращением мощности коры, подъемом поверхности Мохо и базальтового слоя. Грабены и рифты, развитые в пределах древних массивов, активны и в настоящее время (центральная часть разлома Таньлу). Для них характерен среднеосновной и в меньшей степени — среднекислый вулканизм.

Иной тип вулканизма проявлен при пересечении разломами области сочленения активизированной окраины жесткой структуры и ее складчатого обрамления, в которых обычно фиксируется скучивание и надвигообразование — Шандунская, Баджальская зоны и др. Эти зоны характеризуются определенной спецификой глубинного строения — увеличением мощности коры и особенно "гранитного" слоя, глубинным разуплотнением и проявлением мощного кислого магматизма с развитием вулкано-плутонических комплексов ильменитовой серии (граниты S-типа), своим петрохимическим и рудным профилем.

Особенности строения, развития и петрохимического состава этих зон нами были рассмотрены ранее [Вулканические..., 1984; Сахно, 1976; Максимов, 1982; и др.]. Здесь следует подчеркнуть некоторые общие закономерности, свойственные вулканическим зонам этого типа. Ареалы кислого вулканизма приурочены к крупным сводовым поднятиям, которые сопровождаются резким увеличением мощности коры и литосферы и корневыми зонами разуплотнения, что приводит к дефициту масс по отношению к окружающим районам [Рейнлиб, Романовский, 1975; Лишнеvский, 1965; Xu et al., 1987; и др.]. В качестве примеров могут быть вулканические зоны районов стыка северо-восточной части Буреинского массива и мезозойской складчатой области Сихотэ-Алиня (Баджальская, Эзопская и др.), пересекаемые разломами — Хинганским, Куканским, Тастахским и др.; Западно-Шандунская и другие зоны Цзинанского поднятия Хэбэй-Шандунского блока Сино-Корейской платформы и Хуананская область каледонской складчатости, пересекаемые системой разломов Таньлу. В зоне стыка жестких структур и обрамляющих их складчатых комплексов отмечаются мощная зона скучивания ("субдукция" А-типа), поднятия и покровы (Дабешанский, Цзинанский и др.) и увеличение мощности коры. В тыловой части таких структур (зон) сжатия в жестких блоках на разломах образуются линейные депрессии, располагающиеся параллельно разломной зоне и поперек ее (Тырминская, Гуджальская Буреинского массива; прогибы Нижней Янцзы, параплатформы Янцзы и др.). Это зоны среднеосновного вулканизма.

Магматизм восточной части Буреинского массива был рассмотрен ранее [Вулканические..., 1984]. Здесь необходимо отметить, что в пределах этого массива и его непосредственного обрамления в вулканических зонах выдерживается единый петрогеохимический и рудный профиль. В зонах, удаленных от края массива, в складчатых структурах обрамления с миогеосинклинальным рядом геологических формаций (Сихотэ-Алинская складчатая область), петрогеохимический и рудный профиль магматических проявлений меняется. Появляются

наряду с общими чертами повышенная щелочность (калиевость), магнетизальность, повышается бороносность в магматическом и рудном процессах (турмалиновые граниты и бороносные рудные ассоциации).

Вулканические зоны, находящиеся внутри геоблоков в пределах развития сдвигов системы Таньлу, можно разделить на два типа. Первые — это линейные приразломные впадины главным образом среднеосновного вулканизма, вторые — ареалы кислого вулканизма. Первые широко развиты в Амурском геоблоке и представлены линейными зонами угленосных бассейнов в начальной фазе развития и приурочены к бортам впадин вулканических зон среднеосновного и меньше — среднекислого состава. Активность вулканических процессов возрастает с приближением к краю жестких массивов, где объем вулканических пород постепенно увеличивается и они фациально замещают угленосные и осадочно-угленосные образования. Более верхние горизонты разреза вулканогенных пород представлены среднекислыми и кислыми образованиями, завершающими магматизм внутриконтинентальных поясов.

К первому типу относятся Тырмо-Гуджалская, Быссинская, Хэганская вулканические зоны Среднего Приамурья и др., а также Шандунская зона Центрально-Китайского блока (Сино-Корейская платформа), хотя последняя имеет несколько своеобразный характер, свойственный для структур второго типа.

Ко второму типу относятся Таньмушань-Байцзишань, Сухой-Учуань вулcano-экструзивные зоны разломов Южно-Китайского блока Хуаньской плиты (параплатформа Янцзы) и др. Для этого типа свойственна своеобразная динамика развития — наличие приразломных зон динамотерминального метаморфизма (указывающих на мощные зоны сжатия) упругого скалывания, развитие фаций зеленых сланцев и даже амфиболитовых [Xu et al., 1987; и др.]. Их формирование происходило одновременно с периодом наиболее мощного упругого скалывания и сопровождалось ростом давления и температур вплоть до генерации вторичных расплавов, а по характеру соответствует процессу ультраметаморфизма.

Намечается определенная тенденция: в линейных зонах, выраженных приразломными депрессиями, нижнюю основную часть разреза составляют андезитобазальты с толеитовой тенденцией, а верхняя представлена маломощной андезитовой и андезитодацитовый толщей со значительной долей пирокластике. Вулкано-плутонические комплексы развиты ограниченно; это мелкие тела габбро-диоритового состава. Намечается общий петрохимический фон: для нижней части разреза — толеитовый тип ассоциаций (базальт-андезитобазальтовый состав с присутствием кислых фаз и бимодальным характером распределения лав, Тырминская структура, впадина Цзыси и др.); для верхней — андезитовый известково-щелочной тип ассоциаций с латитовой тенденцией (Гуджалская, Хэганская структуры и др.).

Интрузивные и субвулканические образования этой серии представлены многофазными трещинными телами габбро-монцонит-монцогранодиоритовой ассоциации, развитыми вдоль бортов впадин и депрессий (монцонитоиды Гуджалской, Хэганской, Шуаньшань-

ской структур и др.) [Вулканические..., 1984; Сахно, 1976; и др.], соответствующие уровню формирования амутских андезитов и селитканских интрузий и их аналогов окраины Буреинского, Ханкайского массивов Северо-Восточного выступа Амурского геоблока.

В Южно-Китайском геоблоке к категории внутриконтинентальных относится группа мелких зон (Цзысинская, Дэсинская и др.), приуроченных к разломной системе Таньлу, основными особенностями которых являются интрузивно-экструзивные формы проявления и трубки взрыва, сохраняющиеся в виде эксплозивных брекчий на древних поднятиях (Уи, Хуайюшань и др.). Эта группа вулканоплутонических комплексов имеет большое металлогеническое значение, так как с ними связаны многие месторождения порфирирового типа (Fe, Cu(Mo), Au, Pb—Zn(Ag), W, Sn) — Янчулинское, Дэсинское и др. Магматические тела здесь, как правило, небольшого размера, малоглубинные, содержащие большое количество флюидной фазы: воды, галогенов, особенно хлора, серы. Концентрация флюидной фазы в апикальных частях таких массивов при их становлении и кристаллизации способствует выносу рудных компонентов и сопровождается эксплозиями (эксплозивные брекчи), которые являются благоприятными рудоносными структурами. Гранитоидные массивы, представляющие собой субвулканические тела и криптовулканы с глубиной становления не глубже 2 км, связаны с более глубинными зонами генерации магмы среднего состава (андезитового) при активном воздействии подкорковых расплавов и флюидов.

Изучение изотопного состава кислорода, стронция и распределения редкоземельных элементов показывает, что роль мантийного источника была значительной, но процессы контаминации корового материала, а также дифференциации в промежуточных очагах имели существенное значение в эволюции магм гранитоидного состава. Возрастной диапазон формирования этих гранитоидов весьма растянут во времени (193—81 млн лет). Это многофазные диоритгранодиорит-монцогранитные интрузии известково-щелочной серии, которые по ряду признаков исследователи относят к гранитоидам J-типа или магнетитовой серии [Ishihara et al., 1985; Qi, 1986]. Ранняя фаза, как правило, представлена более основными породами — кварцевыми диоритами или диоритами. Более поздние внедрения — гранодиориты, гранодиорит-порфиры и монцогранит-порфиры. Не во всех массивах проявлены фазы, но последовательность внедрения сохраняется. Гранодиориты и гранодиорит-порфиры отличаются сравнительно высоким содержанием мафических компонентов и CaO, содержат высокие концентрации W (150 г/т), Mo (300 г/т), Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, Co, V по сравнению с гранитоидами других типов, особенно гранитов плутонических поясов, с которыми связаны месторождения Sn и W Юго-Восточного Китая. Помимо других особенностей для гранитоидов этого типа свойственно низкое отношение F/Cl (≈ 1).

Следует подчеркнуть высокую степень окисленности флюидов при высоком их содержании в магматических и низкотемпературных процессах, что приводит к формированию эксплозивных трубок в верх-

Средний химический и нормативный (по СИРВ) состав вулканических пород по геоблокам Юго-Восточной Азии

N п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	456	66,99	0,58	14,83	2,67	1,76	0,09
2	782	61,71	0,70	15,70	4,05	1,80	0,11
3	873	70,10	0,40	13,97	1,73	1,91	0,14

N п/п	n	Ap	Ilm	Or	Ab	C
1	456	0,54	1,10	24,82	29,70	1,01
2	782	0,73	1,33	22,81	32,81	0,00
3	873	0,26	0,76	27,42	24,96	1,50

Примечание. 1 — Амурский геоблок (Бурейско-Синкайский массив и др., PZ₁₋₃ складчатые области); 2 — Центрально-Китайский геоблок (Сино-Корейская платформа); 3 — Южно-Китайский геоблок (параплатформа Янцзы, PZ₁ складчатая область).

ней части магматической колонны (массив Чэньмэншань, Юньшань и др.). Как было сказано выше, гранитоиды продуцируют широкий спектр порфировой минерализации медной, медно-молибденовой и полиметаллической и др., имеющей и промышленные масштабы. Магматические образования, с которыми связаны эти типы минерализации, в целом характеризуются близким составом. Однако намечаются вариации по щелочности, соотношению Na/K и особенно степени окисленности. Наиболее чутким индикатором степени окисленности является характер соотношения Eu^{+2}/Eu^{+3} (δEu).

Устанавливается зависимость между δEu гранитоидов и профилем их рудоносности. Она выражается следующим рядом: δEu 1,15/Cu, Mo (Au) — δEu 1,0/Cu, Pb — δEu 0,84/Cu, W (Mo) — δEu 0,76/Cu, W — δEu 0,72/W (Mo) — δEu 0,64/W [Shen and Liu, 1987; и др.].

С диоритами и гранодиоритами натрового типа связаны медно-порфировые рудопроявления (Cu, Mo, Au), и по мере увеличения кислотности и калиевости снижается их степень окисленности ($\delta Eu < 1$), а профиль рудоносности меняется на порфировый, вольфрамовый (с молибденом), вольфрамовый и касситерит-кварцевый.

Наиболее показательным примером подобной зависимости состава пород, степени окисленности и типов минерализации являются гранитоидные массивы Юго-Восточного Китая провинции Цзянси — Тунчан, Юньнинь, Юньшань, Янчулин, Сигуаншань, в пределах которых размещены крупные месторождения порфирового типа (Cu, Mo, Pb, Zn, Au и др.), а также олово-вольфрамовые и вольфрамовые месторождения, имеющие большое промышленное значение.

Вулканические зоны и пояса, которые трассируются протяженной разломной зоной от Охотского побережья через Бурейнский

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O*	П.п.п.	σ
1,07	2,03	3,51	4,20	0,23	—	1,83	2,20
1,86	3,53	3,82	3,86	0,31	1,79	1,13	3,15
0,84	1,57	2,95	4,64	0,11	1,34	1,58	2,13
An	Wo	Mt	Hem	EnDi	En _{Нур}	Fe _{Нур}	Q
9,56	—	3,87	—	—	2,67	0,24	24,67
14,29	0,50	4,13	1,20	0,43	4,20	0,24	15,50
7,07	—	2,51	—	—	2,09	1,67	30,02

массив и далее на юго-запад через Северо-Китайскую платформу и параплатформу Янцзы, отличаются наибольшим структурно-генетическим разнообразием. Они пересекают структуры с различным фундаментом: сиалические блоки кристаллических массивов, складчатые структуры раннемезозойского и палеозойского возраста, сложенные эвгеосинклинальными и миогеосинклинальными комплексами. Эти структуры представляют собой крупные геоблоки — Амурский, Центрально-Китайский и Южно-Китайский, в различной степени активизированные и гранитизированные в более ранние эпохи (позднепротерозойские, ранне- и позднепалеозойские). Соответственно и вулканические пояса можно расклассифицировать на пояса Амурского, Центрально-Китайского и Южно-Китайского геоблоков, характеризующиеся определенным петрогеохимическим и металлогеническим профилем. В пределах каждого блока можно выделить несколько типов вулканических зон.

Для Амурского геоблока эти типы поясов были рассмотрены подробно ранее [Вулканические..., 1984].

Для Центрального и Южно-Китайского геоблоков краткие данные были приведены выше. Сопоставление их позволяет сделать следующие выводы. Выделяются три максимума позднемезозойской магматической ассоциации: 170—140 млн лет — раннеяньшаньская фаза, 140—120 млн лет — среднеяньшаньская и 120—80 млн лет — позднеяньшаньская. Первые две наиболее активно проявились в Южно-Китайском и Центрально-Китайском блоках, а вторая и третья — наиболее полно в Амурском.

Эволюция магматизма повсеместно связана с начальным внедрением базальтов, андезитобазальтов, затем формированием покровов андезитов, извержением кислых вулканитов и внедрением на заключительных этапах вулcano-плутонических комплексов в структурах

центрального типа. Магматизм был полициклическим, с гомодромной эволюцией состава. Соотношение основных, средних и кислых пород, а также особенности петрохимического состава зависят от структурной позиции, строения фундамента и геодинамического режима. В линейных рифтогенных прогибах, развитых главным образом на древних массивах (Быссинская, Тырминская зоны и др.), преобладают среднеосновные вулканиты с толеитовой тенденцией, а кислые представлены ограниченно. В зоне на стыках жестких массивов и складчатого обрамления (зона скупивания) среднеосновные лавы начальных фаз редуцированы, преобладает кислый вулканизм с кислыми интрузиями ильменитовой серии (баджальский тип). В зонах на миогеосинклинальном складчатом основании преобладает среднекислый и кислый вулканизм с шошонит-латитовой тенденцией (мяочанский тип). В зонах, развитых на эвгеосинклинальном основании, преобладают натровые среднеосновные вулканиты и интрузии магнетитовой серии (селитканский тип).

Таким образом, в раздвиговых зонах и рифтовых линейных прогибах характерен основной и среднеосновной вулканизм, в зоне сжатия и сводовых поднятий — кислый. Петрохимический тип и геохимическая специализация сопряжены в общих чертах с контуром геоблоков. Общий средний химический и магматический состав пород геоблоков, подсчитанный с учетом объемных соотношений, позволяет с определенной долей условности сделать следующие выводы (табл. 29). Породы Амурского и Южно-Китайского геоблоков относятся к более кремнекислым, глиноземистым (корунд-нормативным) и калиевым типам. Существуют и различия: породы Амурского геоблока более натровые, более известковисты и более магнезиальны в сравнении с Южно-Китайским.

Металлогеническая специализация их во многом близка и определяется Sn—W—Cu—F—Be профилем. Рудоносные гранитоиды относятся к ильменитовой серии со свойственным для них петрогенезисом. Кроме того, в разломных зонах проявлены гранитоиды магнетитовой серии (J-тип) с порфировым типом (Cu, Mo, W, Pb и т.д.) оруденения.

Породы Центрального блока относятся к более основным щелочным разностям с высокой степенью окисленности (волластонит-нормативные). В них проявляется шошонитовая тенденция. Гранитоиды, связанные с вулканическими структурами, относятся к магнетитовой серии (гранитоиды J-типа) с Au, Mo, Pb—Zn, Cu и Au, Mo, Cu профилем оруденения порфирового, скарнового, жильного и других типов. Здесь известны кимберлитовые алмазоносные трубки (Шаньдун, Хэбэй, Шэнси и др.), расположенные в пределах разлома Таньлу. Возраст их 77—80 и 185—205 млн лет.

К этой категории относятся линейные депрессионные прогибы и грабены, а также с ними связанные кольцевые структуры (депрессионные, интрузивно-купольные и т.д.), направление и развитие которых контролируется протяженными глубинными разломами и сутурными швами, проходящими в зоне стыка крупных геоблоков и разделяющих их складчатых областей (см. рис. 18,19).

Это широтный Огоджинско-Умлеканский пояс, контролируемый Северо- и Южно-Тукурингским разломами, проходящими по стыку северной части Буреинского массива с Монголо-Охотской складчатой областью; Иньшань-Яньшаньский пояс, связанный с системой широтных разломов, разделяющих северный блок Китайской платформы и Сино-Корейский щит; Цинлинский пояс вдоль Цинлинского сутурного шва между Сино-Корейским щитом и параплатформой Янцзы и др.

Вулканические зоны Большого Хингана также могут быть отнесены к пограничным поясам. Западная часть трассируется разломами (Дазрбуганский и др.), проходящими между Аргунским и Амурским геоблоками. Восточные зоны, заложенные вдоль Цзэцзигуаньшаньского разлома, подчиняются северо-восточному общетихоокеанскому направлению разломной системы, с которой связаны внутриконтинентальные транзитные пояса Дальнего Востока.

Глубинные разломы сутурных швов, контролирующие вулканические пояса и зоны, представляют собой долгоживущие структуры, возникшие в результате индосинийских (T_3 — J_2) коллизий геоблоков и активизированные в позднем мезозое встречными движениями Евразийского "спянного" континента и Тихоокеанской плиты. Это привело к движению отдельных блоков с частичным вращением, активизации разломов и магматизму. Эти особенности отражаются характером глубинного строения: изменением мощности коры и астеносферы и их рельефа вдоль сутурных швов. Направление сутурных зон подчеркивается конформным характером изолиний мощностей, их резким уступом, сочетанием положительных и отрицательных гравитационных аномалий.

Фундаментом, на котором заложены пояса, являются блоки окраинных частей платформы и массивов и межблоковые области палеозойской складчатости (Монголо-Охотская, Цзяньнанская, Гиринская и др.), а также структуры более ранней активизации платформы. В связи с различной подвижностью блоков намечаются отдельные зоны поясов с доминирующим развитием эффузивно-пирокластических и интрузивно-экструзивных форм проявления вулканизма.

Здесь не рассматриваются структуры и состав Огоджинско-Умлеканского и Иньшань-Яньшаньского вулканических поясов, так как данные по ним были приведены ранее в обобщающей работе "Вулканические пояса Востока Азии" [1984], а также в других работах [Моисеенко, Сахно, 1982; Сахно, 1976; Сухов, 1975; и др.]. Более подробно остановимся на описании магматизма Цинлинского широтного пояса, данные по которому появились в последние

годы [Report..., 1985; Сюй Чжиџан, 1985; The Geology of China, 1986; и др.].

Цинлинский вулканический пояс охватывает широкую полосу вдоль структурного Цинлинского шва (зоны сочленения Северо-Китайского щита и платформы Янцзы) в результате индосинийских движений (зоны столкновения Сюго-Масинь и Шаньян-Тучэн) [Wang, 1984], глубинных разломов, активизированных в яньшаньский этап (Фэнчжэнского, Чанцзянской зоны дробления), южных краевых разломов сбросовых глыб и др. [Вэнью и др., 1983; The Geology..., 1986; и др.]. Большая часть западного фланга пояса представлена либо осадочными впадинами (Ланьчжоу и др.), частично угленосными, либо интрузивными массивами яньшаньских гранитоидов, развитых в приразломных поднятиях (к югу от поднятия Дабэшань).

Восточнее сбросовой глыбы Тайхан (Дабэшанское поднятие) Цинлинский пояс, там где он налегает на прогиб Нижней Янцзы, сложенный осадочным комплексом (синий—средний триас), представлен линейными рифтогенными впадинами, расположение и конфигурация которых определяется глубинными разломами субширотного или северо-восточного направлений, а также их пересечением. Главными разломами этой части являются система разломов Таньлу и система разломов Цинлинского шва — Фэнчжэнский и серия других более мелких разломов, параллельных им. Фундаментом, на котором располагаются впадины, являются структуры депрессии Нижней Янцзы, залегающие на архейских и протерозойских метаморфических породах северной части параплатформы Янцзы и активизированной южной части Северо-Китайской платформы. Главными структурными элементами этой части пояса являются рифтогенные впадины, наиболее типичным представителем которых является впадина Нинью, а также другие более мелкие.

Детальные работы, проведенные в последние годы, позволили получить новые данные по геологии и металлогении этих структур и выделить новые типы оруденения (тип Янцзы и т.д.) [Ishihara et al., 1985; Qi et al., 1986].

Заложение вулкано-тектонической депрессии впадины Нинью произошло вдоль серии разломов северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений. Нижняя часть бассейна сложена клас-тическими (молассовыми) образованиями средне-позднетриасового возраста, представленных часто морскими и эвапоритовыми образованиями общей мощностью более 2000—3000 м. Верхняя часть терригенного разреза (~ 1000 м) сложена толщей конгломератов, песчаников (Цзиханшаньская группа) с прослоями андезитовых туфов. В результате яньшаньских движений вся эта мощная толща (3—4 км) смята в складки, рассечена разломами и перекрыта вулканическими породами яньшаньского этапа магматической активизации.

Разрез вулканогенных образований впадины Нинью представлен четырьмя магматическими комплексами, возраст которых по данным калий-аргонового метода соответствует диапазону от готерива

до турона. Весь комплекс пирокластических, лавовых, экструзивно-интрузивных образований перекрыт красноцветными песчаниками позднего мела (маастрихт—даний), которые в некоторых местах интродуцированы щелочными авгит-оливиновыми базальтами и фонолитами, предположительно палеогенового возраста. Этот разрез вулканических образований является наиболее типичным для восточной части пояса континентального блока платформы Янцзы.

По химическому составу вулканыты трех возрастных комплексов (125—127, 120—121 и 104—91 млн лет соответственно) могут быть отнесены к трахиандезитовой серии с тенденцией, в основных типах, к шошонитовой, а субвулканические и интрузивные образования — к андезит-трахиандезитовой серии, имеющей переходный тип, свойственный структурам рифтогенного характера, щелочные базальты — к щелочно-базальт-фонолитовой серии континентальных рифтовых структур центрального типа.

В качестве общей петрохимической особенности следует подчеркнуть, что эти комплексы магматических образований относятся к магнетитовой серии, отличающейся высокой степенью окисленности и отсутствием в нормативном составе содержания корунда, даже в гранитоидных фазах. Со структурами центрального типа связаны стратиформные и жильные месторождения меди, свинца и цинка, а также магнетитовые скарны (тип Янцзы и тип Даян).

Помимо описанных выше вулcano-тектонических структур в пределах пояса, особенно вблизи рифтов, известны трещинные тела гранитоидов (А-тип), которые возникают по периферии рифтогенных структур, в зонах сжатия, сопряженных с формирующимся центральным рифтом. Примером могут быть гранитоиды рифта Тайхан, которые начали формироваться в конце юры — начале мела (160—150 млн лет) и сопровождалась внедрением базальтоидов толеитового состава и габброидов. В более позднее время параллельно ему сформировался разлом Линьфэнь-Таюань (140 млн лет), а внедрение гранитоидов по трещинам относится к более позднему возрасту (100—60 млн лет).

Западнее вдоль субширотных разломов трассируются вулcano-тектонические депрессии и цепочки интрузий, экструзий и субвулканических массивов, главная часть которых может быть отнесена к порфировой формации (по Ю.А. Кузнецову). Основная часть их вытянута вдоль так называемой "Цинлинской оси" — системы разломов вдоль южного края Северо-Китайской платформы и кристаллической структуры Ланцяо-Луаньчуань, приуроченных к поясу позднедокембрийских сланцев параплатформы Янцзы. Депрессии выполнены раннемеловыми осадочными и вулканогенными породами, базальт-андезит-риолитовым комплексом и ассоциирующих с ним вулcano-интрузивными массивами диоритов, кварцевых диоритов, кварцевых сиенитов, монзонитов, гранодиоритов. Наиболее обширные депрессии сопряжены с пересечением субширотной (система Янцзы) и субмеридиональной (система Таньлу) зон разломов (депрессия Даэ). Интрузивные массивы в целом имеют субширотное распространение.

**Корреляция тектоники, магматизма и металлогении
в Цинлинском вулcano-плутоническом поясе**
[Qi et al., 1986; Ishihara et al., 1985]

Тектоническая позиция	Магматизм	
	Магматическая серия	Возраст, млн лет
1. Цзяньнянская древняя структура (активизированный кратон)	Известково-щелочная вулканическая	190—81
	Интрузивная (гранитоиды J-типа)	—
2. Депрессии Нижней Янцзы	Андезит-трахиандезитовая	144—90
	Гранитоиды J-типа	160—90
	Контрастная серия (трахибазальт-трахитовая+гранитоиды A-типа)	127—90

Таблица 31

Средний химический и нормативный (по CIPW) составы вулканических пород пограничных поясов

N п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	173	67,97	0,48	14,41	2,19	1,70	0,09
2	47	53,08	1,63	15,95	6,03	2,58	0,12
3	333	63,35	0,73	15,68	4,13	1,93	0,11
4	37	63,05	0,73	14,91	3,44	2,35	0,10
5	225	61,61	0,16	15,79	3,58	1,88	0,12
6	47	68,01	0,38	14,47	2,41	2,00	0,09

N п/п	n	Ap	Ilm	Or	Ab	C	An
1	173	0,40	0,91	22,99	29,28	0,77	10,20
2	47	1,54	3,10	18,53	32,83	0,00	16,83
3	333	0,78	1,39	23,93	32,15	0,47	12,78
4	37	0,54	1,39	19,44	33,42	0,11	12,94
5	225	0,62	0,30	25,76	31,46	0,00	13,46

Примечание. Аргунско-Амурский геоблок, Большехинганский пояс (1); Амурско-Центрально-Китайский геоблок, Иньшань-Яншаньская зона: Сухунту — западная (2).

С вулcano-интрузивным комплексом этой субширотной структуры связаны месторождения железа, меди, молибдена, вольфрама, полиметаллов, большая часть из которых относится к порфировому типу (Mo, W, Cu, Pb, Zn), а другая (Fe) — к контактово-метасоматическому (тип Янцзы). Согласно данным абсолютных возрастов (K—Ar и Rb—Sr) среди магматических образований могут

Магматизм		Металлогения	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Генезис	Металлогеническая ассоциация	Тип рудного месторождения
0,7060—0,7080 0,7046—0,7089	Верхняя мантия — кора (контаминация)	Cu, Mo, W, Pb, Zn, Ag (Au)	Cu(Pb, Zn, Ag)-порфировый Cu, Mo(Au)-порфировый Cu-стратиформные
0,7053—0,7073	Верхняя мантия — кора	Fe, Cu, Au, (S)	Cu-жильный Fe-"порфировые руды"
0,7038—0,7088	Верхняя мантия	U, Th, Pb, Zn	

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	П.п.п.	σ
1,70	2,28	3,46	3,89	0,17	—	1,79	2,16
3,46	6,06	3,88	3,14	0,65	2,99	0,51	4,89
1,72	2,95	3,80	4,05	0,33	1,66	1,33	3,02
2,12	2,91	3,95	3,29	0,23	—	2,61	2,58
1,54	3,50	3,73	4,36	0,26	1,56	1,80	3,52
0,70	2,01	3,65	4,81	0,18	1,21	1,96	2,94

Wo	Mt	Hem	EnDi	FsDi	En _{Нур}	Fe _{Нур}	Q
0,00	3,18	0,00	0,00	0,00	4,23	0,69	25,70
2,75	3,98	3,28	3,24	0,00	5,37	0,69	4,13
0,00	4,46	1,05	0,00	0,00	4,28	0,69	17,79
0,00	4,99	0,00	0,00	0,00	5,28	0,45	18,53
0,92	5,19	0,00	0,73	0,09	3,11	0,37	14,43

восточная (3), Гирин-Ляодунская (4); Центрально-Китайский и Южно-Китайский геоблоки, Цинлинский пояс, зона Нижняя Янцзы — северная (5) и южная (6) части.

быть выделены три возрастных группы: раннеяньшаньские (170—140 млн лет) среднекислые интрузии, с которыми связаны месторождения Cu, Fe, Mo и W; среднеяньшаньские, пересыщенные глиноземом гранитоиды (140—120 млн лет); позднеяньшаньские экстрезивные дайки и кальдерные комплексы порфировой формации в пределах вулканоструктур (120—90 млн лет), с которым связаны обшир-

ный комплекс рудной минерализации Mo, W, Cu, Fe, Au, S, Pb, Zn, Ag, особенно месторождения молибдена (молибденовый пояс восточного Циньлина).

Отмечается петрогеохимическая специализация вулcano-интрузивных комплексов: высокая щелочность, высокое содержание элементов рудного профиля, а также фтора и хлора, Sr, Ba, Cr, Ni, низкое отношение Rb/Sr и изотопов стронция ($\sim 0,7050-0,7080$), повышенная степень окисленности [Shu, 1984] (табл. 30).

При рассмотрении геологической позиции пограничных поясов было обращено внимание на их структурное единство: все они размещаются вдоль сутурных линий, которые возникали на стыке геоблоков, "спаянных" в период консолидации Евразийского континента (T_3-J_2), а затем активизированных в позднем мезозое. Намечается три этапа магматизма: поздняя юра—неоком (140 млн лет), неоком—баррем (140—120 млн лет) и апт—сеноман—сантон (120—70 млн лет). Эти фазы активизации в геоблоках Востока Азии проявились не везде одинаково. Ранняя (раннеяньшаньская) наиболее полно проявилась в Цинлинской сутурной зоне между блоками Южно-Китайским (параплатформа Янцзы) и Центральным (Северо-Китайская платформа); средняя и поздняя фазы достаточно активны во всех блоках, особенно в Амурском (в поясах Большехинганском и Огоджинско-Умлеканском).

Активность магматизма в пограничных поясах прежде всего определялась автономной тектонической активностью блока и межблоковыми движениями. Вдоль западного края Амурского геоблока на западе с Аргунским сформировался протяженный и широкий пояс Большого Хингана в форме рифтогенного прогиба большой мощности главным образом среднеосновного состава и в виде эффузивно-пирокластических фаций, практически лишенных интрузивных аналогов.

В широтных поясах (Огоджинско-Умлеканском, Иньшань-Яньшаньском и Цинлинском) рифтоподобные прогибы (с преобладанием покровных фаций) характерны либо на крайнем востоке, либо на западе поясов (грабен Сухунту и Ванцин и для Иньшань-Яньшаньского, Верхнеселемджинская для Огоджинско-Умлеканского). Однако для Цинлинского пояса рифтоподобные прогибы свойственны почти на всем протяжении с запада на восток (впадина Восточных Цинлинских гор, впадина Даэ, Нижняя Янцзы).

Следует отметить, что в сутурных поясах не известны плутонические пояса, преобладают вулканические и вулcano-плутонические комплексы главным образом в рифтовых прогибах.

Эволюция магматизма определялась главным образом поступлением глубинных расплавов при минимальном влиянии коровых процессов в основном на поздних стадиях. Ранние фазы представлены базальт-андезитовыми и андезитовыми расплавами, поздние — среднекислыми и кислыми. Основная масса пород эффузивно-пирокластических и интрузивных относится к известково-щелочной серии, но известны щелочные и субщелочные шошонитовые серии. Петрохими-

ческие типы имеют черты регионального характера. Для Амурского геоблока и той части поясов, которая заложена на его "переработанной" активизированной окраине, свойствен средний несколько повышенный уровень щелочности главным образом натрового типа. Проявлена шошонитовая тенденция среди среднеосновных пород интрузивной и эффузивной фаций.

Для Центрально-Китайского геоблока (Северо-Китайская платформа), на южной окраине которого заложена основная часть Цинлинского пояса (см. табл. 30), свойственна высокая щелочность (как натрового, так и калиевого характера), наличие трахиандезитовой и шошонитовой серий для нижней части разреза и трахибазальт-фонолит-трахитовой серии для верхней.

Эта тенденция наследуется и в более поздних кайнозойских базальтоидах. Данные изотопных соотношений стронция, а также петрогеохимические данные показывают, что влияние корового материала было весьма ограничено. Это же показательно и для интрузивных образований, которые по петрогеохимическим характеристикам могут быть отнесены к гранитоидам J-типа.

В целом, сравнивая петрохимический профиль магматических пород по геоблокам на основе средних данных (с учетом объемных соотношений), ставших доступными благодаря детальным работам последних лет (Сэй Чжиган, 1985 г.; Chen Guoda, 1981 г.), можно выявить своеобразие составов для каждого геоблока (табл. 31). Для Амурского блока характерен андезит-дацитовый состав магм с соотношением $Na/K = 1,0$, высокой глиноземистостью (корунд-нормативный состав), для Центрального геоблока — более основной тип магм — андезитовый, субщелочной (натрово-калиевый) с тенденцией к шошонитовой серии по петрохимическим и геохимическим параметрам. Южная часть Цинлинского пояса, наложенная на Южно-Китайский блок (параплатформа Янцзы), характеризуется более кислым и более калиевым составом магм, что их приближает, по другим параметрам, к вулканитам Амурского геоблока.

Металлогенический профиль пограничных поясов определяется минерализацией с Mo, Cu, Fe, Au и частично W. Наиболее интересным в этом отношении является молибденовый пояс Цинлинской сутурной зоны Китая и золото-молибденовый пояс Огоджинско-Умлеканской вулканической структуры севера Буреинского массива. Первый имеет большое промышленное значение. В пределах его размещены крупные месторождения [The Geology..., 1986; и др.].

МАГМАТИЗМ ПРОГИБОВ И ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ УСТОЙЧИВЫХ ОБЛАСТЕЙ

К наиболее устойчивым областям Тихоокеанской окраины Азиатского континента относится юго-восточная часть Сибирской платформы и Алданский щит. Структуры фундамента платформы (архей—ранний протерозой), наблюдающиеся в виде крупных блоков, включают разнообразные интрузии древних базитов и ультраосновных пород (апатитоносные и никеленозные базиты, анортозиты, хромитоносные клинопироксенит-дунитовые массивы), локализующиеся в зонах глубинных разломов. Заложение и развитие широких межблоковых прогибов фундамента (ранний—средний протерозой) сопровождалось формированием рапаквивоподобных гранитоидов с редкометальной минерализацией, а также родственных им по составу, генезису и времени вулканитов. В рифее и раннем палеозое в пределах платформы накапливались отложения осадочного чехла и происходило развитие перикратонных прогибов. Процессы активизации в этот период сопровождалась возникновением глубинных разломов и небольших тел базитов, лейкогранитов и некоторых формаций щелочных пород.

В мезозое юго-восточная часть Сибирской платформы и Алданский щит испытали весьма интенсивную тектономагматическую активизацию, в результате которой были сформированы многочисленные очаговые структуры и вулкано-тектонические сооружения. Некоторые из них могут рассматриваться как длительно развивающиеся (от архея до конца мезозоя) "горячие" точки. При этом возникли многочисленные разновременные комплексы магматических пород, в том числе и щелочных, которые внедрялись в ранее образовавшиеся ультраосновные массивы (Кондер, Чад, Сыбах и др.), обусловив их концентрически-зональное строение. Ниже приводится краткая характеристика продуктов магматизма прогибов и глубинных разломов рассматриваемых областей.

АССОЦИАЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Ассоциация ультраосновных и щелочных пород обычно образует самостоятельные изолированные массивы, сопровождающиеся мощным контактовым метаморфизмом и метасоматозом. Сложены они могут быть близко одновременным и комагматичными образованиями, но могут охватывать длительные временные периоды (ранний докембрий — поздний мезозой) и относиться к гетерогенным массивам, в которых на ограниченном пространстве телескопированы разновозрастные магматические комплексы. Последние характеризуются разнообразной фациальной принадлежностью — от эффузивов и пирокластов до абиссальных образований, что обусловлено не глубиной эрозивного среза массивов, который примерно одинаков, а определяется разнообразием и полихронностью внедрения магматических

расплавов. Количественные соотношения объемов пород, слагающих известные к настоящему времени массивы, варьируют в очень широких пределах. Ультрабазиты, в частности, могут занимать до 90—95% либо встречаться в виде блоков и ксенолитов среди образований поздних фаз, составляя первые проценты от всего объема магматических пород.

В пределах юго-восточной части Сибирской платформы выделяются четыре провинции щелочного магматизма, включающие массивы ультраосновных и щелочных пород: Западно-Алданская (не рассматривается), Центрально-Алданская, Восточно-Алданская и Сетте-Дабанская. В Центрально-Алданской провинции известно не менее двух десятков массивов щелочных пород, в том числе ультраосновной щелочной массив Инагли. В Восточно-Алданской провинции выявлено 14 массивов ультраосновных и щелочных пород, в том числе Кондер, Чад, Ингили, Сыбах, Усмун-Дарья, Арбарастах и др. В Сетте-Дабанской провинции известно 5 массивов и обширные дайковые поля щелочных пород. Породы, слагающие эти массивы, объединены в ряд комплексов: дунит-пироксенитовый (архей—ранний протерозой), ингилийский или арбарастахский (рифей), сеттедабанский или озерный (девон), алданский или центральноалданский, ыллымахский (поздняя юра—ранний мел), кондерский (мезозой), джугджурский (мел), в составе которых описаны многочисленные формации, объединяющие практически все известные типы магматических пород [Орлова, 1976; Максимов, 1975].

Кондерский массив диаметром 8 км относится к типичным представителям рассматриваемой ассоциации ультраосновных и щелочных пород. Он имеет концентрически-зональное строение и сформирован в три этапа магматизма: 1) позднеархейские дуниты и клинопироксениты, 2) раннерифейские граниты, 3) магматические (3 серии) и метасоматические образования мезозойского алданского комплекса.

Центральный шток массива диаметром 6 км сложен дунитами и дунит-пегматитами и окружен по периферии концентрическими кольцевыми телами зеленых оливин-диопсидовых метасоматитов шириной 0,2—50 м, за которыми располагаются клинопироксениты шириной 50—500 м. Анализ и моделирование геологических и геофизических данных свидетельствуют о том, что центральный шток вертикально уходит на глубину более чем 10 км. Становление интрузий алданского комплекса сопровождалось мощным метасоматическим воздействием на породы штока. К этому времени относится образование тел зеленых оливин-диопсидовых метасоматитов, магнетизированных дунитов, оливинизированных и диопсидизированных ультрамафитов. Дунитовый шток оказался пронизанным сетью различно ориентированных ветвящихся жил и прожилков метасоматитов, которые составляют около 5% его объема. В скважине глубиной 560 м характер распределения метасоматитов в дунитах не меняется по всему интервалу. В западной части штока переплетающиеся, как правило, зональные жилы и прожилки метасоматитов образуют вокруг залегающего на глубине тела козьвитов штокверк, в пределах которого

дуниты замещены метасоматитами на 20—60% объема. В состав метасоматитов входят авгит, эгирин-авгит, биотит, керсутит-гастингситовые, актинолитовые и куммингтонитовые амфиболы, титаномагнетит, апатит, перовскит, сфен, сульфиды, полевые шпаты, нефелин и другие минералы.

Раннерифейские граниты в виде дугового тела окаймляют массив с юга, а также слагают небольшие тела в кристаллических породах фундамента обрамления массива. Они представлены пегматоидными и мелкозернистыми лейкогранитами.

Мезозойский алданский комплекс включает три серии: вулканогенную, монцонитоидную и щелочную, сменяющие во времени друг друга.

К вулканогенной серии отнесены ороговикованные мелкие тела и дайки субщелочных диоритов, диоритовых порфиритов, лампрофиров, спессартитов, эксплозивные брекчии и жерловины андезитов и дацитов, залегающие среди рифейских песчаников и алевролитов в непосредственной близости от массива.

Первая фаза монцонитоидной серии представлена косьвитами, габбро и их меланократовыми и субщелочными разностями. Они образуют серповидные тела (до $0,3 \times 5$ км), обрамляя центральный шток, при этом габбро тяготеют к контакту клинопироксенитов с вмещающими породами, а косьвиты обычно развиты среди клинопироксенитов. Интрузия косьвитов, предположительно штокообразной формы, вскрыта скважиной на глубине 268 м в западной части дунитового штока. Породам средней части тел габбро свойственна тонкополосчатая текстура, согласная с их залеганием. Установлены многочисленные дайки и жилы косьвитов и габбро. Первые развиты преимущественно в центральном штоке, вторые — во вмещающих породах. Вторая фаза этой серии представлена монцонитоидами — субщелочными диоритами, субщелочными кварцевыми диоритами, кварцевыми монцодиоритами, монцодиоритами и сиенитами, слагающими несколько тел во внешней кольцевой зоне массива среди вмещающих осадочных пород, а также узкие зоны ($50—100 \times 4500$ м) между клинопироксенитами и мраморами. Дайки этой серии развиты преимущественно за пределами центрального штока. С интрузиями второй серии связывается мощный (шириной 1—2 км) ореол ороговикования, сопровождающий тела монцонитоидов, расположенные в крыльях диапировой структуры между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом.

Третья серия включает разнообразные щелочные породы, слагающие дайки, каркасные, ветвящиеся и неправильные сложные жилы и штокверковые зоны в центральном штоке, кольцевых интрузиях, в кристаллическом фундаменте и осадочном чехле. Тела щелочных пород в длину не превышают первые сотни метров и обычно имеют мощность в первые метры и сантиметры. Все они сопровождаются контактово-метасоматическими ореолами. Среди щелочных пород установлены ийолит-мельтейгиты, тенсбергиты (эгириновые, арфведсонитовые, гастингситовые, меланитовые, биотитовые), миаскиты (биотитовые, канкринитовые), луявриты (эгириновые, арфведсонитовые,

пектолитовые, эвдиалитовые, лампрофиллитовые, рамзаитовые, мурманитовые), корундовые сиениты, мариуполиты, а также пегматиты перечисленных разновидностей. Луаявриты и их пегматиты имеют наибольшее распространение, концентрируясь главным образом по периферии дунитового ядра и проникая в клинопироксениты. К этой же серии предположительно отнесены небольшие жилы (мощностью до 1 м) рибекит-эгириновых гранитов и их пегматитов. Они секут клинопироксениты, габброиды и осадочные породы, соотношения с другими щелочными породами не установлены.

Многоэтапный магматизм Кондерского массива сопровождался широким развитием контактово-метаморфических и метасоматических пород. В экзоконтактовой зоне массива широко распространены скарны различного возраста и состава, развивающиеся по мраморам, кальцифирам и в меньшей степени — по силикатным породам основного состава. Карбонатные породы окружают массив почти непрерывным кольцом шириной от 1—2 м до 100 м. В контактах центрального дунит-пироксенитового штока с породами кристаллического фундамента установлены высокотемпературные роговики, мраморы и кальцифиры с периклазом, большей частью замещенным бруситом, скарны (шпинель-монтichelлитовые, форстеритовые, белые диопсидовые, с геленитом, мервинитом и др.). В контактах с телами раннерифейских гранитов выявлены гранат-диопсидовые скарны и грейзены. С третьим этапом магматизма связаны наиболее мощные и интенсивные метасоматические преобразования. Так, кроме упомянутых выше метасоматитов в дунитах и роговиков по осадочным породам, в контактах с мраморами, кальцифирами и силикатными породами основного состава развиты скарны (диопсидовые, везувиановые, скаполитовые, с гранатом, перовскитом, гумитами и др.), полевошпат-диопсид-эгирин-диопсидовые метасоматиты, фениты.

Гидротермальный этап проявлен в образовании сульфидных жил (с пентландитом, халькопиритом и др.), серпентиновых, пирроауритовых и тальковых прожилков. Серпентинизация охватила по объему практически все дуниты верхней части штока. К экзогенным образованиям относятся вермикулит, замещающий флогопит, монтмориллонит, лимонит и др.

Разнообразие пород, слагающих массив Кондер, и возможные направления эволюции магматизма проиллюстрированы на диаграмме (рис. 27).

Другие упомянутые выше массивы ультраосновных и щелочных пород характеризуются в целом такими же особенностями строения и состава. Однако в некоторых из них, например в массивах Ингили, Арбарастах и Горноозерский, широко развиты карбонаты, причем массив Ингили сопровождается полями диатрем, в том числе кимберлитового состава.

Массивы ультраосновных и щелочных пород вмещают комплексное оруденение (благородные металлы, титаномагнетит, апатит, флогопит и вермикулит, перовскит, редкоземельные элементы, сульфиды, амфибол-асбест и др.), оценка перспектив которого представляет важную задачу дальнейших исследований.

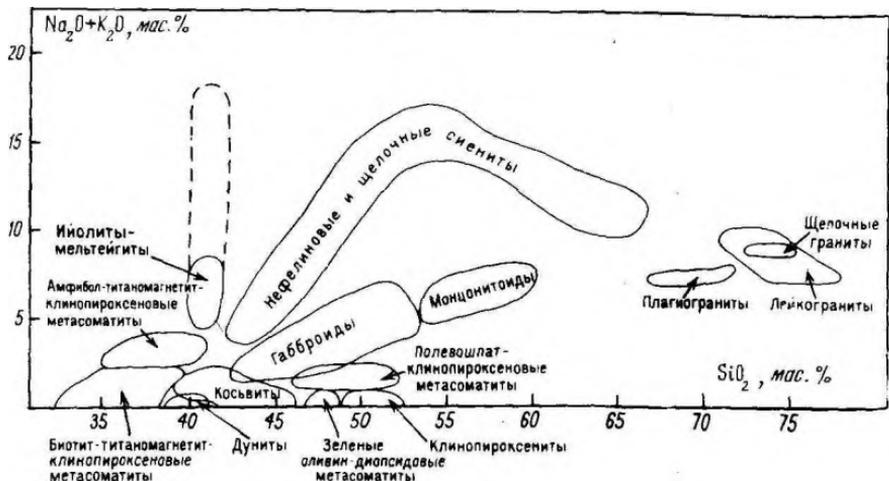


Рис. 27. Диаграмма SiO₂—(Na₂O+K₂O) составов интрузивных и метасоматических пород Кондерского массива

Проблеме происхождения сложных массивов ультраосновных и щелочных пород посвящена обширная литература и предложено большое количество гипотез и моделей. Однако многие принципиальные вопросы их происхождения не решены. Перспективной в этом отношении представляется выдвинутая А.А. Маракушевым [1987] новая концепция происхождения массивов ультраосновных и щелочных пород в процессе магматического замещения. Для объяснения генезиса карбонатитов в рамках этой концепции реальной может оказаться предложенная С.С. Зиминым [1986] фосфидно-карбидная модель их формирования.

ГАББРО-СИЕНИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ. АПАТИТОНОСНЫЕ БАЗИТЫ

Апатитоносные базиты в последние годы установлены в Зейском (центральном) и Джугджурском (восточном) районах Джугджуро-Становой зоны [Карсаков и др., 1977; Октябрьский и др., 1984; Соляник, 1982]. В Джугджурском районе их дифференцированные тела, сложенные в основном оливиновыми габброидами и габбро-сиенитами и представленные штоками, уплощенными линзами и круптопадающими дайками, широко распространены в верховьях рек Уян, Сахарбак, Джана, Лимну, Маймакан, а также в бассейнах рек Коврик, Суджак, Колболок, Ляльми и Верхняя Сыганджа. Здесь они обычно размещаются среди диафторированных и катаклазированных анортозитов, что дает основание предполагать те и другие генетически родственными. Однако апатитоносные базиты нередко содержат ксенолиты анортозитов и располагаются вне анортозитового массива, на границе последнего с вмещающими архейскими гранулитами, оказывая контактовое воздействие как на гранулиты, так и на анортозиты [Карсаков и др., 1977; Соляник, 1982]. О самостоятельности апатитоносных базитов и габбро-сиенитов сви-

детельствует также специфика расположения составов слагающих их клинопироксенов на известной диаграмме Ca—Mg—Fe. Сходные в целом по кальциевости с клинопироксенами из анортозитов и поэтому такие же высокотемпературные, они охватывают на диаграмме Ca—Mg—Fe более широкий интервал по железистости 18—96% (в анортозитах 20—60%). Эта особенность противоречит представлению о кристаллизации их из остаточных расплавов, связанных с анортозитами. Одновременно нельзя исключить, что некоторые из тел оливиновых габброидов, располагающихся в апикальной части Джугджурского массива среди железистых анортозитов геранского типа [Ленников, 1968], являются продуктом кристаллизации таких остаточных расплавов наряду с безоливиновыми габбро-норитами, образующими шпиль и жильные тела в анортозитах. Данные по составу пироксенов, например, показывают, что к подобным породам можно отнести оливиновые габброиды и пироксениты р. Верхняя Сыганджа.

Таким образом, апатитовая минерализация в ассоциации с титаномagnetитом и ильменитом, развитая в пределах Джугджурского анортозитового массива, может быть подразделена на два генетических типа [Ленников, 1968; Соляник, Вржосек, 1977]: анортозитовый и габбро-сиенитовый. Полученные для последнего типа максимальные калий-аргоновые датировки превышают 1,6 млрд лет [Иванов, и др., 1979; Ленников и др., 1978], что, однако, существенно ниже значений (до 2,7 млрд лет), установленных для джугджурских анортозитов [Мошкин, Дагелайская, 1979].

Особенности состава и строения интрузивов нижнепротерозойской габбро-сиенитовой ассоциации юга хребта Джугджур наиболее полно выражены в Оломском массиве, обнажающемся в верховьях р. Уян [Карсаков и др., 1977; Ленников, 1979]. В составе его шире всего распространены габбро и габбро-сиениты, реже встречаются сиениты, габбро-анортозиты, рудные габбро и пироксениты.

В сложении габброидов принимают участие плагиоклаз, клино- и ортопироксены, оливин, ильменит и титаномagnetит, иногда титанистые роговая обманка и биотит, а также апатит и циркон, содержание которых местами резко возрастает. В породах сиенитовой серии в существенном количестве развит мезопертит.

Мезопертиты сиенитов, габбро-сиенитов и анхимономинеральных калишпатитов Оломского массива обладают повышенным содержанием калия и кальция ($Or_{43,7-63,2}-An_{5,1-11,5}$) и относятся к промежуточным триклинным ортоклаз-микрперицитам и промежуточным микроклинам ($-2V = 57 \div 83^\circ$; $\delta_p = 0,48 \div 0,77$; $\Sigma_p = 0,43 \div 0,80$).

Плагиоклазы в габброидах представлены незональными олигоклазами и слабо зональными лабрадорами (N27—60). В сиенитах и габбро-сиенитах они кислее (N21—37, редко до 56) и встречаются преимущественно в виде реликтовых табличек в зернах микроперицита.

Среди темноцветных минералов габбро, габбро-сиенитов и сиенитов преобладает клинопироксен. Судя по результатам химических анализов [Ленников, 1979], в габбро и анортозитах он представлен авгитом и ферроавгитом ($f_{\text{общ}} = 38,8 \div 64,4\%$), а в сиенитах и габ-

бро-сиенитах — ферроавгитом и феррогеденбергитом ($f_{\text{общ}} = 58,8 \div 96,2\%$). В габбро-сиенитах в значительном количестве также присутствует низкомарганцовистый (0,86—1,65 вес. % MnO) фаялит ($f_{\text{общ}} = 81,7 \div 99,3\%$). Наиболее железистые гиперстены в норитах ($f_{\text{общ}} = 44,1 \div 47,4\%$) представлены инвертированным пижонитом ($\text{Wo}_{7,2-8,6}$). В менее железистых разновидностях гиперстенов ($f_{\text{общ}} = 36,1 \div 43,0\%$) структуры распада отсутствуют, а содержание волластонита не превышает 3,7%.

Титаномагнетиты габброидов и габбро-сиенитов обладают повышенной титанистостью (15,62—21,24 вес. % TiO_2), значительным содержанием V_2O_5 (до 0,84 вес. %), а ильмениты обнаруживают довольно высокую окисленность (4,22—8,70 вес. % Fe_2O_3). Характерна высокая концентрация циркония в породах габбро-сиенитовой ассоциации — до 1000 г/т, в то время как в габброидах анортзитового комплекса его содержание варьирует в пределах 48—100 г/т [Ленников, 1979].

Железистость пород Оломского массива и слагающих их темноцветных минералов постепенно, но с рядом усложнений возрастает от подошвы к кровле массива, основность плагиоклаза при этом уменьшается.

Судя по известной диаграмме Баддингтона—Линдсли [Линдсли, 1969], сосуществующие титаномагнетиты и ильмениты в габброидах и габбро-сиенитах Оломского массива кристаллизовались при 950—970°C и $f_{\text{O}_2} = 10^{-12} - 10^{-12,5}$ МПа соответственно [Ленников, 1979]. Образование оливина и пироксенов происходило, видимо, при температурах несколько выше 950—970°C и $f_{\text{O}_2} = 10^{-12} - 10^{-13}$ МПа, обеспечивающем устойчивость фаялита в названном температурном интервале. С этими оценками согласуются данные, полученные с помощью геотермометров Вуда—Банно [Wood, Vallo, 1973] и Веллса [Wells, 1977]—975—1113°C. В аналогичных условиях, по-видимому, кристаллизовались также лабрадоровые плагиоклазы в габбро и анортзите. Образование же мезопертитов, судя по их парагенезису с плагиоклазом N21—37 в габбро-сиенитах, происходило, согласно диаграмме Стормера [Stormer, 1975], при температурах 650—950°C [Ленников, 1979]. Фаялит при этом сохранял устойчивость, в связи с чем парциальное давление кислорода не могло быть выше 10^{-20} и 10^{-13} МПа соответственно. С учетом приведенных температурных оценок можно заключить, что начальный этап кристаллизации оломских габброидов и габбро-сиенитов отвечал, вероятнее всего, интервалу 950—1050°C. Преимущественное же развитие оливин-клинопироксеновых парагенезисов в крайне железистых породах Оломского массива, судя по экспериментам, свидетельствует о давлении при его формировании не выше 500 МПа [Ленников и др., 1984].

Приведенным выше характеристикам P - T -условий формирования пород Оломского габбро-сиенитового массива близки параметры равновесия газовой фазы фаялита и ферроавгита из габбро-сиенита, рассчитанные Н.С. Никольским [1981] по нашим данным: $T = 890 - 995^\circ\text{C}$, $f_{\text{O}_2} = 10^{-15,5} - 10^{-14}$ МПа, $P_{\text{общ}} = 140 - 400$ МПа.

Среди остальных интрузивов габбро-сиенитовой ассоциации на

юге хребта Джугджур наиболее значительными являются массивы габброидов и пироксенитов (иногда в ассоциации с мангеритами и чарнокитами) Маймаканского, Джанинского, Гаюмского и Водораздельного апатит-ильменит-титаномагнетитовых рудопроявлений [Ленников, 1968; Соляник, 1982]. Сложены они гортонолитом и феррогортонолитом ($f_{\text{общ}} = 50-85\%$), авгитом и ферроавгитом ($f_{\text{общ}} = 38-69\%$), плагиоклазом N 33—53, ильменитом, титаномагнетитом и фторапатитом (1,8—2,23 вес. % F; 0,05—0,5 вес. % Cl) [Ленников, 1968; Соляник, Вржосек, 1977]. Судя по диаграмме Баддингтона—Линдсли [Линдсли, 1969], рудные минералы этих габброидов и пироксенитов сформировались при 920—1075°C и $f = 10^{-12,5}-10^{-10,5}$ МПа [Ленников, 1968; 1979; Соляник, 1982], подобно железотитановым окислам Оломского массива. Несколько более высокие температуры получены в результате гомогенизации стекловатых двухфазовых (стекло + углекислота) включений в апатитах (1090—1190°C), что обусловлено было разгерметизацией большинства включений при 900—1000°C [Ефимов, Соляник, 1978].

В сходной геологической обстановке обнаружены апатитовые рудопроявления в пределах Сехтагского (Чогарского) и Баладекского анортозитовых массивов [Гаврилов, 1983; Соляник, Октябрьский, 1986; Шабашев, 1980]. Изучены, однако, они пока еще не настолько, чтобы уверенно можно было говорить об их генетической связи с габбро-сиенитовым либо с анортозитовым комплексом.

В Зейском (центральном) районе Джугджуро-Становой зоны интрузивы габбро-сиенитовой ассоциации пространственно сопряжены с образованиями верхнеархейского станового комплекса. Они представлены Большим и Малым Лучанскими и Утугейским массивами, локализованными на западном краю Брянтинского поднятия [Годзевич, Лопатинский, 1975] и сложенными в основном габбро и габбро-норитами, иногда амфиболизированными и рассланцованными. Менее развиты оливиновые габбро-нориты, пироксениты, оливиновые пироксениты и горнблендиты.

Неизменные разности апатитоносных габброидов и пироксенитов Центрального Становика сложены плагиоклазом N 40—58, авгитом ($f_{\text{общ}} = 16,1 \div 41\%$), гиперстеном ($f_{\text{общ}} = 28,4 \div 38\%$), иногда оливином ($f_{\text{общ}}$ до 37,9%), керсутитоподобной роговой обманкой, биотитом, а также ильменитом и титаномагнетитом (5—12%), ассоциирующими с апатитом (2—12%). Температуры их образования, рассчитанные по составам сосуществующих ортоклинопироксенов и амфиболов, составили 890—910°C для габброидов и 950—1030°C для пироксенитов [Октябрьский и др., 1984]. Магнетиты апатитоносных габброидов оказались малотитанистыми (0,2—4,7 вес. % TiO₂). Расчет температур образования магнетит-ильменитовых пар по Д. Линдсли [1969] показал нереальные для позднемагматических руд значения (530—610°C), соответствующие условиям наложенного метаморфизма в амфиболитовой фации. Первичные же изверженные температуры, очевидно, превышали 800°C. Апатит кристаллизовался несколько ранее ильменита. Состав его соответствует аккумуляционным разностям из основных пород как по содержанию фтора (0,84—2,02 вес. %),

Средний химический состав гранитоидов вулканского комплекса

Компонент	1(5)	2(3)	3(4)	4(13)
SiO ₂	71,25	67,42	74,19	73,52
TiO ₂	0,28	0,26	0,33	0,23
Al ₂ O ₃	12,77	13,51	12,72	12,35
Fe ₂ O ₃	2,69	2,93	1,30	1,33
FeO	1,98	3,52	1,50	1,16
MnO	0,02	0,13	0,04	0,08
MgO	0,20	0,33	0,26	0,36
CaO	0,80	1,36	0,72	0,77
Na ₂ O	3,38	5,28	2,96	3,26
K ₂ O	5,01	4,69	5,69	5,52
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,05	0,07
H ₂ O	0,50	0,41	0,16	0,55
F	0,42	0,43	0,02	0,16
П.п.п.	0,51	—	—	0,50
Сумма	99,70	100,15	99,94	99,79
Na/K	0,60	1,00	0,48	0,52
Na+K/Al	0,98	1,09	1,04	1,09

Таблица 32 (окончание)

Компонент	10(16)	11(3)	12(8)	13(2)
SiO ₂	68,89	71,09	70,88	72,70
TiO ₂	0,30	0,26	0,26	0,28
Al ₂ O ₃	12,60	11,90	13,80	12,57
Fe ₂ O ₃	5,01	2,90	4,46	3,75
FeO	1,72	2,28	0,93	1,38
MnO	0,08	0,16	0,05	0,02
MgO	0,17	0,07	0,02	0,43
CaO	0,77	0,95	0,51	0,81
Na ₂ O	4,86	4,65	7,91	3,11
K ₂ O	5,07	4,77	0,22	4,62
P ₂ O ₅	0,05	0,08	0,07	0,03
H ₂ O	0,58	0,20	0,56	0,10
F	0,20	0,12	0,45	—
П.п.п.	—	—	—	—
Сумма	100,09	100,20	99,93	99,80
Na/K	0,86	0,87	32,7	0,61
Na+K/Al	0,80	1,18	0,83	0,94

Примечание. Северо-Учурский массив: 1 — кварцевые порфиры, 2 — сиенит-порфиры, 3 — гранофировые граниты, 4 — граниты ралакиви, 5 — граносиениты ралакиви, 6 — биотитовые граниты дополнительной фазы, 7 — щелочные астрофиллит-рибекитовые граниты, 8 — рибекит-эгириновые граниты, 9 — щелочные пегматоидные граниты, 10 — щелочно-гранитные лампрофиры, 11 — жилы щелочно-

5(9)	6(15)	7(5)	8(8)	9(5)
61,48	76,10	72,08	70,90	72,29
0,69	0,21	0,35	0,19	0,22
17,06	11,70	11,67	11,92	12,31
1,80	0,94	2,97	3,20	2,30
4,06	1,48	2,23	2,09	2,43
0,17	0,05	0,17	0,15	0,05
0,63	0,20	0,41	0,26	0,04
2,34	0,43	0,37	0,41	0,43
5,62	3,57	4,50	5,36	4,27
5,22	4,78	4,39	4,76	4,80
0,18	0,06	0,04	0,04	0,08
0,24	0,33	0,54	0,60	0,40
0,20	0,24	0,35	0,20	0,35
—	—	—	—	—
99,60	99,75	99,83	100,0	99,83
0,95	0,66	0,92	1,03	0,79
0,96	1,06	0,76	0,86	1,10

14(13)	15(10)	16(17)	17(13)	18(10)
60,00	71,62	70,48	65,45	56,12
1,46	0,69	0,40	1,07	1,38
13,80	12,72	14,01	14,00	16,28
3,74	1,89	2,02	2,20	3,08
5,50	1,61	2,29	4,72	6,66
0,13	0,04	0,06	0,07	0,11
2,75	0,51	0,36	0,83	1,25
4,32	1,08	1,18	2,74	3,69
2,98	3,21	3,49	3,25	4,90
3,23	5,28	5,31	5,37	4,08
0,58	0,12	0,19	0,20	0,37
0,80	0,30	0,19	0,10	0,94
—	—	0,04	—	—
0,31	0,50	—	—	0,70
99,60	99,57	99,89	99,90	99,56
0,83	0,54	0,60	0,54	1,07
0,67	1,02	0,96	0,94	0,82

гранитных пегматитов, 12 — приконтактовые щелочно-гранитные пегматиты (штокшайдеры); Южно-Учурский массив: 13 — гранит-порфиры, 14 — гранодиориты, 15 — гранофировые граниты, 16 — граниты рапакиви, 17 — граносиениты рапакиви, 18 — сиениты.

Средние содержания микроэлементов в гранитоидах
Северо-Учурского рапакивищелочно-гранитного интрузива

Элемент	1(15)	2(9)	3(9)	4(30)
F	1500	1300	934	1300
Ba	104	640	920	643
Be	2,1	4,8	3,6	4,5
Li	50	50	41	56
Pb	240	300	201	265
Cs	3,0	5,0	4,6	4,5
Ta	9,6	9,5	12	11,5
Nb	106	120	127	83
Sn	7,0	6,0	4,8	13
W	2,8	2,0	2,0	2,5
Mo	1,7	1,3	1,5	2,5
Zr	361	340	386	394
Zn	109	116	93	100
Ce	293	98	350	112
La	195	65	218	78
Y	92	27	36	37
Nd	152	59	63	48
Sr	28	165	160	125
Ba/Sr	3,7	3,9	5,7	5,1
Ce/La	1,5	1,5	1,6	1,4

Примечание. 1 — кварцевые порфиры, 2 — сиенит-порфиры, 3 — граносиениты рапакиви, 4 — граниты рапакиви, 5 — биотитовые граниты дополнительной фазы, 6 — щелочные астропиллит-рибекитовые граниты, 7 — щелочно-гранитные лампро-

астропиллит-рибекитовых щелочных гранитов с рибекит-эгириновой и пегматоидной фациями в эндоконтакте, апофизами сельвсбергитов, хлора (0,10—0,77 вес. %) и редких земель, так и по соотношению последних [Октябрьский и др., 1984]. Несколько более значительное по сравнению с основными породами содержание MnO (0,063 вес. %), Sr (до 0,15 вес. %) и пониженная доля иттрия (7,6—1,5%) в сумме редких земель свидетельствуют о повышенной щелочности исходных расплавов, из которых сформировались апатитоносные габброиды Центрального Становика, представляющие собой собственно базитовый вариант габбро-сиенитовой ассоциации.

АССОЦИАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ РАПАКИВИ

В последние годы в южной окраине Сибирской платформы выявлен ряд гранитоидных интрузивов и вулcano-плутонических построек нижнепротерозойского возраста с признаками рапакиви: грубозернистостью с редкими овоидами калиевого полевого шпата, окруженными каемками плагиоклаза, преобладанием калия над натрием, низкими содержаниями кальция и магния и исключительно высокой железистостью темноцветных минералов [Недашковский, Ленников,

5(31)	6(16)	7(21)	8(17)	9(15)	10
1220	2200	3200	3400	—	1755
66	79	278	118	160	—
4,8	4,6	21	24	218	4,2
75	150	95	200	—	37
400	415	300	520	240	293
4,7	6,5	21	24,3	—	5,1
21	28	26	28	—	—
125	289	369	220	245	—
12	17,2	32	24	19	38
3,7	1,4	5,6	4,2	—	2,1
2,8	0,8	6,9	9,0	—	24
566	1512	1386	2140	1840	2170
145	430	413	500	255	98
108	425	522	258	726	—
84	306	358	209	576	—
33	86	84	113	272	—
109	362	516	107	245	—
35	43	116	32	42	—
1,9	1,9	2,4	3,7	3,8	—
1,3	1,4	1,5	1,3	1,3	—

фиры, 8 — жилы щелочно-гранитных пегматитов, 9 — приконтактные щелочно-гранитные пегматиты, 10 — кларки элементов в гранитах рапакиви [Таусон и др., 1982]. Аналитики: Т. В. Сверкунова, М. Войтишина.

1973, 1984; Брынцев и др., 1984]. Они приурочены к глубинным разломам древнего заложения, разделяющим нижнеархейский фундамент платформы и область верхнеархейской складчатости, и локализованы в приразломных трогах — авлакогенах (Улканский, Билякчанский), образование которых связывается с протоактивизацией платформы [Недашковский, 1984].

Наиболее изучены гранитоиды улканского комплекса [Ленников, Недашковский, 1978; Недашковский, Ленников, 1984], образующие на юго-восточной окраине Алданского щита Северо- и Южно-Учурские, Угаянский, Верхнетырканский, Укиканский интрузивы и обширный покров вулканитов в верховьях р. Учур. В западной части щита они представлены кодарским и катугинским комплексами [Свириденко, Верхало-Узкий, 1974] и вулcano-плутоническими образованиями Западного Прибайкалья [Брынцев и др., 1984]. Максимум радиогенных определений возраста этих гранитоидов приходится на интервал 1,60—1,95 млрд лет [Гамалея, 1968; Свириденко, 1975; Ленников, Недашковский, 1978].

Северо-Учурский плутон размещается среди комагматичных элгетейских вулканитов, которые образуют обширную отрицательную

вулканоструктуру субширотного простирания, сложенную покровами кварцевых порфиров с прослоями игнимбритов и корневыми телами гранит-порфиров, маломощными прослоями трахитов и сиенит-порфиров. Западная часть плутона сложена крупнозернистыми граносиенитами с краевой фацией сиенитов и сиенит-диоритов, а восточная — крупнозернистыми гранитами с краевой фацией граносиенитов и гранофировых гранитов. Перечисленные породы прорывают и ороговиковывают вмещающие вулканиты. Более поздняя фаза представлена штоками мелкозернистых биотитовых гранитов. В заключительную фазу плутона сформировался лополитообразный интрузив астрофиллит-рибекитовых щелочных гранитов с рибекит-эгириновой и пегматоидной фациями в эндоконтакте, апофизами сельвсбергитов, грорудитов и пантеллеритов, жильными и приконтактовыми телами щелочно-гранитных пегматитов и бостонитов. Все щелочно-гранитные образования локализованы внутри плутона рапакиви вдоль поздних разломных зон. Двухфазный Южно-Учурский интрузив сложен разнозернистыми граносиенитами, гранодиоритами и гранофировыми гранитами с дополнительной фацией биотитовых гранитов, а в однофазном Быстринском интрузиве преобладают гиперстеновые, двупироксеновые и пироксен-амфиболовые граносиениты и граниты.

Для всех вулканоплутонических пород улканского комплекса характерно большое сходство минерального, вещественного составов и петрохимических особенностей [Ленников, Недашковский, 1978, 1984], соответствующих особенностям химизма гранитоидов рапакиви Украины [Личак, 1983; Левковский, 1975] и Балтийского щита [Свириденко, 1968; Vogta, 1971]. Главными минералогическими особенностями улканских вулканитов и гранитов рапакиви являются практически однополевошпатовый состав, предельно высокая железистость темноцветных минералов и большое разнообразие редкоземельно-редкометалльных акцессорных минералов.

Химический состав гранитоидов (исключая трахиты и гибридные породы), по данным силикатного анализа (табл. 32), характеризуется низкими содержаниями кальция, магния, титана и высокими — кремнезема и щелочей при соотношении суммы щелочей и глинозема, типичном для эвтектоидных расплавов (агпайтность 0,8—1,2).

Из анализа средних содержаний (табл. 33) и закономерностей распределения микроэлементов в изученных породах и минералах вытекают важные петрологические и металлогенические выводы.

1. Устойчивая выдержанность церий-лантанового (1,3—1,5) и барий-стронциевого (1,9—5,7) отношений во всех разностях гранитоидов рапакиви и щелочно-гранитных образований подтверждает их комагматичность и позволяет выделить эту ассоциацию пород в рапакиви-щелочно-гранитную формацию.

2. Закономерное возрастание концентраций фтора, редких щелочей, редкометалльных и редкоземельных элементов, цинка и в меньшей мере олова, циркония, вольфрама и тантала в дополнительных интрузивах биотитовых гранитов и в щелочно-гранитных образованиях свидетельствует об изначальной металлогенической специализации исходных расплавов в отношении названных элементов,

а биотитовые и щелочные граниты этой ассоциации являются редкометально-рудноносными [Коваленко, 1977].

Эти петрохимические выводы подтверждаются находками разнотипных редкометальных рудопроявлений, генетически связанных со штоками биотитовых гранитов (альбититы с вкрапленностью циркона, колумбита и касситерита; топаз-биотит-кварцевые грейзены с касситеритом, вольфрамитом и редкоземельными минералами; молибденит-кварцевые жилы и штокверки) и со щелочно-гранитным лополитом (щелочно-гранитные пегматиты, фениты и гидротермалиты с редкоземельно-редкометальной минерализацией).

МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ
ТИХОГО ОКЕАНА

Как видно из материалов, изложенных в части I данной монографии, активное геодинамическое развитие Тихоокеанской окраины Палеоазиатского континента уверенно реконструируется начиная со среднего палеозоя. К этому времени здесь относится заложение приконтинентальных островных дуг (Кони-Тайгоносская, Западно-Сихотэ-Алинская) и некоторых офиолитовых поясов. Последующее развитие этих структур в мезозое происходило на фоне разрастающейся активизации окраины континента и прилегающей части Палеопацифики, где формировались новые офиолитовые пояса и островодужные системы с их глубоководными желобами, внешними и внутренними вулканическими дугами, междуговыми и задуговыми осадочными бассейнами. Наиболее интересным примером этих систем является описанная выше Монероно-Самаргинская дуга. Однако в реконструкции ее до сих пор остается много неясных спорных моментов.

Можно полагать, что активизация западной части Тихоокеанской впадины происходила синхронно с формированием окраины Палеоазиатского континента, т.е. начиная с палеозоя. Однако наиболее древние отложения, вскрытые до настоящего времени скважинами глубоководного бурения в Западной Пацифике, датируются поздней юрой. Вероятно, к этому или несколько более раннему времени относится заложение таких вулканогенных структур как поднятие Шатского, краевые валы Зенкевича-Хоккайдо, Бонинский, Волкано, внутритрокеанические валы (поднятия) Эаурипик и Капингамаранги. В позднем мелу в Западной Пацифике начинается формирование Императорского хребта, продолжавшееся до середины палеогена. Но в кайнозое, в период наиболее интенсивного проявления вулканизма в приокеанических островных дугах — Алеутской, Курило-Камчатской, Японской, Идзу-Бонинской и др., вулканическая деятельность в краевой западной части Пацифики прекращается и перемещается на юг и восток, где формируются островные вулканические пояса субширотного (Маркус-Неккер, Каролинский), субмеридионального (Маршаллов-Тувалу, Лайн), северо-западного (Гавайский) направлений.

В данной работе мы описываем магматизм только мезозойских структур, так как до последнего времени он был наименее изучен, а теперь благодаря нашим новым материалам представляется наиболее интересным для сопоставления его с магматизмом Восточной окраины Азии. Главными объектами мезозойского магматизма являются:

- 1) офиолитовые комплексы глубоководных желобов и разломов;
- 2) комплексы толеитовых и субщелочных базальтов преддуговых гайотов;
- 3) дифференцированные базальт-трахит-риолитовые комплексы краевых валов.

Глава 5

ОФИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ И РАЗЛОМОВ

Последние два десятилетия ознаменовались бурным развитием исследований магматизма и метаморфизма рифтовых зон Земли. Выяснилось, что рифтогенез проявляется не только на континентах, где отдельные рифтовые зоны известны уже более 100 лет, но главным образом в океанах, что явилось одной из основных предпосылок для возрождения идей мобилизма.

Геолого-геофизические исследования, проведенные в зоне перехода от континента к Тихому океану, т.е. в пределах системы желоб—дуга—окраинное море, позволили установить широкое развитие в фундаменте глубоководных желобов образований офиолитовой ассоциации. В Западной Пацифике они обнаружены в основании островных склонов глубоководных желобов Идзу-Бонинского, Волкано, Марианского, Филиппинского, Япского, Палау, Ново-Гибридного, Муссау, Западно-Меланезийского, Тонга [Геология..., 1980; Bloomer, Hawkins, 1983; Геологическое..., 1986а,б, 1987а,б; Васильев и др., 1987; Пущаровский, Разницын, 1986; Сорохтин и др., 1985; Bloomer, Fisher, 1987; Пирс и др., 1987; и др.] и включают разнообразные ассоциации магматических и метаморфических пород. В данной работе характеристика пород офиолитовых ассоциаций глубоководных желобов и разломов Западной Пацифики проводится в основном по результатам геолого-геофизических исследований, выполненных в 4-м рейсе НИС "Академик Александр Несмеянов" (1984 г.) и 7-м рейсе НИС "Академик Александр Виноградов" (1986 г.).

ИДЗУ-БОНИНСКИЙ ГЛУБОКОВОДНЫЙ ЖЕЛОБ

Идзу-Бонинский желоб, располагающийся к югу от Японского желоба, вместе с сопряженной с ним островной дугой отделяет Филиппинское море от Тихого океана (рис. 28). Длина желоба около 1000 км, глубина до 9810 м, форма в центральной и южной частях прямолинейная, в северной — слабоизогнутая.

Ассоциация магматических и метаморфических пород островного склона Идзу-Бонинского желоба включает следующие комплексы: 1) метаморфических пород, 2) апогарцбургитовых серпентинитов, 3) ультрамафитов и основных пород расслоенных интрузивов, 4) толеитовых базальтов, долеритов и базальтов переходного типа

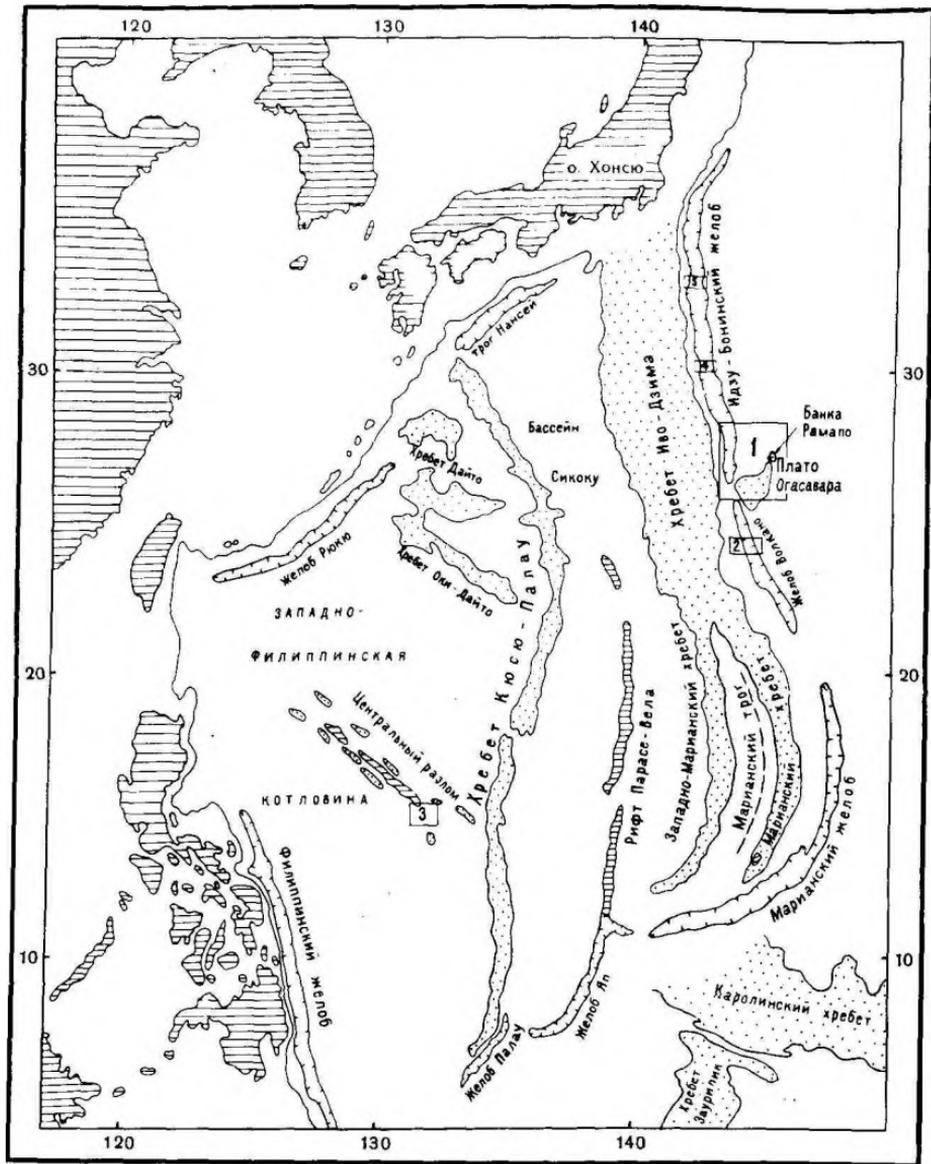


Рис. 28. Обзорная карта северо-западной окранны Тихого океана

1 — подводные поднятия; 2 — глубоководные желоба; 3 — рифтовые впадины; 4 — полигоны драгирования

от бонинитовой к известково-щелочной серии, 5) лав, туфов и кластолав бонинитов [Геологическое..., 1986а].

Среди метаморфических пород Идзу-Бонинского желоба преобладают эпидот-амфиболовые и слюдисто-эпидот-амфиболовые сланцы, значительно реже встречаются гранатсодержащие кварциты и кварцитовидные сланцы, а также хлорит-амфиболовые породы. Метамор-

фические породы подняты в виде мелких (0,5—2,0 см) уплощенных обломков сланцеватого, реже массивного строения.

Эпидот-амфиболовые сланцы — полосчатые, реже массивные породы, сложенные агрегатом эпидота, амфибола и кислого плагиоклаза, к которым в подчиненном количестве присоединяются хлорит, светлая слюда, кварц, рудные минералы, сфен и апатит. Количество темноцветных минералов обычно не превышает 50% объема пород.

Неизменный плагиоклаз (олигоклаз до Pl_{25}) наблюдается редко, обычно он нацело замещен альбитом, светлой слюдой, эпидотом, меньше хлоритом и карбонатом. Амфибол представлен зеленой и синевато-зеленой эденитовой роговой обманкой железистостью 30—40 мол. %. В краевых частях кристаллов роговой обманки, а также по тонким прожилкам отмечаются выделения фиолетово-синего амфибола типа винчита. Наиболее типичной минеральной ассоциацией эпидот-амфиболовый сланцев является: $Q+Er+Hb+Pl+(Ap+Sph+Ore)\pm Mu\pm Chl$.

Слюдисто-эпидот-амфиболовые сланцы — полосчатые и редко массивные породы, состоящие из эпидота, амфибола, биотита, светлой слюды и хлорита, присутствующих в различных количественных соотношениях. Кислый плагиоклаз и кварц в этих породах имеют подчиненное значение, а среди темноцветных минералов преобладает эденитовая роговая обманка, количество которой достигает 50—60%. Акцессорные минералы представлены сфеном, рудным и апатитом. Содержание слюдистых минералов изменяется в значительных пределах и может иногда достигать 20—30% объема. Плагиоклаз в значительной мере замещен альбитом, хлоритом и светлой слюдой. Замещение роговой обманки винчитом менее характерно, чем для эпидот-амфиболовых разностей. Для слюдисто-эпидот-амфиболовых сланцев наиболее типичны следующие минеральные ассоциации: $Q+Chl+Pl+Mu+Er+Hb$ и $Q+Mu+Chl+Pl+Bi+Er+Hb$.

Анализ содержания петрогенных и рассеянных элементов показывает, что исходными породами для эпидот-амфиболовых и слюдисто-эпидот-амфиболовых сланцев служили производные океанических толеитовых расплавов. Об этом свидетельствует повышенная титанность пород, низкие "океанические" содержания бария и повышенные концентрации хрома, никеля, кобальта и иттрия (табл. 34). На диаграмме *AFM* (рис. 29) наблюдается широкий разброс точек состава метаморфических пород, приуроченных к полям известковистых и известково-щелочных образований, что обусловлено, вероятно, метасоматическими преобразованиями, которым исходные породы подверглись до (или во время) метаморфизма. С этими процессами связано широкое развитие в сланцах слюдистых минералов — биотита и светлой слюды.

Анализ распределения компонентов между амфиболом и плагиоклазом [Плюснина, 1983] показывает, что температура метаморфизма сланцев колеблется от 500 до 600° С, а давление составляет 4—6 кбар. Хотя эти оценки параметров метаморфизма весьма приближены из-за несовершенства используемых геотермобарометров, тем не менее полученные данные свидетельствуют, что рассматри-

Компонент	H4—85/41	B7—103/62	B7—103/9	B7—103/61	H4—85/45	H4—85/46	H4—85/56
SiO ₂	42,79	43,78	46,34	47,51	61,83	84,52	42,92
TiO ₂	1,78	1,96	0,98	1,84	0,70	0,50	0,54
Al ₂ O ₃	13,20	15,40	16,85	18,21	9,54	6,04	7,49
Fe ₂ O ₃	7,89	7,54	6,38	6,65	4,80	2,53	9,18
FeO	3,90	4,91	4,59	4,35	1,02	0,36	3,53
MnO	0,25	0,32	0,18	0,23	0,60	0,35	0,43
MgO	9,11	5,51	6,86	3,77	4,02	1,58	23,61
CaO	11,99	16,88	11,23	9,23	7,94	1,16	3,70
Na ₂ O	3,49	1,64	2,86	3,15	1,38	0,48	0,53
K ₂ O	1,80	0,14	1,06	2,05	0,40	1,33	0,13
P ₂ O ₅	0,33	0,35	0,26	0,35	0,42	0,35	0,32
H ₂ O ⁺	3,13	1,38	2,13	2,29	1,32	0,40	7,03
Сумма	99,66	99,81	99,72	99,63	99,97	99,60	99,41
f	40,4	54,5	45,8	60,7	42,7	48,4	22,3
Rb	51	Н.о.	19	Н.о.	—	Н.о.	—
Sr	242	Н.о.	183	Н.о.	332	Н.о.	25
Ba	24	Н.о.	35	Н.о.	37	Н.о.	—
Zr	72	Н.о.	72	Н.о.	108	Н.о.	84
Ni	140	93	95	220	100	52	1200
Co	37	49	46	23	43	16	95
Cr	140	370	660	100	9	39	1000
V	270	120	200	89	74	30	88

Примечание. Обр. H4—85/41, B7—103/62 — эпидот-амфиболовые сланцы; B7—103/9, B7—103/61, H4—85/46 — слюисто-эпидот-амфиболовые сланцы; H4—85/46 — кварцитовидные сланцы; H4—85/56 — кварциты. Здесь и в последующих таблицах этой части работы химические анализы выполнены в ДВГИ ДВО АН СССР Т.Г. Ватутиной, С.П. Славкиной, С.П. Баталовой, Ю.С. Бабаевой, З.С. Натаровой, А.А. Стунжас, Л.В. Недашковской, Т.А. Медоной и В.Н. Каминской; определение микроэлементов литофильной группы (Rb, Sr, Ba, Zr, Y) сделаны рентгенорадиометрическим методом в ПГО "Приморгеология" М.В. Войтышиной и Институте химии ДВО АН СССР В.В. Коваленко, микроэлементы Ni, Co, Cr, V, Cu — количественным спектральным методом в ДВГИ ДВО АН СССР Т.В. Сверкуновой, Т.В. Ланковой, Э.Д. Голубевой и И.И. Никитекко.

ваемые породы испытали метаморфизм в условиях нижних частей амфиболитовой фации и позднее были преобразованы в результате интенсивного диафтореза зеленосланцевой фации, выразившегося в замещении первичного плагиоклаза светлой слюдой, хлоритом и альбитом, а роговой обманки — хлоритом, актинолитом и реже винчитом.

Интересны находки в Идзу-Бонинском желобе гранатсодержащих сланцев и кварцитов (см. табл. 34, обр. H4-85/45, 85/46). Это тонкополосчатые породы, в которых гранат гроссуляр-спессартинового ряда ассоциирует с биотитом, мусковитом, роговой обманкой, эпидотом, альбитизированным плагиоклазом и кварцем.

Хлорит-амфиболовые и амфиболовые (\pm эпидот) породы сформировались, вероятно, при метаморфизме ультрамафитов, о чем свидетельствуют данные табл. 34 и диаграмма *AFM* (см. рис. 29).

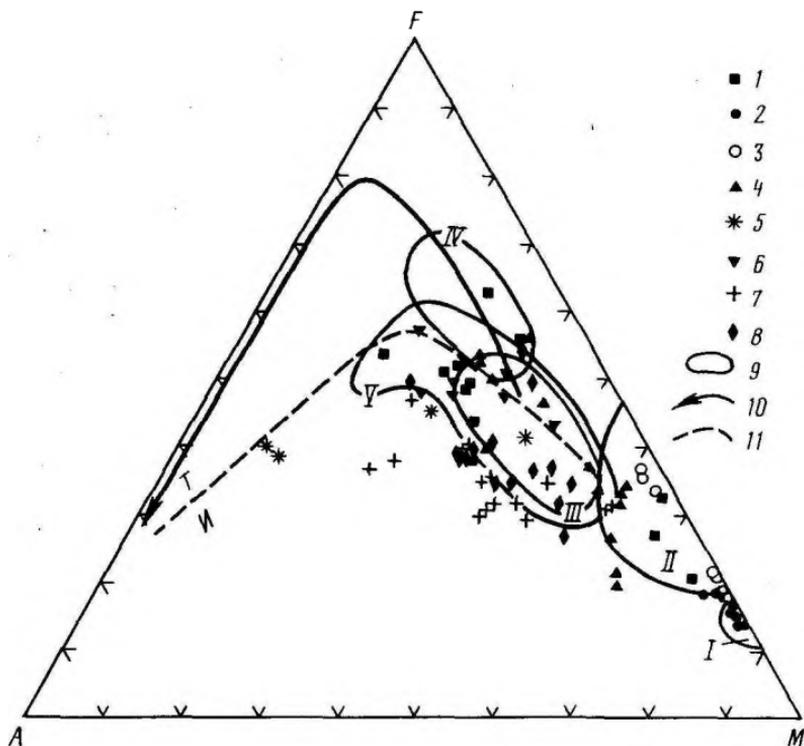


Рис. 29. Диаграмма *AFM* для пород офиолитового комплекса Идзу-Бонинского желоба

1 — метаморфические породы; 2 — апогарцбургитовые серпентиниты; 3—5 — расчлененный комплекс: 3 — ультраосновные кумуляты, 4 — габбро, габбро-нориты, диабазы, 5 — тоналиты, плагиограниты; 6 — толеитовые базальты и долериты; 7 — базальты, переходные от бонинитовой к известково-щелочной серии; 8 — бониниты; 9 — поля составов пород [Добрецов и др., 1985]; I — ультрамафитов, II — кумулятов и нижних габбро, III — верхних габбро и пород дайкового комплекса, IV — океанических толеитов, V — пород мариканит-бонинитовой и островодужной серий; 10 — линия дифференциации расплавов Скергаардского плутона; 11 — разделительная линия вулканитов толеитовой (Т) и известково-щелочной (И) серий [Irvine, Baragar, 1971]. $A = (Na_2O + K_2O)$, $F = (FeO + 0,9Fe_2O_3)$, $M = MgO$

Апогарцбургитовые серпентиниты состоят из магнезиального оливина ($f=8-9$ мол. %; 80—90 об. %), ортопироксена ($f=7-9\%$), незначительного количества хромистой шпинели (табл. 35) и клинопироксена ($f=5,5-8,0\%$). Первичные минералы гарцбургитов в значительной мере замещены серпентином в ассоциации с небольшим количеством талька и тремолита. Из табл. 35 и рис. 30 видно, что шпинель апогарцбургитовых серпентинитов Идзу-Бонинского желоба характеризуется значительными вариациями хромистости и глиноземистости и по соотношению этих величин отвечает составу шпинелей альпинотипных перидотитов [Dick, Bullen, 1984]. По сравнению со шпинелидами абиссальных перидотитов она обладает значительно более высокой хромистостью.

Химические анализы рассматриваемых пород (табл. 36) и определение содержаний микроэлементов показывают крайнюю степень обеднения серпентинитов базальтическими компонентами.

Химический состав аксессуарных шпинелей из апогарибургиновых серпентинитов
Идзу-Боннинского желоба

Компонент	H4—84/1	H4—84/2	H4—85/2	H4—85/4
TiO ₂	0,04	0,05	0,16	0,04
Al ₂ O ₃	21,75	17,48	35,73	30,21
Cr ₂ O ₃	48,29	51,58	29,29	38,84
Fe ₂ O ₃	0,93	1,38	2,57	0,78
FeO	17,24	17,27	16,28	17,98
MnO	0,28	0,38	0,28	0,29
MgO	11,85	11,08	13,42	12,23
Сумма	100,38	99,22	97,73	100,37
100Cr/(Cr+Al)	59,8	66,4	35,5	46,3
100Mg/(Mg+Fe ²⁺)	55,1	53,4	59,4	54,8

Примечание. Анализы выполнены Н.И. Кирюхиной на микрозонде JXA-5A в ДВГИ ДВО АН СССР.

К комплексу расслоенных интрузивов отнесены перидотиты и габброиды с ясно выраженными кумулятивными магматическими структурами, а также массивные габброиды, которые по аналогии с континентальными ассоциациями сменяют вверх по разрезу кумулятивные образования. Рассматриваемый комплекс пород представлен богатым набором ультраосновных и основных образований, среди которых различаются лерцолиты, верлиты и их плагиоклазовые разности, пироксениты, троктолиты, габбро-нориты, габбро, габбро-анортозиты, диабазы и тоналиты. Наиболее распространены плагиоклазодержащие лерцолиты, верлиты, полосчатые габбро-нориты и габбро.

Лерцолиты и их плагиоклазовые разности (табл. 37, обр. В7—9/11, 9/19) состоят из оливина $f=9-10\%$ (60—70 об.%), энстатита $f=8-10$ (10—20%), диопсида $f=8-10$ (10—15%), хромшпинелида и небольшого (до 10%) количества плагиоклаза, нацело замещенного гидрогроссуляром и хлоритом. Темноцветные минералы лерцолитов на 70—90% замещены вторичными продуктами, среди которых преобладает серпентин.

Верлиты (см. табл. 37, обр. В7—5/56, 5/3), поднятые в виде обломков размером до 5—6 см, состоят из оливина (60—70%), клинопироксена (20—30%), плагиоклаза (10—20%) и хромшпинелида. Структура пород кумулятивная, участками пойкилитовая. Оливин образует округлые зерна величиной 1—3 мм, интенсивно замещенные серпентином и магнетитом. Моноклинный пироксен наблюдается в виде крупных неправильных кристаллов, приуроченных к промежуткам между зернами оливина. Обычно клинопироксен в верлитах свежий и лишь незначительно замещается хлоритом. Плагиоклаз, как и клинопироксен, принадлежит к посткумуляусной фазе и почти нацело замещен гидрогроссуляром. Составы лерцолитов и верлитов на

	Н4—85/7	Н4—85/13	В7—12/1	В7—12/5	Н4—85/17
	0,06	0,04	0,00	0,00	0,11
	30,55	29,03	19,43	17,66	21,81
	39,27	37,83	46,73	48,19	37,99
	0,79	1,61	5,06	5,06	8,74
	16,27	17,78	17,70	18,57	23,50
	0,34	0,32	0,37	0,35	0,54
	13,42	11,79	11,22	10,46	7,53
	100,70	98,40	100,51	100,29	100,22
	46,3	46,6	61,7	64,6	53,9
	59,5	54,2	53,1	50,1	36,4

диаграмме *AFM* (см. рис. 29) располагаются в поле II — кумулятов и нижних габбро [Добрецов и др., 1985].

Пироксениты (вебстериты и оливиновые ортопироксениты; см. табл. 37, обр. В7—9/3, 8/9) — среднезернистые blastokataklazированные породы, состоящие из деформированных кристаллов ромбического и моноклинного пироксена размером 0,5—2,5 мм. Ортопироксен всегда количественно преобладает над клинопироксеном в вебстеритах и составляет около 90% в оливиновых ортопироксенитах. Иногда в вебстеритах в небольшом количестве присутствует первичная бурая роговая обманка, обрастающая кристаллы клинопироксена. Аксессуары представлены хромистой шпинелью. При изменении пироксенитов развиваются зеленый амфибол и хлорит с выделением магнетита.

Полосчатые габбро-нориты (см. табл. 37, обр. В7—9/9, 9/10, 9/22) драгированы в виде многочисленных обломков и глыб размером до 15—20 см в поперечнике. В составе этих пород главная роль принадлежит основному плагиоклазу Pl_{70-90} (40—50%) и моноклинному пироксену (30—40%), в подчиненном количестве присутствуют ортопироксен (10—20%) и иногда бурая роговая обманка. Плагиоклаз и пироксены образуют таблитчатые и призматические кристаллы размером от 1—2 до 3—5 мм, причем характерно их полосчатое распределение с концентрацией плагиоклаза в более узких (0,5—1,0 см), а пироксенов в более широких (1—2 см) полосках. Вторичные процессы проявлены неравномерно: ортопироксен замещен гидроокислами железа и бурым смектитом, клинопироксен — бесцветным амфиболом в ассоциации с эпидотом и зеленой шпинелью, а по плагиоклазу развивается соссюрит и хлорит.

Среди массивных и кумулятивных габбро различаются клино-

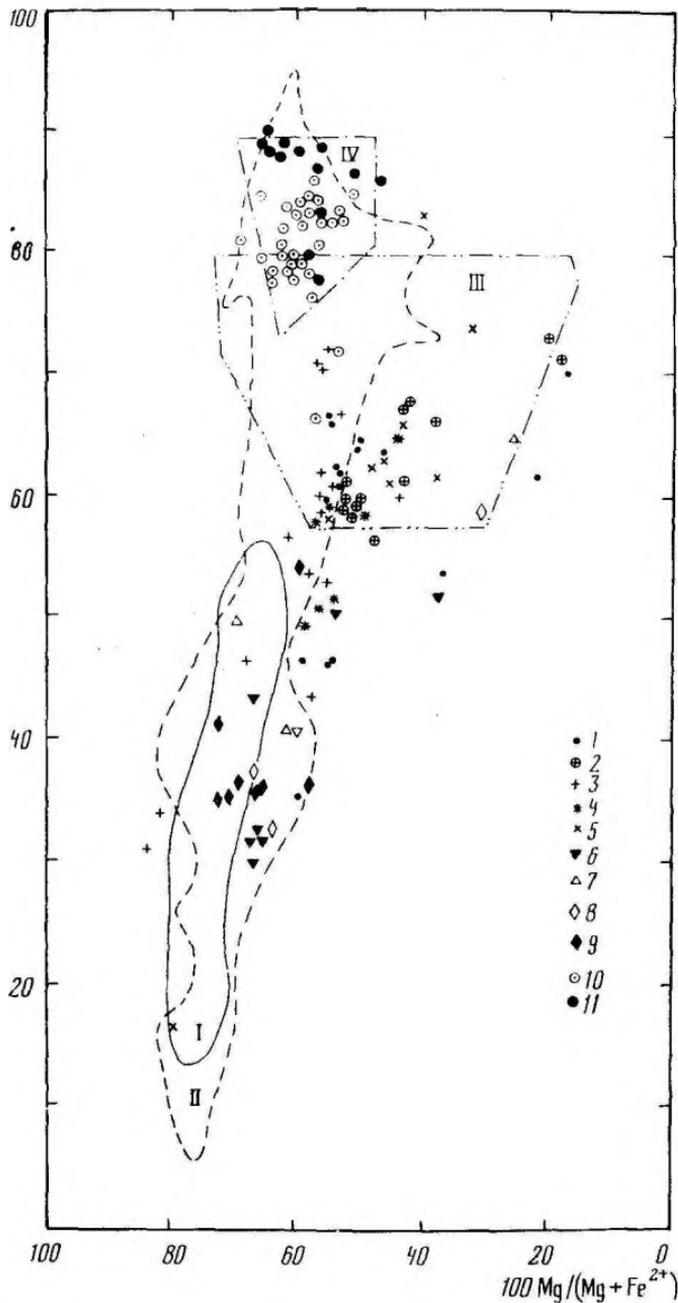


Рис. 30. Состав шпинелей из перидотитов и бонинитов глубоководных желобов и разломных зон Западной Пацифики

1—5 — шпинели перидотитов желобов: 1, 2 — Идзу-Бонинского — апогарцбургитовых серпентинитов (1) и кумулятивных ультрамафитов расслоенных интрузивов (2), 3 — Марианского — апогарцбургитовых серпентинитов и ультраосновных кумулятов [Геология..., 1980; Bloomer, Hawkins, 1983], 4 — Западно-Меланезийского и разломной зоны Муссау, 5 — Яп [Геология..., 1980]; 6—9 — шпинели ультрамафитов разломных зон: 6 — Центрального разлома в Филиппинском море, 7 — Яп [Щека и др., 1986], 8 — Хизен [Лазько и др., 1984], 9 — Кларин [Лазько, 1985]; 10, 11 — шпинели вулканитов бонинитовой серии желобов: 10 — Идзу-Бонинского, 11 — Марианского [Геология..., 1980]. Поля составов шпинелей [Dick, Bullen, 1984]: I — абиссальных перидотитов, II — альпинотипных перидотитов, III — расслоенных интрузивов, IV — бонинитов

Химический состав апогардбургитовых серпентинитов Идзу-Бонинского желоба

Компонент	В7—8/1	В7—12/1	Н4—84/1	Н4—85/17	В7—103/6	В7—104/1	В7—12/33
SiO ₂	40,49	38,34	36,96	38,25	38,06	40,24	38,51
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	Сл.
Al ₂ O ₃	0,73	0,50	0,66	0,64	1,86	0,67	0,59
Fe ₂ O ₃	7,43	5,88	6,53	7,24	6,88	9,22	8,43
FeO	0,84	1,60	2,20	0,92	0,55	0,33	2,31
MnO	0,08	0,22	0,11	0,40	0,28	0,20	0,11
MgO	36,86	39,00	38,14	38,49	37,10	35,05	37,70
CaO	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	Сл.
Na ₂ O	0,09	0,10	0,15	0,20	0,25	0,52	Сл.
K ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,14	0,00	0,05	Сл.
P ₂ O ₅	0,40	0,09	0,15	0,14	0,08	0,09	0,09
П. п. п.	12,25	13,61	15,00	1,17	13,90	12,79	12,11
Cr ₂ O ₃	0,61	0,32	—	—	0,81	0,42	0,38
NiO	0,24	0,20	—	—	0,26	0,01	0,09
Сумма	100,31	99,86	99,90	99,71	100,05	99,66	100,32
f	11,2	9,0	10,6	9,7	9,2	12,1	12,9
Sr	19	9	20	24	13	10	13
Ba	16	16	6	5	22	24	15
Ni	960	930	4000	1500	1300	850	430
Co	100	110	87	64	39	130	87
V	6	23	13	66	176	100	16

пироксеновые (см. табл. 37, обр. В7—5/1, 5/5а, 9/26) и амфибол-клинопироксеновые (обр. В7—8/7) разности. Они состоят из идиоморфных кристаллов основного плагиоклаза (40—60%), клинопироксена (30—50%) и рудного минерала (1—50%), к которым иногда присоединяется небольшое количество (менее 10%) первичной бурой роговой обманки. Троктолиты (см. табл. 37, обр. В7—9/26) — сильно диафторированные породы, сложенные оливином и плагиоклазом. При метаморфических преобразованиях, характерных для габброидов, плагиоклаз замещается альбитом, хлоритом и эпидотом, а клинопироксен и бурая роговая обманка преобразуются в зеленую или голубовато-зеленую роговую обманку, хлорит и эпидот.

На диаграмме *AFM* (см. рис. 29) видно, что составы габброидов расслоенных интрузивов Идзу-Бонинского желоба приурочены в основном к полю верхних габбро и пород дайкового комплекса [Добрецов и др., 1985]. Все эти образования являются низкотитанистыми, высококальциевыми породами, типичными для океанических структур.

Габбро-диабазы и диабазы (см. табл. 37, обр. В7—9/28) по характеру метаморфических изменений и геохимическим особенностям близки к габброидам, т.е. частично, видимо, относятся к комплексу расслоенных интрузивов. С другой стороны, они могут быть полнокристаллическими аналогами толеитовых базальтов, слагая субвулканические тела, дайки и подводящие каналы. Эти породы

Химический состав пород расчлененных интрузивов Идзу-Бонинского желоба

Компонент	В7--9/11	В7--9/19	В7--5/3	В7--5/56	В7--9/3	В7--8/9	В7--9/25
SiO ₂	39,12	38,98	37,77	37,49	46,35	52,42	39,67
TiO ₂	0,03	0,05	0,17	0,17	0,27	0,12	0,12
Al ₂ O ₃	3,07	2,37	5,51	6,03	5,74	0,74	26,31
Fe ₂ O ₃	5,25	6,39	5,90	0,72	3,59	0,00	0,53
FeO	2,71	3,18	3,30	6,89	9,14	9,63	1,97
MnO	0,18	0,22	0,19	0,15	0,22	0,23	0,27
MgO	34,36	34,84	31,74	34,36	23,80	34,50	8,00
CaO	3,14	1,29	4,03	3,92	3,91	0,73	12,77
Na ₂ O	0,02	0,12	0,22	0,08	0,77	0,05	1,47
K ₂ O	0,01	0,02	0,09	0,00	0,09	0,08	0,24
P ₂ O ₅	0,18	0,26	0,20	0,10	0,12	0,20	0,10
П.п.п.	11,42	11,93	10,95	9,69	5,80	1,06	8,35
Cr ₂ O ₃	0,62	0,47	0,50	0,69	0,10	0,40	0,03
NiO	0,16	0,25	0,13	0,19	0,007	0,06	0,016
Сумма	100,27	100,37	100,70	100,48	99,907	100,12	99,846
f	10,8	12,6	15,4	10,9	22,7	13,6	14,5
Rb	—	—	—	—	—	—	—
Sr	16	23	—	—	43	—	—
Ba	16	9	—	—	7	—	—
Zr	—	—	—	—	7	—	—
Ni	570	790	1000	1300	120	120	32
Co	110	120	67	82	68	113	31
Cr	110	690	1100	1600	450	2100	180
V	43	44	17	38	130	33	18

Примечание. Обр. В7--9/11, 9/19 — лерцолит; В7--5/3, 5/56 — плагиоклазосодержащий верлит; В7--9/3 — вебстерит; В7--8/9 — оливиновый ортопироксенит; В7--9/25 — трок-

по минеральному составу сходны с массивными и кумулятивными габброидами, отличаясь структурами и отсутствием ортопироксена. В их составе преобладает основной плагиоклаз (30—50%) и моноклинный пироксен (30—50%), обнаруживающие офитовые, диабазовые и габбро-диабазовые микроструктуры. В виде примеси присутствуют первичная бурая роговая обманка, оливин (до 3—5%), рудный минерал (до 5—7%). Интенсивные вторичные изменения отвечают фации зеленых сланцев.

Разрез офиолитовой ассоциации Идзу-Бонинского желоба завершается комплексом базальтоидов, перекрытых, в свою очередь, органо-генно-детритовыми и слоистыми известняками сантон-кампанского возраста. Комплекс базальтоидов, по-видимому, имеет сложное строение и включает как базальты и долериты толентовой серии, так и более распространенные базальтоиды переходного типа от бонинитовой и известково-щелочной серий.

Толентовые базальты — преимущественно порфиновые породы, в которых порфиновые выделения представлены таблитчатыми кристаллами плагиоклаза Pl₇₈₋₆₅ размером 0,5—1,5 мм и короткопризматическими зернами клинопироксена величиной до 0,8 мм. Изредка встречаются псевдоморфозы смектита по оливину. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, зернами клинопироксена, содержащихся примерно в

В7—9/9	В7—9/10	В7—9/22	В7—5/1	В7—5/5а	В7—8/7	В7—9/26	В7—9/28
45.67	47.06	46.47	49.09	47.39	49.60	44.27	49.32
0.11	0.27	0.29	0.18	0.39	0.30	0.05	0.92
18.79	13.91	17.43	16.10	17.00	14.79	24.53	12.95
2.11	2.01	2.04	3.08	0.18	2.24	0.20	5.82
4.58	5.76	3.48	4.13	5.79	6.76	2.49	7.13
0.11	0.14	0.08	0.09	0.11	0.16	0.05	0.07
11.58	13.21	10.09	10.01	10.10	8.74	7.92	7.30
12.97	12.87	15.03	15.08	14.44	8.49	14.27	11.95
1.18	1.33	1.15	1.66	1.60	3.98	1.53	3.25
0.11	0.12	0.04	0.04	0.08	0.45	0.10	0.10
0.09	0.16	0.18	0.12	0.10	0.21	0.01	0.24
2.66	2.81	3.37	0.70	2.75	3.77	4.11	1.12
0.05	0.03	0.18	0.07	0.07	0.01		0.01
0.1	0.01	0.01	0.01	0.004	0.02	0.005	0.004
99.96	99.69	99.84	100.354	100.02	99.505	99.53	100.224
23.9	24.1	22.8	27.7	24.9	36.0	15.9	48.6
1	—	—	—	—	—	—	1
109	152	149	103		162	155	153
16	14	12	15		84	18	11
—	—	6	—		18	—	37
220	110	180	130	160	51	190	63
79	55	53	52	29	42	38	42
240	210	690	540	630	79	550	51
81	190	140	170	110	190	55	230

толит; В7—9/9, 9/10, 9/22 — габбро-норит; В7—5/1, 5/5а, 8/7 — кумулятивное габбро; В7—9/26 — габбро-анортозит; В7—9/28 — диабаз.

равных количествах, рудного минерала (3—5%) и смектитизированного стекла. Количество последнего обычно не превышает 30% и только в наиболее стекловатых разностях достигает 50—60%. Химический состав и содержание микроэлементов рассматриваемых пород (табл. 38) отвечают толеитам и ферротолеитам срединно-океанических областей, с которыми их сближает повышенное содержание титана и низкие концентрации литофильных элементов. Повышенные содержания натрия, калия и рубидия обусловлены, очевидно, наложенными низкотемпературными процессами.

Долериты толеитового ряда характеризуются устойчивой ассоциацией клинопироксена (35—40%), основного плагиоклаза (40—50%) и рудного минерала. По содержанию порообразующих окислов и микроэлементов долериты соответствуют океаническим толеитам.

Базальты и туфы переходного типа встречаются среди материала, драгированного в Идзу-Бонинском желобе и в других желобах Филиппинской группы — Марианском, Японском и Волканом. Кроме того, они переслаиваются с бонинитами на островах Бонин, где образуют переходы к гиперстенсодержащим и дупироксеновым андезитам [Геология..., 1980]. Базальты переходного типа представляют собой афировые и редкопорфировые пористые породы. Основная масса чаще имеет гиалопилитовую структуру, при которой в буроватом

Химический состав базальтоидов и бонинитов Идзу-Бонинского желоба

Компонент	В7—12/16	В7—12/17	В7—5/10	В7—5/7	В7—103/33	В7—5/14	В7—103/15
SiO ₂	48,85	45,69	48,25	47,81	50,05	52,55	52,76
TiO ₂	1,61	1,71	0,47	0,79	0,28	0,17	0,19
Al ₂ O ₃	14,28	13,71	15,08	14,00	14,69	9,82	11,34
Fe ₂ O ₃	6,24	10,90	3,05	2,00	5,92	2,66	2,16
FeO	4,78	5,04	6,86	11,55	2,29	5,80	5,86
MnO	0,25	0,25	0,20	0,46	0,11	0,16	0,14
MgO	7,66	5,82	10,46	8,44	9,93	15,63	14,92
CaO	8,87	6,32	10,38	10,15	5,00	5,30	7,10
Na ₂ O	3,63	4,49	2,03	1,79	2,39	1,55	1,75
K ₂ O	0,67	0,77	0,21	0,14	2,04	0,76	0,57
P ₂ O ₅	0,31	0,32	0,15	0,40	0,26	0,13	0,07
П.п.п.	2,52	5,14	3,04	2,69	7,03	4,86	3,22
Сумма	99,67	100,16	100,18	100,22	99,99	99,39	100,08
f	43,3	58,9	34,0	46,9	30,1	28,4	23,3
Rb	—	26	18	—	7	9	6
Sr	164	81	183	87	114	88	121
Ba	12	20	17	—	43	25	36
Zr	111	107	14	19	26	14	19
Ni	83	62	170	120	120	300	240
Co	38	28	42	50	34	66	47
Cr	170	110	410	110	340	1000	550
V	250	140	170	23	120	170	200

Примечание. Обр. В7—12/16, 12/17 — толеиты и ферротолеиты; В7—5/10 — доделрит; В7—5/7, 103/33 — базальты, переходные от бонинитовой к известково-щелочной серии; В7—5/14, 103/15 — бониниты.

или зеленоватом стекле, в той или иной степени замещенном смешанослойными силикатами, карбонатом, цеолитами и гидроокислами железа, беспорядочно распределены микролиты и лейсты плагноклаза, клинопироксена, оливина и иногда ортопироксена. Для рассматриваемых пород характерно повышенное содержание SiO₂ и MgO и очень низкие концентрации TiO₂. В них присутствуют пониженные количества литофильных микроэлементов и высокие содержания никеля и хрома (см. табл. 38).

На островном склоне Идзу-Бонинского желоба, а также Волкано и Марианского совместно с базальтоидами толеитовой серии и переходного типа драгированы вулканиты бонинитовой серии. Наиболее представительный материал этих пород поднят на ст. Н4—85, В7—103 и В7—104, где драгированы глыбы, обломки и щебень величиной от первых сантиметров до 20—25 см. Вулканиты бонинитовой серии представлены лавами, но значительно чаще встречаются туфы и кластолавы. Это сильно пористые породы, значительно измененные низкотемпературными процессами. Обломки лав бонинитов в туфах и кластолавах имеют размер от долей сантиметра до 5—10 см и сложены порфиrowыми выделениями оливина, ортопи-

роксена, погруженных в стекловатую основную массу, неравномерно наполненную мельчайшими скелетами и перистыми кристаллами клинопироксена. В небольшом количестве в стекле присутствуют хромистая шпинель, микролиты плагиоклаза и иголки апатита.

Главный минерал вкрапленников бонинитов—бронзит ($f=10\div13\%$) — представлен идиоморфными призматическими кристаллами бледно-зеленого цвета длиной до 0,8—1,0 мм [Тарарин и др., 1987]. Хромистый магнезиальный авгит ($f=12\div14\%$) количественно уступает вкрапленникам ортопироксена и наблюдается в виде таблитчатых кристаллов травяно-зеленого цвета размером до 0,1—0,5 мм. Вкрапленники оливина ($f=9\div12\%$), гораздо более редкие по сравнению с пироксенами, представлены бесцветными идиоморфными кристаллами величиной 0,1—1,0 мм, насыщенными шпинелью и включениями стекла. Эти магнезиальные вкрапленники заключены среди кремнекислого ($\text{SiO}_2=57\div63$ мас.%) вулканического стекла. Ассоциация подобного стекла с высокомагнезиальными фазами вкрапленников неравновесна и обуславливает реакционные соотношения минералов и стекловатого базиса. С этим связано обрастание вкрапленников ортопироксена узкими каемками зонального клинопироксена, по составу отвечающего его скелетным кристаллам основной массы. Возникновение подобных

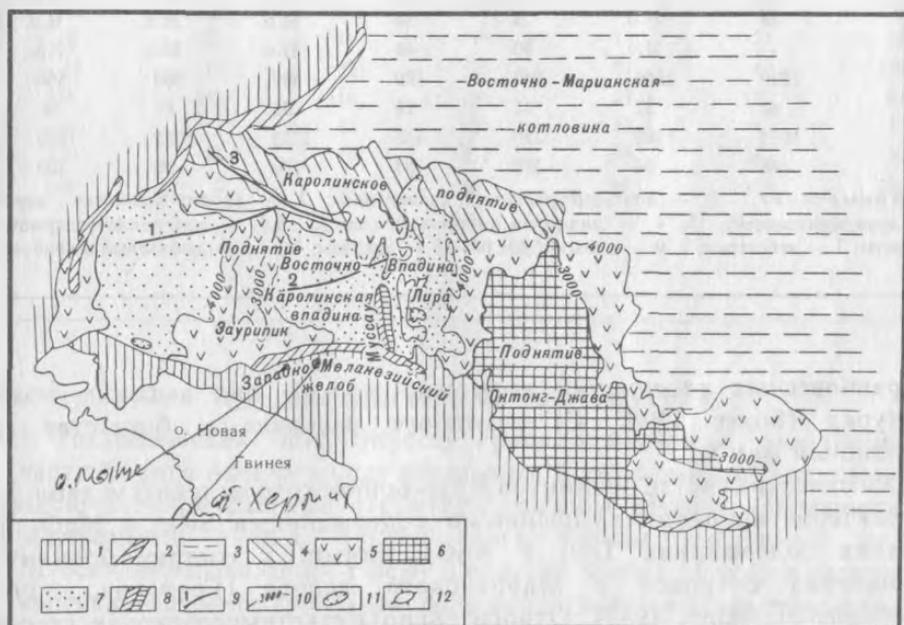


Рис. 31. Схема расположения разломной зоны и подводного хребта Муссау в пределах Каролинской океанической ступени [Пушаровский, Разницын, 1986]

1 — зоны островных дуг; 2 — глубоководные желоба; 3 — абиссальная океаническая плита; 4 — линейная вулканическая зона Каролинских островов; 5—7 — зоны с океанической корой: 5 — увеличенной мощности, 6 — мощной, 7 — нормальной по мощности; 8 — система Муссау (разломная зона и подводный хребет); 9 — крупные разломы (троги), обозначенные цифрами: 1 — Западно-Каролинский, 2 — Килсгаард, 3 — Сорол; 10 — изобаты; 11, 12 — элементы рельефа дна: 11 — впадины, 12 — поднятия

Химический состав апогарибургитовых серпентинитов, метаморфических пород и пород расслоенного комплекса зоны Муссау и Западно-Меланезийского желоба

Компонент	В7—89/1	В7—74/1	В7—83/30	В7—83/32	В7—83/63	В7—83/64	В7—83/65
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37,90	56,99	42,20	48,70	36,90	37,50	49,11
TiO ₂	0,03	0,00	2,22	0,92	0,40	0,57	1,15
Al ₂ O ₃	1,19	1,19	12,88	16,25	4,54	6,31	3,86
Fe ₂ O ₃	6,81	4,11	8,68	6,40	18,74	16,89	1,37
FeO	2,21	1,41	6,79	3,72	1,38	1,46	12,50
MnO	0,14	0,21	0,15	0,14	0,26	0,37	0,29
MgO	35,70	28,95	12,79	8,92	20,03	21,72	22,33
CaO	0,00	0,42	9,65	11,91	5,78	3,21	4,86
Na ₂ O	0,34	0,05	0,75	1,78	0,66	0,77	0,70
K ₂ O	0,08	0,01	0,25	0,00	0,17	0,27	0,27
P ₂ O ₅	0,10	0,05	0,21	0,14	0,24	0,16	0,20
П.п.п.	14,71	5,75	2,70	0,40	9,70	9,70	2,93
Cr ₂ O ₃	0,36	0,25	0,05	0,07	0,64	0,43	0,49
NiO	Н.о.	0,14	0,12	0,10	0,58	0,58	0,05
Сумма	99,57	99,53	99,44	99,45	100,02	99,94	100,11
f	11,6	9,0	39,0	37,3	33,8	30,1	25,6
Sr	9	Н.о.	73	161	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Ba	18	Н.о.	8	30	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Zr	—	Н.о.	90	44	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Ni	1370	2500	240	180	807	900	560
Co	68	52	32	18	98	81	54
Cr	1078	1560	290	630	1773	1055	1850
V	48	34	380	180	170	96	100

Примечание. 1 — апогарибургитовый серпентинит; 2 — хлорит-талльковая порода (по ортопироксениту); 3, 4 — эпидот-амфиболовые сланцы; 5, 6 — плагиоклазсодержащие верлиты; 7 — вебстерит; 8, 9 — метагаббро; 10—13 — диабазы; 14 — аподиабазовый амфиболит.

неравновесных ассоциаций возможно только при высоких температурах (более 1200° С) исходного расплава и богатстве его флюидной фазой.

Химический состав бонинитов Идзу-Бонинского желоба (см. табл. 38), характеризующийся повышенными содержаниями SiO₂ и MgO при низких содержаниях TiO₂ и Al₂O₃, близок к составу бонинитов Бонинских островов и Марианского желоба [Геология..., 1980; Bloomer, Hawkins, 1987]. Относительно низкотемпературная степень вторичного изменения вулканитов бонинитовой серии — смектит, цеолиты — указывает, вероятно, на их кайнотипный характер и возрастную близость к палеогеновым бонинитам Бонинских островов. Высокие концентрации щелочей в бонинитах обусловлены присутствием вторичных калийсодержащих смектитов и цеолитов типа филлипсита.

B7-75/2	B7-83/23	B7-78/1	B7-86/25	B7-78/5	B7-86/8	B7-75/1
8	9	10	11	12	13	14
53,50	48,50	48,90	44,93	49,72	47,20	47,25
0,58	0,37	0,76	0,54	1,06	1,15	1,40
14,74	19,80	18,46	18,88	15,22	16,26	14,74
0,65	3,37	1,48	2,28	2,95	5,97	3,08
4,57	1,89	6,67	5,90	6,43	3,43	9,10
0,13	0,05	0,15	0,28	0,17	0,15	0,21
7,70	7,24	7,66	9,17	8,48	10,31	8,05
13,78	13,98	9,94	10,29	11,37	9,60	8,98
2,73	2,36	2,95	2,47	2,11	2,01	2,43
0,05	0,19	0,13	0,19	0,04	0,15	0,07
0,08	0,06	0,14	0,46	0,16	0,16	0,28
1,00	1,60	2,36	4,27	2,08	3,20	4,41
0,04	0,07	0,04	Н.о.	0,04	0,05	Н.о.
0,005	0,04	0,01	Н.о.	0,01	0,07	Н.о.
99,555	99,52	99,65	99,66	99,84	99,71	100,00
27,2	27,5	36,9	32,7	37,6	32,4	45,3
193	199	144	128	118	131	187
16	27	16	19	13	21	20
12	12	32	25	55	62	129
110	102	110	156	83	177	91
34	17	42	39	47	40	38
320	96	170	212	290	242	130
160	—	140	162	260	159	200

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНА МУССАУ

Тектоническая зона Муссау, расположенная в экваториальной части Тихого океана между впадинами Восточно-Каролинской и Лира, включает контрастные структуры: разлом Муссау, морфологически выраженный в виде узкого трога, иногда именуемый желобом Муссау, примыкающий к нему с востока хребет Муссау и расположенный еще восточнее трог Лира. Зона протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние около 400 км (рис. 31). Далее к северу от 3° с.ш. на продолжении желоба Муссау выявлена зона интенсивных дислокаций морского дна, прослеживающаяся до пересечения с трогом Сорол [Пушаровский, Разницын, 1986; Weissel, Anderson, 1978; Negarty et al., 1983]. В южной части трог Муссау почти под прямым углом приключается к субширотному Западно-Меланезийскому желобу. Перепад глубин в системе трог — подводный хребет

Химический состав аксессуарных шпинелей из ультрамафитов зоны Западно-Меланезийского желоба (ст. В7—89) и зоны Муссау (ст. В7—74)

Компонент	В7—89/1	В7—89/4			В7—89/6	В7—74/1	
		1	2	3		1	2
TiO ₂	0,00	0,05	0,01	0,05	0,05	0,44	0,19
Al ₂ O ₃	22,34	27,71	28,84	27,32	22,39	21,56	17,26
Cr ₂ O ₃	47,06	43,20	41,76	43,12	46,42	45,32	47,69
Fe ₂ O ₃	0,40	0,03	0,20	0,69	1,52	3,22	4,94
FeO	19,88	18,18	16,36	17,69	16,59	17,32	21,03
MnO	0,34	0,32	0,32	0,36	0,28	0,32	0,42
MgO	10,68	12,08	12,91	12,33	12,12	11,90	8,88
NiO	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,08	0,06
Сумма	100,75	101,61	100,44	101,60	99,41	100,16	100,48
100 Cr/(Cr+Al)	58,5	51,1	49,3	51,4	58,2	58,5	64,9
100Mg/(Mg+Fe ²⁺)	48,9	54,3	58,4	55,4	56,5	55,0	43,0

Примечание. В7—89/1, 89/4, 89/6 — апогарбургитовые серпентиниты; В7—74/1 — хлорит-тальковая порода (по ортопироксениту).

достигает 5500 м, а его гребень располагается на 1400 м ниже уровня океана.

В зону Муссау ранее проводившиеся исследования носили попутный характер и только в 1985 г. в 9-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" был получен представительный каменный материал, включающий толеитовые базальты, долериты, габбро, троктолиты и отвечающий почти полному набору пород океанической коры. Комплекс коренных пород этой ассоциации, по-видимому, характеризует состав океанической коры раннемелового возраста, распространение которой установлено восточнее на поднятии Онтонг-Джава [Пушаровский, Разницин, 1986].

В 1986 г. в 7-м рейсе НИС "Академик Александр Виноградов" были проведены полигонные геолого-геофизические исследования зоны Муссау [Геологическое..., 1987б; Васильев и др., 1987; Коновалов и др., 1987] на профилях в северной, центральной и южной частях трога и хребта Муссау и на островном склоне Западно-Меланезийского желоба. Проведенные работы показали, что в фундаменте обеих зон четко устанавливаются образования офиолитового комплекса. Сложное блоковое строение региона, наличие крупных вертикальных и горизонтальных перемещений отдельных блоков подводного хребта обуславливают широкое развитие явлений катаклаза, милонитизации и бластеза пород офиолитового комплекса. Другой специфической особенностью региона является присутствие среди драгированного материала значительного количества окатанного (галечного) материала, свидетельствующего, что в прошлом, вероятно, вплоть до среднего олигоцена [Пушаровский, Разницин, 1986], отдельные части подводного хребта располагались выше уровня океана.

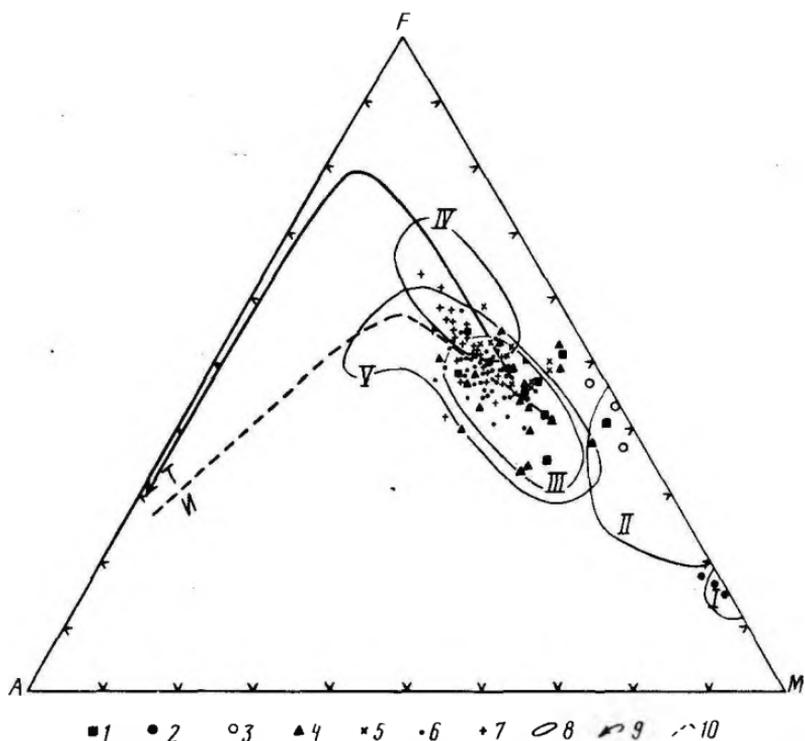


Рис. 32. Диаграмма *AFM* для пород офиолитового комплекса разломной зоны Муссау
 1 — метаморфические породы; 2 — апогарцбургитовые серпентиниты (Западно-Меланезийский желоб); 3, 4 — расслоенный комплекс: 3 — ультраосновные и основные кумуляты, 4 — метагаббро, диабазы; 5 — metabазальты; 6, 7 — смектитизированные базальты: 6 — титанистые толетовой серии, 7 — низкотитанистые переходного типа от толетовой к бонинитовой серии. Остальные обозначения см. на рис. 29

Офиолитовая ассоциация изученного региона включает следующие комплексы: 1) апогарцбургитовых серпентинитов, 2) метаморфических пород, 3) расслоенных образований — верлитов, пироксенитов, троктолитов, габбро-норитов, метаморфизованных габбро, диабазов и аподиабазовых амфиболитов, 4) зеленокаменно измененных толетовых базальтов, долеритов, туфов базальтов.

Апогарцбургитовые серпентиниты, составляющие, по-видимому, основание разреза офиолитового комплекса желобов Муссау и Западно-Меланезийского, драгированы только на ст. В7—74 и В7—69 в виде единичных мелких (до 8—10 см) округлых и реже уплощенных обломков. Породы сложены петельчатым серпентином со струйчатыми выделениями магнетита, среди которых отмечаются крупные (до 3—5 мм) призматические кристаллы бастита по ортопироксену (до 10—15%). Иногда в центре петель серпентина отмечается карбонат, что определяет повышенное количество кальция в составе ряда образцов серпентинитов (табл. 39). Реликтов первичных минералов, кроме шпинели (табл. 40), в серпентинитах не сохраняется. Из табл. 40 и рис. 30 видно, что шпинелиды серпентинитов зоны Муссау и Западно-Меланезийского желоба на диаграмме хромистость—

Химический состав метаморфизованных и слабозмененных базальтоидов зоны Муссау

Компонент	В7-75/6	В7-78/18	В7-86/1	В7-69/24	В7-79/12	В-86/17	В7-69/41
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,05	49,32	47,99	49,11	49,34	48,50	48,34
TiO ₂	1,90	1,20	1,45	1,64	1,51	1,36	0,91
Al ₂ O ₃	14,86	14,76	15,35	14,76	14,50	14,50	19,52
Fe ₂ O ₃	3,44	3,16	6,15	5,57	6,74	3,25	5,74
FeO	8,21	7,93	3,74	5,34	3,98	7,52	3,93
MnO	0,21	0,17	0,22	0,17	0,15	0,18	0,12
MgO	10,68	8,59	8,48	7,01	6,08	8,77	4,58
CaO	5,43	10,41	10,54	10,51	10,69	11,17	9,79
Na ₂ O	3,29	2,68	1,98	2,94	3,17	2,17	2,64
K ₂ O	0,04	0,04	0,13	0,38	0,63	0,00	0,65
P ₂ O ₅	0,34	0,18	0,14	0,22	0,32	0,20	0,15
П.п.п.	4,33	1,32	3,32	2,18	2,77	2,03	3,35
Сумма	99,78	99,76	99,49	99,83	99,88	99,65	99,72
f	37,3	41,3	38,0	45,4	48,1	40,1	52,5
Sr	133	151	94	182	220	165	134
Ba	19	13	10	20	15	20	5
Zr	132	65	47	95	97	57	25
Ni	69	79	107	79	56	85	302
Co	32	16	37	46	36	45	42
Cr	100	220	343	140	49	260	777
V	250	220	168	230	231	227	207
Cu	100	91	112	100	94	115	118

Примечание. 1-3 — метабазальты; 4-6 — смектитизированные титанистые базальты (4, 5) и долериты (6); 7-14 — смектитизированные низкотитанистые базальты (7-11), гиалокластиты (12) и долериты (13,14).

магнезиальность располагаются в поле альпинотипных перидотитов [Dick, Bullen, 1984], как и хромистые шпинели Идзу-Бонинского и Марианского желобов.

Метаморфические породы (амфиболовые сланцы и эпидотовые амфиболиты) драгированы в основном на ст. В7-83, 84 в южной части зоны Муссау. Они подняты в виде угловатых и изометричных обломков размером от долей сантиметра до 20-25 см совместно с метаморфизованными в зеленосланцевой фации габброидами, диабазами и толеитовыми базальтами. В метаморфических породах можно выделить реликтовые фазы исходных базитовых пород и новообразованные, возникшие при метаморфизме, сопровождавшемся интенсивным катаклизмом и милонитизацией. К реликтам исходных пород принадлежат лабрадор-битовнит, ильменит и, возможно, буроватая паргаситовая роговая обманка, а новообразования представле-

B7-72/8	B7-73/40	B7-73/2	B7-77/18	B7-73/47	B7-73/48	B7-73/53
8	9	10	11	12	13	14
47,49	46,02	47,95	48,39	47,16	45,46	47,64
0,73	0,99	1,05	0,99	0,79	0,68	0,73
18,14	16,21	17,66	16,77	15,54	16,93	19,66
5,87	6,01	5,95	4,13	3,14	6,15	3,66
5,27	7,85	3,93	6,27	7,36	7,71	4,06
0,15	0,15	0,17	0,17	0,17	0,20	0,14
5,85	9,02	5,59	6,01	8,44	7,32	7,29
10,58	8,92	12,06	12,04	9,46	10,19	11,74
2,64	2,05	2,57	2,50	2,53	2,48	2,40
0,26	0,45	0,36	0,30	0,53	0,31	0,28
0,11	0,15	0,19	0,40	0,17	0,16	0,15
3,02	2,21	2,32	2,08	4,45	2,65	2,07
100,11	100,03	99,80	99,99	99,74	100,24	99,82
50,3	45,2	48,1	48,3	40,2	50,4	36,2
131	144	179	202	153	101	121
5	20	—	18	5	30	7
13	41	34	62	10	21	15
242	220	136	79	244	270	180
46	43	43	46	54	90	50
452	420	628	450	327	350	321
206	190	217	200	130	140	124
159	130	109	130	103	180	115

ны актинолитом и актинолитовой роговой обманкой, более кислым плагиоклазом (андезитом), эпидотом, хлоритом, сфеном, реже пренитом и цеолитами. Обрастание актинолита более глиноземистой роговой обманкой свидетельствует о прогрессивной направленности метаморфических процессов. В связи с неравновесностью и незавершенностью процессов метаморфического преобразования исходных пород оценить параметры метаморфизма затруднительно. Принимая за равновесную ассоциацию парагенезис андезина и актинолитовой роговой обманки, можно приближенно оценить температуру метаморфизма в 520—570° С, а давление — в 2—3 кбар. Химический состав метаморфических пород зоны Муссау приведен в табл. 39 и отображен на диаграмме *AFM* (рис. 32). Из них видно, что по содержанию петрогенных компонентов и элементов-примесей рассматриваемые породы близки к производным

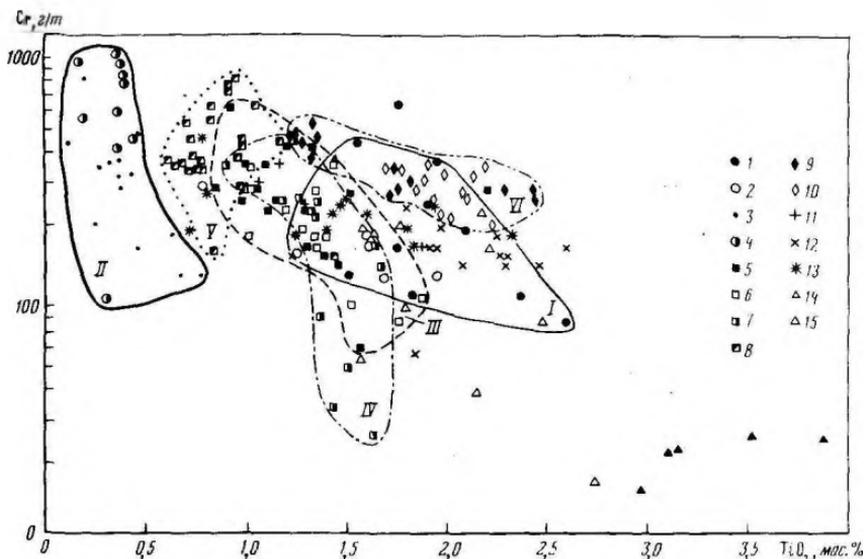


Рис. 33. Диаграмма Cr—TiO₂ для базальтоидов офиолитовых ассоциаций глубоководных желобов, базальтоидов дифференцированных комплексов краевых валов, преддуговых гайотов и погруженных гор

Идзу-Бонинский желоб: 1, 2 — офиолитовый комплекс: метаморфические породы (1), толеитовые базальты и долериты (2); 3, 4 — бониниты (4) и базальты переходного типа от бонинитовой к известково-щелочной серии (3). Разломная зона Муссау: 5, 6 — офиолитовый комплекс: метаморфические породы, диабазы и аподиабазовые амфиболиты (5), metabазальты (6); 7, 8 — смектитизированные титанистые (7) и низкотитанистые (8) базальты. Преддуговые гайоты и погруженные горы: 9, 10 — плато Огасавара: толеиты и ферротолеиты (9), субщелочные базальты (10); 11, 12 — банка Рамапо и субширотный подводный хребет: примитивные толеиты (11), субщелочные базальты (12); 13 — толеиты, долериты и габброиды океанического склона Курило-Камчатского желоба [Васильев и др., 1986]. Красные валы: 14 — ферробазальты Идзу-Бонинского желоба (ст. В7—108), 15 — базальты желоба Волкано. Поля составов: I — метаморфических пород, толеитов и долеритов офиолитового комплекса Идзу-Бонинского желоба, II — бонинитов и базальтов переходного типа Идзу-Бонинского желоба, III — метаморфических пород, диабазов и аподиабазовых амфиболитов зоны Муссау, IV, V — смектитизированных титанистых (IV) и низкотитанистых (V) базальтов зоны Муссау, VI — базальтов преддугового гайота Огасавара

примитивных толеитовых базальтоидов срединно-океанических хребтов. Они идентичны также по составу с габброидами и диабазами этого желоба и, вероятно, образовались при метаморфизме нижних частей этих комплексов.

К комплексу расслоенных интрузивов отнесены плагиоклазсодержащие перидотиты и габброиды с явно выраженными кумулятивными структурами, наиболее полно представленные в офиолитовой ассоциации зоны Муссау. В составе комплекса выделены кумулятивные образования — плагиоклазсодержащие верлиты, пироксениты и меланократовые троктолиты, составляющие, вероятно, нижнюю его часть, и магматические породы интрузивных тел, субвулканических интрузий и параллельных даек, формирующих его верхнюю часть, которая включает оливиновые габбро-нориты и оливин-клинопироксеновые метагабброиды, бластокатаклазиты и бластомилониты габброидов,

диабазы и их порфиновые разности, а также аподиабазовые эпидотовые амфиболиты. Плагноклазсодержащие верлиты, вебстериты, ортопироксениты и троктолиты драгированы только в основании зоны Муссау в его крайнем южном пересечении. В северном пересечении желоба (примерно по 2° с.ш.) совместно с троктолитами обнаружены меланократовые кумулятивные габбро-нориты [Сорохтин и др., 1985; Пущаровский, Разницин, 1986]. Кумулятивные ультрамафиты и мафиты подняты в виде обломков размером до 2—4 см. В составе плагноклазсодержащих верлитов (см. табл. 39, обр. В7—83/63, 64) преобладают псевдоморфозы серпентина и гидроокислов железа по оливину (до 80%). Плагноклаз и клинопироксен — посткумуляусные фазы: плагноклаз нацело замещен хлоритом и гидрогроссуляром, а клинопироксен — хлоритом и тремолитом. В оливине и клинопироксене обильны включения черной железистой шпинели. Вебстериты (обр. В7—83/65) сложены крупными (до 4—5 мм) кристаллами клинопироксена, замещаемого буровато-зеленой роговой обманкой и хлоритом, и меньшими по величине (0,5—4,0 мм) зернами ортопироксена, преобразуемого вначале в буроватую сильно двупреломляющую роговую обманку, а затем в сине-зеленый амфибол. В небольших количествах в вебстеритах присутствуют плагноклаз и флогопит.

Среди габброидов различаются меланократовые и более распространенные мезократовые разности. Преобладают плагноклаз-клинопироксеновые парагенезисы габброидов. Реже встречаются амфибол-клинопироксен-плагноклазовые и оливин-клинопироксен-плагноклазовые разности пород.

Диабазы и аподиабазовые амфиболиты очень широко развиты в комплексе расслоенных интрузивов, слагая субвертикальные тела, дайки и подводные каналы для лав и вышележащих толеитовых базальтоидов. В виде угловатых глыб, обломков и щебня эти породы в большом количестве драгированы на ст. В7—73, 75, 78, 83, 84 и 86. Максимальный размер обломков достигает величины 35×30×20 см. Глыбы и обломки разбиты многочисленными трещинами на отдельные фрагменты; по этим трещинам отмечается интенсивный зеленокаменный диафторез. Многие образцы катаклазированы и иногда брекчированы. Среди диабазов широко развиты клинопироксеновые и оливин-клинопироксеновые разности, в составе которых преобладает лабрадор, клинопироксен, псевдоморфозы хлорита по оливину (до 10%). Аксессуары представлены рудными минералами, замещаемыми сфеном и буроватой шпинелью. Химический и микроэлементный состав диабазов (см. табл. 39) аналогичен составу производных толеитовых расплавов срединно-океанических хребтов.

Разрез офиолитовой ассоциации зоны Муссау завершается комплексом зеленокаменно измененных базальтов и их туфов, обладающих геохимическими чертами толеитов срединно-океанических хребтов (табл. 41). Эти породы драгированы на тех же станциях, что и описанные выше породы расслоенного комплекса. Среди metabазальтов выделяются афировые и порфиновые разности, причем последние количественно преобладают. Как и диабазы, они характеризуются

Химический состав аксессуарных шпинелей смектитизированных базальтоидов
разломной зоны Муссау

Компонент	В7—69/41			В7—69/9		
	1 ц.	1 кр.	2 ц.	2 кр.	3 ц.	3 кр.
TiO ₂	0,35	0,39	0,39	0,37	0,61	0,71
Al ₂ O ₃	37,76	41,11	39,01	40,08	25,02	24,03
Cr ₂ O ₃	26,25	24,60	24,05	25,31	37,93	37,21
Fe ₂ O ₃	4,57	4,80	4,93	4,02	6,90	7,00
FeO	13,31	13,01	12,77	13,75	15,67	18,29
MnO	0,18	0,18	0,10	0,11	0,26	0,30
MgO	15,83	16,98	16,22	16,17	13,37	11,42
Сумма	98,25	101,07	97,47	99,81	99,76	98,96
100Cr/(Cr+Al)	31,8	28,6	29,3	29,8	50,5	51,0
100Mg/(Mg+Fe ²⁺)	68,0	69,9	69,4	67,7	60,3	52,6
100Fe ³⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	23,6	24,9	25,5	20,7	28,3	25,7

Примечание. Обр. В7—69/41 — афировый стекловатый базальт; В7—69/9 — порфиновый оливин-клинопироксен-плагиоклазовый стекловатый базальт; В7—73/1 — плагиофировый базальт; В7—69/45 — афировый оливин-клинопироксен-плагиоклазовый базальт; В7—73/48, 73/57 — оливин-клинопироксен-плагиоклазовый долерит.

клинопироксен-плагиоклазовыми и оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми ассоциациями вкрапленников и повсеместно зеленокаменно изменены. В них развиты хлорит, альбит, кварц, эпидот, кальцит, цеолиты, пренит, иногда калиевый полевоый шпат. Кроме того, в metabазальтах иногда обнаруживаются изменения, обусловленные гидротермальными процессами. Так, в крупных глыбах афировых metabазальтов (обр. В7—86/1, 86/22) наблюдаются маломощные (5—8 мм) прожилки хлорит-кварцевого состава, ориентированные в различных направлениях, в которых отмечаются магнетит-гематит-пиритовая минерализация колчеданного типа. Вокруг прожилков обнаруживается ореол метасоматических изменений шириной до 2—4 см.

На большинстве станций зоны Муссау было драгировано большое количество базальтов и долеритов, метаморфизованных лишь в смектитовой фации. Среди этих пород можно выделить два комплекса. Первый комплекс включает порфировые и афировые базальты и долериты с нормальным для океанических базальтов содержанием титана ("титанистые"), имеющие оливин-клинопироксен-плагиоклазовый парагенезис минералов и характеризующиеся хорошей кристалличностью (небольшим количеством вулканического стекла), повышенным содержанием рудных минералов. Рудный минерал (титаномагнетит) этих пород представлен шестоватыми и игольчатыми кристаллами, приуроченными к глобулярным обособлениям вулканического

B7—73/1		B7—69/45		B7—73/48		B7—73/57	
4 ц.	4 кр.	5 ц.	5 кр.	6 ц.	6 кр.	7 ц.	7 кр.
0,30	0,26	0,48	1,84	0,33	0,36	1,70	2,43
31,44	39,34	30,70	17,65	38,69	40,65	16,21	13,54
34,92	26,10	33,96	33,79	22,21	19,84	32,41	31,43
4,39	4,00	4,72	11,95	6,78	7,79	15,89	18,93
13,93	12,91	13,83	23,13	17,19	17,36	28,53	29,18
0,26	0,28	0,23	0,99	0,23	0,28	0,42	0,42
15,14	16,35	14,93	7,27	13,45	13,76	4,49	4,30
100,38	99,24	98,85	96,62	98,88	100,04	99,65	100,23
42,7	30,8	42,6	56,2	27,8	24,7	57,3	60,0
66,0	69,3	65,8	35,9	58,2	58,6	22,0	20,9
22,4	21,7	23,2	31,6	26,2	28,9	33,4	36,9

1 ц., 1 кр. и т.д. — номер анализа, ц. — центр, кр. — край зерна.

Анализы выполнены В.М. Чубаровым и Г.П. Пономаревым на микронзонде "Сомебах" в Институте вулканологии ДВО АН СССР.

стекла, или сноповидным агрегатом клинопироксена. Геохимически рассматриваемые базальтоиды отличаются наряду с нормальной титанистостью, нормальной глиноземистостью ($Al_2O_3 = 14 \div 16$ мас. %), сравнительно повышенными содержаниями циркония и сравнительно невысокими концентрациями хрома и никеля, низкими содержаниями бария (см. табл. 41). Эти геохимические особенности сближают описываемый комплекс базальтоидов зоны Муссау с комплексом metabазальтов и диабазов офиолитового фундамента. Вероятно, они составляют единую толщу пород, претерпевших различный метаморфизм: зеленосланцевый — в нижних частях и смектитизацию — в верхних. На диаграмме $Cr-TiO_2$ (рис. 33) видно, что поля метавулканитов офиолитового комплекса и титанистых базальтоидов в значительной мере перекрываются.

Второй комплекс, перекрывающий, по-видимому, образования офиолитового фундамента зоны Муссау, включает низкотитанистые высокоглиноземистые базальты и долериты (табл. 42). Базальты этого комплекса — афировые и редкопорфировые оливин-клинопироксен-плагноклазовые стекловатые породы, имеющие сферолитовое, метельчатое и сноповидное строение основной массы. Специфической особенностью базальтов и долеритов является постоянное присутствие в их составе аксессуарной бурой и красно-бурой шпинели, образующей идиоморфные и изометричные кристаллы размером от тысячных долей миллиметра до 0,1—0,3 мм. Типичным представителем

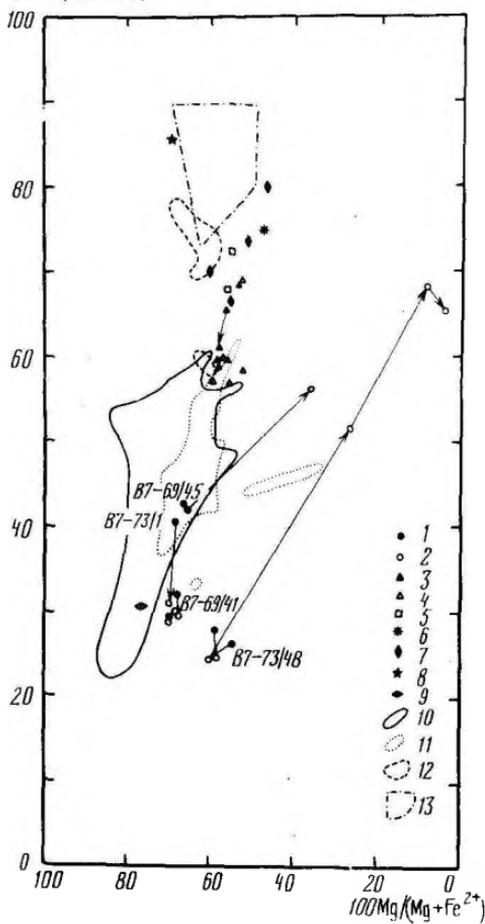
$100 Cr/(Cr+Al)$ 

Рис. 34. Состав шпинелей из смектитизированных низкотитанистых базальтов и долеритов разломной зоны Муссау, базальтоидов океанических областей и островных дуг

Шпинели вулканических пород: 1, 2 — смектитизированных низкотитанистых базальтов разломной зоны Муссау (1 — центр, 2 — край кристалла; стрелками показано изменение состава шпинели от центра к краю), 3, 4 — базальтов впадины Науру [Токуяма, Ватиза, 1981; Шчека, 1981], 5 — базальтов плато Манихики [Clague, 1976], 6 — энстатитовых андезитов Японии [Tatsumi, Ishizaka, 1981], 7 — оливиновых и пикритовых базальтов Алеутских островов [Dick, Bullen, 1984], 8 — дацитов желоба Тонга [Врюан, 1980], 9 — толеитовых базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия [Ватиза et al., 1982]. Поля составов шпинелей [Dick, Bullen, 1984]: 10 — абиссальных толеитов, 11 — базальтов задуговых бассейнов, 12 — базальтов Троодос, 13 — бонинитов

стекловатых базальтов является обр. В7—69/41, из которого проанализирована акцессорная шпинель (см. табл. 42). Кроме того, в группу низкотитанистых базальтоидов входят менее распространенные лейкократовые порфиоровые и афировые плагиобазальты с оливин-клинопироксен-плагиоклазовой ассоциацией минералов.

Наиболее ранние шпинели низкотитанистых базальтов, обладающие высокой хромистостью, приурочены к вкрапленникам оливина и плагиоклаза и являются, вероятно, интрателлурическими. Краевые зоны кристаллов этой шпинели имеют более высокое содержание глинозема, что обуславливает сдвиг фигуративных точек состава на диаграмме (рис. 34) в область менее хромистых шпинелей. Иногда в краевых частях зерен шпинели резко падает содержание глинозема и магния и возрастает концентрация железа (см. табл. 42, обр. В7—69/45; см. рис. 34). Более поздние шпинели, отвечающие, видимо, температуре ликвидуса базальтоидов, развиты в основной массе пород и характеризуются повышенной железистостью по сравнению с типичными абиссальными базальтами (см. табл. 42, обр. В7—69/41, 73/48; см. рис. 34).

Сравнение изученных акцессорных шпинелей зоны Муссау со шпинелидами абиссальных базальтов [Dick, Bullen, 1984] показывает, что наиболее ранние выделения шпинели изученного региона идентичны составу шпинелей толеитов срединно-океанических хребтов, а шпинели, кристаллизующиеся на ликвидусе, относятся к более железистым, хотя и обладают довольно высокой глиноземистостью, свидетельствуя об условиях низкого давления при их кристаллизации. На это указывают также и оторочки пижонита, развитые иногда вокруг кристаллов клинопироксена.

Низкотитанистые ($\text{TiO}_2 < 1$ мас. %) базальтоиды разломной зоны Муссау отличаются повышенной глиноземистостью ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16\text{—}20$ мас. %), низкими концентрациями бария и циркония и резко повышенными концентрациями хрома и никеля (см. табл. 41, рис. 33). Эти черты позволяют выделить рассматриваемые породы в особый, неизвестный ранее тип толеитовых базальтов, переходных от толеитов срединно-океанических хребтов к бонинитам и островодужным толеитам.

*Иде Р. Г.
Бокшир*

Глава 6

КОМПЛЕКСЫ ТОЛЕИТОВЫХ И СУБЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ПРЕДДУГОВЫХ ГАЙОТОВ И ПОГРУЖЕННЫХ ГОР

Комплексы толеитовых и субщелочных базальтов, аналогичных ассоциациям, пройденным скважинами глубоководного бурения на гайотах Императорских гор [Initial..., 1980], распространены на гайотах, которые с океанской стороны примыкают к глубоководным желобам — Идзу-Бонинскому, Волкано, Марианскому. Наиболее детально изучены гайоты, расположенные в районе смыкания желобов Идзу-Бонинского и Волкано, — подводное плато Огасавара [Геологическое..., 1987а] и банка Рамапо [Геологическое..., 1986а]. Плато Огасавара своей западной частью непосредственно примыкает к перемычке, разделяющей окончание желобов Идзу-Бонинского и Волкано; банка Рамапо располагается в нескольких милях к северу от восточной окраины плато Огасавара (см. рис. 28).

ПЛАТО ОГАСАВАРА

Плато Огасавара состоит из двух гайотов — центрального и восточного, расположенных на общем цоколе. Общая длина плато (с запада на восток) около 350 км, максимальная ширина (по долготе 144°) 230 км. Подошва его отбивается по изобате 4500—5000 м.

Фундамент плато Огасавара изучен драгированием на семи станциях. Наиболее детально охарактеризована его глубоководная часть (шесть станций), опробованная по северному (ст. В7—18, 20, 26) и южному (ст. В7—50, 51, 24) склонам восточного гайота, а также в каньоне на южном склоне цоколя плато Огасавара между восточным и центральным гайотами (ст. В7—44, 45). Верхняя часть вулканогенного

фундамента охарактеризована ст. В7—36, расположенной на южном склоне центрального гайота. Для всех перечисленных станций, охватывающих значительный интервал глубин (4700—1440 м), характерны подушечные лавы базальтов со стекловатыми корками, причем только на одной, самой верхней, станции В7—36 закалочные корки окрашены в серые тона, тогда как на всех других станциях они имеют бурую окраску.

Детальные исследования каменного материала, поднятого драгами, показали, что вулканогенный комплекс плато Огасавара существенно отличается от комплексов других подводных структур северо-западной части Тихого океана. Главная отличительная особенность фундамента плато Огасавара — широкое распространение толеитов гавайского типа. Однако в отличие от Императорских гор, где толеиты гавайского типа резко преобладают, в фундаменте плато Огасавара наряду с толеитами гавайского типа в такой же степени распространены толеиты внутриплитного примитивного типа. С каждым из типов толеитов ассоциируются свойственные им субщелочные базальты. При этом явной закономерности в пространственном распределении названных типов базальтов не намечается. Так, в основании цоколя плато развиты как толеиты гавайского типа (ст. В7—44, 50), так и примитивные толеиты (ст. В7—18); в средней и верхней частях фундамента преобладают примитивные толеиты и связанные с ними субщелочные базальты (ст. В7—20, 24, 26, 36, 51), но встречаются и субщелочные базальты гавайского типа (ст. В7—45).

Толеиты гавайского типа представлены в драгах ст. В7—44, 50 крупными глыбами (до 35×20×15 см) и обломками различных размеров часто клиновидной формы, образовавшимися при дезинтеграции шаровых и подушечных форм. Породы мелкозернистые и стекловатые темного зеленовато-серого цвета, иногда с бурыми корками на шаровых поверхностях, с умеренным или небольшим количеством вкрапленников и пор. Наряду с типичными базальтами широко представлены долеритобазальты, слагающие, вероятно, дайковые тела. Среди базальтов преобладают плагиоклазовые разности, реже встречаются породы, в которых наряду с плагиоклазом наблюдаются фенокристы клинопироксена. Субщелочные базальты гавайского типа, встреченные в драгах ст. В7—44, 50 вместе с толеитами и в драге ст. В7—45 без них, отличаются от толеитов отсутствием долеритовой структуры и более разнообразным парагенезисом вкрапленников. Кроме плагиоклазовых разностей здесь выделяются оливинные, оливин-плагиоклазовые, клинопироксен-оливин-плагиоклазовые.

Толеиты примитивного типа и связанные с ними субщелочные базальты внешне ничем не отличаются от описанных толеитов гавайского типа и подушечных лав субщелочных базальтов, широко распространенных в различных районах северо-западной части Тихого океана. Толеитовые базальты примитивного типа большей частью представлены меланократовыми оливинными (ст. В7—18, 24, 36), реже оливин-клинопироксеновыми (ст. В7—51) разностями, хотя на ст. В7—26 подняты плагиопорфиновые лейкократовые толеиты.

Очень интересное строение имеют шаровые лавы ст. В7—36. Обычно

развиваются три зоны: 1) внешняя зона до 5 см темно-серого стекловатого базальта с редкими вкрапленниками оливина; 2) промежуточная зона (5—10 см) темно-серого стекловатого оливинного базальта с крупными (до 5—7 мм) неправильной формы порами, концентрирующимися у границы с внутренней зоной; 3) внутренняя зона (3—7 см) хорошо раскристаллизованного массивного оливинпорфирового базальта. Базальты внешней и промежуточной зоны имеют витрофиристо-микролитовую местами витрофиристовую и гиалопилитовую структуру основной массы. Она состоит из бурого слабо просвечивающего стекла метельчатого и сферолитового строения с точечными и скелетными кристаллами рудных минералов, а также зародышами игольчатых кристаллов плагиоклаза и клинопироксена, формирующих метельчатые и перистые агрегаты. Внутренняя зона характеризуется гиалопилитовой или интерсертальной структурой от основной массы, которая сложена сферолитовыми, метельчатыми и радиально-лучистыми агрегатами тонких лейст лабрадора (около 20—30%), псевдоморфоз бурого смектита по оливины и мелких призмочек клинопироксена (около 15%), скелетных кристаллов и решетчатых выделений рудных минералов (3—5%), распределенных в буром смектитизированном стекле (до 50%). Вкрапленники оливина повсюду представлены полными псевдоморфозами бурого смектита и окислов железа ромбовидной, таблитчатой, скелетной формы размером до 1,5 мм, во внутренней зоне часто образующими гломеропорфировые сростки. Макро- и микропоры в породе по стенкам обрастают каемками смектита, иногда кристалликами кальцита (крупные поры промежуточной зоны).

Для субщелочных базальтов, ассоциирующихся с примитивными толеитами, характерны те же разности, что и у субщелочных базальтов гавайского типа, — плагиоклазовые, оливин-плагиоклазовые, клинопироксен-оливин-плагиоклазовые.

Анализы базальтов плато Огасавара (табл. 43) показывают следующие различия описанных групп толеитовых и субщелочных базальтов (проанализированные образцы расположены в последовательности уменьшения глубин станций):

1) толеиты гавайского типа характеризуются повышенным содержанием титана, нормальной глиноземистостью и умеренной железистостью, тогда как примитивные толеиты принадлежат большей частью к типу ферробазальтов с умеренным содержанием титана и повышенной глиноземистостью;

2) среди ферротолеитов выделяются разности с повышенным содержанием титана, которым свойственно наиболее высокое содержание железа (ан. 9—10);

3) субщелочные базальты, ассоциирующие с ферротолеитами, отличаются от субщелочных базальтов, ассоциирующихся с толеитами гавайского типа, более высоким содержанием железа и относятся к типу субщелочных ферробазальтов;

4) по содержанию показательных микроэлементов (Sr, Ba, Ni, Cr) толеитовые и субщелочные базальты рассматриваемых двух групп сходны и относятся к океанической толеитовой ассоциации, от-

Химический состав толеитовых и субщелочных базальтов плато Огасавара

Компонент	В7—50/12	В7—44/42	В7—50/1	В7—45/4	В7—45/22	В7—18/18	В7—24/22
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	44,15	46,36	44,14	47,82	45,90	45,57	44,33
TiO ₂	1,83	1,87	2,03	2,00	2,21	1,33	1,25
Al ₂ O ₃	15,89	15,45	15,31	15,46	15,80	17,30	15,80
Fe ₂ O ₃	8,10	8,92	9,88	7,10	9,44	9,89	11,18
FeO	2,76	1,71	2,64	2,74	2,47	2,47	3,26
MnO	0,14	0,12	0,18	0,16	0,10	0,15	0,15
MgO	5,56	8,58	7,71	4,80	2,79	5,87	6,98
CaO	13,09	9,74	8,45	10,25	9,94	9,01	8,85
Na ₂ O	2,91	2,73	3,47	2,86	4,87	2,52	2,01
K ₂ O	0,87	0,73	1,24	1,41	2,07	1,13	0,98
P ₂ O ₅	0,32	0,25	0,33	0,56	1,07	0,42	0,20
H ₂ O*	3,93	3,25	4,37	4,38	3,70	4,31	5,23
F	0,03	0,05	0,08	0,08	0,17	0,04	0,04
Сумма	99,57	99,74	99,80	99,59	100,46	99,99	100,25
f	50,3	30,9	45,6	51,6	68,8	52,1	51,7
Rb	33	13	49	24	34	7	20
Sr	278	250	259	258	306	211	187
Ba	44	32	108	63	62	50	45
Zr	77	86	150	104	122	59	62
Ni	195	118	169	119	95	220	380
Co	45	40	50	40	31	48	56
Cr	308	285	208	320	347	400	480
V	210	201	238	169	192	150	150

Примечание. 1, 2 — толеитовые базальты Гавайского типа; 3—5 — субщелочные базальты; 6—10 — толеитовые ферробазальты; 11—14 — субщелочные ферробазальты.

личающейся от континентальных толеитов, например траппов, повышенным содержанием хрома и пониженным — бария и стронция; несвойственное этой ассоциации высокое содержание калия в породах обусловлено их гидротермальным изменением с развитием вторичного калиевого полевого шпата; возможно, что этим процессом обусловлено и некоторое повышение содержаний бария;

5) субщелочные базальты той и другой группы мало отличаются от соответствующих толеитов по содержанию показательных и других микроэлементов, что указывает на прямую генетическую связь субщелочных и толеитовых базальтов; наиболее вероятно, что субщелочные расплавы в данном случае образовались в результате локальной дифференциации толеитовых магм; частным примером

B7—26/1	B7—36/1a	B7—36/2a	B7—36/2б	B7—36/2в	B7—18/2	B7—20/4
8	9	10	11	12	13	14
46,50	40,62	40,62	44,82	45,95	47,69	48,94
1,23	2,47	2,45	2,30	2,24	2,11	1,98
16,19	17,39	16,50	16,93	15,97	17,27	16,78
9,50	9,52	9,35	8,42	11,40	12,06	12,57
3,42	5,59	4,79	4,98	2,11	1,50	0,77
0,17	0,15	0,15	0,17	0,18	0,18	0,18
6,45	6,36	7,26	5,29	3,23	2,83	2,65
8,98	8,38	8,37	8,08	7,48	5,06	4,69
2,16	0,92	0,96	2,10	3,30	3,14	2,73
1,13	0,71	0,66	1,04	1,47	2,29	3,23
0,20	0,41	0,53	1,20	2,06	0,53	0,74
4,05	7,00	7,86	4,33	4,49	4,94	4,76
0,05	0,06	0,04	0,1	0,30	0,13	0,16
100,01	99,56	99,53	99,74	100,05	99,68	100,11
51,0	55,5	50,5	57,1	68,3	71,0	71,4
2	—	—	—	9	69	28
193	174	159	453	707	305	275
41	45	33	175	314	135	162
60	131	116	122	118	122	109
200	150	150	100	100	130	83
60	40	40	38	33	43	42
480	250	290	290	200	270	210
160	170	170	150	110	140	72

такого процесса является обособление субщелочного ферробазальта в центре шаровых тел (ан. 11, 12), сложенных ферротолитами (ан. 9—10)

Осадочный чехол, полого залегающий на поверхности вулканической толщи, сложен комплексом рифогенных отложений мощностью около 1000 м. Они представлены в основном известняками, в которых определены бентосные фораминиферы, остатки раковин двустворчатых моллюсков и гастропод мелового возраста. Эти находки дают основание считать наиболее вероятным возрастом вулканизма ранний мел — позднюю юру.

БАНКА РАМАПО И ПРИЛЕГАЮЩИЕ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Банка Рамапо представляет собой изометричную в плане подводную гору с плоской вершиной, находящейся на глубине 70 м. Ширина горы в основании около 50 км (по изобате 5000 м). С западной стороны банка Рамапо примыкает к узкому подводному хребту широтного простирания высотой до 5 км и длиной 95 км, протягивающемуся почти до осевой части Идзу-Бонинского желоба. По данным драгирования, в широтном хребте (ст. Н4—86, 88, 89; В7—13, 14) и в основании банки Рамапо (ст. Н4—75, 76) распространены подушечные лавы субщелочных базальтов, типичные для океанических склонов Японо-Марианской системы глубоководных желобов. В восточной наиболее возвышенной части широтного хребта (ст. В7—16) обнаружены низкотитанистые толеиты, аналогичные ферротолеитам плато Огасавара. В то же время в основании банки Рамапо встречены типичные толеиты гавайского типа, а в верхней ее части (ст. Н4—77) драгирован специфический комплекс пород, до сего времени не отмечавшийся в северо-западной части Тихого океана. Этот комплекс представлен нефелиновыми фонолитами и щелочными трахитами, близкими к породам, распространенным на островах Полинезии. Самая верхняя часть банки Рамапо (ст. Н4—78, 79) сложена известняками с остатками раковин моллюсков, характерных для бентосных ассоциаций позднемелового—раннепалеогенового возраста [Геологическое..., 1986а].

Низкотитанистые толеиты широтного хребта (ст. В7—16) представлены обломками пиллоу-лав с хорошо выраженными бурыми стекловатыми корками закалывания и мелкокристаллическими афировыми и редкопорфировыми породами внутренней части шаровых тел. Как и в шаровых толеитах плато Огасавара, внешняя зона сложена бурым слабо просвечивающим стеклом метельчатого и сферолитового строения, в котором распределены зародыши игольчатых кристаллов плагиоклаза и клинопироксена, формирующих метельчатые и пористые агрегаты. Внутренняя зона имеет гиалопилитовую или интерсертальную структуру основной массы и состоит из лейст плагиоклаза, мелких призмочек клинопироксена, зерен оливина, замещенных смектитом, бурого смектитизированного стекла, пылевидных выделений рудных минералов. Химические анализы толеитов показывают еще более низкое, чем в толеитах Огасавара, содержание титана; умеренное или пониженное содержание магния; высокие содержания алюминия и железа; свойственные примитивным толеитам положенные содержания натрия, стронция, циркония при сравнительно высоких содержаниях хрома и никеля. Повышенные содержания калия и бария, не характерные для океанских толеитов, могут быть связаны с метаморфизмом пород.

Субщелочные базальты широтного хребта и банки Рамапо представляют собой темно-серые или черные породы с умеренным количеством мелких пор, свободных или заполненных вторичными минералами, среди которых преобладают гидроокислы железа, апатит в ассоциации со смектитом и реже филлипситом. В большинстве обломков базальтов, имеющих характерную для подушечных лав клиновидную (секториаль-

ную) форму, видна стекловатая корка закаливания красно-бурого цвета, толщиной от нескольких миллиметров до 3—4 см. Базальты обладают гиалопилитовой или интерсертальной структурой основной массы, сложенной беспорядочно ориентированными микролитами и лейстами плагиоклаза, зернами оливина, замещенного смектитом, и участками смектитизированного стекла с рудной вкрапленностью. Редкие фенокристы представлены псевдоморфозами смектита по оливину величиной 0,2—1,0 мм и удлинненными призматическими, реже таблитчатыми кристаллами плагиоклаза длиной до 2 мм. В довольно большом количестве присутствует рудный минерал типа ильменита, образующий решетчатые или скелетные кристаллы в стекле и зернах плагиоклаза. Центральные части вкрапленников и лейст плагиоклаза замещены калиевым полевым шпатом.

Химический состав субщелочных базальтов (табл. 44) свидетельствует о повышенных содержаниях в породах железа, щелочей, титана, фосфора и микроэлементов литофильной группы и пониженных концентрациях магния, и кальция. Повышенные концентрации калия связаны, вероятно, с развитием вторичного калиевого полевого шпата, а в неизмененных породах натрия преобладает над калием. Следствием вторичных изменений пород является также высокая степень окисления железа, что связано с развитием диоктаэдрического (окисно-железистого) смектита по стеклу основной массы, и повышенные содержания во многих пробах фосфора и фтора, обусловленные образованием вторичного фторапатита. Содержание пятиоксида фосфора в первичных породах составляло 0,7—1,2%. В части редкоэлементного состава субщелочные базальты характеризуются устойчиво повышенными концентрациями стронция, бария и циркония, причем содержания двух последних элементов более высокие в базальтах банки Рамапо, чем в базальтах широтного хребта. В этом отношении базальты банки Рамапо аналогичны субщелочным подушечным базальтам желоба Волкано [Геологическое..., 1986б]. Содержания фемафильных микроэлементов в субщелочных базальтах колеблются в довольно широких пределах. Однако наличие образцов с повышенной концентрацией никеля, хрома и ванадия указывает на принадлежность пород к океаническому, а не островодужному типу.

Толенты, драгированные с основания склона банки Рамапо, при низком содержании щелочей имеют повышенные концентрации титана, стронция, бария, циркония, что свойственно толентам гавайского типа. Породы имеют темно-серую, иногда черную окраску, обусловленную цветом преобладающего в основной массе вулканического стекла. В стекловатой основной массе беспорядочно распределены лейсты и микролиты плагиоклаза, тонкопризматические кристаллы клинопироксена, округлые зерна оливина, замещенные красно-бурым смектитом. Среди вкрапленников преобладают клинопироксен и оливин (псевдоморфозы смектита), часто образующие гломеропорфиновые выделения размером до 5 мм, реже встречается плагиоклаз, изредка — базальтическая бурая роговая обманка.

Нефелиновые фонолиты представляют собой серые плотные породы порфировой и афировой текстуры, поднятые драгой в виде крупных

Химический состав толеитовых субщелочных и щелочных вулканических пород района банки Рамапо

Компонент	В7—16/17	В7—16/4	В7—13/1	В7—14/16	В7—14/1в	В7—14/6	В4—86/3
SiO ₂	44,87	44,48	46,29	48,64	47,28	47,99	42,56
TiO ₂	1,07	1,16	2,09	2,48	2,31	1,81	1,98
Al ₂ O ₃	15,59	16,79	16,06	17,07	17,08	16,94	14,81
Fe ₂ O ₃	12,30	12,79	11,56	11,98	12,49	12,75	11,09
FeO	1,53	2,10	1,23	1,03	1,15	0,90	0,65
MnO	0,18	0,12	0,07	0,20	0,14	0,08	0,10
MgO	6,20	5,16	2,37	1,89	2,93	3,26	2,18
CaO	5,74	6,09	5,86	3,80	3,90	4,89	9,83
Na ₂ O	2,53	2,45	2,83	3,29	2,84	3,06	3,08
K ₂ O	1,23	1,30	3,07	4,21	3,48	3,12	3,14
P ₂ O ₅	0,27	0,64	2,19	0,70	0,65	0,92	4,41
П.п.п.	8,38	6,67	6,05	4,59	5,66	4,26	5,53
Сумма	99,89	99,75	99,67	99,88	99,91	99,98	99,36
<i>f</i>	53,3	60,7	73,3	77,8	70,4	68,1	73,2
Rb	23	38	59	67	74	43	34
Sr	167	253	490	383	407	360	446
Ba	59	50	199	241	168	157	235
Zr	70	72	180	234	235	155	116
Ni	280	200	60	120	110	140	77
Co	60	42	13	38	32	25	24
Cr	300	350	120	120	120	230	200
V	130	130	93	140	93	110	250

Примечание. Широтный подводный хребет (к западу от банки Рамапо): обр. В7—16/17, 16/4 — примитивные толеиты; В7—13/1, 14/16, 14/1в, 14/6, Н4—86/3 — субщелочные базальты (В7—13/1 — внешняя стекловатая зона, 14/16 — промежуточная

глыб (до 25×25×12 см) с поверхностями свежего скола и многочисленных обломков. Они характеризуются гиалопилитовой основной массой с микролитами и лейстами кислого плагиоклаза Pl₂₅₋₁₅, призматическими кристаллами эгирин-геденбергита, квадратными табличками калиевого полевого шпата. Вкрапленники представлены этими же минералами, а также нефелином. Призматические зерна плагиоклаза и эгирин-геденбергита достигают 1—1,5 мм в длину, изометричные зерна калиевого полевого шпата и нефелина — 0,2—0,4 мм в поперечнике. Вкрапленники нефелина имеют в сечении характерную шестиугольную, квадратную или округлую форму, умеренно корродируются анальцимом и содалитом. Присутствие нефелина и особенности химизма пород как в части петрогенных окислов, так и микроэлементов (см. табл. 44) дают основание относить их к нефелиновым фанолитам.

Трахиты по внешнему виду не отличаются от фанолитов. Они

Н4—76/2	Н4—76/1	Н4—76/6	Н4—77/6	Н4—77/2	Н4—77/5	Н4—77/8
46,75	40,88	42,37	54,21	54,56	56,65	56,94
2,63	1,91	2,00	0,27	0,21	0,68	0,77
17,46	17,22	20,48	22,62	21,52	16,41	15,55
9,39	7,29	7,69	1,11	3,31	7,96	5,83
2,86	6,43	3,75	2,32	1,61	2,30	4,84
0,11	0,16	0,17	0,05	0,06	0,14	0,23
2,40	5,53	4,49	1,52	2,30	1,28	1,25
5,58	9,84	8,26	1,17	1,32	2,66	3,42
3,00	1,33	2,08	5,17	4,03	6,29	5,45
2,39	1,22	2,12	3,28	3,56	2,10	2,60
1,56	1,42	0,79	0,15	0,21	0,16	0,23
5,93	6,94	6,57	8,41	7,35	3,42	2,79
100,06	100,17	100,77	100,28	100,04	100,05	99,90
62,4	56,9	47,4	51,0	52,8	72,1	81,9
31	23	5	40	32	23	8
476	595	808	670	591	201	220
261	535	333	1353	1192	256	974
157	134	212	220	215	657	671
62	32	—	16	14	7	2
24	25	—	2	2	2	2
158	—	—	5	5	5	5
230	180	—	11	33	57	9

зона, 14/1в — внутренняя зона пиллоу-лавы). Банка Рамапо: обр. Н4—76/2 — субшелочные базальты; Н4—76/1, 76/6 — титанистые толеиты (гавайский тип); Н4—77/6, 77/2 — фонолиты; Н4—77/5, 77/8 — щелочные трахиты.

имеют трахитовую структуру, при которой редкие «крапленники» кислого плагиоклаза и клинопироксена (длиной до 2 мм) находятся во флюидной основной массе, состоящей из субпараллельно ориентированных лейст кислого плагиоклаза, зажатых между ними участков буроватого стекла и большого количества изометричных зерен рудного минерала, по-видимому, магнетита. Химические анализы (см. табл. 44) показывают, что рассматриваемые породы отличаются от нефелиновых фонолитов более высокими содержаниями окислов кремния, титана, кальция и натрия и особенно железа при пониженных концентрациях алюминия, магния и кальция. Эти особенности состава обуславливают в целом более кислый, железистый и менее щелочной характер трахитов по сравнению с нефелиновыми фонолитами.

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ БАЗАЛЬТ-ТРАХИТ-ТРАХИРИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ КРАЕВЫХ ВАЛОВ

Краевые валы ограничивают котловины Тихого океана со стороны глубоководных желобов. В Западной Пацифике превышения валов над ложем прилегающих котловин составляют от 100 м вдоль желоба Тонга до 500—600 м вдоль Новогвинейского желоба и 500—2000 м вдоль желобов Марианского, Волкано, Идзу-Бонинского, Японского, Курило-Камчатского [Головинский, 1985]. Ширина валов обычно меняется в пределах 100—130 км.

В литературе наиболее обстоятельно описан вал Зенкевича (поднятие Хоккайдо), протягивающийся вдоль Курило-Камчатского и Японского желобов. Однако, несмотря на многочисленные драгировочные работы, вследствие сглаженности рельефа вала и сложности его геологического строения четкое представление о характере магматизма этой структуры еще не сложилось. С одной стороны, здесь несомненно распространены толеитовые базальты океанической серии, драгированные в основании вала [Васильев и др., 1986а] и на его вершинах [Васильев и др., 1986б]. С другой стороны, нет оснований сомневаться в местном происхождении неоднократно драгированных пород островодужной базальт-андезит-риолитовой и монцитит-гранодиорит-гранитной формаций [Сергеев и др., 1983; Васильев и др., 1986б]. Увязать эти противоречивые наблюдения можно, если исходить из предположения о непосредственном сочленении в пределах вала Зенкевича блоков с различным строением коры — континентальным (субконтинентальным) и океаническим.

Совершенно другой характер имеют магматические образования краевых валов Идзу-Бонинского желоба и желоба Волкано.

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ КОМПЛЕКСЫ КРАЕВОГО ВАЛА ЖЕЛОБА ВОЛКАНО

Полигон работ, расположенный в средней части желоба Волкано, включал три группы станций драгирования: 1) приуроченные к нижней части океанического склона желоба (ст. Н4—45, 46, 55); 2) приуроченные к средней части склона желоба или собственно к склону краевого вала (ст. Н4—48, 49); 3) ст. Н4—50, опробовавшая вершину краевого вала с рифогенной постройкой, погруженной на глубину около 4 км. На станциях первой группы подняты лавы толеитов и субщелочных базальтов, на станциях второй группы — обильный материал лав и туфов двух дифференцированных комплексов — субщелочного и щелочного, на ст. Н4—50 — субщелочные базальты [Васильев и др., 1986б].

Опуская петрографическое описание толеитовых и субщелочных базальтов первой и третьей групп, поскольку они близки к охарактеризованным выше базальтам гайотов, отметим, что состав наиболее свежих образцов как толеитов (табл. 45, графы 1, 2), так и субщелочных базальтов (см. табл. 45, графы 3, 4, 6) в общем отвечает океаническому типу, отличаясь от него повышенными содержаниями калия,

фосфора, стронция и бария за счет развития вторичных минералов — калиевого полевого шпата, апатита, цеолитов, смектита.

Дифференцированные комплексы в драгах второй группы представлены примерно в равных количествах базальтоидами и трахитоидами, причем в драге более глубокой станции (Н4—48) преобладают лавы, а в драге менее глубокой (Н4—49) — туфы этих пород. Лавы и туфы базальтов и трахитоидов подняты в виде многочисленных остроугольных обломков (около 800 кг в драге ст. Н4—49) и крупных глыб (размером до 50×30×25 см), коренное происхождение которых не вызывает сомнения. Верхний возрастной предел вулканических построек определяется как позднемеловой на основании находок фауны в известняках, которые на ст. Н4—50 перекрывают субщелочные базальты [Васильев и др., 19866]. Проведенное нами детальное изучение петрографии, петрохимии и геохимии вулканических пород, поднятых драгами ст. Н4—48, 49, позволило подразделить их на два комплекса бимодального характера: 1) субщелочной базальт, гавайит, бенморейт-трахидацит, трахириодацит, трахириолит; 2) щелочной базальт, гавайит, муджиерит-трахит, меласиенит-порфирит, пателлерит. Наиболее распространенными из перечисленных пород являются субщелочные и щелочные базальты, гавайиты, трахиты; меласиенит-порфириты и кислые породы имеют явно подчиненное распространение.

Среди субщелочных и щелочных базальтов, макроскопически неразличимых, встречаются массивные и пористые разности с порфировой и афировой структурами. Порфировые выделения представлены таблитчатыми зернами плагиоклаза (длиной 0,8—10 мм) и титан-авгита (длиной до 0,3 мм), редко щелочным пироксеном с зелено-вато-желтыми цветами плеохроизма типа эгирина. Основная масса гиалопилитовой и интерсертальной структуры сложена бурым стеклом, в котором беспорядочно распределены зерна оливина, большей частью замещенного смектитом, довольно свежих титан-авгита и плагиоклаза, аксессуарных апатита (тонкие иголки в плагиоклазе) и рудного минерала. Пироксен основной массы и вкрапленников часто корродируется щелочным амфиболом типа арфведсонита. По стеклу развиваются смектит и кальцит.

Гавайиты и муджиериты, внешне и микроскопически почти неразличимые, представлены крупнопористыми до шлаковых порфировыми и афировыми разностями темной окраски с коричневыми оттенками. Среди вкрапленников находятся таблицы кислого или среднего плагиоклаза (до 8 мм и более), редко титан-авгита (до 0,3 мм). Плагиоклаз сильно замещен цеолитом (филлипсит), смектитом и лейкоксеном. Цеолит и смектит заполняют также поры в основной массе породы. Она имеет гиалопилитовую и интерсертальную структуру и сложена бурым измененным стеклом, в котором беспорядочно распределены микролиты плагиоклаза и более крупные зерна плагиоклаза, подчиненного клинопироксена и редкого смектитизированного оливина. Присутствует большое количество аксессуарных минералов: ильменита, сфена и апатита. Для гавайитов ст. Н4—50 характерно присутствие биотита, включенного в стекло и в виде мелких чешуек обрастающего таблички плагиоклаза.

Химический состав пород дифференцированных комплексов краевого вала желоба
Волкано

Компонент	H4— 55/3	H4— 55/2	H4— 46/6	H4— 49/2	H—4 50/48	H—4 48/7	H—4 48/11
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,92	40,91	47,40	45,58	48,61	48,21	52,84
TiO ₂	1,60	1,58	2,19	1,80	2,74	1,74	1,82
Al ₂ O ₃	17,73	16,44	16,70	16,57	13,81	15,18	16,43
Fe ₂ O ₃	9,80	5,25	8,14	5,42	4,43	7,81	10,76
FeO	1,57	2,43	0,74	2,77	9,14	3,57	1,51
MnO	0,13	0,07	0,07	0,09	0,05	0,13	0,09
MgO	3,76	3,61	6,59	5,71	4,39	4,34	1,04
CaO	8,20	10,36	4,06	4,82	9,98	6,90	3,50
Na ₂ O	1,62	2,11	3,05	2,22	3,50	3,60	4,11
K ₂ O	2,70	2,68	1,92	4,03	0,41	1,09	3,57
P ₂ O ₅	0,75	6,66	0,49	0,74	0,46	1,22	0,99
H ₂ O*	4,12	7,27	9,07	6,45	2,46	6,28	2,89
CO ₂	—	—	0,00	3,67	0,00	—	—
Сумма	99,90	99,37	100,42	99,87	99,89	100,07	99,55
f	60,8	52,6	40,7	42,9	62,5	57,8	85,8
Rb	28	28	16	5	18	16	32
Sr	271	480	296	198	301	299	337
Ba	128	494	237	370	136	397	484
Zr	112	235	141	110	177	277	361
Nb	7	82	33	34	29	69	86
Y	26	302	19	43	37	45	69
Ni	63	14	160	30	18	14	20
Co	25	3	10	17	46	40	5
Cr	190	54	220	90	16	5	5
V	190	120	140	130	260	81	140

Бенморенты представляют собой породы более светлой окраски, чем гавайиты и муджиериты. В большинстве случаев цвет их серый, коричневый, светло-серый и даже кремовый, как у трахитов. Количество пор и их размеры непостоянны. Имеются порфиновые и афировые разности. Среди вкрапленников находятся кислый плагиоклаз и титан-авгит. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру, иногда с флюидальной ориентировкой микролитов кислого плагиоклаза, как бы обтекающих поры, и трахитоидную структуру. В основной массе, сложенной бурым стеклом, вместе с кислым плагиоклазом присутствуют клинопироксен и санидин.

Трахиты и трахидациты выделяются светлыми окрасками, чаще кремовых оттенков, шершаво-плотной (трахитовой) основной массой, незначительным количеством вкрапленников, представленных аль-

Н4— 49/6а	Н4— 49/25	Н4— 49/58	Н4— 49/12	Н4— 48/86	Н4— 48/18	Н4— 48/10а
8	9	10	11	12	13	14
54,85	64,79	68,29	71,41	45,40	45,22	48,80
1,35	0,19	0,10	0,10	1,78	1,65	1,63
15,01	15,84	13,72	13,33	16,32	18,17	18,24
10,08	5,11	3,22	3,46	5,95	7,90	5,95
1,69	0,48	2,44	1,03	4,98	4,07	4,10
0,21	0,10	0,08	0,02	0,16	0,18	0,08
1,24	1,12	0,90	0,78	4,95	3,55	4,34
2,94	0,41	0,07	0,28	10,71	8,72	1,36
5,83	5,25	5,36	2,49	2,30	4,35	3,02
2,70	4,49	4,79	4,28	2,12	1,86	4,80
0,66	0,05	0,08	0,08	0,63	0,88	1,12
2,99	1,72	1,06	2,18	4,50	3,19	6,28
0,00	0,00	—	—	—	—	—
99,55	99,54	100,11	99,44	99,80	99,74	99,72
83,0	71,8	76,9	74,9	59,6	63,9	55,0
30	67	117	66	55	57	62
302	48	52	47	589	741	251
636	353	44	96	580	815	828
379	537	1422	1477	154	202	183
72	135	370	270	78	104	103
31	52	141	110	37	31	28
17	9	8	7	87	54	120
5	3	2	2	45	25	13
5	5	5	5	200	186	170
65	30	25	10	210	130	170

битом. Основная масса сложена разложенным стеклом и зернами двух размерностей — микролитами и лейстами. Среди микролитов различаются альбит и желтый амфибол типа арфведсонита. Среди лейст наблюдаются альбит, санидин (изометричные зерна неправильной и квадратной формы), редкий клинопироксен, кварц (неправильные выделения в интерстициях зерен других минералов). Акцессорные минералы (рудный минерал и апатит) присутствуют в небольшом количестве.

Пантеллериты, трахириодациты и трахириолиты преимущественно массивные плотные афировые, реже порфиоровые породы зеленовато-серой, светло-серой, бледно-кремовой окраски. В шлифах породы имеют трахитоидную структуру, при которой лейсты альбита более широкие, с менее четким параллельным расположением, чем при ти-

Компонент	Н4—48/10a	Н4—48/16	Н4—49/54	Н4—49/86	Н4—49/94	Н4— 48/2—П	Н4— 49/1—1
	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	51,21	56,03	59,72	63,66	64,67	41,59	41,41
TiO ₂	2,50	2,17	0,86	0,44	0,41	2,39	2,46
Al ₂ O ₃	16,30	17,81	15,68	17,07	18,12	13,66	14,07
Fe ₂ O ₃	6,10	4,10	6,04	2,65	2,09	6,37	7,03
FeO	2,62	1,13	1,61	2,29	1,04	0,98	1,05
MnO	0,25	0,13	0,24	0,14	0,00	0,11	0,17
MgO	2,12	2,07	1,05	0,81	0,72	1,25	0,73
CaO	4,77	5,23	2,75	2,66	0,85	15,52	14,69
Na ₂ O	3,00	4,59	5,61	5,41	5,84	3,41	3,64
K ₂ O	4,96	2,49	2,58	3,08	4,80	1,98	2,85
P ₂ O ₅	1,01	1,23	0,34	0,10	0,05	0,89	0,92
H ₂ O ⁺	4,60	2,53	2,96	1,22	0,90	2,77	2,38
CO ₂	—	—	0,00	—	—	8,73	8,33
Сумма	99,44	99,51	99,44	99,53	99,49	99,65	99,73
<i>f</i>	69,4	57,1	79,0	76,4	69,4	75,1	85,0
Rb	51	10	13	12	31	6	22
Sr	249	322	282	139	108	334	331
Ba	676	715	822	1198	1170	375	407
Zr	186	258	302	399	596	180	174
Nb	56	82	101	81	163	50	55
Y	36	86	34	44	69	32	—
Ni	17	22	9	4	7	14	21
Co	9	13	2	2	2	14	22
Cr	76	38	5	5	5	28	46
V	200	130	27	36	11	140	170

Примечание. 1, 2 — толеитовая серия: ферротолит (1), фосфатизированный ферротолит (2); 3—11 — субщелочная серия: базальты (3, 4), гавайиты (5, 6), бенморейты (7, 8), трахилацит (9), трахириодацит (10), трахириолит (11); 12—21 — щелочная серия: базальты (12, 13), гавайит (14), муджириты (15, 16), трахиты (17, 18), пантеллерит (19), меласиенит-порфириты (20, 21).

пичной трахитовой структуре, а калиевый полевой шпат (санидин) чаще образует изометрические зерна (в шлифе — квадратные и прямоугольные формы). Цветные минералы в основной массе представлены щелочным амфиболом, плеохроирующим в синевато-зеленых и желтых тонах, вероятно, арфведсонитом, и редко керсутитом, находящимся в сростках с арфведсонитом. Степень идиоморфизма минералов уменьшается в последовательности: альбит, амфибол, санидин. Последним выделялся кварц, заполняющий интерстиции между зернами всех более ранних минералов. В пантеллеритах он присутствует в небольшом количестве, в трахириодацитах и трахи-

риолитах его больше. Редкие небольшие (в среднем 0,1—0,2 мм, иногда до 1 мм) вкрапленники образуют альбитом, санидином, клинопироксеном, реже кварцем (в трахириодацитах и риолитах). Из аксессуарных минералов присутствуют апатит и циркон (включения во всех породообразующих минералах), в небольшом количестве рудный минерал, большей частью, вероятно, ильменит, в различной степени замещенный буроватым лейкоксеном.

Туфы, занимающие значительный объем в сложении второго комплекса, большей частью относятся к типу литокристаллокластических. Они состоят из обломков различных базальтов и трахитоидов, фенокристаллов минералов, главным образом плагиоклаза, которые сцементированы стекловатой массой бурого или зеленоватого цвета, содержащей многочисленные кристаллиты, слабо просвечивающиеся в шлифах.

Меланократовые сиенит-порфиры (габбро-сиенит-порфиры) подняты на ст. Н4—48 в виде двух крупных (30×30×25 см) глыб остроугольной формы со свежими сколами и представляют собой, очевидно, отторженцы от коренного выхода субинтрузивного тела — дайки или штока. Порода светло-бурого цвета с розовым оттенком, обладает отчетливой градиционной полосчатостью с чередованием 3—5 полос (шириной 5—6 см) порфировых и афировых разностей. Вкрапленники (до 3 мм) сложены плагиоклазом. Основная масса представлена агрегатом интерсертальной структуры: между тонкими таблицами длиной до 1 мм находятся участки, сложенные сростками лейст плагиоклаза с зернами калиевого полевого шпата с псевдоморфозами смектита по оливину, а также раскристаллизованным стеклом. Плагиоклаз замещается калиевым полевым шпатом, филлипситом; по всей породе развиваются многочисленные выделения карбоната.

Химические анализы описанных пород в табл. 45 сгруппированы по комплексам — субщелочному (обр. 3—11) и щелочному (обр. 12—21). Как видно из таблицы, субщелочные и щелочные базальты имеют близкие содержания большинства породообразующих окислов, общую повышенную глиноземистость и железистость, но заметно отличаются по содержанию кремнекислоты, щелочей и крупноионных литофильных микроэлементов. В щелочных базальтах содержание натрия выше, а содержание кремнекислоты ниже, чем в субщелочных базальтах, благодаря чему для первых характерны нормативные нефелин и оливин, а для вторых — кварц. Содержания стронция, бария, циркония, ниобия значительно выше в щелочных базальтах, чем в субщелочных. Эти отличия сохраняются и в более кремнекислотных дифференциатах: щелочные гавайиты и муджериты содержат больше щелочей, стронция, бария, чем субщелочные гавайиты и бенморейты; трахиты и пантеллериты, хотя и близки к трахидацитам и трахириодацитам по содержанию щелочей, гораздо более богаты стронцием и барием. Резкое снижение содержаний стронция и бария при переходе от бенморейтов к трахидацитам, а затем к трахириодацитам составляет характерную черту субщелочной серии. В то же время в щелочной серии при сохранении

содержания стронция на близком уровне концентрации бария неуклонно возрастают, достигая максимума в трахитах и пантеллеритах, которые примерно в такой же степени обогащены цирконием и ниобием, как и близкие к ним по кремнекислотности трахидациты.

Для трахириодацитов и трахириолитов характерны очень высокие концентрации циркония и ниобия при очень низком содержании стронция и бария. В случае стронция это связано, очевидно, с бедностью пород кальцием. Что касается бария, то его поведение требует специального разбора. Возможно, оно связано с особым структурным состоянием щелочных полевых шлатов, препятствующим изоморфному вхождению бария и стронция.

Меласиенит-порфириды по химическому составу ближе всего стоят к муджиеритам, отличаясь от них пониженным содержанием кремнекислоты и магния. Последнее связано с привнесом углекислоты и кальция и интенсивным замещением пород карбонатом, т.е. зачаточным проявлением карбонатитового процесса.

Этот факт указывает на присутствие углекислоты в магматическом флюиде и дает возможность для объяснения совместного развития двух комплексов, отличающихся по щелочности и кремнекислотности. Согласно экспериментальным исследованиям состав флюида, особенно соотношение в нем воды и углекислоты, в значительной степени определяют составы сосуществующих с ними магматических жидкостей. Так, Б. Майсеном и А. Беттчером [1979] показано, что оливин-клинопироксеннормативные расплавы, образующиеся при частичном плавлении перидотита при температуре 1150°С, давлении 15—10 кбар и содержании воды 0,4 объема флюидной фазы, изменяются до нефелин-оливиннормативных с уменьшением доли воды до 0,2 и возрастанием доли углекислоты до 0,8 от объема флюида. Основываясь на этих данных, можно предполагать, что формирование описанной вулканической постройки краевого вала желоба Волкано происходило в процессе деятельности двух глубинных магматических очагов или двух обособленных камер одного очага, различающихся соотношением воды и углекислоты во флюидной фазе. Преобладание воды над углекислотой в расплаве при выплавлении его из мантийного субстрата и длительной дифференциации в камерах или столбах большой радиальной протяженности приводило к образованию субщелочной базальт-дацит-риолитовой серии; при резком преобладании углекислоты в магматическом флюиде возникала щелочная базальт-трахитовая серия. Незначительную распространенность пантеллеритов в этой серии можно объяснить низким содержанием фтора в составе магматических флюидов, так как согласно экспериментам В.В. Зырянова [1985] пантеллеритовый расплав в ассоциации с фонолитовым образуется при высоком содержании фтора в водном флюиде.

Породы бимодального комплекса подняты при драгировании океанического склона желоба в его северной части с глубины 6,9—6,4 км. Однако присутствие среди драгированного материала типичных туфов с обломками рифтогенных известняков позволяет считать, что вершина вулканической постройки в период ее формирования находилась на небольшой глубине. Тектонический характер погружения проявляется в значительной раздробленности кристаллических пород и обилии плотного глинистого материала, в который закатаны обломки пород. Среди вулканических пород преобладают базальты, находящиеся в виде глыб (до 40×26×24 см), обломков неправильной формы и щебенки, на втором месте по распространенности стоят кластолавы и псефито-псаммитовые литокристаллокластические туфы базальтов, в подчиненном количестве встречены обломки (до 25×10×7 см) кислых эффузивов.

Базальты в большинстве своем имеют темно-серый цвет, пористую и миндалекаменную текстуру, порфиновую структуру с преобладанием в фенокристаллах плагиоклаза над оливином и рудным минералом. Миндалины большей частью заполнены кальцитом и смектитом. Вкрапленники плагиоклаза Pl_{74-65} правильной таблитчатой формы (длиной до 8 мм) часто имеют зональное строение. Они корродированы калиевым полевым шпатом и цеолитом. Подчиненные вкрапленники оливина (величиной до 1—2 мм) большей частью замещены смектитом. Еще более редкие вкрапленники рудного минерала (размером до 0,5 мм) представлены титаномагнетитом. Основная масса базальтов имеет гиалопилитовую, пилотацитовую и интерсертальную структуру. Она сложена лейстами плагиоклаза Pl_{50} (до 40%), титан-авгита (до 40%), титаномагнетита (до 10—15%), смектитизированного стекла (до 10—20%), псевдоморфоз смектита по оливину, аксессуарного апатита.

Кислые эффузивы отличаются светлой (от светло-серой до буровой) окраской, флюидалной и полосчатой (трахитоподобной) текстурой, умеренной пористостью, редкопорфировой и афировой структурой. Фенокристы (до 0,5 мм) представлены в трахириолитах калиевым полевым шпатом и кварцем; в трахидацитах — калиевым полевым шпатом и щелочным клинопироксеном. Основная масса, имеющая флюидалную, микролитовую, трахитовую (трахидациты) структуру, сложена очень мелкими зернами (меньше 0,1 мм) калиевого полевого шпата, альбита, щелочных клинопироксена (эгирин-авгит?) и амфибола (арфведсонит-рибекит), рудного минерала.

Многочисленные химические анализы вулканических пород показывают, что они относятся к типичной бимодальной серии, представленной преобладающими базальтами (табл. 46, графы 1—4), подчиненными им трахириолитами (см. табл. 46, графы 6, 7) и очень редкими трахидацитами (см. табл. 46, графа 5). Все эти породы обогащены железом, находящимся преимущественно в окисной форме, а базальты отличаются также очень высоким содержанием титана. Содержания глинозема, кальция и магния в большинстве образцов базальтов, имеющих умеренное содержание щелочей, нормальные; в образцах с высоким содержанием щелочей (см. табл. 46, графа 4) содержания

**Химический состав пород дифференцированного комплекса краевого вала
Иду-Бонинского желоба**

Компо- нент	B7— 108/2	B7— 108/24	B7— 108/8	B7— 108/5	B7— 108/14	B7— 108/11	B7— 108/12
SiO ₂	44.25	46.88	46.75	49,13	65.70	0.79	73,03
TiO ₂	3.90	3.12	5.00	4,36	0.40	0.19	0,54
Al ₂ O ₃	14.05	15.83	14,96	18,51	15,63	13,50	10,30
Fe ₂ O ₃	4.39	3,57	7,34	7,45	5,49	2,93	5,56
FeO	8,33	7,18	4,36	1,13	0,00	0,48	0,00
MnO	0,21	0,27	0,39	0,42	0,06	0,03	0,04
MgO	5,59	4,99	4,02	1,53	0,88	0,76	0,49
CaO	9,17	9,79	8,70	5,84	0,00	0,54	0,00
Na ₂ O	3,36	3,28	2,82	4,45	6,09	5,53	3,99
K ₂ O	0,78	0,70	0,97	1,48	3,64	4,06	3,72
P ₂ O ₅	0,61	0,57	0,96	0,77	0,20	0,08	0,12
H ₂ O*	4,95	3,18	3,34	4,65	1,31	0,84	1,72
Сумма	99,59	99,33	99,61	99,72	99,40	99,73	99,51
f	55,2	53,9	60,5	74,2	75,9	69,6	85,1
Rb	34	11	27	20	43	65	48
Sr	433	439	451	478	60	34	41
Ba	182	165	296	231	827	346	188
Zr	191	179	212	205	1623	1087	1818
Nb	28	26	27	41	158	113	205
Ni	46	36	76	36	29	8,1	6,9
Co	30	35	24	22	1,3	2,2	1,9
Cr	25	22	11	26	5	5	5
V	230	220	180	260	140	81	10

Примечание. Обр. B7—108/2, 108/24, 108/8, 108/5 — субщелочные высоко-титанистые ферробазальты; B7—108/14 — трахидацит; B7—108/11, 108/12 — трахириолиты.

магния и кальция резко снижаются, а глинозема — повышаются. В базальтах натрий преобладает над калием, кислые породы почти одинаково богаты обоими элементами.

Соответственно содержанию породообразующих элементов в базальтах стронций преобладает над барием, а кислые породы имеют низкие содержания стронция и в общем более высокие содержания бария, чем базальты. Особенно большие различия двух групп пород устанавливаются по содержаниям циркония и ниобия. Высокие концентрации этих элементов в кислых породах подчеркивают субщелочной характер всей серии в целом. Эта же черта петрохимии отображается низкими содержаниями фемафильных микроэлементов не только в кислых, но и в основных эффузивах комплекса.

От дифференцированного комплекса вала Волкано комплекс краевого

вала Идзу-Бонинского желоба отличается высокой железистостью всех пород и высокой титанистостью базальтов, отсутствием трахитов и других пород повышенной щелочности, четко выраженным бимодальным характером. Последнее, видимо, объясняется более контрастным расслоением (возможно, ликвационным) исходного базальтового расплава в магматической камере вулканической постройки краевого вала Идзу-Бонинского желоба. Что касается высокой железистости и титанистости субщелочных базальтов, то эта черта, видимо, связана с различиями мантийных субстратов магматических очагов вала Волкано и вала Идзу-Бонин. Последний близок в отношении высокой железистости и титанистости к субстрату вулканических построек хребтов Дайто и Оки-Дайто в Филиппинском море [Initial..., 1980; Коновалов и др., 1987].

1. Описанные в данной части монографии магматические комплексы зоны современных глубоководных желобов Западной Пацифики сформировались в период раннего мела — поздней юры в пределах линейного поднятия меридионального простирания. Это предположение доказывается: 1) развитием на выровненных вершинах и склонах вулканических построек рифогенных и кремнисто-карбонатных отложений с фауной от валанжинского до палеогенового возраста; 2) значительным распространением в вулканических комплексах туфогенных образований; 3) преобладанием в составе раскристаллизованных пород и стекол трехвалентного железа над двухвалентным.

2. На востоке подводное поднятие (хребет) примыкало к глубоководной впадине Тихого океана, включающей современные котловины — Северо-Западную, Восточно-Марианскую, Каролинскую, Меланезийскую, Южную. Их унаследованный характер доказывается присутствием в фундаменте котловин глубоководных консолидированных отложений позднеюрско-раннемелового возраста, вскрытых скважинами глубоководного бурения. Следует полагать, что в позднеюрско-раннемеловое время меридиональное поднятие и с западной стороны ограничивалось глубоководной впадиной, реликтом которой является современная Филиппинская котловина.

3. Ширина подводного поднятия, если включать в него краевые валы (на востоке) и передовые дуги Марианскую и Бонинскую (на западе), составляла около 300 км; длина, считая от полуострова Идзу на севере до островов Яп на юге, около 3500 км, т.е. больше протяженности Императорского хребта. Можно предполагать, что выпуклость Марианской островодужной системы и ее отклонение к востоку от меридионального пролегания Идзу-Бонинской системы, так же как изгибание и отклонение к западу от этой долготы системы Яп, связано с более поздними, преимущественно кайнозойскими тектоническими процессами, в частности образованием тектонического поднятия Каролинских островов. Если же восстанавливать палеогеографическую обстановку позднеюрско-раннемелового времени, то южным окончанием меридионального Бонино-Мариано-Япского поднятия следует считать современный вал Эаурипик.

Северное продолжение описываемого меридионального поднятия намечается в краевом вале Японского глубоководного желоба и далее в офиолитовом поясе Центрального Хоккайдо-Восточного Сахалина, имеющем позднеюрско-раннемеловой возраст.

Таким образом, общая протяженность меридионального вулканического поднятия, располагавшегося в пределах 140° — 145° в.д., достигала 7000 км, и оно по этим параметрам может сопоставляться с Северо-Атлантическим срединным хребтом в качестве симметричной ему структуры в Восточном полушарии, как полагают В.И. Ильичев и Ю.В. Шевалдин [1987]. Эти авторы намечают соединение Северо-Атлантического и Западно-Тихоокеанского поясов в арктической области через рифтовую зону хребта Гаккеля. По Е.А. Радкевич [1977], впервые выделившей планетарную зону разлома 140° в.д., сопряжение ее с разломами Атлантики проходит через арктический хребет Ломоносова.

4. Интенсивный базальтовый вулканизм, приведший, судя по данным драгирования плато Огасавара и других полигонов, к образованию мощных покровов (до 3 км и более), в сочетании с близкими по возрасту интрузиями офиолитов позволяет относить выделенное Сахалино-Марианское поднятие к рифтоподобным структурам растяжения, а именно к типу сводово-вулканических рифтовых зон, свойственных континентальным [Милановский, 1976] и океаническим областям.

Основываясь на данных по изучению континентальных сводово-вулканических зон, можно предполагать, что Сахалино-Марианская зона развивалась по следующей схеме: 1) растяжение литосферы с интенсивным базальтовым вулканизмом (примитивные внутриплитные и титанистые островные толеиты, субщелочные базальты) в осевой части поднятия и развитием дифференцированных субщелочных и щелочных базальт-трахит-трахириолитовых вулканических комплексов на флангах поднятия; 2) дифференциация и кристаллизация пикробазальтовой магмы в промежуточных подкорковых камерах с образованием расслоенных интрузивов и параллельных даек в своде поднятия; 3) тектоническое перемещение блоков мантийных апоперидотитовых серпентинитов и расслоенных интрузивов в верхние части вулканического поднятия; 4) разрушение свода с опусканием блоков и образованием глубоководных желобов (палеоген); 5) формирование островных дуг в западном висячем боку сейсмофокальной зоны с последовательным образованием покровов бонинитов, переходных и известково-щелочных базальтов и андезитов на фундаменте опущенных блоков позднеюрско-меловых вулкаников и офиолитов западного фланга рифтогенного свода.

5. Намеченные события относятся к двум геодинамическим стадиям — растяжения или рифтогенеза и сжатия или поддвигов (возможно, субдукции) по сейсмофокальным зонам, которым свойственны различные метаморфические преобразования пород. В стадию рифтогенеза, когда происходит подъем мантийного диапира и формирование вулканического свода и подкорковых офиолитовых камер, породы претерпевают интенсивные метаморфические преобразования,

приуроченные к зонам циркуляции разогретой морской воды (верхние части офиолитовых камер) и путям проникновения восстановленных высоконапорных глубинных флюидов (нижние части офиолитовых камер). Образующиеся на этой стадии метаморфические породы сохраняют текстурно-структурные признаки исходных пород, но значительно отклоняются от них по составу под влиянием глубинных флюидов, а в верхних зонах — нагретой морской воды. Поэтому для нижних частей офиолитовых разрезов типичен процесс спилитизации, тогда как верхние части претерпевают интенсивное окисление, смектитизацию и локальное обогащение калийсодержащими фазами (филиппситом, калиевым полевым шпатом и др.).

На стадии сжатия, которая типична для всех современных глубоководных желобов, метаморфические преобразования накладываются на метасоматически подготовленные породы офиолитовых ассоциаций. В этот период породы приобретают сланцеватое строение и нередко утрачивают свои первичные магматические структуры и текстуры. Именно на стадии сжатия за счет спилитизированных вулканитов и спилитов возможно формирование глаукофановых и лавсонит-глаукофановых сланцев, зеленых сланцев. Так, как метаморфические изменения в этот период происходят, по-видимому, в изохимических условиях, парагенезисы формирующихся пород определяются геохимическим характером метаморфических преобразований стадии рифтогенеза.

6. Таким образом, зона глубоководных желобов Западной Пацифики, формировавшаяся как рифтогенное сводовое поднятие одновременно с образованием позднеюрско-раннемеловой коры Тихого океана, представляет собой разломную планетарную структуру, обусловленную существованием подастеносферного линейного элемента и определяющую в силу этого внешнюю границу зоны перехода Азиатского континента к Тихоокеанской впадине, возможно, не только в позднем мезозое—кайнозое, но и в течение всего фанерозоя.

В этой концепции новое толкование находят краевые валы: они представляются погруженными положительными морфоструктурами восточного фланга рифтогенного поднятия.

7. Офиолитовые зоны тектонической грабен-горстовой системы Муссау связаны с рифтовыми структурами, сходными по минералогическим особенностям магматических пород с рифтами Восточно-Тихоокеанского поднятия и Северо-Атлантического срединного хребта. Зона Муссау располагается, вероятно, вдоль границы океанических микроплит Меланезийской и Каролинской, но, как полагают Ю.И. Пушаровский и Ю.Н. Разницын [1986], в конце позднего кайнозоя она начала трансформироваться в островодужную систему трог Лира—хребет Муссау—разлом Муссау, которая в совокупности с трогом Сорол предвещает обособление Каролинского района в качестве зоны островных дуг — краевых морей. Это предположение подтверждается нашими находками при драгировании хребта Муссау слабо измененных молодых базальтов, несущих черты перехода от толеитов MOR к бонинитам и толеитам островодужного типа.

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЗМА

Глава 8

**ВОСТОЧНО-АЗИАТСКАЯ СИСТЕМА
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПОЯСОВ.
ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ И МАГМАТИЗМА**

Ранее было отмечено, что для Восточной Азии как области перехода от континента к океану характерна высокая активность тектономагматических процессов на протяжении всего фанерозоя. Но особенно активной была позднемезозойская эпоха, примерно начавшаяся 200 млн лет назад и сопровождавшаяся горизонтальным перемещением блоков континентальной литосферы этого региона и соответствующая Уилсоновскому циклу развития Земли. Этот период соответствует началу активности магматизма Тихого океана, началу раскрытия Атлантического океана, деструкции Пангеи и, таким образом, имеет глобальные масштабы проявления.

К этому периоду относится формирование циркумпацифических плутонических и, несколько позже, вулканических поясов в области континентального обрамления Тихого океана, т.е. с одной стороны, расширение океанического дна, а с другой — сжатие вдоль стыка океан—континент и начало развития континентального магматизма. Сопоставление магматических процессов Тихого океана, Американской и Азиатской частей тихоокеанского обрамления показывает, что этот процесс протекал близко одновременно и имел черты общего развития, хотя имеются и существенные различия. Это прежде всего определенная асимметрия в структурной зональности обеих ветвей. В Американской четко прослеживается зональность от древних плутонических поясов у береговой полосы к более молодым на западе. Формирование линейных вулканических поясов, как правило, по времени запаздывает по отношению к развитию плутонических. Зональность может быть более сложной и не везде выдержанной, как, например, в Береговом поясе батолитов Британской Колумбии. Что касается состава, то в целом для плутонизма Американской ветви выдерживается основная принципиальная его зональность, наиболее хорошо проявленная в батолитовом поясе Байя (Калифорния) сменой с запада на восток от более основных к кислым и калиевым. Но эта закономерность нарушается появлением сложной зональности: в центральной части пояса проявлены более кислые комплексы по отношению к западным и восточным (Береговой плутонический пояс Британской Колумбии). Перуанский Береговой батолитовый пояс является наиболее интересным в отношении проявления

кольцевых комплексов, формирование которых отличается определенным шаговым интервалом, равным 35—50 км.

На Азиатской стороне Тихого океана зональность проявления усложнена в связи со структурными особенностями: наличием систем островных дуг, окраинных морей, блоковым строением континентальной части и особенностями геодинамического режима их развития. Тем не менее здесь прослеживается общая закономерность омоложения магматизма к океану и смена состава формаций с более кремнекислых и калиевых на более основные и натровые. Таким образом, сравнение магматизма Американской и Азиатской ветвей, с одной стороны, показывает, что общей закономерностью является зональность развития магматизма относительно океана, но в отношении направленности (восток—запад-восток) — противоположная. Причины этого явления не вполне ясны.

Общеизвестно, что магматизм вокруг Тихого океана является полициклическим и полихронным. Полихронность его развития доказывается прежде всего приуроченностью к одним и тем же структурам, чаще всего к глубинным разломам разновозрастных магматических комплексов. Так, для Востока Азии многие разломы существовали на протяжении всего фанерозоя. К ним как магмогенерирующим структурам приурочены магматические образования, слагающие протяженные многофазные, полихронные массивы. Датировки возрастов многофазных внедрений в батолитовых поясах, основанные на K—Ar, U—Pb и Rb—Sr методах, показали, что некоторые массивы представлены разновозрастными телами с диапазоном формирования от раннего палеозоя до позднего мела. Так, многие массивы плутонического пояса Юго-Восточного Китая сложены фазами с возрастом от 210—230 до 80—140 млн лет, т.е. магматическая активность неоднократно проявлялась на протяжении 100—120 млн лет и была связана с одними и теми же структурами и зонами генерации магм (Чжугуаншаньский массив). Это же свойственно массивам батолитового пояса Сьерра-Невада, Южной Аляски (Alaska Ranges Talkeetue Mountains plutonic belt: 180—160, 80—45, 24—40 млн лет), Юго-Восточной Аляски (плутонические пояса с возрастом от 110—105 до 20—30 млн лет) и др. Таким образом, можно констатировать, что длительность развития плутонических поясов, приуроченных к определенным структурам, не является редкостью, а интервал в 100 млн лет является весьма обычным.

Как уже отмечалось выше, структурами, которые контролируют длительность развития магматизма, являются глубинные разломы, представляющие собой сутурные линии или зоны столкновения коллизий крупных геоструктурных блоков, вдоль которых проходят движения горизонтальные и вертикальные. Вертикальные движения сопровождаются развитием разломов, глубина которых будет определять характер магматизма от степени влияния мантийного подтока вещества по ним. При горизонтальном движении при фронтальном сжатии или косом скольжении в зависимости от этого возникают либо условия сжатия и плавления в верхней коре без участия глубинного вещества и формируются гранитоиды S-типа, либо условия

растяжения и прогибания по разломам глубинных выплавок с определенной долей плавления корового вещества. Так формируются гранитоиды *J*-типа.

Формирование плутонических и вулканических поясов является особенностью не только Тихоокеанского пояса. Они широко известны в Альпийско-Гималайской складчатой области, на Бирмано-Тайландском участке складчатой системы, на Малаккском полуострове и в Индонезии (о. Борнео и др.). Как и в циркумпацифическом вулкано-плутоническом поясе, здесь они формируются на границе двух крупных плит: Индийской и Евразийской. Формирование их связывается с встречным движением этих плит в позднем мезозое, с закрытием палеотетиса в индосинийское и яньшаньское время тектонических движений, приведших к "скупиванию" и надвигообразованию на границе блоков вдоль сутурных швов, с которыми связан офиолитовый меланж. Параллельно им вытянуты протяженные пояса батолитов (Трансгималайский, Бирмано-Малайский и др.) и континентальные пояса вулканитов.

Анализ размещения и возрастная корреляция, магматизма и тектонических движений в двух крупнейших регионах Земли — Тихоокеанском и Альпийско-Гималайско-Индосинийском — по данным геологических исследований показывают, что существует структурная и возрастная взаимосвязь между характером движения, формированием сутурных швов с офиолитами, плутоническими и вулкано-плутоническими поясами. Эти данные на основе абсолютных датировок (K—Ar, U—Pb, Rb—Sr методов и др.) позволяют заключить, что формирование офиолитовых, гранитоидных и вулканических комплексов связано структурно, близко по времени и сопряжено с этапностью тектономагматических процессов. Модель такой взаимосвязи была рассмотрена ранее на примере Сихотэ-Алинской складчатой области при анализе плутонических и вулканических комплексов (см. гл. 3).

Подобная структурная и временная связь развития офиолитовых и плутонических поясов аналогична для многих регионов складчатых областей вокруг Тихого океана. Так, в американском отрезке Тихоокеанского обрамления от Аляски до Мексики она наиболее характерна. В юго-восточной части аляскинского отрезка пояса выделяются шесть основных и шесть мелких плутонических поясов средне-позднемезозойского и раннекайнозойского возраста, которые занимают около 30% всей площади территории. Формирование поясов связано с горизонтальными движениями, субдукцией Тихоокеанской плиты под Северо-Американскую континентальную окраину. Одной из особенностей плутонических поясов этого региона является полихронность их формирования. Начиная с раннего мела (по некоторым данным 140 млн лет, по другим — 100—115 млн лет) неоднократно проявляется гранитоидный магматизм (110—115, 74—85, 45—54, 20—30 млн лет) в одних и тех же структурах.

Основные пояса — Муир-Чичагов, Адмиральти-Ревиллгигедо, Клуван-Дюк и Береговой — плутонические пояса силлов, объединяемые общим названием "Береговой плутонический комплекс" и составляющие

главную полосу батолитов этого региона, развивались поэтапно, но в связи с сутурным швом, "корнем" которого является базит-гипербазитовый клукван-дюкский комплекс, с возрастом в 100—115 млн лет. Гранитоидный plutонический пояс, сложенный гранодиоритами, тоналитами, кварцевыми диоритами и монцонитами, имеет возраст также в пределах 100—115 млн лет. По геологическим данным он является более молодым по отношению к комплексу базит-гипербазитового состава. В свою очередь, интродуцирован гранитоидами пояса Адмиралти-Ревиллгигедо с возрастом 74—84 млн лет. Дискордантными по отношению к перечисленным выше являются образования plutонических поясов кайнозойского возраста, среди которых известны крупные и мелкие по размерам. Они отличаются весьма пестрым составом: от комплекса расслоенного габбро до щелочных гранитов. Весьма велика металлогеническая специфика этих поясов. С ними связаны различные рудопроявления — медно-никелевые, медно-порфировые и молибденовые, вольфрамовые, золото-серебряные и полиметаллические и т.д.

Как отмечалось выше, характерным для данного региона является полихронность проявления магматизма, близкая по времени взаимосвязь гранитоидных поясов раннего этапа (Муир-Чичагов и Адмиралти-Ревиллгигедо) с базит-гипербазитовым магматизмом (Клукван-Дюк), представленным в некоторых случаях концентрически зональными массивами, что дает основание некоторым исследователям этого региона считать их "корнями" аккреционного блока (*Gravina terrane*), а границу между двумя гранитоидными поясами с приуроченной к ней офиолитовой ассоциацией, возможно, главной позднемезозойской сутурой.

В североамериканском звене plutонического пояса особое место занимает батолит Сьерра-Невада, вытянутый более чем на 400 км с севера на юг через восточную часть Калифорнии и шириной в 80—100 км. В геологическом отношении это поднятый блок земной коры, с востока и запада ограниченный сбросовыми разломными зонами, отделяющими его от метаморфического пояса главным образом в кайнозойское время. Восточнее он граничит с Большим Бассейном (*Great Basin*), вдоль восточного края которого в Береговом хребте развита офиолитовая ассоциация, сопряженная по серии разломов системы Сан-Андрес с францисканской толщей. Батолит Сьерра-Невада является сложным и состоит из множества дискретных плутонов, имеющих секущие контакты друг с другом, с возрастным диапазоном формирования от триаса до позднего мела. По данным абсолютного возраста на основе U—Pb метода этот диапазон измеряется от 210 млн лет до 88 млн лет. Выделяется несколько фаз: 210, 186—155, 155—125, 125—88 млн лет. Среди меловых гранитоидов омоложение фаз отмечается в западном направлении. Центральная часть батолита представлена внедрениями с интервалом в 155—125 млн лет.

Таким образом, формирование батолитов Сьерра-Невада было полихронным с общим омоложением в западном направлении.

Нет необходимости более детально останавливаться на особенностях состава и эволюции пород батолита. Они опубликованы

в известных трудах североамериканских геологов, многие из которых стали классическими (P. C. Bateman, W. W. Chapell, 1984 г.; и др.). Следует подчеркнуть, что батолит структурно и по времени сопряжен с зоной сжатия, проявленной в период невадийской орогении и формирования офиолитовой ассоциации, которую многие исследователи связывают с субдукцией Тихоокеанской плиты под Северо-Американский континент. В течение мела и до начала кайнозоя сформировалась сплошная структура североамериканской континентальной окраины с двумя основными орогеническими фронтами: надвиговым поясом в горах Рокки Моунтайн на востоке и францисканской формацией и структурными элементами в Береговом хребте на западе.

Магматизм раннего кайнозоя запада и востока США в большей степени определяется структурной связью с системой горизонтальных правосторонних сдвигов вдоль глубинных разломов. Такой системой является линеамент Левис и Кларк на севере и линеаменты Техас и Калтам на юге, на границе с Мексикой. К ней примыкает система разломов Сан-Андрес. Движения вдоль этих разломов создают геодинамическую пару, которая определяет развитие поперечных к ним раздвиговых зон различной глубины заложения, являющихся путями внедрения разноглубинных магматических расплавов. Такие пояса вулканитов протягиваются по обе стороны батолита Сьерра-Невада (вулкано-плутонические комплексы гор Кламат, Сьерра-Невада, Блу-Маунтин и др.).

На более позднем этапе вдоль них формировались пояса неоген-четвертичных среднеосновных вулканитов и мощные покровы базальтоидов Сней-Ривер, плато Колумбии, рифта Рио-Гранде, Бассейнов и Хребтов. В позиции базальтоидных покровов и связанных с ними кислых вулканитов кальдерных неоген-четвертичных (плиоцен-плейстоценовых) комплексов многие американские исследователи усматривают структурную связь с глубинной системой Восточно-Тихоокеанского поднятия, "ныряющего" в районе Калифорнийского залива под западную часть Северо-Американского континента и фиксируемого повышенным тепловым потоком, аномалиями геофизических полей и т. д.

Возвращаясь к проблеме соотношения батолитов Сьерра-Невада, вулкано-плутонических поясов и офиолитов бассейна Грейт Валли, можно подчеркнуть, что они формировались последовательно и структурно связаны. Механизмом, обусловившим их проявления, как правило, предлагается субдукция океанической плиты под континентальную, т. е. встречные движения двух блоков. Батолитовый пояс формируется на границе вдоль сuture в пределах континентального блока, в котором фиксируется повышение мощности коры (до 50 км). Мантия характеризуется зонами разуплотнения, связанными с повышенным тепловым потоком (по данным П. Бетманна и др.).

Циркумпацифический плутонический пояс не менее активно проявлен и в Южной Америке: в Боливийских, Перуанских и Чилийских Андах. Но наиболее отчетливо взаимосвязь проявления офиолитовых поясов, зон меланжа и плутонических гранитоидных и вулкано-плутонических поясов устанавливается в колумбийском секторе

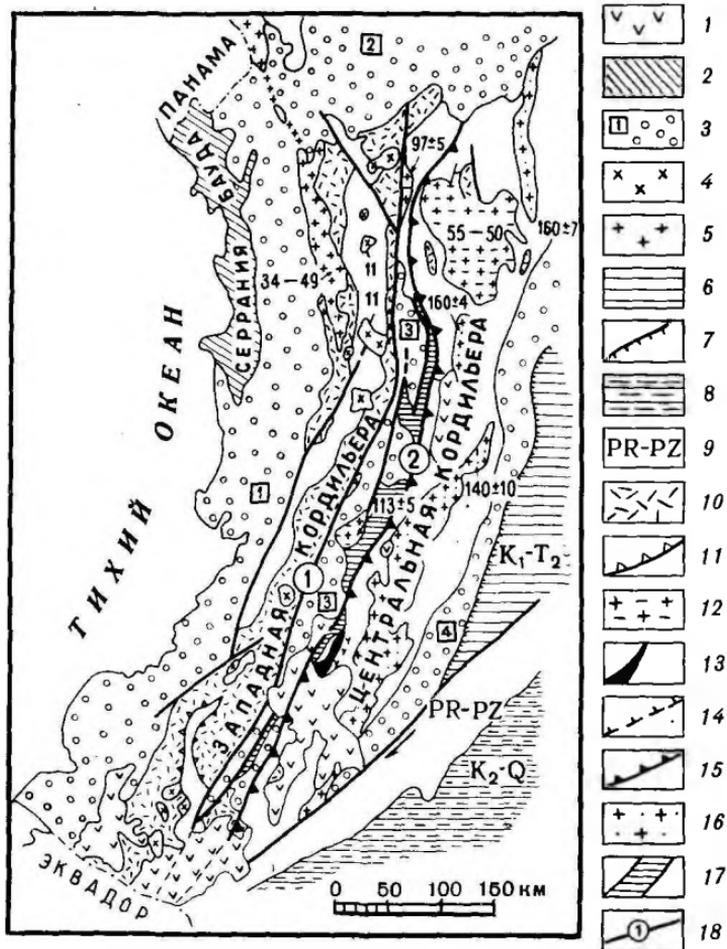
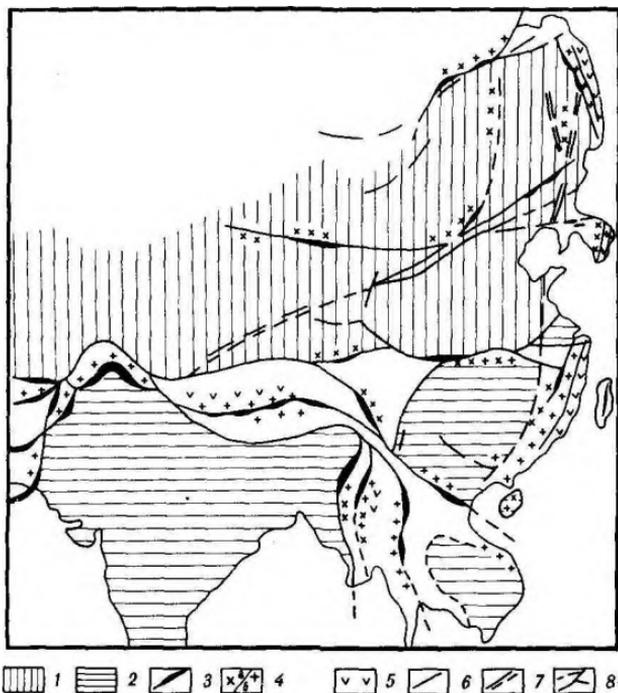


Рис. 35. Тектоническая схема Западной и Центральной Кордильеры. Колумбийские Анды по [Bougeois et al., 1987]

1 — андезитовый вулканизм (плиоцен-четвертичный); 2 — породы третичной вулканической дуги Серрия Бауда; 3 — осадочные бассейны: 1 — Сан-Хуан, 2 — Монтерия, 3 — Рио-Каука, 4 — Рио-Магдалена; 4 — plutonic masses (1—13 млн лет); 5 — plutonic masses (34—46 млн лет); 6 — Восточная Кордильера (осадочные комплексы пород от нижнего мела до кайнозой); 7 — постмиоценовые надвиги и разломы; 8 — осадочные образования (K_2-Q); 9 — фундамент PR—PZ; 10 — верхний офиолитовый комплекс, ярумальский (80—120 млн лет); 11 — надвиги и обдукция верхнесеноманского возраста; 12 — верхний plutonic complex гранитоидов и его возраст; 13 — древний офиолитовый комплекс (Рио-Сан-Франциско, 125 млн лет); 14 — глаукофановые сланцы (125 млн лет); 15 — обдукция раннемелового возраста; 16 — древний plutonic complex (110—160 млн лет); 17 — неразделенные массивы офиолитовых ассоциаций; 18 — основные разломы (сутуры): 1 — Каука, 2 — Ромеран

Анд. Здесь выделяются два разновозрастных пояса офиолитов и батолитов, формирование которых проходило с интервалом во времени в 40 млн лет и более [Jacques et al., 1987] (рис. 35) в раннем мелу и позднем сеномане — раннем палеоцене (80—60 млн лет) в период формирования движения океанической плиты и поддвига ее под континентальную.



1 2 3 4 5 6 7 8

Рис. 36. Схема размещения офиолитовых и плутонических поясов юга и юго-востока Азиатского континента по [Mattauer, 1986] с дополнениями авторов

1 — палео-Евразия; 2 — Гондвана; 3 — офиолитовые пояса и сутуры; 4 — пояса гранитоидов (а — палеозойские, б — мезозойские); 5 — вулканические пояса; 6 — разломы; 7 — транскуртантные разломы; 8 — "коллаж" различных мелких блоков Палеотетиса

Выделяется два периода субдукции, определенных радиометрически: ранний — в интервале 110—160 млн лет и поздний — 50—100 млн лет. В раннюю субдукцию были обдуцированы офиолиты (Rio San Francisco ophiolitic complexes). Поздняя субдукция вызвала обдукцирование вдоль Западно-Кордильерского разлома Каука, ярумальского офиолитового комплекса. В отличие от первого этот комплекс состоит из серии пород, включающей толлиты, турбидиты, габбро и перидотиты.

Гранитоидные плутоны двух возрастных комплексов (110—160 и 50—100 млн лет) в Центральной Кордильере развиваются унаследованно и структурно связаны с двумя периодами субдукции и проявлены в виде двух цепочек, совмещенных в пространстве, но различающихся не только возрастом, но и составом. Следует подчеркнуть, что, так же как и в других регионах, плутонические пояса батолитов структурно сопряжены с офиолитами, но развиты параллельно им в пределах континентальных блоков, представленных древними образованиями докембрия—палеозоя.

Обдукция офиолитов сопровождалась образованием глаукофановых сланцев, возраст которых по данным К—Аг метода определяется в 125 млн лет.

В азиатской ветви Тихоокеанского пояса размещение плутони-

ческих, вулканических и офиолитовых поясов является более сложным. Если учесть блоковое строение Восточно-Азиатской окраины, а также юго-западной части Тихоокеанского сектора, включающих Австралийскую, Индийскую плиты и наличие окраинных и внутренних морей, то в соотношениях плутонических поясов относительно сутурных линий намечается та же тенденция. Наиболее подробно это рассмотрено на примере Юго-Восточной Азии, а также в области стыка южной окраины Азии и северной части Индийской плиты (рис. 36).

Прежде всего обращает на себя внимание почти идеальная приуроченность плутонических поясов к зонам сутурных линий, разделяющих крупные геоблоки, составляющие суперконтинент палео-Евразии и Гондвану, консолидированные в единое целое позднепалеозойскими и индосинийскими движениями, но активизированных в позднемезозойское—кайнозойское время (яньшаньские и гималайские движения).

Сутурные линии, вдоль которых наблюдаются меланж, обдукция офиолитов, а также и интрузии, были активными в позднем палеозое, в раннем и позднем мезозое (индосинийские и яньшаньские движения). Офиолитовые пояса протягиваются на сотни и тысячи километров, фиксируя вдоль сутур разделение на отдельные разнородные блоки. Наиболее характерен в этом отношении "коллаж", возникший между палео-Азиатским континентом и Гондваной в период закрытия и последующие эпохи (в мезозое Тетиса; см. рис. 36).

Анализ геологических данных в последнее десятилетие [Tarpouner et al., 1986; Le Fort, 1986; Girardeau et al., 1985; Mattauer, 1986; Suensilpong et al., 1983; The Geology of China, 1986; и др.] показывает, что развитие плутонических поясов в позднем фанерозое в Юго-Восточной и Южной Азии сопряжено во времени и структурно с этапом коллизии на границе этих блоков и разделяющие их сутуры являются наиболее активными в отношении тектонических и магматических процессов. Как было отмечено в главе 3, с ними связаны позднемезозойские плутонические пояса Центрального Сихотэ-Алиня, Юго-Восточного Китая и Юго-Восточной Кореи. Позднепалеозойские и индосинийские движения, наиболее активно проявившиеся в Китае и Индокитае, сформировали протяженные плутонические пояса вдоль сутурных линий, разделяющих Северо-Китайскую платформу от Северо-Восточного Китайского блока: Алтын-Даг, Солунь-Силамулунь ("Иньшань-Яньшаньская линия"), вдоль сутурной линии — Си Чоу-Масинь, Шаньян-Тунчэн ("Ниньлинская линия").

В Юго-Восточном Китае плутонические пояса сопряжены с сутурами, которые расположены либо в континентальной части (Шаосин-Синцзянская), либо по краю, в пределах Тайваня (Хуалян-Дунтайская). С ними связаны палеозойские или мезозойские пояса батолитов (рис. 37).

На границе Индийской и Евразийской плит позднепалеозойская и мезозойская коллизии сформировали сложную систему складчатых комплексов, зоны надвига, офиолитового меланжа и плутонические пояса, с которыми связаны крупнейшие месторождения олова, вольфрама и других полезных ископаемых Таиланда, Бирмы и Китая.

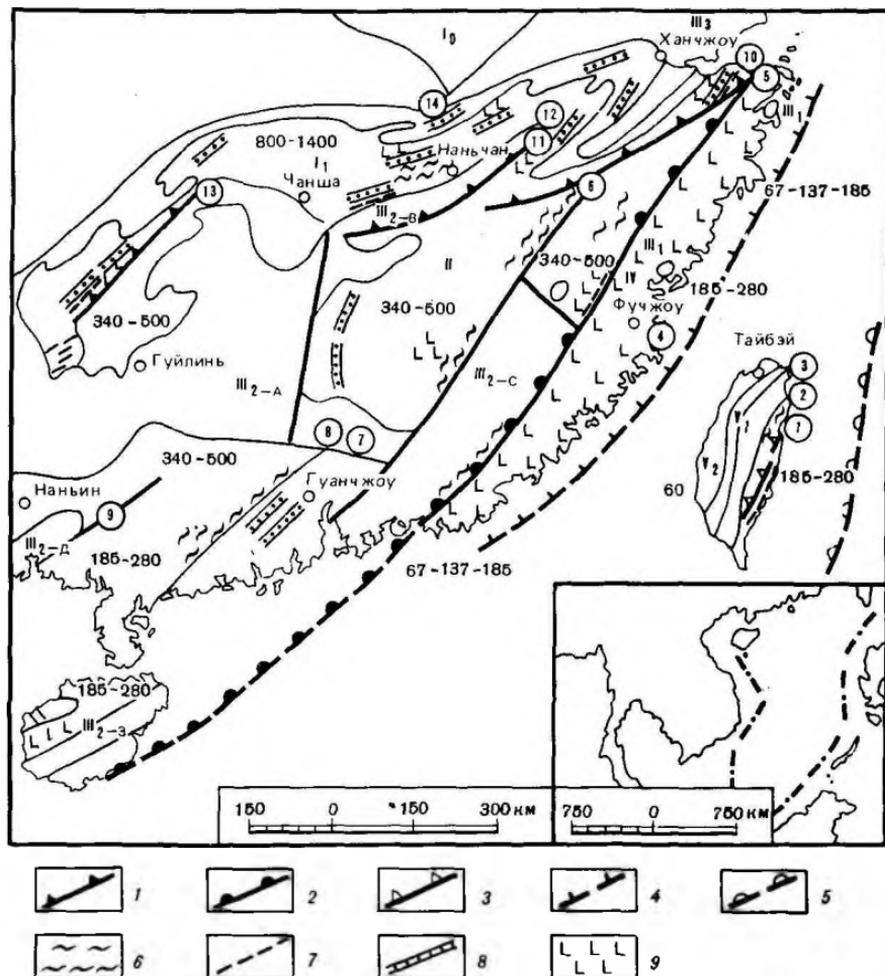


Рис. 37. Схема основных структурных элементов и их возрастные (в млн лет) соотношения Юго-Восточного Китая [Guo et al., 1984]

1—5 — зоны субдукции (сейсмофокальные): 1 — докембрийская, 2 — каледонская, 3 — герцинско-индосинийская, 4 — яньшаньская, 5 — гималайская; 6 — метаморфические зоны; 7 — офиолитовые комплексы; 8 — флишевые зоны; 9 — вулканические комплексы различных поясов. Основные глубинные разломные зоны: 1 — Хуалян-Дунтайская, 2 — Сиао-Фэнляо, 3 — Цзилун-Чэчэнская, 4 — Чэнлэ-Наньао, 5 — Шаньюй-Лишуй-Чжэнхэ, 6 — Шаоюю-Хэюйнская, 7 — Ляньпин-Гуанчжоу-Энлин, 8 — Сухой-Учуаньская, 9 — Линьшаньская, 10 — Шаосин-Синцзянская, 11 — Ичунь-Лепиньская, 12 — Ифэн-Цзиндэчжэнская, 13 — Сюэфэншань-Цзювандашаньская, 14 — Танчэн-Луцзянская, 15 — Цзянлэ-Сасяньская. I₀—III₃ — допозднемезозойские и IV — яньшаньские вулканические структуры; V₁ — Тайваньско-Гималайские островодужные складчатые системы, V₂ — Тайваньско-Гималайские депрессии

Наиболее ярким примером этих соотношений могут быть структуры Гималаев, главной особенностью которых является линейное расположение основных элементов относительно границы Индийской плиты (рис. 38), разделенных серией параллельных разломов. Вдоль них отмечаются взбросы и надвиги (рис. 39), а также сутурный шов Ярлун-Цангпо ("Индо-Цангпо сутурная линия"). На всем его протяжении

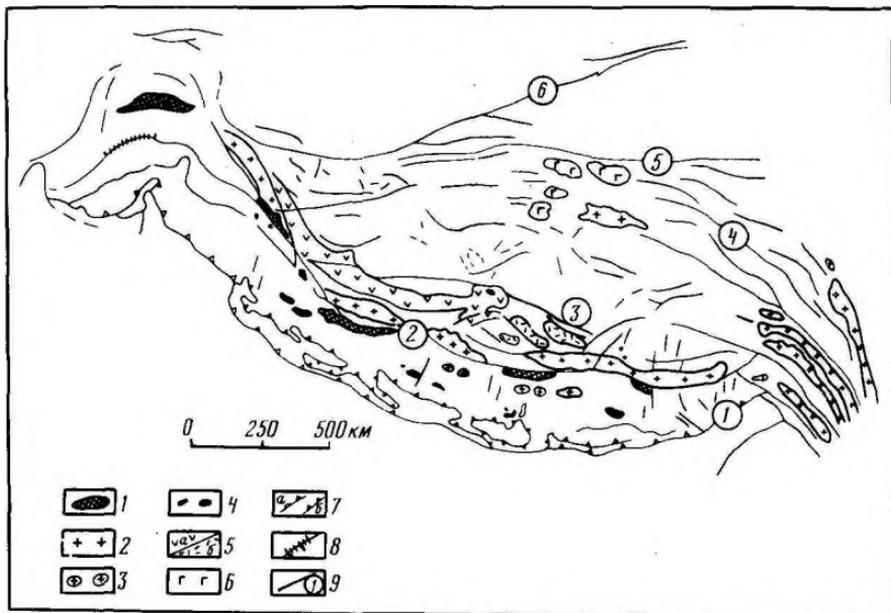


Рис. 38. Основные структурные элементы Гималаев и Тибета ([Le Fort, 1986; Tapponnier et al., 1986; и др.] с дополнениями авторов)

1 — офиолиты; 2 — Транс-Гималайский батолитовый пояс; 3 — plutonicный пояс Северных Гималаев; 4 — plutonicный пояс Высоких Гималаев; 5 — Транс-Гималайский пояс основных (а) и кислых (б) вулканитов; 6 — неоген-четвертичные базальтовые плато Северного Тибета (Цинхай); 7 — зоны надвига и поддвига: а — Главная пограничная, б — Главная центральная; 8 — зона развития голубых сланцев; 9 — основные разломы и сутуры: 1 — Главная пограничная зона разломов Гималаев, 2 — Ярлун-Цангпо (Индо-Цангпо), 3 — Андую (разломы 32 градуса и др.), 4 — Цзингшадзян, 5 — Сигоу-Масинь, 6 — Алтын-Даг

отмечаются выходы пород офиолитовых ассоциаций, данные по которым были получены в результате китайско-французских и китайско-американских совместных работ в этом регионе [Girardeau et al., 1985; Le Fort, 1986; и др.]. На северной стороне этой сутуры, непосредственно к ней примыкая, развит Транс-Гималайский plutonicный батолитовый пояс, представленный серией крупных плутонов, одним из которых является плутон Гандисэ. Батолитовый пояс вытянут вдоль Ярлун-Цангпо сутуры от Лхаса до Ладахи более чем на 2500 км. Возраст гранитоидов по данным U—Pb метода определен в 95 млн лет и близок к возрасту офиолитов (95—97 или 103—114 млн лет). Однако есть и другие данные относительно возраста офиолитов и гранитов. Они касаются различных участков этого протяженного пояса. Можно допустить, что на всем своем протяжении он формировался не одновременно. Следует остановиться на том, что пояс гранитоидов располагается среди древних пород, возраст которых определяется докембрием. Геохимические, изотопные и другие данные дают основание считать, что породы батолитового пояса образованы плавлением пород субстрата. Вместе с тем происхождение гранитоидов связывается с субдукцией андийского типа в результате коллизии Индийской и Евразийской плит.

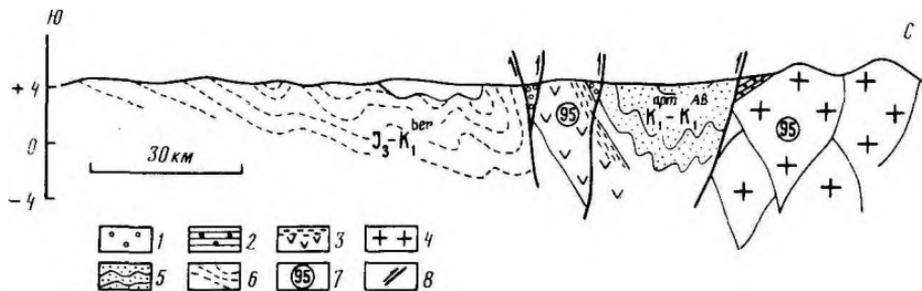


Рис. 39. Схематический разрез через Ярлун-Цангпо сутурную зону в районе площадей Сигацэ [Girardeau et al., 1986]

1 — формация Люку (конгломераты); 2 — формация Киуву; 3 — офиолитовый комплекс и его возраст; 4 — гранитоиды плутонического комплекса Гандисэ и его возраст; 5 — флиш Сигацэ (апт—альб); 6 — флишевая серия Тетян; 7 — абсолютные возрасты (в млн лет) по данным U—Pb и K—Ar методов; 8 — разломы и движения по ним

К югу от сутурной линии Ярлун-Цангпо параллельно ему протягивается еще два плутонических пояса: лейкогранитовый Высоких Гималаев и гранитовый Северных Гималаев. Особенностью этих поясов является, так же как и предыдущего, большая протяженность (более 1900 км). Они представлены отдельными массивами двуслюдяных лейкогранитов и лейкоадамеллитов, по возрасту относящихся к палеоцену, а также характеризуются весьма выдержанным минеральным составом, но гетерогенны по стронциевой изотопии и гомогенны по свинцовой. Отличаются крайне низким содержанием редкоземельных элементов и тория. Полагают, что их происхождение связано с плавлением пород субстрата (гнейсов). Данные по изотопии Nd, Sr, Pb и ^{18}O по некоторым массивам гранитов (массив Манасла, Эверест-Макалу и др.) согласуются с таковыми по породам фундамента [Le Fort, 1986; и др.].

К северу от сутурной зоны Ярлун-Цангпо выявлена серия глубинных разломов, среди которых наиболее протяженным является разлом Андуо (или Бангун-Нуцзянский). Вдоль разлома, представляющего собой сутурную линию, отмечаются выходы пород офиолитовой ассоциации. Разломы и сутурные швы являются зонами горизонтальных движений. Между разломами Ярлун-Цангпо и Андуо намечается целая серия раздвиговых зон, ориентированных под различными углами, но чаще поперечных к ним. Они явились структурами, вдоль которых в позднем мелу и палеоцене были извергнуты вулканы среднекислого состава, которые вытянуты параллельно батолитовому поясу. Эволюция вулканизма проявлена от более кислых и щелочных к средним типам в северном направлении.

Как считают большинство исследователей Гималаев вулканизм сопряжен с конечными фазами магматизма Транс-Гималайского плутонического пояса, внедрение которых приурочено к северным его бортам. Хотя в отдельных районах, в перекрывающих их осадочных образованиях, отмечаются обломки гранитов, которые, в свою очередь, перекрыты вулканидами. Еще одна особенность свойственна

вулканитам: они по латерали сопряжены с областью развития гранитоидов плутонического пояса Высоких Гималаев.

К северу от разлома Андую в районе Тибетского Плато (Цан-Тан) развиты современные базальтовые покровы (щелочные и субщелочные), которые покрывают значительную площадь (~90 000 км²) и сопряжены с разломами хребта Кунь-Лунь, являющегося западной частью (Сюгоу-Масинь) Циньлинской сутуры.

Краткий обзор магматических образований Тибета и Гималаев еще раз показывает, что где проявились условия встречных сжатий, обусловивших стрессовые напряжения, скучивания, надвигообразования, следствием которых являются необычная мощность земной коры (до 70 км), там возникают условия магматизма (образование гранитов больших объемов), которые, как это видно из анализа геологических данных, приурочены к границе жестких блоков коры и более мобильных зон, таких, как сутурные швы с обдущированными пластинами офиолитов. Сжатия, которые здесь возникают, по данным петрологических исследований, достигают 8—12 кбар и температур (по различным данным) от 500° до 850°С, при этом проявилась основная стадия метаморфизма, связанная с надвигообразованием вдоль Главного центрального надвига (см. рис. 38).

Отмечается определенная этапность развития тектонического и магматического процессов: формирование Транс-Гималайского батолита проходило в период максимального сжатия и надвигообразования вслед за обдукцией офиолитов. В жестких блоках вдоль сутуры создались условия плавления и внедрения основной массы пород батолита с последующим внедрением более поздних фаз вдоль северной границы батолита. Основная коллизия проходила в период мела—начала палеоцена. Новый этап коллизии в палеоцене вызвал формирование к югу от сутуры Ярлун-Цангпо в пределах Высоких Гималаев двух поясов батолитов: Высоких Гималаев и Северных Гималаев. Горизонтальными движениями вдоль сутуры Ярлун-Цангпо и Андую сформировали систему раздвигов, поперечных к их простиранию, вдоль которых внедрились лавы кислого и среднего состава. Предполагается, что развитие вулканического пояса к северу от Транс-Гималайского сопряжено по времени с внедрениями к югу от него плутонов поясов Высоких и Северных Гималаев.

Вдоль восточного края Индийской плиты и кратонами Азиатского континента — Шантай, Китайским и Индосинийским — развита система плутонических и вулканических поясов, сопряженных с сутурными зонами, разделяющими эти кратоны, а также складчатые зоны, возникшие при коллизии Индийской плиты с Азиатской.

Наиболее протяженным является пояс батолитов, протягивающийся от восточного края Тибета до Малаккского полуострова вдоль системы сутур, разделяющие кратоны. Главным из них является субмеридиональная система Чаннин-Шуанцзянская (на севере Китая) — Нан-и Уттарадит (в северном Таиланде) — Бентун-Рауб (на Малаккском полуострове), разделяющая кратоны Шань-тай от Индосинийского. Восточнее протягивается разлом Цзиньшацзян и Хунхэ (Красная река), вдоль которого фиксируются выходы пород офио-

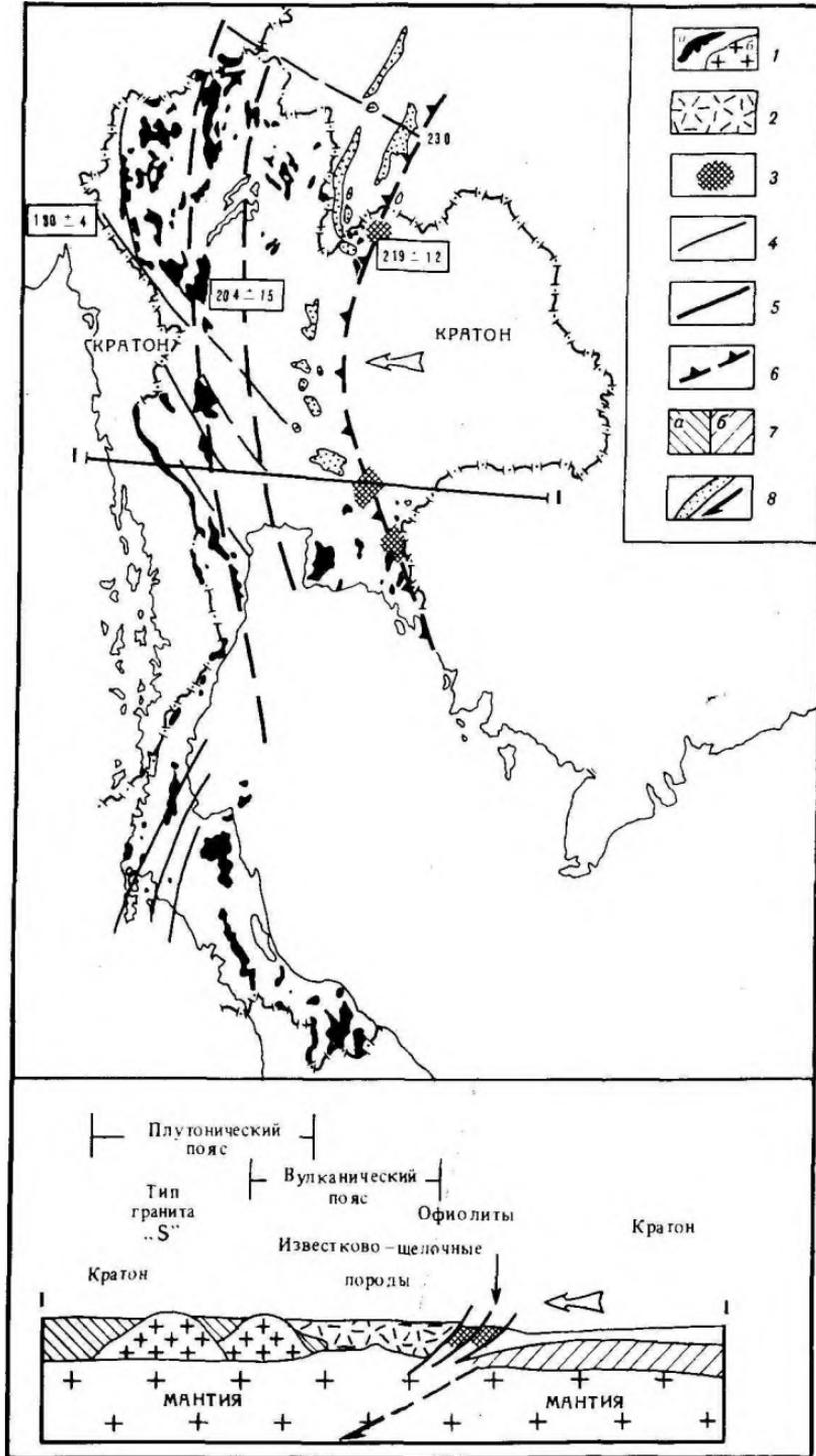


Рис. 40. Схема распределения и разрез плутонических, вулканических и офиолитовых поясов центральной части Таиланда

1 — гранитоиды плутонического пояса и их возраст (в млн лет): *a* — на схеме, *b* — на разрезе; 2 — породы вулканического пояса; 3 — офиолиты; 4 — основные разломы; 5 — граница кратона и его движение (субвулканизм?); 6 — границы континентальных поясов магматизма (плутонического и вулканического); 7 — блоки кратона: *a* — Индийский, *b* — Евразийский; 8 — субдуцируемая часть кратона

литовой ассоциации. Как уже отмечалось выше, параллельно им размещаются plutонические и вулканические пояса Бирмы, Таиланда и Малазии, а также пояса Китая (провинция Юннань) и Вьетнама.

Соотношение plutонических, вулканических и офиолитовых поясов наиболее отчетливо проявлено в северном и центральном Таиланде и на юге Малазии [Suensilpong et al., 1983; и др.], где намечается структурная связь в характере их размещения и этапность развития (рис. 40). Одной из особенностей размещения магматических образований этого региона является не только сопряженность с сутурными швами, но также последовательное развитие пояса батолитовых интрузий и вулкано-plутонических комплексов, разобщенных в пространстве и времени, но связанных общим циклом тектонических движений, главными из которых являются горизонтальные. Вулканические пояса связаны с зонами фронтального сжатия и коровым плавлением (гранитоиды S-типа и частично J-типа на поздних этапах), а вулкано-plутонические сопряжены с глубинными разломами и зонами раздвигов, возникающих как сколовые при горизонтальном движении вдоль них (см. рис. 40). Вулкано-plутонические пояса, как следует из многочисленных геологических и данных абсолютных возрастов, формируются вслед за plutоническими.

К югу от Малазии на островах Индонезии также развиты plutонические и вулкано-plутонические пояса, сопряженные с сутурными швами (Лунарская сутура и plutонические пояса о-ва Борнео, Банка, Белитунг).

Такие же соотношения характерны и для других регионов вокруг Тихого океана: в Новой Зеландии, Восточной Австралии и т.д. [Tulloch, 1983; и др.].

Геодинамические условия развития plутонических и вулканических поясов

Обзор особенностей размещения plutонических и вулканических поясов в структурах обрамления Тихого океана показывает, что существует определенная закономерность и этапность в их развитии. Прежде всего это области больших горизонтальных сжатий, которые возникают при встречных фронтальных движениях, области скупивания, увеличения мощности коры. Они характеризуются и определенными геофизическими особенностями: повышенным тепловым потоком, зонами разуплотнения в коре и мантии под ними, изостатической нескомпенсированностью, высокой скоростью "всплывания" (как правило, это высокие горные массивы) и т.д.

Plутонические пояса гранитоидов приурочены к краю жестких структур, к глубинным разломам длительного развития, как правило, являющихся в период горизонтальных движений сутурными швами. Часто к ним приурочены и узкие геосинклинальные трогги, развивающиеся на древнем жестком фундаменте кратона или вдоль его края. Помимо геологических и геофизических особенностей они характеризуются и своеобразием составов (см. гл. 3).

Вулкано-plутонические пояса развиваются параллельно plutоническим, но являются не всегда обязательным элементом такой ассо-

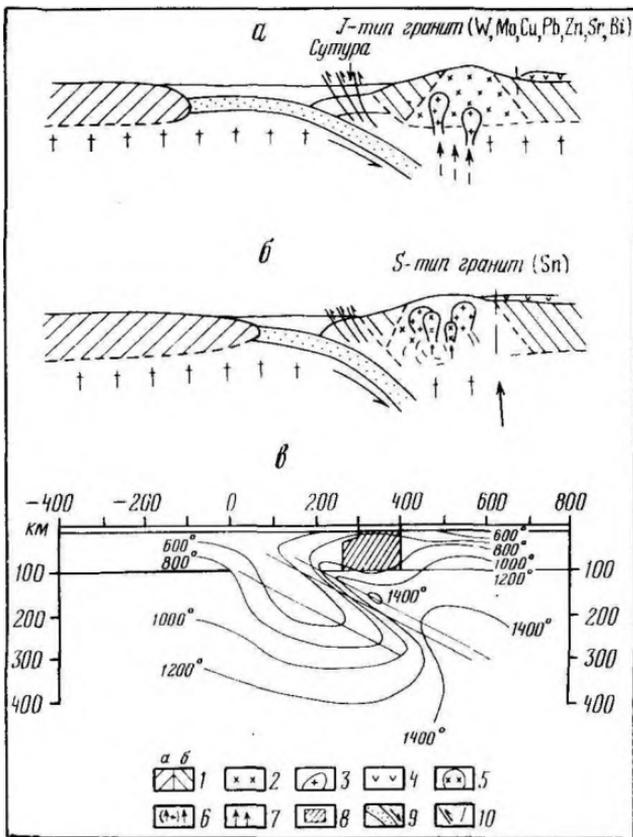


Рис. 41. Схема, показывающая субдукции при коллизии двух плит [Suensilpong et al., 1983]
 а, б — стадии коллизии: ранняя (а) и средняя (б); в — предполагаемый разрез градиентов температур в зоне коллизии (сейсмофокальной).

1 — плита: а — Индийская, б — Евразийская; 2 — гранитоиды континентального блока в палеозое и раннем мезозое; 3 — гранитоиды J-типа (K_1) и их металлогения; 4 — вулканические пояса; 5 — гранитоиды S-типа (K_2) и их металлогения; 6 — флюидный поток и зоны плавления в коре; 7 — направление движений глубинных флюидных потоков; 8 — предполагаемая зона плавления; 9 — субдуцированная пластина; 10 — зона разломов и направление движения вдоль них

циации. В некоторых случаях они отсутствуют (Аляскинский отрезок Американской ветви плутонического пояса) или редуцированы. Тем не менее в большинстве они сопряжены с плутоническими и, как будет показано ниже, обусловлены едиными причинами.

Для объяснения формирования плутонических и вулканических поясов, развитых на континентальной окраине, предполагается механизм субдукции андийского типа, в котором главным элементом является поддвиг одной плиты под другую с последующим плавлением на определенных глубинах при увеличении температуры и давления и т.д. (рис. 41). Это механизм рассматривался неоднократно, но в последнее время среди геологов и геофизиков вызывает сомнения, а поэтому модифицирован.

Результаты глубоководного бурения вблизи островных дуг часто не подтверждают наличие необходимых структурных элементов

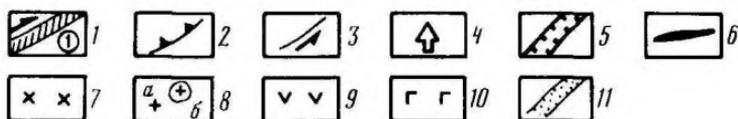
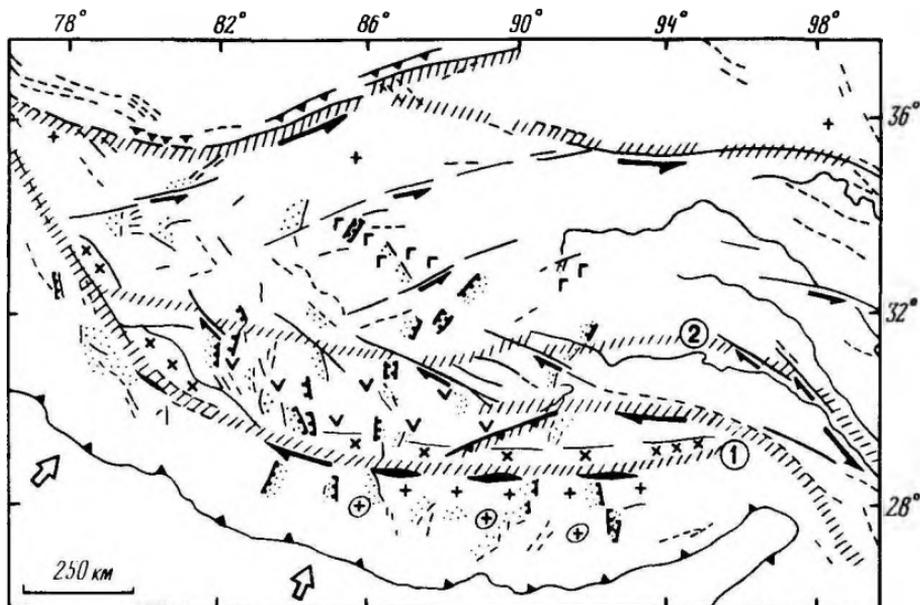


Рис. 42. Схематизированная модель развития Гималаев и Тибета в позднем мезозое—кайнозое ([Tarronnier et al., 1986] с дополнениями авторов)

1 — глубинные разломы и направления горизонтальных движений по ним: 1 — Ярлун-Цангпо, 2 — Андуо; 2 — Главная граничная зона разломов и надвигов; 3 — мелкие поперечные зоны разломов и горизонтальных движений по ним; 4 — направление движения Индийской плиты; 5 — зона раздвигов рифтогенного характера; 6 — офиолиты; 7 — Транс-Гималайский пояс батолитов; 8 — plutонические пояса: а — Северо-Гималайский, б — Высоких Гималаев; 9 — вулканический пояс; 10 — покровы базальтов (N—Q); 11 — зоны поперечных растяжений и впадин

(Тихоокеанская окраина Азии. Геология, 1989 г.). В последние годы во многих регионах были открыты и подтверждено проявление надвигообразования, скучивание, в том числе и в океане, а также в островных дугах (северный фланг Тонга и др.). Обдуриванные покровы и "коллаж" наиболее ярко проявлены между Индийской и Евразийской плитами (см. рис. 36, 39), в зонах стыка Тихоокеанской плиты с юго-восточной частью Азиатской (о-в Тайвань, Индонезия и др.). Это доказывает проявление фронтального сжатия и надвигообразования с обдуриванием пород офиолитового комплекса вдоль сутурных швов. В зонах сжатия, как было показано выше, формируются поля батолитов параллельно сутурным швам. Следующим этапом таких движений является появление целой серии параллельных разломов, часто древних, вдоль которых начинаются горизонтальные движения противоположных направлений. Это было показано на примере Сихотэ-Алиня (см. рис. 20). Система параллельных разломов и элементы горизонтальных движений вдоль них отме-

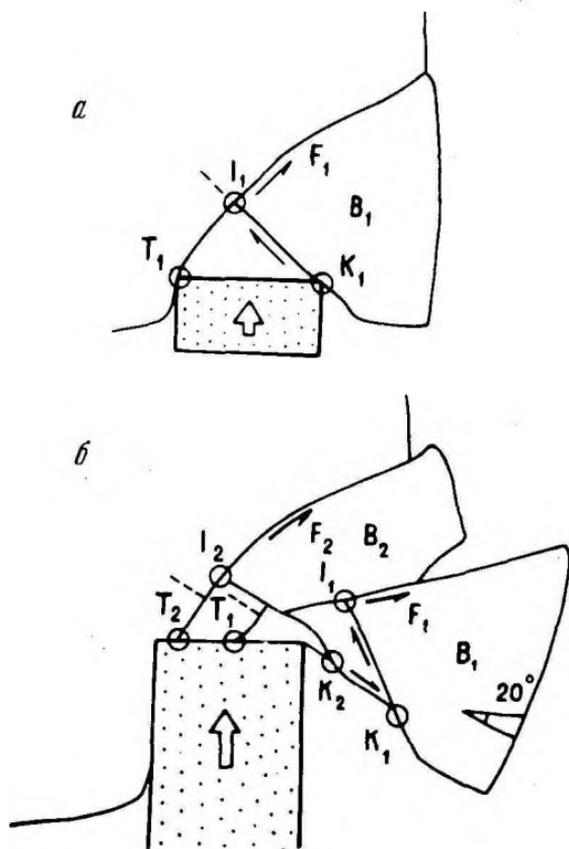


Рис. 43. Схема развития разломов и горизонтальные движения по ним в свете экспериментальных данных [Tarponnier et al., 1986]
 а — начало движения пластины и начало правостороннего движения блоков (B_1) вдоль разломов (F_1) с точками фиксированных положений (I_1 , K_1 и T_1); б — дальнейшее движение жесткой пластины с удлинением ее пути примерно в три раза; движение блоков (B_1 , B_2) вдоль разломов F_1 и F_2 и смещение точек K_1 , K_2 , T_1 , T_2 и I_1 , I_2

чаются многими исследователями по Юго-Восточной и Южной Азии, юго-западной части Тихого океана и Американского побережья.

Интересны данные относительно горизонтальных движений вдоль разломов на границе Индийской плиты и Юго-Западной Азии в участках развития плутонических поясов Таиланда и Малазии приводятся в последней работе П. Таппоньера и его коллег [Tarponnier et al., 1986], а также в работах китайских геологов [Xu et al., 1987].

В связи с этим формирование вулканического пояса приурочено к этой системе поперечных разрывов, которые размещаются вдоль серии глубинных разломов, которые в данном случае выступают как динамические пары. Примером таких разломов являются разломы Юго-Восточного Китая, Лишуй-Хайфэнский и Чанлэ-Наньао, между которыми размещен Восточно-Китайский вулканический пояс; Восточный и Центрально-Сихотэ-Алинский для Восточно-Сихотэ-Алинского пояса; разлом Ярлун-Цангпо и Андио для Транс-Гималайского вулканического пояса и др. Глубина проникновения этих разломов, а также раздвигов между ними определяет характер простиранья расплавов, степень влияния мантийного вещества (флюидов и расплавов). Формирование же самого пояса связано с развитием рифтоподобного прогиба, в основании которого создается "базальтовая подушка", что подтверждается геофизическими данными и геохимическими и петрохимическими особенностями.

Развитие горизонтальных движений при боковом и косом движении подтверждается рядом исследований по Сихотэ-Алиню (см. рис. 20), Гималаям (рис. 42), Северному и Центральному Таиланду [Tarrouniet et al., 1986] и др.

Эта модель была подтверждена экспериментально (рис. 43). При этом в качестве отправного момента моделировались условия горизонтального сжатия, возникающие при движении Индийской плиты на север. На рисунке видно, что при увеличении давления (см. рис. 43, В) формируется система сколов и движения вдоль них отдельных блоков [Tarrouniet et al., 1986]. Интерпретируя эти данные, можно заключить, что система разломов и характер движений по ним, а также элемент расхождения определяют характер магматизма: преобладающий базальтовый — при больших скоростях расхождения, щелочно-базальтовый — при медленных и среднекислый — при весьма ограниченных, когда роль глубинного материала сводится к влиянию глубинных флюидов, проникающих в кору и способствующих ее плавлению.

Анализ материалов по плутоническим и вулканическим поясам Востока Азии показывает, что эта модель может быть успешно применена для объяснения особенностей их развития.

Глава 9

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ МАГМАТИЗМА

Природные флюидные системы, представляющие собой сложные газосолевые смеси, играют важную роль в магматических процессах. Флюиды оказывают существенное влияние на зарождение, подъем и эволюцию магматических расплавов, способствуют дифференциации и ликвации последних, влияют на порядок кристаллизации и состав выделяющихся минералов.

Представление о составе магматических флюидов можно получить при изучении вулканических и фумарольных газов, продуктов эксгаляций вулканов, свободных газов пор и пустот среди изверженных пород, окклюдированных в магматических минералах газов. Однако не следует забывать, что подавляющее большинство доступных для изучения флюидных фаз являются конечными продуктами сложного и длительного процесса эволюции глубинных флюидов, которые нередко фракционировали, окислялись и смешивались с газами и водами метеорного происхождения. Высокая подвижность и изменчивость флюидных фаз затрудняют реконструкцию исходного состава и направленность их эволюции. Поэтому основным методом получения достоверных сведений о природных флюидах является термодинамический анализ состояния равновесия газовых систем для разных уровней окислительного потенциала [Никольский, 1987]. Этим достигается высокая надежность результатов, так как газообразные соединения почти нацело слагают объем флюидных фаз, а содержание солей не превышает нескольких десятых долей процента. Среди газов

преобладающие элементы представлены водородом, углеродом и кислородом, реже отмечаются сера и азот. Поэтому вполне правомерно можно использовать для петрологических построений теоретические модели упрощенных, двух-, трех- и четырехкомпонентных газовых систем. Но возможно и решение обратной задачи, когда по составу конкретной газовой смеси устанавливаются параметры R , T и f_{O_2} , при которых она находилась в состоянии равновесия, или решается вопрос — является ли данная газовая фаза равновесной или нет.

Длительное время среди исследователей существовало мнение, что вулканические эманации вообще не дают достоверного представления о составе и характере эволюции первичных газов, связанных с магматическими расплавами. Позитивные сдвиги в отношении к результатам изучения состава вулканических газов наметились после появления работ К. Краускофа [1960, 1961], С. Мацуо [1965] и других исследователей, которые использовали приемы и методы химической термодинамики. Были получены обнадеживающие результаты, свидетельствующие о возможности достижения состояния равновесия в газах, растворенных в магматических расплавах. Широкое развитие получило математическое моделирование на ЭВМ состава равновесных газовых смесей в широком интервале температур и давлений, основанное на методе минимизации свободной энергии системы [White et al., 1958]. В качестве спорных объектов для определения P — T зависимости равновесных составов флюидов послужили атомные отношения химических элементов, отвечающие реальным анализам вулканических газов [Волков, Рузайкин, 1974]. Однако крупным недостатком большинства этих работ является постановка задачи, в которой изначально постулируется неизменность состава первичного флюида в процессе эволюции и становления флюидно-магматических систем. А кроме того, сопоставление эмпирических и расчетных данных производилось простым сравнением, что не позволяет однозначно относить конкретную газовую смесь к равновесной или неравновесной. Избежать этих недостатков в какой-то мере позволяет расчет термодинамических параметров равновесия по составу газов и моделирование флюидных систем, описанных в работе одного из авторов [Никольский, 1981а,б, 1987]. В настоящей главе определение параметров равновесия газов производилось с помощью систем уравнений, включающих следующие реакции:



В главе 3 были приведены основные данные по геологии, петрографии и петрохимии гранитоидов плутонических поясов Востока Азии. Отмечалось, что одной из особенностей этого пояса является широкое развитие среди гранитоидов плутонических поясов высокоглиноземистых гранитов (Колымский, Сихотэ-Алинский, Южно-Китайский и др.). Газовая составляющая этих гранитоидов изучалась на примере гранитоидов Сандинского массива, являющегося типичным представителем глиноземистых гранитов, содержащих в своем составе глиноземистые (гранат, кордиерит, андалузит) и восстановленные (муассанит, самородное железо, графит) минеральные фазы. Результаты анализа пяти образцов приведены в табл. 47. Характерной особенностью окклюдированных в минералах гранитоидов газов является присутствие во многих образцах значительного количества водорода, который выделяется при нагревании в интервале 500—1100°С. Приведенные данные использовались для расчета параметров равновесия флюидных фаз по методике автора [Никольский, 1981а]. Результаты вычислений (табл. 48) свидетельствуют о том, что состав многих газовых фаз отклоняется, нередко значительно, от состояния равновесия. Так, сильно завышенными являются температуры в 1225—1370°С для газовой фазы из граната и кварца, особенно из

Таблица 47

Состав газовой фазы (в об. %) из породообразующих минералов гранитоидов Центрального Сихотэ-Алия (материалы А.С. Зимина)

№ п/п	Минерал	Интервал нагрева образца, °С	H ₂ O	H ₂	CO ₂	CO
1	Bi	150—500	81,81	1,95	15,05	0,91
2	Gr	150—1100	73,25	13,44	6,45	5,15
3	Gr	500—1100	52,33	22,05	14,60	9,03
4	Q	500—1100	83,88	5,92	7,65	1,65
5	Q	500—1100	66,73	11,04	17,68	3,72

№ п/п	Минерал	Интервал нагрева образца, °С	CH ₄	N ₂	V, см ³ /кг
1	Bi	150—500	0,25	0,03	1979,06
2	Gr	150—1100	0,81	0,90	2030,75
3	Gr	500—1100	0,47	1,52	907,04
4	Q	500—1100	0,72	0,18	7090,24
5	Q	500—1100	0,74	0,09	737,51

Примечание. Здесь и в табл. 48 Сандинский массив: 1 (обр. А—8319/8А), 2 (обр. А-3082), 3 (обр. А-8622), 4 (А-4038), 5 (обр. А—1740) — гранодиориты. Аналитик Н.П. Коновалова.

Расчетные параметры равновесия газовой фазы,
окклюзированной в породообразующих минералах
гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня

N п/п	N обр.	Минерал	Интервал на- грева образца, °С	Параметры равновесия		
				T, °С	P, кбар	lgf _{O₂} , бар
1	A—8319/8A	Bi	150—500	880	2,2	-14,095
2	A—3082	Gr	150—1100	1250	2,4	-9,946
3	A—8622	Gr	500—1100	920	0,075	-15,146
4	A—4038	Q	500—1100	1000	2,1	-12,655
5	A—1740	Q	500—1100	845	0,18	-15,972

лейкократовых гранитов. То же справедливо и в отношении давления флюида в 4—8 кбар. Немногие газовые фазы, состав которых приближается к равновесному, позволяют представить процесс кристаллизации гранитоидов в следующем виде. Магма, сформировавшая Сандинский массив, была нагрета до температуры порядка 1000°С, из которой при этой температуре и флюидном давлении 1,7—2,1 кбар начал выделяться кварц, возможно, еще до занятия расплавом кристаллизационной камеры (см. табл. 48, N 4, 5). Его кристаллизация продолжалась по крайней мере до 850°С, а давление флюида упало до 180 бар, что соответствует литостатическому давлению на глубине примерно 0,5 км. Вероятно, чуть позже кварца началось образование алмандинового граната (N 3), а затем — биотита (см. табл. 48, N 1).

Помимо этого изучалось содержание галогенов (F и С) в породах и апатитах. Полученные данные показывают, что породы и апатиты характеризуются высоким отношением хлора к фтору, т.е. хлоритипность пород этой серии выражена вполне определенно и, как будет отмечено ниже, имеет петрологическое значение. Обзор данных по другим регионам показывает, что такая тенденция свойственна для пород этой серии.

Опыт расчета параметров равновесия газовых фаз, окклюзированных в минералах интрузивных пород, показывает, что среди них довольно высока доля разностей, состав которых приближается к равновесному. А это дает основу для надежных петрологических построений.

Украинно-континентальные вулканические пояса

Газовая фаза минералов из вулканических и вулкано-плутонических комплексов окраинных поясов изучалась на примере двух поясов Востока Азии — Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского, представляющих собой два звена огромной структуры Востока Азии.

Из вулканитов отбирались минералы вкрапленников. Составы проанализированных газов, которые при расчете дали близкие к реальным результатам, помещены в табл. 49. Результаты расчетов параметров равновесия флюидной фазы приведены в табл. 50. Ха-

рактерной особенностью газов из минералов вулканитов является то обстоятельство, что доля составов близких к равновесным очень невелика и значительно меньше, чем у газов из минералов интрузивных пород. Рассмотрим полученные данные.

Анализ параметров равновесия газовых фаз из минералов-вкрапленников пород липаритовой (игнимбритовой) и контрастной ассоциаций Восточно-Чукотской зоны (Амгуэмо-Канчаланское вулканическое поле) показал, что температуры формирования кварца и плагиоклаза в пределах 1225—1375°C сильно завышены ввиду неравновесности газов. Несколько завышенной является температура в 1205°C для плагиоклаза из трахидацита (N 2) и в 1130°C для калиевого полевого шпата из перлита (N 5). Близкие к реальным данные получены для плагиоклаза из монцодиорита и липарито-дацита 945—1075°C (табл. 50, N 3, 4), а также калиевого полевого шпата из липарита 655—910°C (N 1). Близкие температуры для образцов N 1, 2, 3, 4, 5 (табл. 50) определены с помощью плагиоклазового и ортопироксен-клинопироксенового геотермометров [Полин, Коновалова, 1985]. Примерное флюидное давление при глубинной кристаллизации фенокристов составляло 0,5—2,3 кбар. Окислительный потенциал описываемых флюидных фаз изменяется в диапазоне от центральной части поля устойчивости вюститита до верхней поля фаялита.

Своеобразие флюидной фазы пород контрастной формации Восточно-Чукотской зоны заключается в том, что по объему она в 2 раза превышает объем газовой фазы пород игнимбритовой ассоциации, что, возможно, связано с ранней дегазацией при кристаллизации интрателлурических вкрапленников игнимбритов или с более высокой газонасыщенностью расплавов, формирующих породы контрастной серии. Для кислых пород контрастной ассоциации Восточной Чукотки характерно повышенное содержание CO₂ и CH₄, что определяет общий углеродисто-водородный профиль этих комплексов.

Газовая фаза, окклюдируемая в минеральных-вкрапленниках пород вулканических и вулканоплутонических комплексов, более полно изучена в Восточно-Сихотэ-Алинском окраинном поясе.

Прежде всего отмечается характерная черта вулканитов пояса — это значительно большее объемное соотношение газовой фазы пород липаритовой формации (игнимбриты приморского комплекса), их углекислотно-метановый состав при относительно низком содержании воды (табл. 49, N 6), о чем свидетельствует практическое отсутствие в их составе водосодержащих минералов и магнетита, возрастание фугитивности кислорода к заключительным фазам формирования этого комплекса одновременно с ростом углекислотности флюида [Моисеенко, Сахно, 1982]. Более поздние вулканиты маастрихт-датского этапа (самаргинский и богопольский комплексы) отличаются по объему газовой фазы, которая на порядок меньше, и только в экструзиях внутренней зоны объем газов возрастает, увеличивается степень окисленности. Меняется и состав газов. Он становится все более углекислотным (табл. 49, N 8, 9).

Во внешней зоне, в которой большим распространением пользуются вулканиты богопольского комплекса, объем газовой фазы

Состав газовой фазы (об. %) из породообразующих минералов вулканитов и субвулканических интрузий (по данным В.Ф. Полина, В.Г. Сахно, Ю.А. Мартынова, С.О. Максимова)

№ п/п	Минерал	Интервал нагрева образца, °С	H ₂ O	H ₂	CO ₂
1	Fsp	500—950	21,95	25,92	28,14
		150—950	34,44	19,84	27,09
2	Pl	500—1100	51,03	17,99	12,01
		150—1100	84,14	4,31	6,50
3	Pl	500—1100	72,73	3,20	20,73
		150—1100	79,40	2,44	15,35
4	Pl	500—950	31,12	9,47	36,40
		150—950	41,76	7,78	30,84
5	Fsp	500—1100	65,85	13,35	11,79
		150—1100	92,49	2,52	2,99
6	Fsp	500—900	41,65	0,33	29,24
		150—900	54,79	0,32	22,66
7	Fsp	500—900	68,13	3,37	25,09
		150—900	75,57	2,36	18,73
8	Pl	150—500	69,08	0,62	28,53
		150—900	47,46	0,14	50,91
9	Q	500—900	65,13	3,01	25,12
10	Pl	500—1100	69,61	15,16	6,69
		150—1100	85,69	5,64	3,94
11	Pl	500—1100	80,79	6,03	9,50
		150—1100	85,48	4,17	7,52
12	Pl	500—900	32,13	26,46	18,39
13	Pl	500—1100	63,31	3,39	29,97
		150—1100	72,85	2,39	21,91
14	Fsp	500—900	49,32	4,41	40,84
15	Q	500—900	77,89	3,13	16,19
		150—900	84,98	3,08	9,53
16	Pl	500—900	85,42	2,35	10,26
		150—900	91,07	1,33	6,18
17	Pl	500—900	70,34	11,77	11,49
		150—900	84,83	4,85	7,05
18	Pl	500—900	90,46	4,52	3,14
		150—900	92,75	2,68	2,34
19	Q	150—1100	76,09	12,23	6,53

Примечание. Здесь и в табл. 50 Восточная Чукотка (1—5). Липаритовая формация: 1 (обр. ПН—50—471) — липарит; контрастная формация (2—5): 2 (обр. ИЛ—2—10) — трахидацит, 3 (обр. ПН—38—319) — монцодиорит, 4 (обр. ПН—48—461) — липарито-дацит, 5 (обр. ПН—42—380) — перлит. Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (6—13). Южная часть: 6 (обр. 0—1072/8) — дацит, приморский комплекс; сияновский комплекс — 7 (обр. 0—1136/8) — дацит, 8 (обр. 0—1138/5) — липаритовый туф; богопольский комплекс — 9 (обр. 0—1171/15) — дацит. Центральные и северные части: совгаванский комплекс — 10 (обр. ЮМ—1427) — базальт, р. Коппи: 11 (обр. ЮМ—1142) — андезитодацит, самаргинский комплекс, бассейн р. Са-

CO	CH ₄	N ₂	V, см ³ /кг
17,54	4,52	1,93	302,16
13,59	3,52	1,52	465,36
17,46	0,64	0,87	1048,32
4,56	0,28	0,20	4761,86
2,80	0,40	0,14	2437,12
2,18	0,50	0,13	3440,35
19,84	2,57	0,60	532,14
16,11	3,00	0,51	693,90
7,50	1,49	0,02	976,66
1,63	0,36	0,01	5175,56
1,19	27,57	0,02	39262,71
1,06	21,09	0,01	51453,52
3,24	0,11	0,06	4114,99
3,00	0,27	0,07	5859,13
1,14	0,30	0,04	6065,11
1,28	0,10	0,05	27090,68
6,07	0,15	0,52	2539,49
5,89	0,98	1,67	968,80
3,10	0,36	1,27	2605,33
3,16	0,34	0,18	3337,86
2,22	0,23	0,18	4831,53
17,18	2,68	3,16	192,05
2,88	0,30	0,15	6993,20
2,31	0,22	0,32	9920,80
4,99	0,32	0,12	29488,48
1,62	0,19	0,98	736,52
1,06	0,62	0,65	1870,02
1,31	0,08	0,58	836,44
0,90	0,11	0,41	1687,92
5,51	0,20	0,69	919,54
2,62	0,12	0,44	2328,23
1,49	0,13	0,26	1861,57
1,92	0,12	0,17	3505,20
2,69	1,72	0,74	402,98

марги; контрастная формация (12, 13): 12 (обр. ЮМ—13) — кислое стекло, колчанский комплекс, Бухтянская структура; кузнецовский комплекс: 13 (обр. ЮМ—752) — базальт, бассейн р. Акча. Баджальская вулканическая зона (14—17). Баджальский комплекс: 14, 15 (обр. М—523) — липаритовый игнимбрит, 16 (обр. М—879) — трахидацит, Гоинская экструзия, 17 (обр. М—10936) — андезитодацит; 18 (обр. М—872) — субвулканический кварцевый монцодиорит, силинский комплекс, Санарский массив, 19 (обр. 0—1535/4e) — гранит, Селитканская зона. Аналитики: Н.П. Коновалова, А.Н. Котловский.

**Расчетные параметры равновесия газовой фазы,
окклюзированной в породообразующих минералах вулканитов
и субвулканических интрузий**

N п/п	N обр.	Минерал	Интервал на- грева образца, °C	Параметры равновесия		
				T, °C	P, кбар	lgfO ₂ , бар
1	ПН—50—471	Pl	500—950	655	0,003	-22,259
			150—950	760	0,03	-18,830
2	ИЛ—2—10	Pl	500—1100	1205	2,3	-11,046
3	ПН—38—319	Pl	500—1100	985	2,2	-12,564
			150—1100	1075	8,1	-10,840
4	ПН—48—461	Pl	500—950	945	0,34	-14,550
			150—950	1065	1,3	-12,401
5	ПН—42—380	Fsp	500—1100	1130	1,3	-11,482
6	О—1072/8	Fsp	500—900	730	9,1	-16,999
			150—900	770	16,6	-15,764
7	О—1136/8	Fsp	500—900	1020	1,8	-11,914
			150—900	1095	5,6	-10,554
8	О—1138/5	Pl	150—500	875	5,9	-13,522
			150—900	880	16,6	-12,584
9	О—1171/15	Q	500—900	1205	5,2	-9,372
10	ЮМ—1427	Pl	500—1100	1235	1,9	-10,268
			150—1100	1515	35,1	-6,456
11	ЮМ—1142	Pl	500—1100	1175	3,7	-10,151
			150—1100	1230	6,6	-9,127
12	ЮМ—13	Pl	500—900	835	0,03	-17,485
13	ЮМ—752	Pl	500—1100	900	1,1	-14,061
			150—1100	975	2,4	-12,553
14	М—523	Fsp	500—900	860	0,42	-15,090
15	М—523	Q	500—900	985	2,1	-12,368
			150—900	935	2,8	-13,371
16	М—879	Pl	500—900	1090	5,3	-10,497
			150—900	1150	19,6	-9,261
17	М—10936	Pl	500—900	1155	1,0	-10,900
			150—900	1300	8,8	-8,408
18	М—872	Pl	500—900	1355	12,3	-7,725
			150—900	1080	3,2	-11,357
19	О—1535/4e	Q	150—1100	1025	1,2	-12,880

уменьшается, увеличивается доля восстановленных углеродсодержащих газов. Это выражается в появлении в вулканитах и экструзиях таких минералов, как железистый гранат, ильменит, железистый ортопироксен, муассанит, самородное железо и углерод, а также в образовании своеобразных шаровидных скоплений — сростков самородных элементов цинка, олова, обнаруженных Н.И. Филомоновой и И.Н. Томсоном. Эта зональность, выраженная петрохимическими, геохимическими особенностями и связанная с более восстановленным газовым режимом вулканизма, при определенных усло-

виях способствует формированию рудномагматических систем оловянного профиля [Сахно и др., 1988].

Изучение газовой фазы пород контрастной серии в пределах Центрального и Северного Сихотэ-Алиня показало, что флюидный режим формирования кузнецовского и колчанского комплексов в определенной мере соответствует таковому пород контрастной серии Восточно-Чукотской зоны.

Параметры равновесия газовой фазы из вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса нередко значительно отклоняются от реальных. К наиболее достоверным следует отнести температуры кристаллизации калиевого полевого шпата автотемасоматической стадии 730—770°С и магматической — 1020—1095°С из дацитов (табл. 50, N 6, 7), плагиоклазов из липаритового туфа 875—880°С (N 8), из кислого стекла 835°С (N 12), из базальтов и андезитодацитов 1175—1235°С (N 10, 11). К ним можно отнести метасоматически перекристаллизованный плагиоклаз при 900—975°С (N 13) из базальтов. Давление флюида в описанных образцах часто является нереальным из-за отклонения газовых фаз от равновесного состояния. Оно, по-видимому, изменялось в интервале 0,03—3,7 кбар. В целом окислительный потенциал колеблется от уровня центральной части поля устойчивости вюститита до кривой кварц-магнетит-фаялитового равновесия, но отдельные пробы попадают выше этой кривой, в поле магнетита.

Флюидный режим внутриконтинентальных вулканических поясов рассмотрен на примере магматических комплексов Баджальской зоны как наиболее изученной. Ранее отмечалось [Моисеенко, Сахно, 1982], что в отличие от окраинных поясов аналогичные породы внутриконтинентальных зон характеризуются несколько меньшим объемом газовой фазы (в 1,5—2 раза), более восстановленным составом, смещением соотношения C/N в область более водородных составов. Меняется соотношение F/Cl как в первичных включениях (расплавных), так и в остаточных расплавах в сторону более фтористых фаз. Однако имеются отклонения, которые наиболее существенны для силинского комплекса (трахиандезит-монцогранодиоритового). Особенности состава флюидной фазы отражаются минеральными особенностями липарит-гранодиоритовой ассоциации (баджальский комплекс), главным образом устойчивыми парагенезисами граната с железистым ортопироксеном и биотитом, ильменитом, муассанитом, самородным железом и углеродом (ильменитовая серия).

Своеобразие газового режима магматизма Баджала и других аналогичных зон (Эзопа, Ям-Алиня и др.) создает предпосылки для формирования оловоносных рудномагматических систем при прочих необходимых условиях [Сахно и др., 1988].

Несколько иной характер газового состава свойствен вулканическим зонам типам Селитканской, развитие которой проходило в иных условиях, и кроме того, на структурных комплексах эвгеосинклинального обрамления. Вулканические породы среднего и кислого состава отличаются более высокой степенью окисленности, высокой хлористостью и бороносностью [Вулканические..., 1984], что

находит свое отражение в характере минеральных ассоциаций и прежде всего в наличии водосодержащих минералов (биотита, амфибола) и магнетита (магнетитовая серия), а также турмалина. Эта особенность проявлена и металлогенической специализацией главным образом порфирового типа — Mo, Cu, W.

Приведенные данные по Баджальской вулканической зоне свидетельствуют о том, что и здесь отмечаются существенные отклонения расчетных величин температуры и давления от реальных (табл. 49, частично N 16, 18). Близкие к действительным цифры получены для липаритового игнимбрита, в котором вначале кристаллизуется кварц при 985—935°С, затем калиевый полевой шпат при 945—860°С. Флюидное давление снижается от 2,1—2,8 до 0,42—1,5 кбар (N 14, 15). Образование плагиоклазов в андезитодацитах и трахидацитах происходило при температурах примерно 1155—1090°С и давлении флюида 1—2 кбар (N 16, 17). Летучесть кислорода в описанных газовых фазах из минералов Баджальских вулканитов соответствует интервалу от центральной части поля устойчивости вюститита до кривой кварц-магнетит-фаялитового равновесия.

Параметры равновесия газовой фазы из кварца субвулканического гранита селитканского комплекса несколько иные (табл. 50, N 19): $T = 1025^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{H}} = 1,2$ кбар, $\lg f_{\text{O}_2} = -12,88$, бар. Они соответствуют таковым из кварца гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня (см. табл. 48). Похоже, что они реально отражают условия кристаллизации, о чем свидетельствуют также данные двуминеральных геотермометров. Вполне возможно, что они образовались в высокотемпературных условиях при весьма низком содержании газовой составляющей в системе. Эта особенность подтверждается тем, что, как правило, между вмещающими породами и гранитами отмечаются "сухие" контакты, маломощные зоны термальной закалки.

Как свидетельствует опыт вычисления параметров равновесия газовой фазы из минералов изверженных пород, получение близких к достоверным результатов по минералам вулканитов достигается довольно редко. Это обусловлено отклонением состава флюидной фазы от равновесного состояния, вызванной спецификой формирования вулканогенных пород. Обычно формирование минералов-вкрапленников происходит в непрерывно изменяющихся термодинамических условиях во времени подъема магматического расплава и при задержках его в промежуточных очагах. Поэтому, на всех этапах кристаллизации фенокристов ими захватываются порции газов, равновесные в соответствующих P - T - f_{O_2} -условиях. Но при нагревании монофракций минералов выделяется неравновесная газовая смесь. То же справедливо и при наличии в породе вкрапленников одного и того же минерала, но разных генераций, отделить которые при отборке чаще всего практически невозможно. Исправить это положение можно при внедрении в практику определения состава окклюдированных в минералах газов из мелких навесок на газоанализаторах высокой разрешающей способности. В идеальном случае необходим точечный газовый анализ разных частей кристалла, как это делается при определении состава твердых фаз на микрозонде.

Достоверное представление о составе эндогенных флюидов можно получить путем моделирования двух-, трех- и четырехкомпонентных газовых систем. Наиболее распространенные элементы магматических газов представлены водородом, углеродом, кислородом, реже серой и азотом. В очень малых количествах в них отмечается фтор, хлор, гелий, аргон и другие элементы. Теоретически установленная зависимость состава флюидов от давления, температуры и летучести кислорода, с учетом фактического материала, свидетельствует о том, что флюидные фазы, активно участвующие в магматических процессах, представлены практически двумя типами — существенно водородным или метановым в восстановительных условиях и существенно водным и примесью углекислого газа в окислительных условиях [Никольский, 1987]. Не исключена возможность присутствия среди эндогенных флюидов типов, сложенных преимущественно сероводородом или азотом, но их широкое участие в магматических процессах проблематично, так как достоверные факты отсутствуют.

Первичный эндогенный флюид имеет существенно водородный состав, что обосновывается преобладанием водорода среди газов рифтовых гидротермальных растворов, в содержащих самородное железо интрузивных породах, водородными аномалиями в зонах глубоких региональных разломов, постоянной ассоциацией водорода с гелием, богатым легким изотопом, обогащением водородом газов из ультраосновных и кимберлитовых пород, из железных метеоритов и лунных пород [Никольский, 1987]. Источником водорода является, по всей вероятности, внешнее расплавленное ядро Земли, где оно находится в растворенном состоянии.

При благоприятных условиях водородные потоки по зонам разуплотнения поднимаются во внешние геосферы, где происходит постепенное окисление и усложнение состава флюидов главным образом за счет поступления в систему углерода. Последний имеет свойство образовывать самостоятельные твердые фазы (графит, алмаз) и карбиды (когенит, муассанит), устойчивые в восстановительных условиях в широком диапазоне температур и давлений.

При гидрогенизации углерода и его соединений в составе эндогенных флюидов начинает преобладать метан, но это происходит не ниже астеносферного слоя. Повышенное содержание углерода в нижней мантии и низах верхней мантии при относительной невысокой скорости подъема водородных потоков привело бы к подавляющему развитию эндогенных флюидов преимущественно метанового типа. Но этому противоречит значительная распространенность обогащенных водородом флюидов среди свободных и окклюдированных магматическими минералами газов, что становится возможным при условии высокой скорости миграции флюидных потоков или практического отсутствия на путях миграции водородного флюида углеродсодержащих пород. Высокая скорость миграции может быть достигнута в зонах

глубинных разломов в период преобладания растягивающих нагрузок. Нижним органичением таких флюидовыводящих зон является пластичное вещество астеносферного слоя, следовательно, углерод может заимствоваться глубинными флюидами из более высоких горизонтов верхней мантии или в земной коре. Есть все основания полагать, что с глубиной концентрация углерода уменьшается в связи как с начальной дифференциацией вещества Земли, так и с интенсивным выносом углерода потоками на ранних этапах развития планеты. Последнее подтверждается широким развитием углеродистых формаций среди докембрийских образований [Сидоренко А. В., Сидоренко С. А., 1970] и уменьшением содержания углерода во флюидах, приуроченных к долгоживущим вулканическим зонам [Моисеенко, Сахно, 1982].

Роль флюидов в магматических процессах представляется в следующем виде. Высокотемпературные эндогенные флюиды, нагретые до 1250—1300°С в пределах верхней мантии и до 900—1000°С в условиях гранитного слоя земной коры, обладают магмогенерирующими свойствами. Потоки этих флюидов способствуют снижению температуры плавления твердых фаз, иногда разогреванию пород, перераспределению легкоподвижных компонентов, что создает благоприятные условия для достижения субстратом эвтектоидного состояния и образования флюидно-магматических систем.

Таковыми системами являются очаговые долгоживущие вулканические структуры или центры эндогенной активизации, развивающиеся десятки и многие миллионы лет. Примером могут быть вулканические зоны окраинных и внутриконтинентальных поясов, приуроченные к глубинным разломам и системам разломов, позволяющие считать, что такие разломы проникают до 200—250 км и глубже [Шило, Умитбаев, 1977; и др.]. По ним происходит перераспределение вещества литосферы, отмечаются резкие изменения мощности и т.д. (см. гл. 3). Долгоживущие центры эндогенной активности (горячие точки) отличаются не только особенностями глубинного строения (разогретой и разуплотненной мантией, ее подъемом и т.д.), но также петрохимическим составом пород (повышенными концентрациями некогерентных элементов, высоким содержанием термофильных элементов в кислых породах) и флюидным режимом: мощным его потоком и проявлением восстановленных форм (CO₂, H₂, CH₄), повышенной концентрацией водорода и галогенов (Баджальская, Эзопская зоны и др.). Такие центры с устойчивым потоком восстановленных флюидов в пределах континентальных вулканических пород ильменитовой серии являются оловоносными или потенциально оловоносными [Сахно и др., 1988; Xu et al., 1984; Моисеенко, Сахно, 1982; и др.].

Подъем и консолидация магматических расплавов приводят к повышению в системе окислительного потенциала, который возрастает по мере увеличения доли кристаллизующихся твердых фаз. В этом направлении во флюидной фазе увеличивается содержание воды, что способствует смещению силикатного ликвидуса в область более низких температур. Ранее выделившиеся порообразующие минералы становятся неустойчивыми, так как оказываются в надликвидусной

области, и кородируются. Примером этого могут служить реликты плагиоклазов, пироксенов и кварца с обильными включениями вулканического стекла в эффузивах, субвулканических и гипабиссальных интрузиях. Смена преобладающих восстановленных форм газовой составляющей на окисленные способствует формированию "водонасыщенных" низкотемпературных кислых расплавов (гранитоиды, экструзии и т.д.) с температурой кристаллизации порядка 650—670°C и грейзенизации в эндо- и экзоконтактной зоне (кварц-касситеритная формация), а также отделению гидротермальных рудных систем. Обстановке высокой восстановленности флюидов в таких структурах на ранних этапах препятствует переход Sn^{+2} в Sn^{+4} и его рассеивание в расплаве в качестве аксессуара, а дальнейшее окисление приводит к появлению его в форме касситерита на стадии грейзенизации. Примером могут служить известные рудопроявления Баджала, Юго-Восточного Китая (провинции Гуандун, Цзянси и др.).

При формировании магматических пород среднего и кислого состава, которые являются производными других типов магм или генерируются в земной коре, основными компонентами флюидов являются преимущественно H_2O с подчиненным количеством CO_2 . В этом случае окислительный потенциал флюидно-магматической системы в ранний и поздний этапы консолидации магматических пород будет находиться на одинаковом уровне, соответствующем кварц-магнетит-фаялитовому равновесию. Это выражается в появлении среди ранних фаз клинопироксенов, амфиболов, биотитов в ассоциации с магнетитом или титаноммагнетитом.

Подобная ситуация свойственна вулканоструктурам, связанным с региональными глубинными разломами, формирующимися в динамике относительного растяжения, в период смены встречных движений блоков на горизонтальное скольжение (см. гл. 3). Как правило, это активные региональные или трансрегиональные разломы, ограничивающие жесткие блоки или развитые по их периферии и сопряженные с ними линейные структуры широтных структурных поясов (Огоджинско-Умлеканский, Циньлинский и др.), а также северо-восточных (разломная система Таньлу), Центрального и Юго-Восточного Китайских геоблоков. Относительная проницаемость вдоль них определяет активное влияние мантийных расплавов на коровое магмообразование и петрохимический тип пород и связанных с ними рудопроявлений. Это субщелочные и щелочные образования натрово-хлоридно-глиноземистого петрохимического типа: гранитоиды *J*-типа, эффузивно-экструзивные структуры центрального типа, трубки взрыва, брекчиевые воронки и т.д., с которыми связаны рудопроявления и месторождения порфирирового типа. К ним можно отнести молибденовый пояс Циньлинского широтного шва Китая, Селитканской зоны и т.д. Главная особенность интрузивных образований, с которыми связаны эти рудопроявления, — это высокая флюидонасыщенность, преобладающая доля окисленных форм газов и высокая их хлороносность.

Подводя итог анализу газовой составляющей магматических образований вулканических и плутонических поясов Востока Азии,

можно наметить основные особенности региональных структур, таких, как плутонические пояса орогенного этапа активизации, вулканические пояса окраинного (окраинно-континентального) и внутриконтинентального типов стадии посторогенной активизации и деструкции коры.

В период формирования пород плутонических поясов, главным образом глиноземистых гранитов, в начальную стадию фронтального сжатия коровое плавление проходит при минимальном количестве глубинного флюида. Его состав и степень окисленности буферизуются составом тех пород, из которых они выплавляются, в основном осадочных пород миогеосинклинальных комплексов. Флюидонасыщенность минимальная, а по характеру окисленности — преобладание высоковосстановленных форм (главным образом водород, СО и др.). Минеральный состав — наличие железистого граната, муассanita и др. — подтверждает связь между средой, из которой выплавляется расплав (высокоглиноземистый осадок), высокой восстановленностью флюида (глиноземистые граниты) и минимальным объемом флюидов и воды (почти полное отсутствие водосодержащих минералов). Хотя возможны условия, когда давление водного флюида возрастает (появление биотитов, мусковитов и т.д.). Главным же фактором является давление. Подсчет давления по реститам в этих гранитах определяет его величину в пределах 5—7 кбар. Глиноземистые граниты этого типа относятся к S-типу.

Биотит-роговообманковые гранитоиды (адамеллиты, монцодиориты и т.д.), которые слагают крупные массивы в плутонических поясах и либо предшествуют формированию глиноземистых гранитов, либо его завершают, в отличие от глиноземистых, которые являются складчатými, приурочены к разломным структурам, начинающим развиваться в стадию изменения фронтальных сжатий на тангенциальные, что приводит к горизонтальным сдвигам и прониканию сколовых зон в подкоровую область, в результате чего резко увеличивается подток глубинных флюидов и расплавов. Условия частичного растяжения определяют не только увеличение объема флюида в расплаве, но и характер окисления. Формируются гранитоиды J-типа.

Таким образом, в процессе формирования плутонических поясов флюидный режим эволюционирует и меняются соотношения глубинного и корового компонентов.

Формирование вулканических поясов, связанное с посторогенной активизацией, началом деструктивного процесса вдоль раздвиговых зон глубинных разломов (как правило, являющихся сдвиговыми), сопровождается подъемом разуплотненной астеносферы и флюидов. Окраинные пояса, особенно начальные фазы широкопроявленного кислого вулканизма трансрегиональных игнимбритовых полей "больших объемов", сопровождаются выносом огромных объемов флюидов, эволюционирующих от более восстановленных форм к более окисленным по мере развития вулканизма [Моисеенко, Сахно, 1982], а по составу они "углеводородные" с $C/H \geq 2$. В отличие от них расплавы зон кислого вулканизма внутриконтинентальных поясов

формировались при меньшей флюидонасыщенности и были высокой восстановленности, а состав газов является более "водородным". Но в рифтовых линейных зонах внутриконтинентальных поясов при сохранении общей специфики возникают локальные структуры с аномально высоким и более окисленным флюидным режимом. Это очаговые структуры, с которыми связаны рудопроявления главным образом шорфирового типа.

Известно, что многие хлориды и некоторые фториды петро- и рудогенных элементов при повышенных температурах представляют собой газообразные вещества, которые могут, хотя и в ничтожных количествах, входить в состав восстановленных глубинных флюидов и оказывать влияние на эволюцию магматических расплавов и рудообразование [Никольский, 1987]. Например, появление высокоглиноземистых низкощелочных магм может быть следствием привноса некоторого объема алюминия в виде его газообразных хлоридов в магмогенерирующие или промежуточные очаги, а возникновению более кремнекислых разностей пород может способствовать увеличение содержания кремнезема за счет привноса газообразным фторидом кремния. Подтверждением этого в какой-то мере служит то обстоятельство, что в зонах, где среди редких газов преобладают фтор, широким развитием пользуются кислые и ультракислые продукты вулканизма, в случае преобладания хлора — высокоглиноземистые [Моисеенко, Сахно, 1982].

Выделяются "фторотипные" и "хлоротипные", а также бороносные вулканоструктуры и зоны. Фтороносные и бороносные структуры характеризуются устойчивым режимом, проявленным как в магматическую, так и гидротермальную и рудную стадию. Как правило, это флюоритовые (или топазовые) и турмалиновые лавы, экструзии и интрузии или флюоритсодержащие и турмалиновые гидротермалиты и метасоматиты. Фтороносные структуры развиты в зонах, развитых на кристаллических массивах или в непосредственной близости от них (Баджал, Эзоп, Ям-Алинь и т.д.). Турмалиновые граниты связаны с зонами, развитыми в пределах складчатых структур, сложенных морскими осадками (Мяо-Чан, Селиткан и др.).

"Хлоротипные" зоны не имеют более четкой структурной привязки. Они в большей степени приурочены к глубинным разломам, непосредственно связанным с подкоровыми областями генерации магм среднеосновного состава и процессами дифференциации расплавов. Однако, как показывают режимные наблюдения над действующими вулканами (БТТИ, Суртсей и др.), эволюция фторсодержащих и хлорсодержащих флюидов связывается со стадией окисления магматических флюидов. Возможно, это процесс окисления летучих соединений хлоридов металлов. Экспериментально этот процесс подтвержден в хлорной металлургии и используется в практике.

В заключение отметим, что эндогенные флюиды, участвующие в генерации и на ранней стадии кристаллизации мантийных и некоторых коровых магм, имеют восстановленный характер. В составе первичных ювенильных флюидов преобладает водород. Гидрогениза-

ция ими углерода вмещающих толщ выше астеносферного слоя приводит к появлению флюидов существенно метанового состава, которые в магматических процессах участвуют значительно реже первичных. Те и другие типы флюидов, вероятно, заимствуют и серу, но вряд ли дело доходит до возникновения преимущественно сероводородного типа флюидов. Гидриды фтора и хлора также имеют глубинную природу. В форме летучих соединений они участвуют в петрогенезисе и рудогенезисе. Флюидно-магматическое взаимодействие приводит к тому, что конечными продуктами эволюции эндогенных флюидов будут существенно водные или углекислотноводные, иногда с примесью сероводорода флюиды, которые дают начало метасоматическим и гидротермальным нередко рудообразующим системам.

Глава 10

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ В СВЯЗИ С РАЗВИТИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ

Ранее [Зимин, 1963; Зимин и др., 1983; Щека, 1984] и выше было показано, что в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану наблюдается тесная зависимость характера магматизма и оруденения от типа земной коры. Гипербазиты геосинклиналей, заложенных, например, на океанической или маломощной континентальной коре, характеризуются дунит-гарцбургитовым или дунит-гарцбургит-лерцолитовым составом и магниезиальными хромитами с платиноидами осмий-иридиевого состава. Гипербазиты геосинклиналей, заложенных на континентальной коре повышенной (30—40 км) мощности, отличаются отсутствием ромбического пироксена и сильно железистыми и богатыми хромом хромитами. Офиолиты этих зон характеризуются более высоким содержанием окислов титана и фосфора (рис. 44), а также стронция и редкоземельных элементов (см. табл. 12).

Позднее при формировании гранитоидов, например, окраинно-континентального вулканического пояса, заложенного в Сихотэ-Алине на более мощной коре (после отложений палеозоя юры, раннего мела), формировались месторождения олова сложного состава, в которых широко представлены сульфиды железа, меди, а также касситерит в тесной ассоциации с турмалиновыми метасоматитами, месторождения вольфрама с апатитом и шеелитом (Восток-2, Лермонтовское) и золота с апатитом (Многовершинное). В Восточном Забайкалье в зонах активизации в связи с гранитами имеют место месторождения золота с турмалиновыми метасоматитами.

На более поздних этапах развития земной коры в стадию активизации щитов и платформ с большой (40—50 км) мощностью коры континентального типа в зонах глубинных разломов имеет место образование пород пироксенит-габбро-норит-сиенитовой формации с

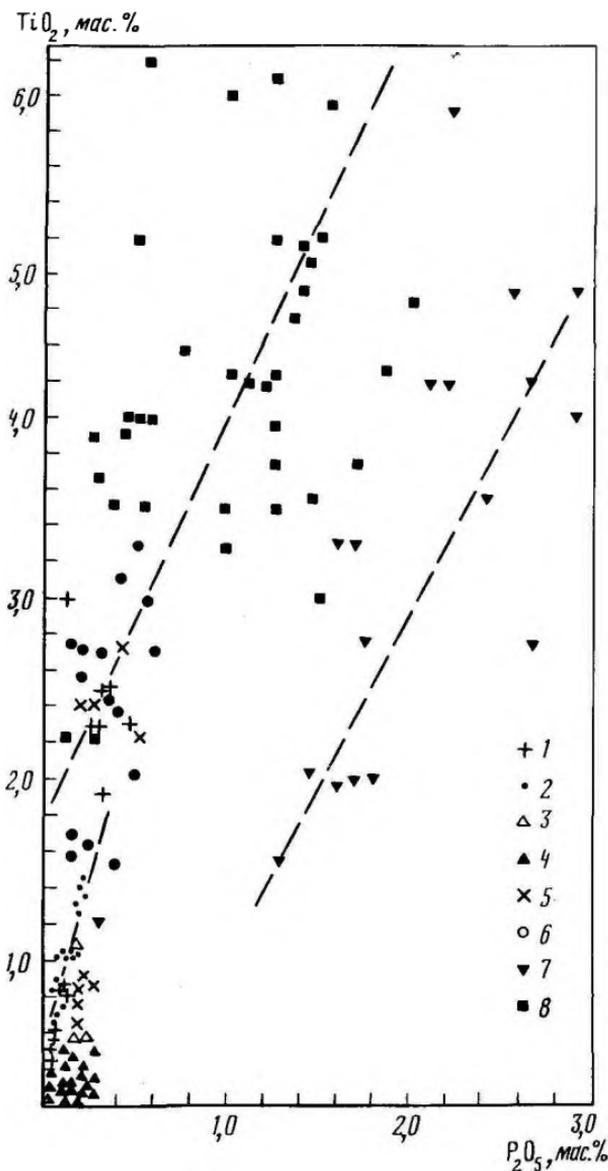


Рис. 44. Диаграмма содержания пятиоксида фосфора и двуоксида титана в офиолитовых и других комплексах пород Тихоокеанской окраины Азии

Офиолитовые вулканы: 1 — кингивеевской свиты (J_3-K_1) Куяльской зоны, 2 — Олюторской зоны (K_2), 3, 4 — коматитовые (3) и диабазовые (4) лавы Пекульнейской зоны (J_3-K_1), 5 — офиолитовые вулканы Калифорнии (США); 6 — спилиты, диабазы, пикриты Наданьхада-Бикинской зоны (P_1); 7 — апатитоносные базиты Становика; 8 — щелочные базальтовые пикриты Маймеча-Котуйской области

комплексными апатит-ильменит-титаномагнетитовыми рудами, а также сложных массивов щелочно-ультраосновной формации с карбонатами и рудами из апатита магнетита, ниобита, тантала, редкоземельных элементов. Эти рудные образования имеют весьма сложный состав. К зонам глубинных разломов щитов и платформ приурочены также кимберлиты и лампроиты, содержащие алмазы. Эволюция магма-

Температуры (максимальные) устойчивости некоторых фосфидов, боридов и других соединений, °С

Бориды		Фосфиды		Карбиды	
MgB ₂	1150	Fe ₃ P	1166	CaC ₂	450—2300
MgB ₆	1150	Fe ₂ P	1365	CeC ₂	1090
SmB ₄	1650	IrP	1425	NdC ₂	1150
Ti ₂ B	1800	PtP ₂	1500	CmC ₂	1170
MoB ₂	1300	Ir ₂ P	1350	VbC ₅	1271
W ₂ B ₅	2370	IrP ₂	1350	ErC ₂	1325
Fe ₂ B	1410	W ₃ P	900	La ₂ C ₃	1415
Be ₂ B	1500	WP	1450	YC ₂	1320
LaB ₄	1850	CeP ₂	800	Fe ₂ C	1650
Mn ₂ O	1580	Eu ₃ P ₂	1300	TbC ₂	1285
FeB	1650	TiP	1580	BaC ₂	150—1770
Co ₃ B	1110	Au ₂ P ₃		HoC ₂	1305

* Соединения предполагаемые.

тизма и оруденения в связи с развитием земной коры, отмеченная выше, свидетельствует об изменении их источников с ходом геологического времени.

На этапах формирования, например, первичных геосинклиналей источником гипербазитов и связанных с ними вулканитов и габброидов является в основном, видимо, верхняя мантия до глубины 50—70 км. До этих глубин при процессах плавления мантии ромбический пироксен, как показывают экспериментальные данные, будет уходить в расплав вслед за моноклинным пироксеном и раньше оливина [Рингвуд, 1981].

На этапах формирования вторичных геосинклиналей, заложенных благодаря рифтогенезу на континентальной коре повышенной мощности (30—40 км), источниками офиолитов являются, видимо, более глубокие горизонты верхней мантии, при плавлении которых ромбический пироксен остается в твердой фазе. В результате плавления мантии в этом случае образуются гипербазиты без ромбического пироксена, отличающиеся также повышенной железистостью, титанистостью и щелочностью, содержанием P₂O₅, стронция и редкоземельных элементов. При кристаллизации расплавов в окислительной обстановке при этом возникают гипербазиты с магнезиальными силикатами дунит-клинопироксенитовой формации с фациями клинопироксенитов, содержащими ильменит-магнетитовые руды, как, например, в Олюторской зоне складчатости [Зимин и др., 1983]. В более восстановительных условиях образуются породы типа оливинит-клинопироксенитовой формации Сихотэ-Алиня [Зимин, 1973], характеризующейся повышенной железистостью силикатов и отсутствием сколь угодно значительных концентраций ильменита и магнетита.

Алюминиды		Хромиды		Нитриды	
Cr ₂ Al	910	—	—	Mo ₂ N	900
CrAl ₄	1030	—	—	Mn ₄ N	1090
Cr ₄ Al ₉	1170	—	—	Ti ₂ N	900
Fe ₃ Al	550	Fe ₃ Cr	—	TiN	2950
FeAl ₂	1158	FeCr ₂	—	NdN	1600
Pb ₂ Al	1430	Pd ₂ Cr	—	Th ₃ N ₄	1500
Pt ₄ Al	1300	Pt ₄ Cr	—	Ba ₃ N	100
Pt ₃ Al	1550	Pt ₃ Cr	*	ScN	2650
Pt ₂ Al ₃	1521	Pt ₂ Cr ₃	—	CeN	2575
PtAl ₂	1406	PtCr ₂	—	UN	2800
Pt ₅ Al ₃	1435	Pt ₅ Cr ₃	—	CrN	1500
FeAl		FeCr	—	YN	1600

Источниками рудного вещества в верхней мантии, дающей начало образованию хромитов и платиноидов в гипербазитах, являются, видимо, алюминиды и хромиды магния, железа и платиноидов, показанные в табл. 51. Из этих образований известны лишь алюминиды железа и платиноидов, полученные синтетическим путем (Г.В. Самсонов, И.М. Виноцкий, 1976 г.), а также некоторые хромиды железа (Fe₃Cr, FeCr₃), обнаруженные в гипербазитах [Дистлер, 1986].

На хромидовую природу, например, хромитовых руд указывает положительная корреляция хрома и железа в раннемагматических хромитах и в аксессуарных хромшпинелях гипербазитов [Зимин, 1973].

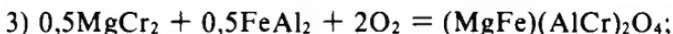
В гистеромагматических хромитах такие компоненты, как MgCr₂O₄ и MgAl₂O₄, являются, скорее всего, окисленным хромидом MgCr₂ и алюминидом MgAl₂ по аналогии с известным алюминидом железа (Г.В. Самсонов, И.М. Виноцкий, 1976 г.).

Алюминиды и хромиды (см. табл. 51) являются более плотными и высокотемпературными образованиями, чем окислы, и, стало быть, более устойчивыми на больших глубинах верхней мантии. Они характерны, видимо, для меньших глубин верхней мантии, о чем свидетельствует приуроченность хромитовых руд главным образом к раннегеосинклинальным гипербазитам.

Процесс генерации в верхней мантии гипербазитовых расплавов и связанного с ними оруденения представляется в следующем виде. При раздвиге или расширении земной коры в рифтовых зонах имеет место вынос теплоты из глубин и уменьшение давления загрузки на мантию. Повышение температуры и уменьшение давления на первом этапе способствуют выплавлению легкоплавких составляющих, которые дают начало образованию офиолитовым вулканитам.

Далее начинается процесс плавления хромидов и алюминидов железа, магния, платиноидов, которые в присутствии водорода и кислорода дают начало образованию хромовой кислоты. Воздействие этой довольно агрессивной кислоты, а также фтористо-водородной будет снижать точку плавления составляющих верхнюю мантию. Эти кислоты будут способствовать выплавлению расплавов, богатых оливином и хромом, как показывают экспериментальные данные [Маракушев, Безмен, 1980]. В расплавы перейдут также хромиды и алюминиды платиноидов.

В верхних горизонтах земной коры, в камерах интрузий гипербазитовой магмы, магматические расплавы будут подвергаться окислению или сульфидизации. Алюминиды и хромиды при этом будут разлагаться и через посредство явлений ликвации и кристаллизации [Маракушев и др., 1978] дадут начало образованию хромитовых руд, с одной стороны, а с другой — образованию платиноидов самородного типа или в виде сульфидов, как показывается в реакциях, приведенных ниже:



Эти реакции термодинамически вполне возможны, так как ΔZ окислов (например, хромитов) составляет более 300 ккал при температуре 298K, а свободная энергия, например, алюминидов, хрома при этой температуре близка к величине ΔH и составляет десятки (20—60) ккал (Г.В. Самсонов, И.М. Виноцкий, 1976 г.).

Рассмотренные выше модели формирования платиноидов и хромитов с учетом явлений ликвации магматических расплавов на силикатную и рудную составляющие вполне удовлетворительно объясняют приуроченность концентраций этих минералов именно к окисным рудам, а не к силикатным образованиям.

На более поздних этапах, отвечающих периодам активизации мощной континентальной коры, источниками оруденения являются, видимо, другие образования типа боридов и фосфидов титана, железа, платиноидов, золота, олова, вольфрама, а в ряде случаев и нитриды углерода, хрома, устойчивые в более глубоких, чем алюминиды, зонах мантии и встречающиеся иногда в парагенезисе с алмазами в метеоритах [Вдовыкин, 1970]. Некоторые из фосфидов и боридов приведены в табл. 51, в которой показаны также температуры их устойчивости. Из таблицы видно, что все эти соединения являются высокотемпературными. По сравнению с окислами они более плотные образования.

Многие из указанных выше соединений, особенно карбиды и нитриды, как видно из диаграммы (рис. 45), термодинамически устойчивы до весьма высоких температур. Устойчивыми являются также сульфиды кальция, церия, молибдена.

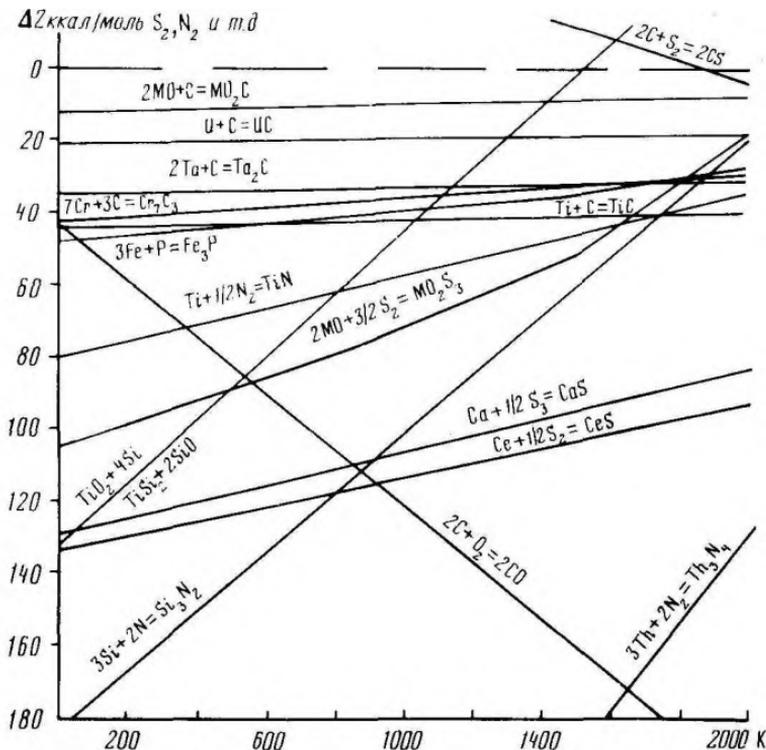


Рис. 45. Диаграмма зависимости свободной энергии образования (Z) некоторых сульфидов, карбидов, фосфидов и нитридов от температуры

Проблема устойчивости в глубинах мантии таких соединений, как гидриды, алюминиды, бориды, фосфиды, является весьма важной и дискуссионной. Выше и ниже в этой работе по данным петрологии и металлогении магматических комплексов показана возможность их присутствия в мантии. Имеющиеся на сегодня экспериментальные данные подтверждают это. Они показывают, что указанные соединения, как и окислы, карбонаты, фториды и хлориды, подчиняются одной и той же закономерности, согласно которой с ростом давления нагрузки возрастает и температура плавления. Так, например, легкоплавный гидрид MgH_2 ($T_{пл}$ $400^\circ C$ при $P_{атм}$) устойчив до $T=900^\circ C$ при возрастании P до 80 кбар [Тонков, 1978]. Борогидрид $LiBH_4$ ($T_{пл}$ $318^\circ C$ при $P_{атм}$) устойчив до $T=560^\circ C$ при повышении P до 40 кбар (рис. 46,а). Боронитрид Li_3BN_2 ($T_{пл}$ $800^\circ C$ при $P_{атм}$) устойчив до $1900^\circ C$ при увеличении давления до 65 кбар (рис. 46.б). Карбонитрид $NaCN$ ($T_{пл}$ $800K$ при $P_{атм}$) устойчив до $1260^\circ K$ (рис. 46,в) при возрастании P до 40 кбар [Тонков, 1978].

Из приведенных выше данных видно, что гидриды, даже легкоплавкие, не говоря уже о тугоплавких (гидриды Zr, Ti, Nb и др.), могут быть устойчивы до глубины 300 км. Что касается фосфидов, боридов, карбидов и нитридов с температурами плавления (при $P_{атм}$), превышающими 1500 и $2000^\circ C$, то наличие их весьма и весьма вероятно на глубинах 500—800 км и более.

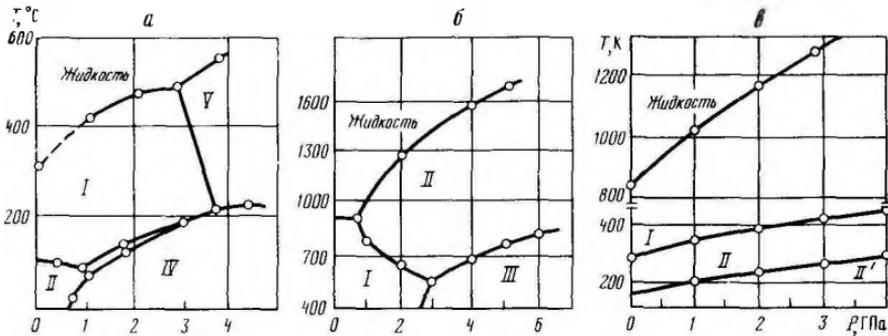


Рис. 46. Фазовые диаграммы борогидрида лития (LiBH_4) (а), боронитрида лития (LiBN_2) (б) и карбонитрида натрия (NaCN) (в) в зависимости от температуры и давления I—V — полиморфные фазы соединения. Кружки — точки экспериментального подтверждения фаз

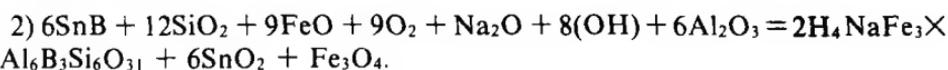
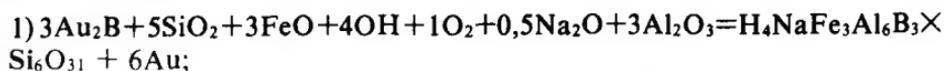
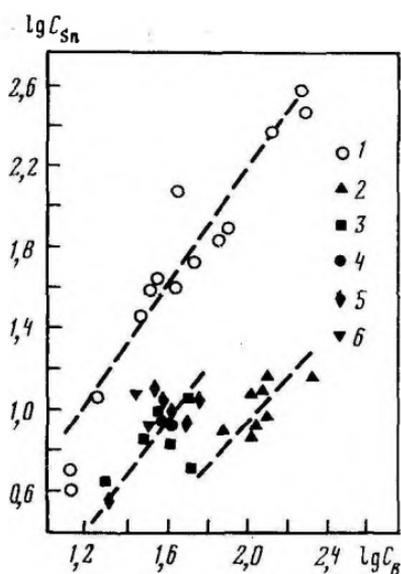
В свете данных, отмеченных выше, процессы формирования минерального состава в мантии, работающей, вероятно, в двух режимах — закрытом и открытом (в периоды деструкции литосферы), — будут определяться и, видимо, определяются на больших глубинах не только влиянием магнетит-вюститового буфера, но и влиянием гидридов, фосфидов, карбидов и нитридов. По-видимому, глубоко правы А.А. Маракушев, Л.Л. Перчук [1974] и Н.С. Никольский [1987] в том, что равновесные флюиды в недрах мантии имеют существенно восстановительный и водородный характер.

Имеются основания предполагать, что оловорудные месторождения различных формаций (кварц-касситеритовая, касситерито-сульфидная и др.) Сихотэ-Алиня и Северо-Востока СССР возникли за счет боридов глубинных зон мантии. Об этом свидетельствует постоянное сосуществование касситеритовых руд с турмалиновыми метасоматитами. Широко представлены в них и сульфидные руды железа и меди (Фестивальное, Арсеньевское, Хрустальное, Левицкое, Темногорское месторождения и др.). Нередко в их составе присутствует шеелит, а в ряде случаев и апатит. В магматических породах при этом наблюдается тесная корреляция олова и бора (рис. 47), а сами они относятся в большинстве случаев к габбро-монцитит-гранитной формации и реже к формации литиевых гранитоидов (месторождение Тигриное). Большинство этих месторождений приурочено к крупным поперечным разломам, которые проникают в мантию, возбуждая в ней генерацию мантийных флюидов за счет разложения боридов и фторсодержащих соединений под влиянием снижения давления и повышения температуры (вынос теплоты) в зоне глубинного разлома. Эти флюиды, содержащие борную, фтористо-водородную кислоты и рудогенные элементы (Sn, W, Fe, Cu, Zn и др.), весьма агрессивны и, воздействуя на коровый материал (песчаники, алевролиты и др.), резко снижают температуру их плавления [Глюк, 1972; Маракушев, Перчук, 1974] и способствуют генерации интрузий гранитоидов, дающих сложные по составу руды месторождений олова и вольфрама.

Рис. 47. Диаграмма корреляции олова и бора в вулканитах и гранитоидах Комсомольского рудного района и юго-востока Сихотэ-Алиня

1 — липариты богопольской свиты; 2 — липариты холдоминской свиты; 3 — андезиты амутской свиты; 4—6 — границы пурильского (4), силинского (5) и чалбинского (6) комплексов

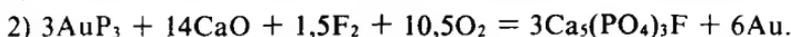
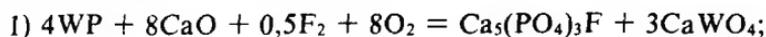
Аналогичная картина процессов характерна, видимо, для генерации месторождений золота с турмалиновыми метасоматитами, известных в Восточном Забайкалье (Ключевское и др.). В магматических породах этих месторождений наблюдается тесная корреляция бора с золотом и молибденом. В связи с этим можно предполагать, что руды их, как и многих месторождений олова, имеют боридную природу, хотя бориды олова и золота пока не синтезированы. У вольфрама они известны. Бориды олова, золота и вольфрама, весьма вероятно, имеются и в глубоких горизонтах мантии. Разлагаясь во флюидах под влиянием кислорода или сероводорода, они дают начало образованию руд олова и золота, как показывается в реакциях:



Таким образом, главные особенности многих месторождений олова и золота Дальнего Востока удовлетворительно объясняются с позиции боридной концепции их образования.

Помимо боридов в образовании оловорудных и особенно вольфрамовых месторождений Сихотэ-Алиня (Лермонтовское, Восток-2), а также ряда месторождений золота (Многовершинное) принимают участие, видимо, фосфиды рудных элементов, на что указывает наличие в них апатита, образующего самостоятельные, иногда крупные рудные концентрации. Фосфиды золота известны [Карапетьянц, 1981].

На фосфидную природу, например, вольфрамовых руд ряда месторождений Сихотэ-Алиня (Лермонтовское, Восток-2) указывает постоянное содержание в рудах шеелита и апатита, тесная корреляция между золотом и фосфором на Многовершинном месторождении, сформировавшемся в зоне окраинно-континентального вулканического пояса, наложенного на различные структуры континента. Реакции их образования приведены ниже:



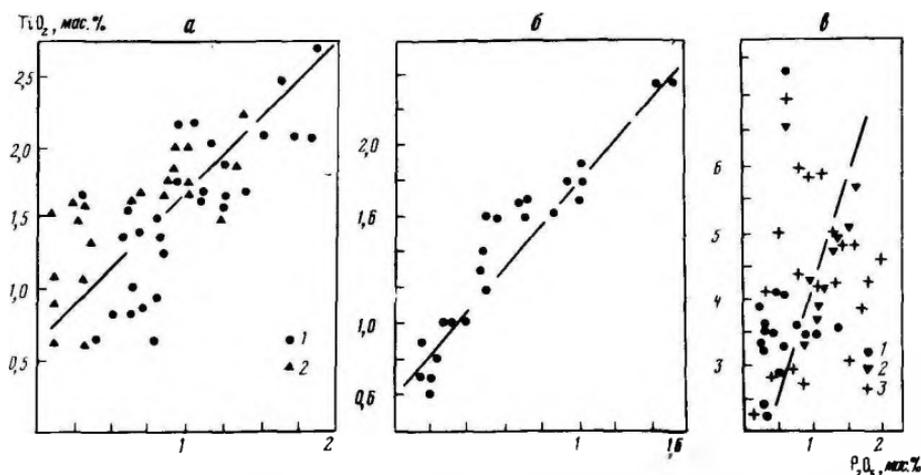


Рис. 48. Диаграммы корреляции TiO_2 и P_2O_5 в апатитоносных базитах Чистайгинского (1) и Кохтагского (2) массивов Саяно-Алтайской складчатой области (а), в базальтах и андезитах кизинской свиты Сихотэ-Алиня (б), в щелочных базальтах и пикритовых базальтах арыджанской (1), дельканской (2) и коготогской (3) свит Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы (в)

Более очевидна роль фосфидов при образовании месторождений полезных ископаемых в зонах активизации щитов и платформ с мощной корой континентального типа. Здесь широко представлены апатитоносные комплексы пироксенит-габбро-норит-сиенитовой формации с комплексными апатит-ильменит-титаномагнетитовыми рудами, для которых характерна тесная корреляция окисла фосфора с окислами железа и титана, как показано было ранее [Зимин и др., 1982]. Следует отметить, что положительная корреляция между окислами железа и фосфора, окислами титана и фосфора широко распространена в породах. Она наблюдается не только в офиолитах, возникших на мантийной коре континентального типа, но и в щелочно-ультраосновных комплексах щитов и платформ, а также в связанных с ними карбонатитовых рудах [Зимин, Залищак, 1988]. Кроме того, они имеют место и в апатитоносных базитах огромного пояса пород от Охотского моря до оз. Байкал (Ошурковское месторождение апатита), Саяно-Алтайской складчатой области, в породах Скаергаардского массива, в долеритах Хунгтукунского массива Сибирской платформы, в базальтоидах Сихотэ-Алиня, что видно на диаграммах (рис. 48, а, б, в; рис. 49, а, б). Эта корреляция дает возможность ориентировочно оценить и характер исходного фосфида мантии, принимавшего участие в образовании пород и руд. Так, для Чистайгинского и Кохтагского массивов апатитоносных базитов и базальтоидов кизинской свиты Сихотэ-Алиня (рис. 48, а, б) исходными были, возможно, фосфиды типа TiP ($T_{пл} 1580^\circ C$ при $P_{атм}$), для пород коготогской свиты (рис. 48, в) — Ti_3P ($T_{пл} 1760^\circ C$ при $P_{атм}$), судя по данным (Г.В. Самсонов, И.М. Виницкий, 1976 г.). Это видно и по наклону трендов корреляции. По наклону их (см. рис. 48, а, б, в) видно также, что помимо фосфидов исходными были и соединения типа, вероятно, интерметаллидов титана и железа.

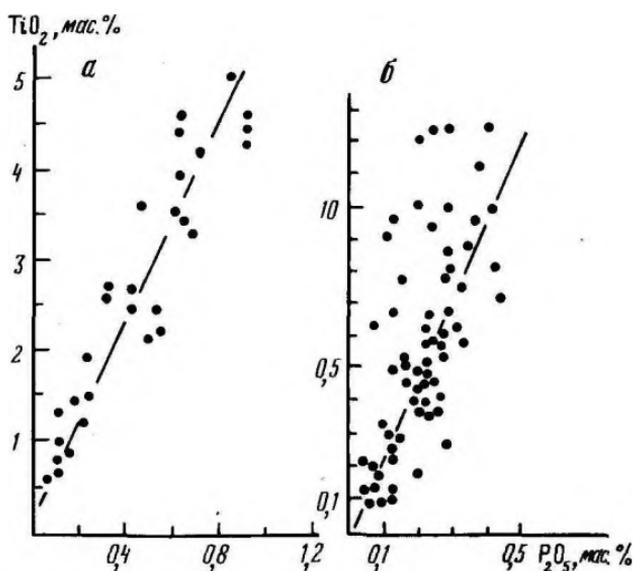


Рис. 49. Диаграмма корреляции TiO_2 и P_2O_5 в долеритах Хунгтукунского массива Сибирской платформы (а) и в базитах Скаергаардского массива (б)

В соответствии с данными, приведенными выше, процесс формирования апатитовых руд в базитах земной коры можно представить в виде следующих реакций:

- 1) $3TiP + 3FeP + 11,5O_2 + F_2 + 10CaO = 3FeTiO_3 + 2Ca_5(PO_4)_3F$;
- 2) $4Fe_3P + 2Ti_3P + 10CaO + F_2 + 20O_2 = 6FeTiO_3 + 2Ca_5(PO_4)_3F + 2Fe_3O_4$.

С рудами из апатита, ильменита и титаномагнетита могут быть связаны платиноиды, так как фосфиды платиноидов широко известны и показаны в табл. 51. Реакции их образования следующие:

- 1) $Ti_3P + Fe_3P + Pt_3P + 5CaO + 8O_2 + 0,5F_2 = 3FeTiO_3 + 3Pt + Ca_5(PO_4)_3F$;
- 2) $3Pt_2 + 6H_2S + F_2 + 10CaO + 10O_2 = 2Ca_5(PO_4)_3F + 3PtS_2 + 6H_2O$.

Платиноиды благодаря явлениям ликвации, свойственным, как известно, магматическим расплавам, содержащим фосфаты [Фишер, 1954], будут приурочены к комплексным рудам, а не к силикатным породам.

Еще более интересными по происхождению в зонах активизации щитов и платформ представляются карбонатиты [Самойлов, 1984; Бейли, 1969; Уилли, 1969] и кимберлиты [Бобриевич, 1961]. В их образовании помимо фосфидов широкое участие принимают карбиды, а также, вероятно, нитриды, на что указывает постоянное присутствие азота в алмазах [Орлов, 1984; Соболев, 1983].

С карбонатитами магматического (кальциевые) и гидротермального (доломитовые, анкеритовые и др.) генезиса ассоциирует широкая гамма сложных по составу руд (P, Fe, T, Nb, Sr, Ba, Tк и др.). Проблема их генезиса во многом не ясна. Карбонатитовые расплавы считаются первичными [Уилли, 1969] или остаточными щелочно-ультраосновных магм, или же образуются при обменных реакциях между плагиоклазовыми компонентами и углекислым натрием. Но

плаггиоклазов в таких магмах, как известно, мало. Важная роль придается кристаллизационной дифференциации и ликвации силикатных и карбонатитовых расплавов [Уилли, 1969]. Источник их считается мантийным, но какой — конкретно не ясно.

Исследования показывают, что источником карбонатитов и связанных с ними руд являются, видимо, карбиды и фосфиды мантии. Эти соединения тугоплавки (Г.В. Самсонов, И.М. Виноцкий, 1976 г.) и более плотны, чем соответствующие окислы и карбонаты, и, следовательно, устойчивы в более глубинных зонах мантии.

Фосфиды и карбиды широко распространены в каменных и железных метеоритах в виде шрейберзита Fe_3P и баррингерита Fe_2P , а также когенита (Fe_3C) и иногда находятся в парагенезисе с алмазами [Вдовыкин, 1970]. О существовании в метеоритах, например, фосфидов кальция и натрия, которые менее устойчивы при действии воды и кислорода (Г.В. Самсонов, И.М. Виноцкий, 1976 г.), можно судить по наличию в них и только в них [Семенов и др., 1981] таких минералов, как мериллит $Ca_3(PO_4)_2$, фарингонит $Mg_3(PO_4)_2$, бухвальдит $NaCaPO_4$, панетит $Na_2Mg_2(PO_4)_2$ и др. Эти минералы представляют собой нечто иное, как окисленные формы фосфидов кальция и натрия, марганца, магния и железа по реакции типа: $Ca_3P_2 + 4O_2 = Ca_3(PO_4)_2$.

О карбидно-фосфидной природе карбонатитов свидетельствует постоянное сосуществование в них рудных концентраций апатита и магнетита, нередко апатита, пирохлора, магнетита. В рудах карбонатитов широко представлены также дизаналит, ферсмит, бастнезит, сфен, иногда гатчеттолит, бербанкит и другие минералы, в состав которых входят элементы (редкоземельные), способные формировать фосфиды и карбиды. На фосфидную природу ряда рудных концентраций в карбонатитах указывает постоянная корреляция между железом и фосфором, между титаном и фосфором в магматических породах, с которыми связаны карбонатиты (см. рис. 44), а также корреляция между железом и фосфором в апатитовых с магнетитом рудах.

Реакции образования карбонатитов за счет карбидов термодинамически возможны и допустимы. Из реакций видно, что в основе формирования карбонатитов и связанных с ними руд лежит процесс окисления исходных карбидов и фосфидов с выделением при этом углекислоты [Зимин, Залищак, 1986].

Учитывая парагенезисы фосфидов, карбидов с нитридами и алмазами, можно уверенно предполагать, что процесс генерации карбонатитоносных магм по сравнению с магмами геосинклинальных формаций является более глубинным и осуществляется в верхах нижней мантии в результате снижения давления и повышения температуры (вынос теплоты) в глубинных разломах. Фосфиды и карбиды при этом разлагаются с образованием фосфорной и угольной кислот в присутствии кислорода и водорода. Эти кислоты в комплексе с хромовой и фтористо-водородной агрессивны и, воздействуя на перidotитовый субстрат, будут снижать точку плавления отдельных его составляющих. Расплавы, возникшие с больших глубин

(>100 км), будут иметь щелочной характер и в дальнейшем могут подвергнуться еще большему ошелачиванию при фракционировании (выделение в твердую фазу ромбического пироксена) в промежуточных камерах на глубине более 50 км. Таким путем, видимо, рождаются магмы, исходные для щелочно-ультраосновных формаций с карбонатитами. В дальнейшем по мере кристаллизации из магмы дунитов, пироксенитов щелочных пород в камере интрузий, а также благодаря ликвации в остаточном расплаве будут концентрированы и окислены карбиды, фосфиды, резко поднимается давление углекислоты, которое может привести к взрыву системы. Сброс углекислоты при этом приведет к формированию магматических карбонатитов в виде потоков, выполняющих трубки взрыва. В абиссальной фации карбонатитовые расплавы при обогащении водой могут эволюционировать до гидротермальных карбонатитов. В открытой вулканической системе потеря углекислоты приведет к излиянию карбонатитов в виде лав.

Таким образом, особенности геологического размещения, металлогении и генезиса апатитоносных базитов пироксенит-габбро-норит-сиенитовой формации, а также карбонатитов и связанных с ними руд апатита, магнетита, редкоземельных и других элементов находят вполне удовлетворительное объяснение с позиций фосфидной и фосфидно-карбидной моделей их формирования с учетом явлений ликвации и кристаллизационной дифференциации.

Смена источников магматических пород и оруденения на все более глубинные с ходом геологического времени обусловлена, по-видимому, заглублением астеносферного слоя Земли, как можно судить по данным [Дорман, 1972; Зимин, 1989] по мере нарастания мощности земной коры и отощения верхних зон мантии легкоплавкими компонентами [Рингвуд, 1981; Зимин, 1973]. Заглубление астеносферного слоя Земли, вероятно, связано с возрастанием давления на мантию, особенно нижнюю, в связи со скучиванием земной коры при складчатости геосинклиналей. Возрастание давления может привести к переходу в пластичное или расплавленное состояние простых веществ — самородных элементов, которые до этого (при меньшем давлении) находились ниже прежнего уровня астеносферного слоя в устойчивом (твердом) состоянии. В основе этого, вероятно, лежит свойство ряда элементов Si, Ce, C, Ba (Е.Ю. Тонков, 1979 г.) в отличие от соединений плавиться при меньшей температуре с возрастанием давления. Кремний из них, судя по наличию его в метеоритах (Э.В. Соболевич, В.П. Семенов, 1985 г.) в количестве до 2%, можно предполагать и в глубинах мантии. Переход его в расплавленное состояние при все более низкой температуре по мере возрастания давления и приводит в основном к заглублению астеносферного слоя под континентами. Вещество в пределах этого слоя, как показывают геофизические исследования, характеризуется повышенной электропроводимостью и находится в частично расплавленном состоянии [Ляпишев, 1982; Shankland, Woff, 1977].

Модели магматизма и оруденения, приведенные выше и свойственные различным геологическим структурам, хорошо укладываются

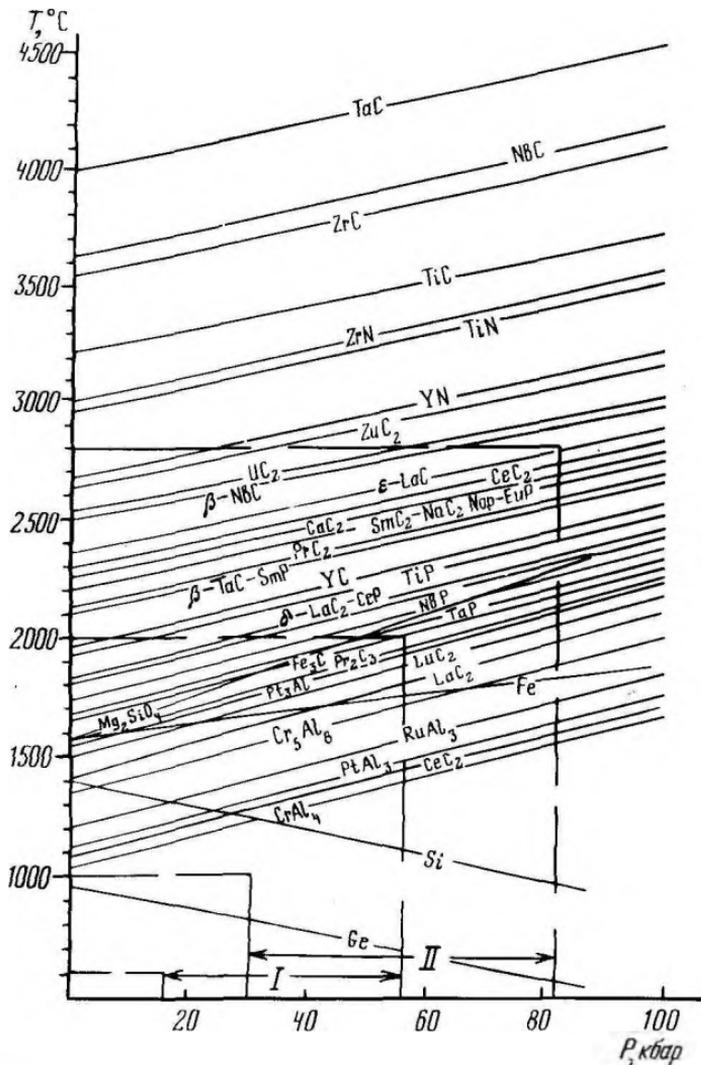


Рис. 50. Диаграмма плавления алюминидов, фосфидов, карбидов и нитридов, а также некоторых элементов (Si, Ge) от температуры и давления

I, II — области ($T-P$) в астеносферном слое под Тихим океаном (I) и под Канадским щитом (II)

в более общую астеносферную модель развития этих процессов. Смысл этой новой концепции, подчеркивающей главные особенности магматизма и оруденения земной коры, хорошо отражен на диаграмме $T-P$ (рис. 50), на которой показаны температуры плавления названных выше соединений в зависимости от давления нагрузки. Линии фазового перехода при плавлении соединений (алюминидов, фосфидов, карбидов и нитридов) построены по аналогии с кривыми плавления силикатов и окислов (Е.Ю. Тонков, 1979, 1983 гг.) и данными [Кост и др., 1983]. На диаграмму нанесены кривые плавления некоторых элементов (Si, Ge), а также области условий $T-P$, отвечающие положению астеносферного слоя под океаном (область I) и континентальными платформами (область II) по данным Д. Дормана [1972].

Из диаграммы видно, что в астеносферном слое под океанами

(область I) ранее силикатов (оливинов и пироксенов) при повышении температуры в расплав будут переходить алюминиды железа, хрома и платиноидов. При декомпрессии мантии и повышении температуры в зонах рифтогенеза в расплав перейдут также силикаты. Результатом этого в геосинклиналях, заложенных на океанической коре, будет формирование офиолитов с гипербазитами дунит-гарцбургитовой формации, содержащими хромитовые руды с платиноидами.

По мере заглубления астеносферного слоя (область II) плавлению будут подвергаться не только алюминиды и хромиды, но и более тугоплавкие соединения типа фосфидов, карбидов и нитридов титана, железа, редких и редкоземельных элементов. Эти процессы проявляются под платформами, где верхняя мантия лишена легкоплавких компонентов, более жестка, и приводят к формированию в земной коре кимберлитов с алмазами и щелочно-ультраосновных комплексов пород, с которыми связаны наиболее сложные по составу апатитовые руды и карбонатиты с редкометальной и редкоземельной минерализацией.

В свете астеносферной модели, предложенной выше, большинство главных рудных элементов (Pt, Au, Sn, Zn, Cu, Pb и др.) носят в мантии сквозной характер, и месторождения их возможны как на щитах и платформах, так и в обрамляющих их складчатых регионах, однако встречаются они будут в разных сочетаниях с другими элементами (TR, RZ, P, Sr, B и др.), формируя генеральную зональность. Существо этой зональности состоит в том, что щитам и платформам свойственны более сложные по составу месторождения полезных ископаемых (карбонатиты и другие месторождения с редкими и редкоземельными рудами), возникающие из более глубинных расплавов мантии. Для складчатых регионов, обрамляющих кристаллические массивы и заложенных на мощной континентальной коре, будут характерны также месторождения (Sn, W и др.) сложного состава с повышенными концентрациями апатита, стронция и редкоземельных элементов и редких щелочей (Cs, Rb), возможны и карбонатиты (Сихотэ-Алинь). По мере уменьшения мощности земной коры в регионах будут встречаться все более простые по составу месторождения рудных элементов. Особого внимания заслуживают также окраинно-континентальные вулканические пояса, наложенные на докембрийские и складчатые регионы с мощной корой, так как дислокации при их формировании уходят на большую глубину (до 700 км) и могут черпать рудные компоненты из более глубинных зон мантии, создавая сложные по набору руд и элементов месторождения полезных ископаемых (Охотско-Чукотский пояс).

Новая астеносферная модель магматизма и оруденения земной коры удовлетворительно объясняет не только главные особенности и перспективы ее эндогенной металлогении, но и позволяет строить прогнозы на стадиях поисков и разведки в рудных районах, исходя из анализа конкретных парагенезисов минералов, пород и руд в зонах оруденения. Она объясняет также приуроченность платиноидов к рудным (хромитовые, медно-никелевые и титаномагнетитовые руды) образованиям, а не к силикатным породам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современная картина геологического строения Тихоокеанской окраины Азиатского континента в общих чертах известна и представляется сложной. Она включает собственно континентальную часть с кристаллическими массивами докембрия и складчатые регионы, а также переходную зону, в которой различаются окраинные моря, островные дуги и глубоководные желоба. Геологическая природа всей этой сложной гаммы структур рассматривалась во многих работах, причем с разных точек зрения. Одни исследователи в такой картине геологических структур видят результат направленного развития земной коры от океанической до континентальной (Н.П. Васильковский, 1984 г.). Другие допускают при этом также и явления активизации с образованием ряда геосинклиналей и складчатых регионов за счет трансформации континентальной коры [Муратов, 1975]. Согласно иным представлениям [Дьюи, Берд, 1975], в образовании всей гаммы геологических структур главное значение имели процессы, связанные с тектоникой плит. Наиболее дискуссионна проблема — происхождение окраинных морей. Одни считают их реликтовыми в ходе направленного развития земной коры (В.П. Васильковский, 1984 г.), другие большое значение придают процессам растяжения земной коры в связи с ротацией Земли [Шило и др., 1979; Шило, Ващилов, 1979], а также изменениям фазового состава земной коры и мантии, приводившим к образованию плотных их составляющих и проседанию земной коры и явлениям базификации континентальной коры [Белоусов, 1972, 1986].

Не менее противоречивы и представления о природе и истории развития примыкающей к поясу системы островных дуг западной окраины Тихого океана. Исследователи, придерживающиеся концепции направленного развития земной коры (Н.П. Васильковский, Ю.М. Пушаровский и др.), рассматривают этот огромный регион как часть древнего океанического сегмента Земли, в котором по крайней мере начиная с палеозоя интенсивно развивался магматизм океанического типа, находящийся в определенных взаимосвязях с магматизмом зоны перехода и приводивший на некоторых участках к формированию структур с мощной корой субокеанического типа. Защитники альтернативной концепции предполагают континентальную природу рассматриваемого региона и его деструкцию в мезо-кайнозое с образованием глубоководных котловин. Большая дискуссия проводится в настоящее время о природе глубоководных желобов Западной Пацифики и времени их заложения.

Анализируя процессы формирования геологических структур восточной окраины Азии в ряде обобщающих работ, А.Д. Щеглов [Щеглов, 1982; Вулканические..., 1984] пришел к важным выводам, что многие генеральные структуры, например окраинно-континентальные и другие пояса этой области, в значительной мере были связаны с трансрегиональной активизацией земной коры в мезозое. При этом тектонические, магматические и рудные процессы, совершавшиеся в разных зонах окраины Азиатского континента, протекали зачастую синхронно, параллельно и были неразрывно связаны с процессами, совершавшимися в недрах Тихого океана.

Эти представления о специфике формирования геологических структур Тихоокеанской окраины Азии в настоящей работе получили дальнейшее развитие на основе новых данных по офиолитам и магматическим образованиям поясов континентального магматизма. Исследования показали, что специфика формирования геологических структур и оруденения Тихоокеанской окраины Азии обусловлена совокупным воздействием ряда главных процессов и факторов развития литосферы, среди которых важнейшее значение имели следующие: 1) полихронная трансрегиональная тектономагматическая активизация континентальной земной коры, обусловившая многократное проявление магматизма в одних и тех же зонах; 2) синхронное проявление во времени зон растяжения и сжатия земной коры, и в результате этого одновременно и параллельное формирование в окраине континента офиолитовых и континентальных поясов магматизма и складчатых регионов между ними; 3) формирование окраинных морей как в результате процесса отгораживания участков океана, так и в процессе обрушения континентальной коры. В связи с процессами деструкции последней континентальные вулканические пояса в ряде зон приобрели характер окраинно-континентальных, а ранее существовавшие окраинно-континентальные пояса были затоплены и приобрели облик островных дуг; 4) сосуществование в земной коре современных зон сжатия и расширения.

Ниже рассмотрим влияние этих процессов и факторов на формирование геологических структур земной коры и их содержание.

1. Новые данные по офиолитам и континентальным вулканическим поясам, приведенные выше, во многом по-иному высветили роль и развитие Тихоокеанской окраины Азии в фанерозое. Эта область представляется как огромная зона многократной и весьма интенсивной трансрегиональной тектономагматической активизации континентальной коры начиная с раннего палеозоя. В результате активизации были сформированы гигантские по размерам полихронные пояса разновозрастных офиолитов: Монголо-Охотско-Чукотский (PZ_1, P_1, J_3-K_1), Японо-Корякский (P_1, J_3-K_1) и Олюторско-Камчатский ($P_1J_3-K_1, K_2$), в которых более молодые офиолиты трансгрессивно залегают на древних гипербазитах, а массивам последних при этом свойственны зоны закалки и порфиновые структуры пород с регрессивной зональностью состава фенокristов оливина. Древние гипербазитовые массивы пересекаются также сериями параллельных даек молодых офиолитов, которые тесно сосуществуют с их эффузив-

ными аналогами и свидетельствуют о залегании офиолитов на месте своего образования (Куюльская, Пекульнейская зоны). Установлено также широкое развитие в разрезах офиолитов позднего мезозоя Чукотки и Корякского нагорья лав ультраосновного состава в виде коматитов, которые в областях офиолитов палеозоя и мезозоя, заложенных на континентальной коре значительной мощности (Наданьхада-Бикинская, Центрально-Сихотэ-Алинская зона), уступали место пикритовым лавам ультраосновного состава, а дунит-гарцбургитовые массивы гипербазитов сменялись массивами более железистых и титанистых гипербазитов без ромбического пироксена, которые к тому же содержат больше P_2O_5 , стронция и редкоземельных элементов.

Указанные выше особенности офиолитов со всей очевидностью свидетельствуют о их первично-магматической природе и формировании этих пород в зонах рифтогенеза типа обширных и весьма протяженных поясов растяжения, а не раздвига континентальной коры, которые начиная с ранней перми протягивались на тысячи километров по краям континента параллельно границе с Тихим океаном и свидетельствовали о наличии крупных (Азиатской, Северо-Американской и Тихоокеанской) литосферных плит.

Помимо крупных выделялись и более мелкие — межпоясовые литосферные плиты мощностью до 200 км и протяженностью в сотни и тысячи километров, которые располагались между офиолитовыми и внутриконтинентальными поясами, подвергались сильным дислокациям и являлись главными элементами геологии зоны перехода от континента к океану.

2. Исследованиями установлено, что в тыловой (западной) части офиолитовых поясов одновременно с ними формировались внутриконтинентальные вулcano-плутонические пояса, которые нередко являются также полихронными. Синхронное и многократное формирование эпиконтинентальных офиолитовых и внутриконтинентальных вулcano-плутонических поясов является другой важнейшей особенностью проявления трансрегиональной тектономагматической активизации Тихоокеанской окраины Азии. Возможности протекания этих процессов в активных окраинах материка и океана были показаны ранее в ряде работ [Щеглов, 1982; Зимин и др., 1983]. Процесс синхронного формирования разнотипных вулканических поясов в фанерозое является следствием сосуществования в те времена, как и в настоящее время, в земной коре поясов расширения и сжатия при наличии под литосферой астеносферного слоя, вещество которого, по данным [Ляпишев и др., 1982; Shankland, Woff, 1977], обладает повышенной электропроводностью и находится в частично расплавленном состоянии.

Появление поясов сжатия в виде Бениоффа-Заварицкого в этих условиях является естественной реакцией земной коры на процессы разуплотнения вещества и расклинивания литосферы в зонах рифтогенеза, где в огромных масштабах осуществляется подъем астенолитов мантийного материала [Белоусов, 1972] и истечение его в виде расплавов офиолитов. Зоны сжатия и формирования кон-

тинентальных вулcano-плутонических поясов закладывались в Тихоокеанской окраине континента Азии, как правило, на плечах (особенно западных) предшествовавших им во времени рифтов (Окраинно-Ханкайский пояс континентальных вулканитов поздней перми на краю раннепермской зоны рифтогенеза южного Сихотэ-Алиня, Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс (K_2) на краю позднеюрско-раннемелового пояса рифтогенеза, Восточно-Сихотэ-Алинский вулcano-плутонический пояс (K_2) на краю юрско-раннемеловой зоны рифтогенеза Хоккайдо-Сахалина и др.) под влиянием сжатия со стороны нового более мощного по энергии рифта с офиолитами, закладывавшегося чаще всего восточнее. В итоге синхронно формировались такие пары поясов, как Окраинно-Ханкайский (P_2) и Хоккайдо-Сахалинский (P_2), Охотско-Чукотский (K_2) и Олюторско-Камчатский (K_2), Восточно-Сихотэ-Алинский (K_2) и Сахалинский (K_2) пояса офиолитов. При этом в зонах сжатия между вулканическими (синхронными) поясами формировались складчатые регионы линейного типа за счет деформации геосинклинальных образований отмиравшего рифта. Складчатые регионы большей частью развивались через стадию островной дуги. При кратковременности и большой интенсивности процесса сжатия формирование их протекало быстро и минуя эту стадию (Пенжинско-Анадырская зона и др.), что ранее было подмечено М.В. Муратовым [Муратов, 1975].

3. Многократное наложение разновозрастных поясов растяжения и сжатия, сопровождавшихся весьма интенсивным магматизмом в Тихоокеанской окраине Азии, обусловило вынос из мантии и земной коры вещества в огромных количествах, которое было реализовано в виде гигантских офиолитовых и вулcano-плутонических поясов. Вполне естественно, что это не могло не отразиться на состоянии земной коры и литосферы в целом. В локальных участках вулканизма при этом, как известно, образуются кальдеры проседания, а в более значительных районах вулканизма — вулcano-тектонические депрессии даже при одноэтапном течении вулканических процессов.

4. Заключительным аккордом многократной (PZ_1 , P_2 , J_3 — K_1 , K_2 , N) трансрегиональной тектономагматической активизации и опустошения мантийных недр Тихоокеанской окраины Азии в гигантских масштабах, по всей вероятности, было обрушение (проседание) земной коры в гигантских масштабах и формирование окраинных морей (Охотское, Японское, Восточно-Китайское и Южно-Китайское), а также огромной островной дуги, включающей Камчатку, Курильские и Филиппинские острова. Проседание земной коры в контурах акваторий окраинных морей привело также к тому, что внутриконтинентальные вулcano-тектонические пояса во многих случаях (Охотская и Восточно-Сихотэ-Алинская ветви) приобрели облик окраинно-континентальных поясов.

Следует отметить, что континентальная природа коры Охотского и Японского морей на сегодня почти не вызывает возражения у большинства исследователей [Шило и др., 1979; Туезов, 1979; Берсенев, 1979; Белоусов, 1986; и др.]. В этом отношении особый интерес представляют данные коллектива авторов [Строение..., 1987] по

глубоководной котловине Охотского моря, в коре которой оказались граниты. Кора ее оказалась континентальной и наиболее сильно эродированной по сравнению с корой других районов Охотского моря. В образовании окраинных морей, вероятно, принимали участие и процессы растяжения земной коры, связанные с ротацией Земли, как предполагают многие исследователи [Шило и др., 1979], а также явления многократной ее базификации [Белоусов, 1972, 1986]. Таким образом, предыстория окраинных морей в фанерозое была длительной, многоликой и весьма сложной. На северо-востоке от Пенжинской губы проседание коры оказалось неполным и остановилось на формировании всего лишь узких и длинных депрессий (Парапольский дол и др.).

5. Процессы интенсивной трансрегиональной тектономагматической активизации окраины Азиатского континента в равной степени затронули западную и, вероятно, даже центральную части Тихого океана. По данным глубоководного бурения, наиболее широкомасштабное и интенсивное развитие базальтового вулканизма, по существу, заново сформировавшего второй слой океанической коры в Западной и Центральной Пацифике, приходится на период поздней юры — раннего мела. Этот период, как видно из изложенного ранее, совпадает с завершающей стадией формирования главных офиолитовых поясов окраины Азии. Исходя из этого, можно полагать, что рифтогенный офиолитовый магматизм континентальной окраины и внутриплитный базальтовый вулканизм ложа Тихого океана были связаны с общими глубинными процессами, а различия в составе и формах проявления того и другого обусловлены неодинаковым состоянием и строением литосферы этих сегментов Земли.

Прямым аналогом континентальных офиолитовых поясов является Японо-Марианский офиолитовый пояс, сформировавшийся в позднеюрско-раннемеловое время в основании линейного вулканического поднятия, которое испытало деструкцию и погружение в позднем мелу, а в кайнозое превратилось в систему глубоководных желобов и краевых валов.

6. Проведенное коллективом сотрудников ДВГИ и ТОИ ДВО АН СССР детальное изучение магматизма западной части Тихого океана показало, что здесь отсутствуют породы андезитовых и риодацитовых ассоциаций, характерных для континентальных вулканических поясов, окраинных морей и островных дуг, даже таких, как Идзу-Бонинская и Марианская, развившихся на океанической коре. Это позволяет считать, что в составе литосферы Пацифики отсутствует захороненная кислая кора континентального типа. Но в определенных условиях, а именно в системах островных вулканических дуг, слои коры континентального типа могут наращивать океанические коры, создавая условия для развития андезитового и кислого вулканизма. Иными словами, в западной окраине Тихого океана нельзя исключать и элементы направленного развития земной коры от океанической до континентальной. По-видимому, невозможно их отрицать в развитии восточной окраины Азии. Все дело лишь в том, что первичные структуры здесь, особенно в зоне перехода, ока-

зались сильно переработаны и затушеваны процессами трансрегиональной активизации, продукты которой (пояса магматических пород и месторождений полезных ископаемых, складчатые регионы) сходны, но не тождественны геологическим образованиям, возникающим при процессах направленного развития земной коры. В связи с этим зоне перехода свойственны и свои металлогенические особенности, которые были раскрыты ранее [Щеглов, Говоров, 1985] и кратко рассмотрены выше, при анализе магматизма и оруденения земной коры.

7. Данные геологии, магматизма, метеоретики, геофизики и эксперимента, рассмотренные в настоящей работе, со всей очевидностью свидетельствуют, что главные особенности магматизма и эндогенной металлогении земной коры в процессе ее эволюции от океанической до континентальной и платформенной обусловлены заглублением астеносферного слоя Земли с частично расплавленным состоянием вещества, которое приводит к плавлению в мантии все более глубинных соединений ряда — алюминиды, хромиды (железа, титана, редкоземельных элементов и платиноидов), карбиды редких (Ta, Nb и редкоземельных элементов, нитриды углерода и др.) элементов. В свете этой новой астеносферной модели в складчатых регионах зоны перехода от континента к Тихому океану, заложенных на мощной континентальной коре, следует ожидать сложные по составу месторождения олова, вольфрама, золота и полиметаллов вплоть до карбонатитов, в которых будут широко представлены и в повышенных количествах апатиты, бор, редкие и редкоземельные элементы.

УСЛОВНЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Ap — апатит

Bi — биотит

Chl — хлорит

Nb — роговая обманка

Fsp — калиевый полевой шпат

Gr — гранат

Mu — светлая слюда

Ore — рудные минералы

Pl — плагиоклаз

Q — кварц

Sph — сфен

Ep — эпидот

ЛИТЕРАТУРА

Абдурахманов А.И. Петрохимическая зональность четвертичных вулканических пород Большой Курильской гряды: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1982. 19 с.

Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.

Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Литвинов А.Ф. и др. О природе метаморфических пород Хавывенской возвышенности Камчатки // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. шк. по мор. геологии, геофизике и геохимии. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. Ч. 1. С. 115—117.

Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 206 с.

Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.

Бейли Д.К. Карбонатитовые вулканы и близповерхностные интрузии Замбии // Карбонатиты. М.: Мир, 1969. С. 142—169.

Белоусов В.В. Взаимоотношение между корой и верхней мантией Земли // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 610—630.

Белоусов В.В. Строение и условия развития переходных зон между материками и океанами // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986. С. 14—22.

Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.

Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 214 с.

Белый В.Ф., Акинин В.В. Геологическое строение и офиолиты полуострова Елистратова. Магадан, 1985. Ч. 1. 56 с.

Белый В.Ф., Гельман М.Л. Меймечиты

в Пенжинском хребте // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250, N 4. С. 928—931.

Белый В.Ф., Милов А.П. Строение и развитие внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса в бассейне р. Пенжины // Сов. геология. 1973. N 1. С. 86—99.

Берлибле Д.Г., Городинский М.Е., Котляр И.Н. и др. Меловой интрузивный магматизм Анюйско-Олойского блока // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1972. С. 89—93.

Берсенева И.И. Происхождение и развитие Японского и Восточно-Китайского морей // XIV Тихоокеан. конгр. Секция VII. Континентальные окраины, островные дуги и структурные элементы дна Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 70—71.

Билибин Ю.А. О хребтах Северо-Востока Азии // Пробл. сов. геологии. 1935. N 12. С. 1079—1085.

Билибин Ю.А. Локализация золотоносности в связи с тектоникой Северо-Востока // Там же. 1937. N 5/6. С. 410—428.

Бобревич А.П., Крятов Б.М., Щукин В.Н. Некоторые данные по геологии и петрографии сибирских кимберлитов // Алмазы Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 24—36.

Богатииков О.А., Цветков А.А., Коваленко В.И. Магматическая эволюция островных дуг // Тихоокеан. геология. 1985. N 1. С. 19—35.

Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Офиолиты Калифорнии и Орогена // Геотектоника. 1987. N 5. С. 97—105.

Богомолов М.А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968. С. 312—363.

Богудаева М.В., Матвеев В.Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР). Магадан, 1960. 160 с.

Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. 637 с.

Брагина В.И., Данилин Е.Л. Технологические типы руд // Апатитовые месторождения Маймеча-Котуйской провинции и их геолого-экономическая оценка. Новосибирск: Наука, 1983. С. 39—45.

Брынцев В.В., Петрова З.И., Левицкий В.И. Рапакивидобные граниты южного обрамления Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 1. С. 11—22.

Василенко В.П., Кляев В.К. Глубинное строение восточной части Приморья // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973. Т. 10. С. 175—183.

Васильев Б.И., Говоров И.Н., Тарарин И.А. и др. Офиолитовый комплекс желоба Муссау в Тихом океане // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. шк. по мор. геологии, геофизике и геохимии. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 134—135.

Васильев Б.И., Неволин Л.А. Пермская система // Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. 32. Приморский край, ч. 1. С. 120—197.

Васильев Б.И., Тарарин И.А., Говоров И.Н., Коновалов Ю.И. Новые данные о строении Курило-Камчатского желоба // Тихоокеан. геология. 1986а. N 3. С. 64—73.

Васильев Б.И., Тарарин И.А., Говоров И.Н., Коновалов Ю.И. Новые данные о геологическом строении вала Зенкевича // Там же. 1986б. N 4. С. 99—102.

Ващилев Ю.Л. Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чукотского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным) // Сов. геология. 1963. N 4. С. 100—118.

Вдовыкин Г.П. Алмазы в метеоритах. М.: Наука, 1970. 40 с.

Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан—континент. Новосибирск: Наука, 1979. 247 с.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород // Геохимия. 1962. N 7. С. 555—571.

Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко Е.Д., Попкова М.И. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978. 178 с.

Войнова И.П. Магматические формации Удского вулканического пояса //

Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 179—189.

Волков В.П., Рузайкин Г.И. Математическое моделирование газовых равновесий в вулканическом процессе. М.: Наука, 1974. 151 с.

Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 200 с.

Вржосек А.А., Шека С.А. Сихотэ-Алинская зона // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 87—95.

Вулканические пояса Востока Азии: Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. 501 с.

Вэнью Ч., Дан Ч., Юнгуэй Ч. и др. Характеристические особенности мезозойской и кайнозойской эры и динамическая модель литосферы района сбросовых глыб на севере Китая // Геол. обозрение. 1983. N 1. С. 33—41.

Гаврилов В.В. Апатитовые руды Геранского анортозитового массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1983. 25 с.

Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геосинклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 152 с.

Гамалея Ю.Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. N 2. С. 35—40.

Гвоздев В.И. Минеральные ассоциации и генезис Лермонтовского скарново-шеелитового месторождения: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1984. 20 с.

Геологическое строение глубоководного желоба Волкано // Б.И. Васильев, И.Н. Говоров, И.А. Тарарин и др. Препр. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986б. 41 с.

Геологическое строение желоба Муссау (Тихий океан) / Б.И. Васильев, И.Н. Говоров, Ю.Б. Евланов и др. Препр. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987а. 69 с.

Геологическое строение подводного плато Огасавара (Тихий океан) / Б.И. Васильев, И.Н. Говоров, В.Л. Безверхний и др. Препр. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987б. 39 с.

Геологическое строение южной части Идзу-Бонинского глубоководного желоба / Б.И. Васильев, И.Н. Говоров, И.А. Тарарин и др. Препр. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986а. 44 с.

Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.

Геология СССР. Т. 32. Приморский край, ч. 1. Геологическое строение. М.: Недра, 1969. 695 с.

Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 331 с.

Гладков Н.Г., Аракелянц М.М., Ахметьев М.А. О возрасте пород и оруденения Угловой вулканической структуры в Кавалеровском рудном районе Приморья // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, N 1. С. 156—160.

Глубинное строение и особенности металлогении юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 168 с.

Глюк Д.С. Фазовые отношения в системах гранит—H₂O—HF, гранит—H₂O—HCl и гранит—H₂O—CO₂ при давлении 1000 кг/см² // Ежегодник Института геохимии СО АН СССР, 1971. Новосибирск: Наука, 1972. С. 255—359.

Говоров Г.И. Магматизм Малокурильской геологической провинции // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1987. 30 с.

Говоров Г.И., Цветков А.А. Базальтоидный магматизм Малой Курильской гряды // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 143—170.

Говоров Г.И., Цветков А.А., Аракелянц М.М. Магматизм Малой Курильской гряды по геохронологическим и геологическим данным // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, N 3. С. 664—668.

Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 250 с.

Говоров И.Н., Говоров Г.И. Калиевые вулканические серии островных дуг // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического региона островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 142—161.

Говоров И.Н., Говоров Г.И., Симаненко В.П., Бадрединов З.Г. Геохимические корреляции вулканитов активной окраины Азии и Тихого океана // Геодинамическая типизация магматических пород и их геодинамика. Иркутск: СО АН СССР, 1987. С. 56—76.

Говоров И.Н., Галубева Э.Д., Стрижкова А.А., Стунжас А.А. Геохимические типы и провинции Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1984. N 6. С. 24—36.

Говоров И.Н., Левашов Г.Б. Поздне-меловые гранитоидные серии Приморья и его петрогеохимические особенности // Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973. С. 235—249.

Годзевич Б.Л., Лопатинский Г.С. Структурное районирование позднего архея центральной части Становой складчатой области // Принципы тектонического районирования. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 222—226.

Головинский В.И. Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 199 с.

Голозубов В.В. Строение и история развития геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1984. 30 с.

Городинский М.Е., Толокольников А.И., Берлидзе Д.Г. О связи россылей золота с интрузивными образованиями // Материалы по геологии и полез. ископаемым Северо-Востока СССР. 1982. Вып. 26. С. 170—176.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.

Грановский А.Г., Гуляева Т.Я. Хромшпинелиды Ветвейской группы гипербазитовых массивов // Геология и геофизика. 1981. N 6. С. 56—67.

Гулевич В.В. Геологическое строение, закономерности размещения медного и золотого оруденения Баимской рудной зоны (Юго-Западная Чукотка): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1987. 15 с.

Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.П. Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпинотипных гипербазитах // Геология руд. месторождений. 1986. N 5. С. 16—33.

Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Склярков Е.В. Офиолиты и олистовые стромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34—58.

Добрецов Н.Л., Курода И. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления // Геология и геофизика. 1969. N 12. С. 19—41.

Довгаль Ю.М. Офиолитовые формации Алуинского поднятия // Материалы по геологии и полез. ископаемым Северо-Востока СССР. 1964. Вып. 17. С. 149—158.

Долматов Б.К. Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1972. 26 с.

Дорман Д. Данные о поверхностных волнах и верхняя мантия // Земная кора

и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 215—222.

Дьюи Д.Ж., Берд Д.Ж. Горные пояса и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1975. С. 191—220.

Емельяненко А.С., Троян В.Б. Субщелочные интрузии северного Сихотэ-Алиня // Гранитоидные комплексы Сибири. Новосибирск, 1979. С. 86—109. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 440).

Ефимов В.В., Соляник А.Н. Температуры гомогенизации включений в апатитах джугджурских железотитановых рудопоявлений // Тез. VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. Владивосток, 1978. Т. 1. С. 69.

Жамойда А.И. Мезозойские комплексы радиоларии Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья и их стратиграфическое значение // Докл. АН СССР. 1960. Т. 135, N 1. С. 148—151.

Жуланова И.Л., Перцев А.И. Базиты, ультрабазиты и сопряженные с ними метаморфиты хр. Пекульней (Северо-Восток СССР) // Офиолиты восточной окраины Азии. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 21—23.

Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.

Загрузина И.А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 279 с.

Залищак Б.Л., Петраченко Р.И., Пискунов Ю.Г. и др. Основные черты формирования Улской вулканоплутонической структуры // Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток, 1978. С. 130—139.

Зимин С.С. О геологическом положении формаций базитов и гипербазитов и об особенностях связи с ними оруденения (на примере Урала и юга Дальнего Востока) // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. Первого Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1963. Т. 1. С. 263—268.

Зимин С.С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 250 с.

Зимин С.С. Новая астеносферная модель магматизма и оруденения земной коры // Тихоокеан. геология. 1989. N 5. С. 77—84.

Зимин С.С., Гайденок С.В., Орлов А.А., Добров В.И. О возрасте и природе Куюльского массива гипербазитов // Офиолиты восточной окраины Азии. Хабаровск, 1986. С. 40—42.

Зимин С.С., Грановский А.Г., Юсим Э.И. Парагенезисы офиолитов, палеоантия и металлогения. М.: Наука, 1983. 150 с.

Зимин С.С., Залищак Б.Л. Новая модель формирования карбонатитов и связанных с ними руд // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, N 3. С. 700—703.

Зимин С.С., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Соляник А.Н. Фосфидная модель формирования апатитоносных магматических комплексов и апатитовых руд // Там же. 1982. Т. 267, N 5. С. 1192—1195.

Зимин С.С., Старков Г.Н., Семенов Д.Ф. и др. Базиты и гипербазиты // Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л.: Недра, 1978. Т. 2. С. 25—41.

Зленко Н.Д. Позднесинийские интрузии центрального типа восточной окраины Алданского щита // Материалы по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Вып. 7. С. 66—73.

Зырянов В.Н. Система трахит—флюид в надликвидусной области // Магма и магматические флюиды. Черноголовка: ИЭМ АН СССР, 1985. С. 76—78.

Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг) // Докл. АН СССР. 1961. Т. 138, N 4. С. 900—903.

Иванов В.М., Гаврилов В.В., Герасимов В.В. Джугджурский анортзитовый массив и его апатитоносность // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 219—235.

Иванов В.С. Плутонические формационные ряды гранитоидов внешней зоны Тихоокеанского пояса // Зап. ВМО, 1980. Ч. 109, вып. 6. С. 658—668.

Иванов В.С. Петрохимия монцонитоидных формационных рядов внешней зоны Тихоокеанского пояса // Там же. 1982. Ч. 111, вып. 5. С. 497—513.

Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л. и др. Гранитоиды и монцонитоиды рудных районов Приморья. М.: Наука, 1980. 160 с.

Иванов В.С., Перепелица В.В. Возможности геохимической и генетической типизации монцонитоидных и гранитоидных формационных рядов Сихотэ-Алиня по барью, стронцию, рубидию и цирконью // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, N 1. С. 181—185.

Иванов В.С., Поповиченко В.В., Кулешова Э.Б. Трахиандезитовая и габбро-монцонит-сиенитовая ассоциация Кавалеровского рудного района // Минеральные фации кристаллических пород Даль-

него Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 100—118.

Иванов Ю.Г. Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М.: Недра, 1974. 213 с.

Изнатова В.Ф., Худяков Г.И. Осадконакопление на современных и древних шельфах в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1983. 118 с.

Изох Э.П., Колмак Л.М., Наговская Г.И., Русе В.В. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 246 с.

Изох Э.П., Русе В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 384 с.

Ильичев В.И., Шевалдин Ю.В. Об элементах сходства и различия Срединно-Атлантического рифтового пояса и Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Геология, геофизика и геохимия океана. Твердая кора океана, зоны перехода: Тез. докл. III съезда сов. океанологов. Л.: Гидрометеоздат, 1987. С. 108—110.

Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.

Казимиров А.Д. Покровы востока Корьякского нагорья и их структурно-формационные гомологи. М.: Наука, 1985. 109 с.

Карсаков Л.П., Ленников А.М., Натарова З.С. Новые данные о строении, составе и рудоносности Джугджурского анортозитового массива // Докл. АН СССР, 1977. Т. 232, N 2. С. 436—439.

Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитов. Новосибирск: Наука, 1977. 208 с.

Коваленко С.В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения Среднего Сихотэ-Алиня // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 129—133.

Коваленко С.В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные формации Среднего Сихотэ-Алиня // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 100—115.

Колман Р. Офиолиты. М.: Мир, 1983. 396 с.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 396 с.

Коновалов Ю.И., Васильев Б.И., Говоров И.Н. и др. Магматические комп-

лексы хребта Оки-Дайто (Филиппинское море) // Тихоокеан. геология. 1987. N 5. С. 25—31.

Коновалов Ю.И., Колобов В.Ю., Си-монов В.А. Магматизм системы хребет—желоб Муссау (Каролинское море) как индикатор его островодужной природы // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеан. шк. по мор. геологии, геофизике и геохимии. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 121—123.

Кост М.Е., Шилов А.П., Михеева В.И. и др. Соединения редкоземельных элементов: гидриды, бориды, карбиды, фосфиды, халькогениды, псевдогалогениды. М.: Наука, 1983. 270 с.

Косыгин Ю.А., Семенов Д.Ф. Офиолиты и концепция первичной океанической коры // Тихоокеан. геология. 1982. N 2. С. 3—6.

Котляр И.Н. Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1986. 262 с.

Красилов В.А., Блохина Н.И., Кундышев А.С., Маркевич В.С. Новые данные о стратиграфии и геологической истории Малой Курильской гряды // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, N 1. С. 177—180.

Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984. 224 с.

Краускофф К.Б. Содержание тяжелых металлов в магматическом паре при 600°C // Проблемы эндогенных месторождений. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. Вып. 1. С. 139—178.

Краускофф К.Б. Определение состава магматической газовой фазы по равновесным расчетам // Геохимические исследования. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. С. 333—357.

Куширо И. Состояние H₂O в верхней мантии // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1. С. 21—28.

Лазько Е.Е. Серпентиниты и габброиды разлома Кларин (центральная часть Тихого океана) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 12. С. 28—42.

Лазько Е.Е., Кашицев Г.Л., Муравьяков Г.Н. Перидотиты разлома Хизена (юго-восточная часть Тихого океана) // Там же. 1984. N 3. С. 42—53.

Левковский Р.З. Рапакиви. Л.: Недра, 1975. 224 с.

Ленников А.М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М.: Наука, 1968. 160 с.

Ленников А.М. Анортозиты Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979. 162 с.

Ленников А.М., Авченко О.В., Октябрьский Р.А. и др. Об особенностях состава и оптических свойствах высокоглиноземистых феррогиперстенов // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, N 2. С. 441—448.

Ленников А.М., Недашковский П.Г. Петрология рапакивиподобных гранитоидов улканского комплекса // Дальневост. геол. ин-т ДВНЦ АН СССР, Владивосток, 1978. 224 с. Деп. в ВИНТИ, N 2423-78.

Ленников А.М., Овчарек Э.С., Барвинский А.Д. Калий-аргоновый возраст изверженных и метаморфических пород джуржурской части Становой зоны // Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 109—113.

Летников Ф.А., Шкарупа Т.А. Методическое руководство по хроматографическому анализу воды и газов в горных породах и минералах. Иркутск: ИФЗ СО АН СССР, 1977. 25 с.

Линдсли Д. Окислы Fe и Ti как геологический термометр и кислородный барометр // Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1969. Вып. 62. С. 7—14.

Личак И.Л. Петрология Коростеньского плутона. Киев: Наук. думка, 1983. 247 с.

Линшевский Э.П. Об активной роли интрузий в процессе горообразования // Геотектоника. 1965. N 3. С. 77—84.

Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.

Лычагин П.П. Алучинский массив и проблема офиолитовых ультрабазитов и габброидов Северо-Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1985. N 5. С. 33—41.

Ляпшев А.М., Сычев П.М., Семенов В.Ю. Структура электропроводности верхней мантии Курильской котловины Охотского моря // Там же. 1982. N 4. С. 35—45.

Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.

Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. N 4. С. 16—32.

Максимов С.О. Петрология магматических комплексов Баджальской вулканической зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1982. 24 с.

Маракушев А.А. Парагенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 264 с.

Маракушев А.А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1987. Вып. 14. С. 24—38.

Маракушев А.А., Безмен Н.И. Специфика ликвации магм под давлением водорода в связи с генезисом хондритов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, N 5. С. 1222—1224.

Маракушев А.А., Безмен Н.И., Бокша С.С., Чесноков В.И. К проблеме генезиса мономинеральных магм // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1978. Вып. 8. С. 83—92.

Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Там же. М.: Наука, 1974. Вып. 4. С. 102—131.

Марин Ю.Б., Иванов В.С. Об общей направленности изменения минеральной и химической составов в разновозрастных гранитоидных сериях // Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 223—235.

Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30—70.

Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.

Мартынов Ю.А. Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 140 с.

Мартынюк М.В. Соотношение эффузивного и интрузивного магматизма в мезо-кайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория (в пределах Аньюйского блока): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1972. 29 с.

Матвеев В.Т., Шаталов Е.Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 1. С. 87—96.

Мацуо С. О происхождении вулканических газов // Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965. С. 61—77.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.

Милов А.П., Иванов В.С. Позднемезозойские гранитоиды Центральной Чукотки // Тр. СВКНИИ СО АН СССР. 1965. Вып. 12. С. 141—187.

Моисеев В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование

- Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 191 с.
- Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н.* Анортозитовая формация // Магматические формации СССР. М.: Недра, 1979. Т. 1. С. 218—228.
- Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Назаренко Л.Ф., Бажанов В.Л.* Геология Приморского края. Ч. 1. Стратиграфия. Препр. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 66 с.
- Наталин Б.А.* Строение и тектоническая эволюция Южно-Аннуйской эвгеосинклинальной системы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1981. 24 с.
- Недашковский П.Г.* Петрохимические типы и рудоносность гранитоидов Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. 204 с.
- Недашковский П.Г.* Вулканические зоны областей протоактивизации // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 28—44.
- Недашковский П.Г., Ленников А.М.* Особенности минералогии и геохимии гранитоидов улканского комплекса // Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 236—261.
- Недашковский П.Г., Ленников А.М.* К петрологии алданских рапакиви // Тихоокеан. геология. 1984. N 6. С. 83—89.
- Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 157 с.
- Никифорова И.К.* Петрология юрских гранитоидных интрузий западной части Бикинского прогиба, их послемагматические изменения и рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 195—217.
- Никольский Н.С.* Параметры равновесия флюидных систем // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981а. N 2. С. 21—34.
- Никольский Н.С.* Принципы моделирования равновесных составов поликомпонентных флюидных фаз (на примере системы Н—О—С) и их роль при магматизме // Докл. АН СССР. 1981б. Т. 257, N 4. С. 983—988.
- Никольский Н.С.* Флюидный режим эндогенного минералообразования. М.: Наука, 1987. 199 с.
- Никольский Н.С., Грановский А.Г.* Роль флюидного режима в формировании офиолитов Ветвейского комплекса (южная часть Корякского нагорья) // Вулканология и сейсмология. 1982. N 2. С. 52—64.
- Новгородова М.И.* Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 287 с.
- Октябрьский Р.А., Зимин С.С., Гайденко С.В.* Апатитоносные пироксенит-габбро-норитовые интрузивы Центрального Становика // Минеральные фации кристаллических пород. Владивосток, 1978. С. 3—24.
- Октябрьский Р.А., Ленников А.М., Зимин С.С.* Апатитоносные магматические комплексы докембрия юго-восточного обрамления Сибирской платформы // Фосфаты Востока Азии и прилегающих морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 8—35.
- Орлов Ю.Л.* Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984. 263 с.
- Орлова М.П., Краснов В.И.* Карта размещения и минералогической специализации щелочных магматических формаций на территории СССР. М.: Мингео СССР, 1976.
- Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.
- Основы тектоники Китая. М.: Недра, 1962. 527 с.
- Парфенов Л.М.* Схема тектоники советского Дальнего Востока и некоторые вопросы магматизма // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 3—25.
- Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Перцев А.Н.* Новые данные о метаморфических образованиях северной части хр. Пекульней // Геолого-геофизические исследования на Северо-Востоке. Препр. Магадан: СВКНИИ АН СССР, 1982. С. 16—17.
- Петраченко Е.Д.* Возможные аналоги формации зеленых туфов в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе // Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 73—76.
- Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л.* Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.
- Пирс Дж., Липпард С.Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134—165.
- Пискунов Б.Н.* Классификация серий четвертичных эффузивов и латеральная

петрохимическая зональность Курило-Камчатской дуги // Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 17—33.

Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.

Пискунов Б.Н., Хведчук И.М. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон: северная часть Японского моря // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, N 3. С. 647—650.

Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 159 с.

Полин В.Ф., Коновалова Н.П. Флюидный режим формирования контрастной формации Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля (Восточная Чукотка) // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 3—20.

Потов В.К. Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 152 с.

Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н. Тектоника Каролинской океанической ступени (юго-запад Тихого океана) // Геотектоника. 1986. N 6. С. 40—54.

Радкевич Е.А. Оловорудные формации и их практическое значение // Сов. геология, 1968. N 1. С. 14—21.

Радкевич Е.А. Типы рудных провинций Тихоокеанского пояса // Вопросы металлогении и зональность месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 7—16.

Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.

Ратновский И.И. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 105 с.

Рейнлиб Э.Л., Романовский Н.П. Изучение купольных магматических рудоносных структур по геофизическим данным (на примере Верхнеселемджинского района) // Геология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 110—115.

Рингауд А.Г. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 583 с.

Рожков И.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н. и др. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М.: Наука, 1971. 240 с.

Ротман В.К. Магматизм островных

дуг // Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л.: Недра, 1978. Т. 2. С. 133—160.

Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.В., Шершаков В.И. Новые данные о возрасте магматических образований западной части Кавалеровского района // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. N 12. С. 36—45.

Руб М.Г., Павлов В.А., Настич Н.А. Петрология гранитоидов, сопровождающихся шеелитоносными скарнами (на примере Приморья) // Там же. 1977. N 7. С. 34—53.

Руженцов С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136—189.

Рябчиков И.Д. Флюидный массоперенос и мантийное магнообразование // Вулканология и сейсмология. 1982. N 5. С. 3—9.

Рябчиков И.Д., Беттер А.Л. Состав водных флюидов, равновесных с флогопитсодержащими мантийными парагенезисами при высоких температурах и давлениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 3. С. 56—62.

Самойлов В.С. Геохимия карбонатов. М.: Наука, 1984. 189 с.

Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976. 100 с.

Сахно В.Г. Континентальные вулканические пояса Востока Азии. Проблемы геодинамики и магматизма // Геология, геофизика, геохимия и металлогения зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану: Тез. докл. I сов.-кит. симпоз. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 54—56.

Сахно В.Г., Максимов С.О., Матюнин А.П. Флюидно-магматические рудоносные системы зон активизации Востока Азии // Рудные формации структур зоны перехода континент—океан: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. Т. 2. С. 145—146.

Свириденко В.Т. Формация гранитов рапакиви западной части Алданского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. N 9. С. 25—39.

Свириденко В.Т., Верхало-Узкий В.Н. Петрохимия гранитов рапакиви Витимо-Алданского щита // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215, N 3. С. 689—692.

Свириденко Л.П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск: Карел. кн. изд-во, 1968. 116 с.

Селиверстов В.А. Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базитов и островных дуг. М.: Наука, 1978. С. 177—240.

Семенов Е.И., Юшко-Захарова О.Е., Максимюк И.Е. и др. Минералогические таблицы. М.: Недра, 1981. 397 с.

Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.

Сергеев К.Ф., Красный М.Л., Неверов Ю.Л., Остапенко В.Ф. Вещественный состав кристаллического фундамента юго-западного окончания вала Зенкевича (поднятия Хоккайдо) // Тихоокеан. геология. 1983. N 2. С. 3—8.

Серова М.Я., Братцева Г.М., Синельникова В.Н., Меланхолина Е.Н. О маастрихт-палеоценовом возрасте зеленовской свиты Малой Курильской гряды // Сов. геология. 1984. N 4. С. 59—63.

Сидоренко А.В., Сидоренко С.А. Об углеродном дыхании докембрийских графитосодержащих толщ // Докл. АН СССР. 1970. Т. 192, N 1. С. 184—187.

Сидоров Е.Г. Альпидотипные гипербазиты Восточной Камчатки: (Петрология, минералогия, рудоносность): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1987. 16 с.

Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. N 1. С. 7—13.

Симаненко В.П., Говоров И.Н., Федчин Ф.Г. Палеоостровные вулканические дуги Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Геология, геофизика, геохимия и металлогения зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану: Тез. докл. I сов.-кит. симпоз. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 59—60.

Синюков В.И. Формации и структура Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1986. 158 с.

Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 159 с. (Тр. Геол. ин-та ДВО АН СССР; Т. 8).

Соболев А.П., Колесниченко П.П. Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой системы. М.: Наука, 1979. 180 с.

Соболев Н.В. Парагенезисы алмаза и проблема глубинного минералообразования // Зап. ВМО. 1983. Ч. 112, вып. 4. С. 389—397.

Соляник А.Н. Апатитносные габбро-сениитовые интрузивы и генезис апатитильменит-титаномагнетитовых рудопровя-

лений хребта Джугджур // Геология руд. месторождений. 1982. N 5. С. 8—17.

Соляник А.Н., Вржосек Л.А. Апатиты железотитановых рудопровялений хребта Джугджур // Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 110—114.

Соляник А.Н., Октябрьский Р.А. Железотитановое орудение Сехтагского анортозитового массива и вопросы рудоносности автономных анортозитов Джугджуро-Становой области // Геология руд. месторождений. 1986. N 6. С. 44—57.

Сорохтин О.Г., Богданов Ю.А., Зоненштейн Л.П. Магматические породы хребта Муссау (Каролинское море, Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, N 1. С. 191—195.

Степанов Г.Н. Минералогия, петрография и генезис скарново-шеелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 178 с.

Степанов Г.Н., Иванов В.С. Биотиты вольфрамоносных высокоглиноземистых гранитов Северного Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1978. N 6. С. 126—130.

Стрельцов М.И. Дислокация южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 132 с.

Стрижкова А.А. Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня. М.: Наука, 1980. 124 с.

Строение земной коры южной части Охотского моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1987. 86 с.

Сухов В.И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 112 с.

Сюй Чжичан. Генезис мезозойских вулканических пород Востока Китая с учетом особенностей площадей тектонического напряжения. // Геол. обозрение. 1985. N 2. С. 109—124. На кит. яз.

Тарарин И.А., Говоров И.Н., Васильев Б.И. Бониниты Идзу-Бонинского желоба // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, N 2. С. 415—419.

Тарарин И.А., Чудаев О.В., Васильев Б.И., Говоров И.Н. Офиолитовый комплекс Центрального разлома в Филиппинском море // Там же. 1988. Т. 299, N 3. С. 692—696.

Таусон Л.В., Петрова З.И., Собаченко В.Н. и др. Геохимический тип гранитов рапакиви // Там же. 1982. Т. 265, N 3. С. 721—726.

Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 239 с.

Тильман С.М., Бялбжецкий С.Г., Чехов А.Д. Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 5—30.

Томсон И.Н. Основные типы континентальных вулканических областей, геодинамические условия их образования и методы изучения // Рудоносность континентальных вулканических поясов. М.: Недра, 1982. С. 6—19.

Тонков Е.Ю. Фазовые диаграммы соединений при высоких давлениях. М.: Наука, 1983. 280 с.

Туззов И.К. Тектоника дна Охотского моря // XIV Тихоокеан. науч. конгр. Секция VII. Континентальные окраины, островные дуги и структурные элементы дна Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 92—93.

Уилли П.Дж. Проблема образования карбонатитов в свете экспериментальных данных: Возникновение и дифференциация карбонатитовой магмы // Карбонатиты. М.: Мир, 1969. С. 265—301.

Умитбаев Р.Б. Охотско-Чукотская метаталлогенная провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.

Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, N 2. С. 400—403.

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.

Федчин Ф.Г., Аблаев А.Г., Денисов Е.П. О природе Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 4. С. 122—125.

Федчин Ф.Г., Симаненко В.П., Залевский С.Н. и др. Геохимия Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотского вулканогенных поясов. М.: Наука, 1981. 186 с.

Фишер Р. Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты, фосфаты, и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях // Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. С. 411—459.

Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.

Цветков А.А. Щелочной базальтовый магматизм островных дуг северной части

Тихого океана // Магматизм и метаформизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 181—191.

Цветков А.А. Островодужный магматизм по данным анализа СВ-диаграмм // Тихоокеан. геология. 1987. N 4. С. 12—16.

Цветков А.А., Суханов М.О., Говоров Г.И. Закономерности развития магматизма современных и палеостровных дуг (на примере Курильской и Северо-Кавказской) // Океанический магматизм, эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 185—218.

Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 70—108.

Шабазев В.Д. Апатитоносность базитовых формаций Дальнего Востока // Фосфаты Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 15—31.

Шило Н.А., Ващилов Ю.А. Динамическая природа асимметрии глубинной структуры востока и запада Тихого океана и его континентального обрамления // XIV Тихоокеан. науч. конгр. Секция VI. Глубинное строение Тихого океана и его материкового обрамления. М.: Наука, 1979. С. 59—61.

Шило Н.А., Николаевский А.А., Волохин В.С. и др. Геофизические характеристики и региональная структура акваторий Японского, Охотского и Берингова морей // Там же. 1979. С. 32—34.

Шило Н.А., Умитбаев Р.Б. Монголо-Чукотская система глубинных разломов — древняя сейсмофокальная зона // Геология и геофизика. 1977. N 11. С. 158—165.

Шнай Г.К. Петрология магматических образований Чукотки // Тр. СВКНИИ СО АН СССР. 1969. Вып. 18. С. 96—145.

Шпетный А.П., Ичетовкин А.В., Кайгородцев Г.Г. Магматические комплексы Северо-Востока СССР и их положение в геологических структурах // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1974. Ч. 1. С. 25—37.

Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 266 с.

Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент Тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. 208 с.

Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1976. 295 с.

Щеглов А.Д. О параллельном проявлении рудных процессов в земной коре // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, N 1. С. 193—198.

Щеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогения. М.: Наука, 1985. 325 с.

Щеглов А. Д., Шека С. А., Сахно В. Г. Вулканические пояса Востока Азии // Магматизм и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1986. С. 136—140.

Шека С. А. Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234, N 2. С. 444—447.

Шека С. А. Типы поясов // Вулканические пояса Востока Азии: Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. С. 45—48.

Шека С. А., Кулинич Р. Г., Высоцкий С. В. и др. Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286, N 2. С. 417—421.

Batiza R., Oestrike R., Futa K. Chemical and isotopic diversity in basalts dredged from the East Pacific Rise at 10°S, the fossil Galapagos Rise and the Nazca Plate // Mar. Geol. 1982. Vol. 49. P. 115—132.

Bloomer S.H., Fisher R.L. Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga trench — a non-accreting plate ophiolite // J. Geol. 1987. Vol. 95, N 4. P. 469—495.

Bloomer S.H., Hawkins J.W. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana trench; an island arc ophiolite // Tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands. Wash. (D.C.), 1983. Pt 2. P. 294—317.

Bloomer S.H., Hawkins J.W. Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench // Contrib. Miner. and Petrol. 1987. Vol. 97, N 3. P. 361—377.

Bourgeois J., Toussaint J.F., Gonzalez H. et al. Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of Northwestern South America (Colombian Andes) // Tectonophysics. 1987. Vol. 143. P. 307—327.

Bryan W.B. Low K₂O dacite from the Tonga-Kermadec island arc: petrography, chemistry and petrogenesis // Trondjhemites, dacites and related rocks. N.Y., 1979. P. 581—600. (US Geol. Surv. Spec. Publ.).

Castillo P., Batiza R., Stern R.J. Petrology and geochemistry of Nauru Basin igneous complex: large-columne, off-ridge eruptions of MORB-like basalt during the Cretaceous // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1986. Vol. 61. P. 555—576.

Chen I.G. Geochemistry of granites gness from Chinmen // Acta oceanogr. Taiwanica. 1984. Vol. 15. P. 39—52.

Clague D.A. Petrology of basaltic and gabbroic rocks dredged from the Danger

Island troughs, Manihiki Plateau // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1986. Vol. 89. P. 891—911.

Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and apaline-type peridotite and spatially associated lavas // Contrib. Miner. and Petrol. 1984. Vol. 96, N 1. P. 54—76.

Floyd P.A. Petrology and geochemistry of oceanic interplate sheet-flow basalts, Nauru Basin, Deep Sea Drilling Project Leg 89 // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1986. Vol. 89. P. 471—478.

Geology of granites and their metallogenic relations: Proc. Intern. symp., Nanjing, China, Oct. 26—30, 1982. Beijing, 1984. 954 p.

Gerlach T.M. Investigation of volcanic gas analyses and magma outgassing from Erta'Ale lava lake, Afar, Ethiopia // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1980. Vol. 7, N 3/4. P. 415—441.

Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. N.Y.: Springer, 1981. 390 p.

Girardeau I., Mercier I.C.C. Origin of the Xigaze ophiolite, Yarlung Zangbo suture zone // Tectonophysics. 1985. Vol. 119. P. 407—433.

Goodwin A.M. Rooted Precambrian ring shields: growth, alignment and oscillation // Amer. J. Sci. 1985. Vol. 285. P. 481—531.

Guo Lingzhi, Yu Iianhua, Shi Yangsen et al. On the time and space distribution of the granitic rocks and their relations to the tectonic configuration and crustal evolution in Southeastern China // Geology of granites and their metallogenic relations: Proc. Intern. symp., Nanjing, China, Oct. 26—30, 1982. Beijing, 1984. P. 55—70.

Heald E.F., Naughton J.J. Calculation of chemical equilibria volcanic systems by means of computers // Nature. 1962. Vol. 193, N 4816. P. 642—644.

Heald E.F., Naughton J.J., Barnes I.L. The chemistry of volcanic gases. 2. Use of equilibrium calculations in the interpretation of volcanic gas samples // J. Geophys. Res. 1963. Vol. 68, N 2. P. 545—557.

Hegarty K.A., Weissel J.K., Hayes D.E. Convergence of the Caroline-Pacific plate boundary: collision and subduction // Tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands. Wash. (D.C.), 1983. Pt 2. P. 326—348.

Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.). Vol. 59. 1980. 820 p.; Vol. 60. 1981. 929 p.; Vol. 89. 1986. 678 p.

Irvine T.N., Baragar W.R. A guide to the chemical classification of the common vol-

- canic rocks // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8, N 5. P. 523—548.
- Ishihara S., Sasaki A., Shibata K.* et al. Characteristics of cretaceous magmatism and related mineralization of the Lower Jangtze Area Eastern China // *Rep. Intern. Res. and Develop. Coop. ITIT Projects.* 1985. N 8113. P. 23—48.
- Ishihara S., Sawat H., Shibata K.* et al. Granites and S-W deposits of Peninsular Thailand // *Mining Geol.* 1980. Spec. iss., N 8. P. 223—242.
- Jaggar T.A.* Magmatic gases // *Amer. J. Sci.* 1940. Vol. 238, N 5. P. 313—353.
- Jakes P., Gill G.* Rere earth elements and the island are tholeiite series // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1970. Vol. 9. P. 17—28.
- Joplin G.A.* The shoshonite association: A review // *J. Geol. Soc. Austral.* 1968. Vol. 15, pt 2. P. 274—294.
- Kouda R., Ni R.* Lead-zinc mineralization of Wubu deposits, Zhejiang Province // *Rep. Intern. Res. and Develop. Coop. ITIT Projects.* 1985. N 8113. P. 119—152.
- Le Fort P.* Metamorphism and magmatism during the Himalayan Collision // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1986. N 19. P. 159—172.
- Mattauer M.* Intracontinental subduction, crust-mantle decollement and crustal-staking wedge in the Himalayas and other collision belts // *Ibid.* 1986. N 19. P. 37—50.
- McCulloch M.T., Pertit M.R.* $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace element constraints on the petrogenesis of Aleutian Island arc magmas // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 56. P. 167—179.
- Ohashi F., Shiraki K.* High-magnesia and high-silica volcanic rock in the Setogawa Ophiolite // *J. Jap. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.* 1981. Vol. 76, N 3. P. 69—79.
- Onuma N., Hirano M., Issiki N.* Sr/Ca—Ba/Ca systematics in four volcanoes of Oshima, Izu Islands, Japan // *Geochem. J.* 1981. Vol. 15. P. 315—324.
- Onuma N., Issiki N., Hirano M.* Sr/Ca—Ba/Ca systematics of quaternary volcanoes in Toshima, Udonejima, Niijima and Kozushima, the Izu Islands, Japan // *Ibid.* 1982. Vol. 16. P. 119—127.
- Qi J., Huang B.* Discussion on the magma evolution model of Longshuikeng ore district, province Jiangxi // *Bull. JGMR.* 1986. Vol. 7, N 1. P. 37—51.
- Report Intern. Res. and Develop. Coop. ITIT Projects. 1985. N 8113. 191 p.
- Sakhno V.G., Maximov S.O., Matyunin A.P.* Tin-bearing magmatogene systems in the East Asian volcanic belts // *Proc. IV IGCP-220 symp.* Guilin. China. Beijing, 1987. P. 187—191.
- Saunders A.* Geochemistry of basalts from the Nauru Basin, Deep Sea Drilling Projects Legs 61 and 89: Implications for the origin of oceanic flood basalts // *Initial reports of the DSDP.* Wash. (D.C.), 1986. Vol. 89. P. 499—518.
- Schlanger S.O., Silva I.P.* Tectonic, volcanic and paleogeographic implications of redeposited reef faunas of Late Cretaceous and Tertiary age from the Nauru Basin and Line Islands // *Ibid.* Wash. (D.C.), 1981. Vol. 61. P. 817—827.
- Shankland T.J., Waff H.S.* Partial melting and electric conductivity anomalies in upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82, N 33. P. 5409—5417.
- Sharaskin A.Ya.* Petrology and geochemistry of basement rocks from five Leg 60 sites // *Initial reports of the DSDP.* Wash. (D.C.), 1982. Vol. 60. P. 647—656.
- Shcheka S.* Igneous rocks of Deep Sea Drilling Project Leg 61, Nauru Basin // *Ibid.* Wash. (D.C.), 1981. Vol. 61. P. 633—646.
- Shen J., Liu H.* REE geochemical characteristics of the two types of granitic rocks in Jiangxi Province and their metallogenic significance // *Geochemistry.* 1987. Vol. 6, N 2. P. 153—164.
- Shu Q.* Petrochemical characteristics and metallogenetic specialities of intermediate-acid magmatic rocks in Southeast Hubei // *Geology of granites and their metallogenetic relations: Proc. Intern. symp., Nanjing, China, Oct. 26—30, 1982.* Beijing, 1984. P. 553—570.
- Sillitoe R.H.* Evidence for porphyry-type mineralization in Southern Korea // *Mining Geol.* 1980. Spec. iss. N 8. P. 205—214.
- Simonen A.* Olivine from rapakivi // *Bull. Comm. Geol. Finl.* 1961. N 196. P. 371—376.
- So C.-S., Shelton K.L.* Stable isotope and fluid inclusion studies of gold- and silver-bearing hydrothermal vein deposits, Cheonan-Cheongyang-Nansan mining district, Republic of Korea: Cheonan Area // *Econ. Geol.* 1987. Vol. 82. P. 987—1000.
- Stormer I.C.* A practical two-feldspar geothermometer // *Amer. Miner.* 1975. Vol. 60, N 7/8. P. 667—674.
- Suensilpong S., Puthapiban P., Mantajit N.* et al. Some aspects of tin granite and its relationship to tectonic setting: Circum-Pacific plutonic terranes // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1983. N 159. P. 77—86.
- Sin Nai, Liu Chanshi, Zhao Lianze* et al. The combination of two genetic series of granitoids in the Taiping-Huangskau com-

posite batholith // Geology of granites and their metallogenetic relations: Proc. Intern. symp., Nanjing, China, Oct. 26—30, 1982. Beijing, 1984. P. 223—240.

Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R. et al. On the mechanics of the collision between India and Asia // Geol. Soc. Spec. Publ. 1986. N 19. P. 115—157.

Tatsumi I., Ishizaka K. Existence of andesitic primary magma: An example from S-W Japan // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 53. P. 124—130.

Tatsumi I., Ishizaka K. Origin of high-magnesium and sites in the Setouchi volcanic belts, southwest Japan. I. Petrographical and chemical characteristics // Ibid. 1982. Vol. 60. P. 293—304.

The geology of China. Oxford: Clarendon press, 1986. 303 p.

Tokuyama H., Batiza R. Chemical composition of igneous rocks and origin of the sill and pillow basalts complex of Nauru Basin, Southwest Pacific // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1981. Vol. 61. P. 673—687.

Tomkeieff S.J. Alkaline ultrabasic rocks and carbonatites in the USSR // Intern. Geol. Rev. 1961. N 3. P. 739—758.

Tsue A. Granitic rocks, Korea // Geology of granites and their metallogenetic relations: Proc. Intern. symp., Nanjing, China, Oct. 26—30, 1982. Beijing, 1984. P. 211—221.

Tsue A., Mizuta T., Tamai T. et al. Korean granitic rocks: Trace element evidence regarding their differentiation. I. Ba, Sr and Rb relationships // Mining Geol. 1986. Vol. 36, N 5. P. 339—350.

Tu K.S., Wang Z.G., Yu X.Y. et al. Genesis of granitic rocks in South China and related mineralization // Ibid. 1980. Spec. iss., N 8. P. 189—196.

Tulloch A.I. Granitoid rocks of New Zealand — a brief review // Geol. Soc. Amer. Mem. 1983. N 159. P. 5—20.

Vorma A. Alkali feldspars of the Wiborg rapakivi massif in Southeastern Finland //

Bull. Comm. Geol. Finl. 1971. N 246. P. 72.

Wang L.K., Zhao B., Zhu W.F. et al. Characteristics and melting experiments of granites in southern China // Mining Geol. 1980. Spec. iss., N 8. P. 29—38.

Wang Zhonggang. The REE distribution patterns of granitoids // Geology of granites and their metallogenetic relations: Proc. Intern. symp., Nanjing, China, Oct. 26—30, 1982. Beijing, 1984. P. 787—796.

Weissel J.K., Anderson R.H. Is there a Caroline plate? // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 41. P. 143—158.

Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contrib. Miner. and Petrol. 1977. Vol. 62, N 2. P. 129—139.

White W.B., Johnson S.M., Dantzig G.B. Chemical equilibrium in complex mixtures // J. Chem. Phys. 1958. Vol. 28, N 5. P. 751—755.

Wood J.S., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Contrib. Miner. and Petrol. 1973. Vol. 42, N 2. P. 109—124.

Xu Jiawei, Zhu G., Tong Weixing et al. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: A major shear system to the northwest of the Pacific Ocean // Tectonophysics. 1987. Vol. 134. P. 277—310.

Xu Kegin, Sun Nai, Wang Dezi et al. Petrogenesis of the granitoids and their metallogenetic relations in South China // Geology of granites and their metallogenetic relations: Proc. Intern. symp., Nanjing, China, Oct. 26—30, 1982. Beijing, 1984. P. 1—33.

Zhang Jingrong. The mechanism of petrogenesis and geochemistry of mineralization of Dengbuxian // Geology of granites and their metallogenetic relations: Proc. Intern. symp., Nanjing, China, Oct. 26—30, 1982. Beijing, 1984. P. 689—706.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
<i>Часть I</i>	
МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ	
Глава 1. Магматизм ранних этапов развития складчатых регионов	5
Офиолиты Монголо-Охотско-Чукотского полихронного пояса	5
Офиолиты Усть-Депской зоны. <i>С.Г. Батулин, И.В. Боровик, С.С. Зимин</i>	7
Офиолиты Кузюльской зоны. <i>С.В. Гайденко, С.С. Зимин, И.В. Боровик</i>	12
Офиолиты Алучинской зоны. <i>С.В. Гайденко, С.С. Зимин</i>	17
Офиолиты Пекульнейской зоны. <i>С.С. Зимин, А.М. Юдин, С.В. Высоцкий</i>	19
Офиолиты Японо-Корейского полихронного пояса	23
Офиолиты Корейской области. <i>С.С. Зимин</i>	24
Офиолиты Сихотэ-Алинской области. <i>С.С. Зимин, В.М. Афанасьев</i>	26
Офиолиты Олюторско-Камчатского полихронного пояса. <i>С.С. Зимин, З.Г. Бад-редин</i>	36
Глава 2. Магматизм средних и поздних этапов развития складчатых регионов	44
Базальт-андезитовые ассоциации современных островных дуг. <i>Г.И. Говоров</i>	44
Базальт-андезитовые ассоциации островных дуг палеозоя и мезозоя. <i>В.П. Си-маненко</i>	58
Глава 3. Пояса континентального магматизма	72
Позднемезозойские плутонические пояса	76
Сихотэ-Алинский плутонический пояс. <i>В.Г. Сахно, А.П. Матюнин, А.С. Зимин</i>	77
Восточно-Китайский плутонический пояс. <i>В.Г. Сахно</i>	84
Юго-Восточно-Корейский пояс. <i>В.Г. Сахно</i>	92
Сопоставление серий гранитоидов плутонических поясов Востока Азии. <i>В.Г. Сахно, А.П. Матюнин</i>	96
Окраинно-континентальные вулканические пояса	98
Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс. <i>В.Г. Сахно, А.П. Матюнин, Ю.А. Мартынов, В.К. Попов, В.Ф. Полин</i>	99
Южно-Корейский вулканический пояс. <i>В.Г. Сахно</i>	111
Южно-Китайский вулканический пояс. <i>В.Г. Сахно</i>	113
Внутриконтинентальные вулканические пояса и зоны. <i>В.Г. Сахно, С.О. Максимов</i>	120
Транзитные вулканические пояса	121
Пограничные вулканические пояса	129
Глава 4. Магматизм прогибов и глубинных разломов устойчивых областей	136
Ассоциация ультраосновных и щелочных пород. <i>Б.Л. Залищак, Е.П. Емельяненко, А.Н. Масловский</i>	136
Габбро-сиенитовая ассоциация. Апатитоносные базиты. <i>А.М. Ленников, Р.А. Октябрьский, А.Н. Соляник</i>	140
Ассоциация гранитоидов рапакиви. <i>А.М. Ленников, П.Г. Недашковский</i>	146

Часть II

МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

<i>Глава 5. Офиолитовые комплексы глубоководных желобов и разломов. И. Н. Говоров, И. А. Тарарин, О. В. Чудаев, Н. И. Кирюхина, В. М. Чубаров</i>	151
Идзу-Бонинский глубоководный желоб	151
Тектоническая зона Муссау	165
<i>Глава 6. Комплексы толентовых и субшелочных базальтов преддуговых гайотов и погруженных гор. И. Н. Говоров, И. А. Тарарин</i>	175
Плато Огасавара	175
Банка Рамапо и прилегающие возвышенности	180
<i>Глава 7. Дифференцированные базальт-трахит-трахириолитовые комплексы краевых валов, И. Н. Говоров, И. А. Тарарин</i>	184
Дифференцированные комплексы краевого вала желоба Волкано	184
Бимодальный комплекс краевого вала желоба Идзу-Бонин	191

Часть III

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЗМА

<i>Глава 8. Восточно-Азиатская система континентальных поясов. Проблемы геодинамики и магматизма. В. Г. Сахно</i>	196
<i>Глава 9. Флюидный режим магматизма. Н. С. Никольский, В. Г. Сахно</i>	213
<i>Глава 10. Эволюция магматизма и оруденения в связи с развитием земной коры и мантии. С. С. Зимин</i>	228
<i>Заключение. С. С. Зимин, И. Н. Говоров, В. Г. Сахно</i>	242
<i>Условные сокращения</i>	247
<i>Литература</i>	248

CONTENTS

Preface	3
 <i>Part I</i> 	
MAGMATISM OF ASIAN EASTERN MARGIN	
<i>Chapter 1. Magmatism of early stages of folded regions development</i>	5
Ophiolite terranes of Mongolo-Okhotsko-Chukotsky polychronic belt	5
Ophiolite terranes of Ust'-Depskaya zone. <i>S.G. Baturin, I.V. Borovik, S.S. Zimin</i> ..	7
Ophiolite terranes of Kuyulskaya zone. <i>S.V. Gaidenko, S.S. Zimin, I.V. Borovik</i> ..	12
Ophiolite terranes of Aluchinskaya zone. <i>S.V. Gaidenko, S.S. Zimin</i>	17
Ophiolite terranes of Pekulneiskaya zone. <i>S.S. Zimin, A.M. Yudin, S.V. Vysotsky</i> ..	19
Ophiolite terranes of Japan-Koryaksky polychronic belt	23
Ophiolite terranes of Koryaksky region. <i>S.S. Zimin</i>	24
Ophiolite terranes of Sikhote-Alin region. <i>S.S. Zimin, V.M. Afanas'eva</i>	26
Ophiolite terranes of Olyutorsko-Kamchatsky polychronic belt. <i>S.S. Zimin, Z.G. Badredinov</i>	36
<i>Chapter 2. Magmatism of middle and late stages of the folded region development</i>	44
Basalt-andesite associations of modern island arcs. <i>G.I. Govorov</i>	44
Basalt-andesite associations of Paleozoic and Mesozoic island arcs. <i>V.P. Simanenko</i> ..	58
<i>Chapter 3. Continental magmatism belts</i>	72
Late Mesozoic plutonic belts	76
Sikhote-Alinsky plutonic belts. <i>V.G. Sakhno, A.P. Matyunin, A.S. Zimin</i>	77
East-Chinese plutonic belt. <i>V.G. Sakhno</i>	84
South-East-Korean belt. <i>V.G. Sakhno</i>	92
Comparison of granitoids from plutonic belts of East Asia. <i>V.G. Sakhno, A.P. Matyunin</i>	96
Marginal-continental volcanics belts	98
East-Sikhote-Alinsky volcanic belts. <i>V.G. Sakhno, A.P. Matyunin, Yu.A. Martynov, V.K. Popov, V.F. Polin</i>	99
South-Korean volcanic belt. <i>V.G. Sakhno</i>	111
South-Chinese volcanic belt. <i>V.G. Sakhno</i>	113
Midland volcanic belts and zones. <i>V.G. Sakhno, S.O. Maksimov</i>	120
Transit volcanic belts	121
Border volcanic belts	129
<i>Chapter 4. Magmatism of troughs and deep faults in the stable regions</i>	136
Association of ultrabasic-alkaline rocks. <i>B.L. Zalishchak, E.P. Emel'yanenko, A.N. Maslovsky</i>	136
Gabbro-syenite association. Apatite-bearing basics. <i>A.M. Lennikov, R.A. Oktyabrsky, A.N. Solyanik</i>	140
Association of rapakivi granites. <i>A.M. Lennikov, P.G. Nedashkovsky</i>	146

Part II

MAGMATISM OF THE PACIFIC WEST MARGIN

<i>Chapter 5. Ophiolite terranes of deep-sea trenches and faults. I.N. Govorov, I.A. Tararin, O.V. Chudaev, N.F. Kiryukhina, V.M. Chubarov</i>	151
Izu-Bonin deep-sea trench	151
Mussau tectonic zone	165
<i>Chapter 6. Tholeiitic and subalkaline basalt complexes of fore-arc guyots and submerged mountains. I.N. Govorov, I.A. Tararin</i>	175
Ogasawara Plateau	175
Ramāp Bank and adjacent mounts	180
<i>Chapter 7. Differentiated basalt-trachyte-trachyrhyolitic complexes of the marginal swells. I.N. Govorov, I.A. Tararin</i>	184
Differentiated complex of Volcano Swell	184
Bimodel complex of Izu-Bonin marginal swell	191

Part III

TOTAL PROBLEMS OF MAGMATISM

<i>Chapter 8. East-Asian system of continental belts. Problems of geodynamics and magmatism. V.G. Sakhno</i>	196
<i>Chapter 9. Magmatism fluidal regime. N.S. Nikolsky, V.G. Sakhno</i>	213
<i>Chapter 10. Evolution of magmatism and mineralization in connection with the Earth's crust and mantle development. S.S. Zimin</i>	228
<i>Conclusion. S.S. Zimin, I.N. Govorov, V.G. Sakhno</i>	242
<i>Abbreviations</i>	247
<i>References</i>	248

Научное издание

Зимин Степан Степанович
Сахно Владимир Георгиевич
Говоров Иван Николаевич и др.

ТИХООКЕАНСКАЯ ОКРАИНА АЗИИ

Магматизм

Утверждено к печати
Дальневосточным геологическим институтом ДВО АН СССР

Редактор Т.А. Никитина, Художественный редактор В.Ю. Яковлева
Технический редактор Н.М. Бурова, Корректор Т.И. Шеповалова

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ № 48610

Подписано к печати 07.12.90. Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная, Усл.печл. 16,5. Усл.кр.-отт. 16,8
Уч.-издл. 20,2. Тираж 660 экз. Тип. зак. 897. Цена 4 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12