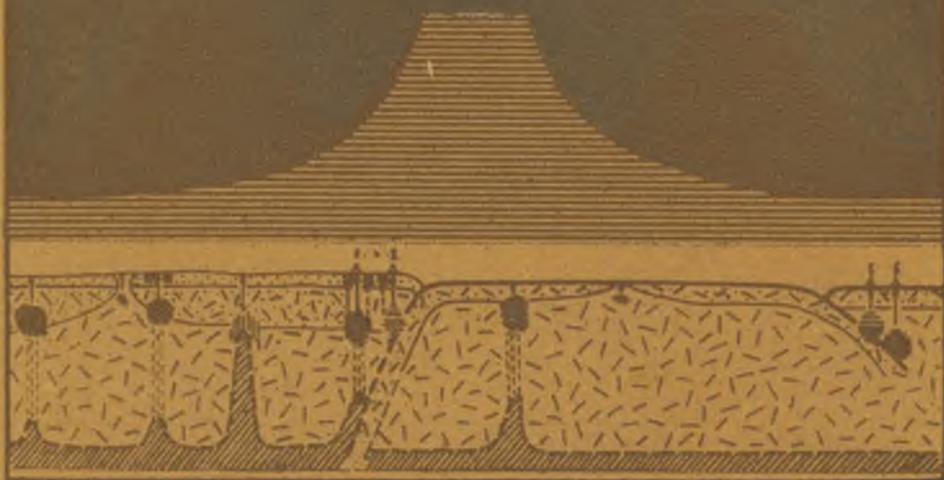


**ГЕОХИМИЯ
ВУЛКАНИТОВ
различных
геодинамических
обстановок**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. АКАДЕМИКА А. П. ВИНОГРАДОВА

ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ различных геодинамических обстановок

Ответственный редактор
акад. Л. В. Таусон

*Георгию Ловкину
с глубоким уважением
от сибирских геохимиков*

*Земель
Казеф
Виталий Трошин
Олегов*



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

1986

Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. — Новосибирск: Наука, 1986.

Сборник посвящен вопросам изучения магматических пород, формирующихся в различных геодинамических обстановках. Рассматриваются серии магматических пород разного возраста: от докембрийского до позднекайнозойского. Большое внимание уделено сравнительному геохимическому анализу древних магматических пород с их современными аналогами с целью выявления природы и геодинамических условий образования исследуемых авторами пород.

Для геохимиков, петрологов и геологов, интересующихся вопросами связи магматизма с геодинамическими условиями их формирования.

Рецензенты *В. А. Макрыгина, М. И. Грудинин*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

канд. геол.-мин. наук **А. П. Альмухамедов**, канд. геол.-мин. наук
В. С. Антипин, **Д. М. Волкова**, д-р геол.-мин. наук **М. И. Кузьмин** (зам.
отв. редактора), д-р геол.-мин. наук **В. Д. Пампура**

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геохимические исследования имеют первостепенное значение при установлении генезиса пород и выяснении геодинамических условий их формирования. В 60-х годах с появлением концепции тектоники литосферных плит особенно усилился интерес к геохимии магматических пород в связи с проявлением их в определенных геодинамических обстановках. Именно в эти годы была выявлена геохимическая индивидуальность базальтов срединно-океанических хребтов и островных дуг, а также базальтоидов, связанных с внутриплитовым магматизмом и приуроченных к другим геоструктурам. Таким исследованиям всегда придавалось большое значение в Институте геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР. Наиболее полно результаты этих работ в отношении гранитоидов обобщены в книге Л. В. Таусона «Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов» (М.: Наука, 1977) и в сборнике трудов института «Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент» (Новосибирск: Наука, 1984). Настоящая книга служит продолжением разработок в указанном направлении.

Сборник открывается статьей Л. Л. Петрова, посвященной возможностям использования стандартных образцов вулканических пород для геохимической типизации эффузивов. Обычно стандарты в геохимических исследованиях применяются для обеспечения достоверности аналитических данных и сопоставления результатов анализа, выполняемого разными лабораториями. Л. Л. Петров показал возможность использования огромного аналитического материала по стандартным образцам для геохимических целей, в первую очередь для геохимической типизации вулканитов.

Внимание многих исследователей привлечено к древнейшим породам Земли, их усилия направлены как на расшифровку первичной природы, так и на попытки реконструкций геодинамических условий, свойственных ранним этапам развития нашей планеты. Важность решения этих вопросов отмечалась на XXVII Международном геологическом конгрессе. В статьях З. И. Петровой и В. И. Левицкого, а также Н. Л. Добрецова с коллегами рассматриваются некоторые аспекты этой проблемы. З. И. Петрова и В. И. Левицкий использовали геохимические данные для выяснения первичной природы основных кристаллических сланцев в гранулитогнейсовых комплексах Сибирской платформы. Они сопоставляли эти древнейшие образования Земли с толеитами разновозрастных с гранулитовыми комплексами зеленокаменных поясов и с базальтоидами различных современных геодинамических обстановок и выявили черты их сходства и отличия. Для древнейших эпох Земли характерно появление специфических коматиитовых серий пород. Каждая новая находка таких образований привлекает внимание исследователей. В статье Н. Л. Добрецова, написанной с коллегами, рассмотрены коматиитовые комплексы, открытые авторами в Олондинской структуре Алданского щита. Пожалуй, это первое подробное описание минералогии и геохимии коматиитов Сибири.

Большое значение имеют данные по геохимии магматических пород, связанных с внутриплитовым магматизмом, как для выяснения его генезиса, так и для понимания места в процессе эволюции магматизма Земли, тем более что эти породы трудно вписываются в классическую концепцию тектоники литосферных плит. В связи с этим большой интерес представляет статья А. И. Альмухамедова и А. Я. Медведева. В ней приведен обширный материал по геохимии траппов Сибирской платформы. Данные по геохимии этих пород в мировой литературе явно недостаточно. Статья позволяет хоть в малой степени ликвидировать этот информационный вакуум.

В статье П. В. Ковалея и О. Гэрэл подробно рассмотрены вулканические породы, связанные с проявлениями медно-порфирового оруденения в Монголо-Охотском поясе. Обычно такие породы, а соответственно и связанное с ними оруденение, проявляются в окраинно-континентальных структурах. В данном случае, по крайней мере в мезозое, Монголо-Охотский пояс развивался как внутриконтинентальная подвижная область. Нахождение здесь медно-порфировой минерализации расширяет перспективы внутриконтинентальных подвижных зон на обнаружение разнообразного оруденения. В статье Ю. П. Трошина, в какой-то степени дискуссионной, обращается внимание на возможное значение мантийных процессов в образовании гранитоидов, считающихся обычно чисто коровыми образованиями. Автор на большом оригинальном материале по литий-фтористым гранитоидам и ассоциирующим с ними вулканитам показывает связь этих гранитов с базальтоидным магматизмом, проявленным во внутриконтинентальной Монголо-Охотской зоне в мезозойское время. Интересное геохимическое сопоставление девонских вулканитов Минусинской системы впадин с вулканитами структур Байкальского рифта проведено В. С. Зубковым. Детальная проработка геохимического материала позволила автору убедительно показать, что вулканические образования Минусинской системы впадин в девоне формировались в условиях рифтогенеза.

Ряд статей посвящен магматизму активных окраин. М. Н. Захаров с коллегами подробно рассмотрели распределение редкоземельных элементов в вулканических породах Охотско-Чукотского пояса. Геохимические данные позволили авторам решить ряд вопросов геодинамики формирования в этом регионе магматических пород различного возраста. В статье О. Н. Вольпица с коллегами «Редкие земли в позднекайнозойских высококальциевых вулканических породах Камчатки» показана высокая информативность этих элементов для целей петрогенезиса. А. Б. Перепелов с соавторами на примере Юга Камчатки рассмотрели геохимию вулканических пород в островодужной обстановке в связи с существующей магматической зональностью.

Редколлегия сборника надеется, что предлагаемая вниманию читателей книга будет с интересом воспринята геохимиками, петрологами и всеми геологами, которые интересуются вопросами связи магматических пород с геодинамическими условиями их формирования.

Редколлегия

Л. Л. ПЕТРОВ

СТАНДАРТНЫЕ ОБРАЗЦЫ СОСТАВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И ВОПРОСЫ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ ЭФФУЗИВОВ

Проблемам геохимической типизации магматических пород в последние два десятилетия уделяется серьезное внимание. И если для гранитоидных пород выделенные Л. В. Таусоном [1977] геохимические типы — в значительной мере устоявшиеся понятия, то применительно к основным и ультраосновным породам геохимическая типизация находится в стадии интенсивного обсуждения.

В предлагаемой статье также рассматриваются некоторые аспекты геохимической типизации эффузивов, но с привлечением в качестве фактического материала несколько необычной информации — данных по стандартным образцам (СО) состава вулканических пород. Другая цель этой статьи и состоит в том, чтобы указать исследователям-геохимикам на СО горных пород и минералов как на весьма важный источник геохимической информации.

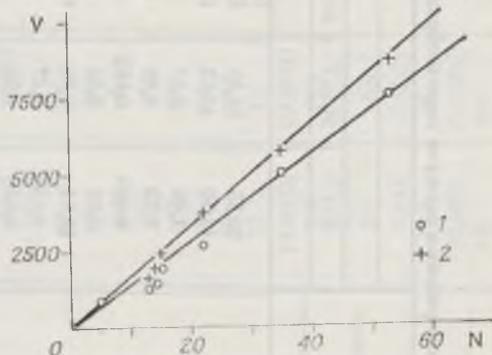
Действительно, число только самых известных в мире СО горных пород и минералов по данным последних обзоров [Abbey, 1983; Govindaraju, 1984] приближается к 200 и неуклонно увеличивается. Номенклатура СО также очень разнообразна: магматические горные породы интрузивного и эффузивного происхождения, различные осадочно-метаморфические и современные осадки морей и океанов, почвы.

Обратим внимание в первую очередь на количество аналитической информации, положенной в основу данных, приводимых в свидетельстве (сертификате) на стандартный образец. Не будет преувеличением сказать, что для СО горных пород, аттестованных на 55—60 элементов, объем полученной аналитической информации составляет (для каждого СО) не менее 9—10 тыс. количественных элементоопределений. Подобная оценка подтверждается и при специальном рассмотрении корреляционной зависимости между числом аттестованных элементов (компонентов) и объемом аттестационной информации (рис. 1). Корреляционная прямая I фикси-

Рис. 1. Корреляция числа аттестованных в стандартных образцах элементов (компонентов) (N) с объемом аналитической информации (V) (количественные элементоопределения), полученной в процессе межлабораторного эксперимента.

1 — корреляционная зависимость N от V_1 (V_1 — объем аналитической информации, использованной для аттестации N элементов);
2 — корреляционная зависимость N от V_2 (V_2 — полный объем аналитической информации, полученный при межлабораторном эксперименте (V_2 использован для аттестации N элементов и для получения информации значений для M элементов)).

При построении зависимостей I и II использованы данные по стандартным образцам FK, SW и GbA (ГДР) и MV (Венгрия) и средние данные (в расчете на один стандартный образец) для СО золотосодержащих материалов (СЗР-2, СЗК-3, СЗХ-3, СЗХ-4) при $N = 5$, для СО речных илов (СГХ-1, СГХ-3, СГХ-5) при $N = 35$, для СО горных пород (СТ-1А, СГД-1А, СГ-1А) при $N = 53$.



Содержания оксидов породообразующих элементов (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в СО вулканических пород базальтового состава

Компонент	Стандарты													
	США						СССР		Франция		ГДР	Японии		
	W-1	BCR-1	BHVO-1	BIR-1	DNC-1	NBS-688	CT-1A	Mo-2	BR	BE-N	BM	JB-1	JB-2	JB-3
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	52,55	54,35	49,90	47,96	47,15	48,4	49,1	49,15	38,20	38,20	49,51	52,17	53,20	51,04
Al ₂ O ₃	14,99	13,63	13,85	15,53	18,34	17,36	14,23	16,53	10,20	10,07	16,23	14,53	14,67	16,89
Fe ₂ O ₃	1,46	3,59	2,74	2,06	1,79	1,86	3,82	2,50	5,58	5,34	1,60	2,28	3,13	3,10
FeO	8,75	8,88	8,55	8,34	7,32	7,64	10,26	7,71	6,57	6,74	7,28	6,00	10,09	7,90
MnO	0,168	0,182	0,17	0,175	0,148	0,167	0,21	0,164	0,200	0,200	0,145	0,16	0,20	0,16
MgO	6,62	3,45	7,31	9,70	10,13	8,4	5,74	6,56	13,28	13,15	7,46	7,73	4,66	5,20
CaO	10,94	6,95	11,33	13,32	11,49	12,17	10,2	8,87	13,80	13,87	6,44	9,29	9,89	9,86
Na ₂ O	2,13	3,27	2,29	1,82	1,89	2,15	2,49	3,74	3,05	3,18	4,64	2,79	2,03	2,82
K ₂ O	0,64	1,69	0,54	0,03	0,23	0,187	0,70	0,98	1,40	1,39	0,203	1,42	0,43	0,80
TiO ₂	1,07	2,22	2,69	0,96	0,484	1,17	1,85	1,65	2,60	2,61	1,14	1,34	1,19	1,45
P ₂ O ₅	0,14	0,37	0,28	0,021	0,07	0,134	0,21	0,40	1,040	1,050	0,105	0,26	0,10	0,29
H ₂ O ⁺	0,53	0,78	0,20	0,09	0,73		0,97	1,34	2,30	2,24	3,62	1,02	0,31	0,20
H ₂ O ⁻	0,15	0,78		0,08	0,29			0,44	0,50	0,50		0,95	0,07	0,03
CO ₂	0,06		0,04			0,05	0,10	0,13	0,86	0,74	1,34	0,18		
Fe ₂ O ₃ общ	11,18	13,46	12,23	11,33	9,93	10,35	15,22	11,07	12,88	12,84	9,68	8,97	14,34	11,88
Ag	0,069	0,027	0,056				0,1					0,05		
As	2,2	0,7					1,5				14	2,3	3	
Au	0,0043	0,00066					0,05					0,00085	0,0072	
B	13	4					15		10			12		
Ba	162	678	135	6	118	200	230	300	1050	1025	263	490	203	
Be	0,7	1,7			1		0,9	2,3	1		1,2	1,6	0,23	0,69
Bi	0,048	0,046	0,014									0,031	0,033	0,020
Br	0,34	0,7										0,60		
C												472	194	112
Cd	0,170	0,127					0,1					0,103	0,140	0,082
Ce	23	53,7	39	1,6	9	13	26		140	152	22	67	6,6	

Cl	190	58	94				430		370	300		175	278	
Co	46	36,3	45	52	57	50	46	37	50	61	34	38,4	40	37
Cr	120	16	300	373	270	330	140	99	380	360	121	405	28	
Cs	0,95	0,97	0,15				0,9		1,3	0,8		1		
Cu	114	18	140	125	100	96	220	61	72	72	45	56	230	197
Dy	4	6,35	5	3,7	3,0		5					4,1	3,98	
Er	2,3	3,6					4					2,3	2,55	
Eu	1,11	1,96	2,0	0,55	0,59	1,1	2,3		3,7	3,6	1,1	1,5	0,83	
F	230	480	380			200	250	480	1000	1000	265	390	120	
Ga	17	22	21	15	14,7		16	22	20	17	15	20		
Gd	4	6,7	6,0				5,0			9		4,8	3,3	
Ge	1,75	1,5					1,6	1,1				1,3		
Hf	2,6	4,9	4,3	0,64	1,0	1,6	(4)					3,4	1,1	
Hg	0,21	0,012					(0,5)			5,4		0,030	0,005	
Ho	0,8	1,25					1,3					0,7		
I		(0,15)										0,029		
In	0,064	0,092												
Ir	0,00028													
La	11	25	17	0,63	3,6		14	40	80	82	8,6	36	2,3	
Li	12	12,9	4	3,6	5,2		14	9,3	13	12	70	11,4	8	
Lu	0,34	0,51		0,29	0,32	0,34	0,5			0,24	0,42	0,3	0,39	
Mo	0,75	1,2	1				1,7	1,8	3			34,4	0,54	
N	(17)	37												
Nb	8	14	19	2,3	3,2		8		100	100		31	4	
Nd	15	28,7	24		5,2		15		60	70		27	6,37	
Ni	75	13	120	166	247	150	90	86	260	267	56	139	14,6	38,5
Os	(0,0003)	0,00001										0,0019		
Pb	7,5	13,6				3,3	5	12	8	4	11,5	7,1	5,5	5,8
Pd	0,014	(0,010)												
Pr	3,2	6,9					2,7					8,7		
Pt	0,014	(0,002)										0,0067		
Rb	21,4	47	10		4,7	1,9	16	14	47	47	12,3	41,2	6,2	13
Re	(0,490)	0,00085										0,0049	0,00039	
S	160	400	110				400	90	390	300		17,9	23	10

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Sb	1,05	0,62	0,17	0,5	1,0		1				2	0,23		
Sc	35	33	31	43	31	38	43	22	26	22	34,3	27	50,4	
Se	0,11	0,086										0,026	0,170	0,087
Sm	3,5	6,6	6,1	1,0	1,4	2,8	5		12	12	3,7	5,16	2,27	
Sn	2,6	2,1					3,5	7,0	8		1,7	1,8	0,5	0,8
Sr	187	330	420	107	144	169	270	500	1320	1370	228	435	173	395
Ta	0,5	0,79	1,1				1,2			5,5		4,4		
Tb	0,65	1,05	1,0		0,4	0,45	1			1,3		0,47	0,73	
Tc		0,0052					1,5							
Th	2,4	6,04	1,0			0,3	2,6		12	11	3	9	0,34	1,5
Tl	0,12	0,3					(2)							
Tm	0,34	0,59	0,3		0,3		0,7							
U	0,57	1,72	0,4			0,37	0,8		3	2,4		1,8	0,17	0,31
V	260	404	320	312	148	250	320	150	235	235	182	211	540	
W	0,48	0,4					0,7			29		19,4	0,26	
Y	26	39	27	16	18,5		34	29	30	30	26,3	25,5	25	
Yb	2,1	3,39	1,9	1,7	2,0	2,1	3,8	2,6	2	1,8	3,5	2,1	2,54	
Zn	84	129	105	70	70	58	150	82	150	120	113	84	106	103
Zr	100	191	180	18	39		130	190	250	265	98	153	50	

Примечание. W-1 — диабаз триасового возраста (230 млн. лет), отобран из карьера в Сентервилле, округ Ферфакс, штат Виргиния, США; BCR-1 — базальт, отобран из карьера Брайдел Флауэ, р. Колумбия, штат Вашингтон, США; BIVO-1 — базальт, лава из кальдеры влк. Килауэа, Гавайи; BIR-1 — базальт, отобран в 12 км к востоку от г. Рейкьявик, Юго-Западная Исландия; DNC-1 — диабаз, отобран в районе Дурхама в Северной Каролине, США; NBC-688 — базальт, из кайнозойского потока вблизи Джектопа, штат Невада, США; СТ-1А — трапп, недифференцированные траппы Сибирской платформы (средняя проба), СССР; MO-2 — базальт, отобран в районе Каджариан, Армения, СССР; BR — базальт, отобран в районе Эссей-ля-Кот, Нанси, Франция; BE-N — базальт, там же; BM — базальт девонского возраста, отобран в районе Меленюаха, округ Зуль, ГДР; JB-1 — базальт, отобран в 7 км северо-северо-западнее г. Сосебо, о. Кюсю, Япония; JB-2 — базальт, влк. Осима, о-ва Нампо, Япония; JB-3 — базальт, влк. Фуий (?), отобран вблизи Нарусавы, префектура Яманаси, Япония.

Оценки содержания для стандартных образцов, приводимых в таблице (кроме СТ-1А и MO-2), взяты из обзора К. Гавиндараю [Govindaraju, 1984]. Оценки содержания для СТ-1А взяты по данным нового сертификата [Свидетельство..., 1984], для стандартного образца MO-2 — из работы [Хитров, 1984]. Здесь и в табл. 2 выделенные жирным шрифтом значения соответствуют рангу аттестованных (для СО СССР и ГДР) и рекомендованных (для СО США, Франции, Японии). Оценки содержания, приведенные в скобках, — предварительные, информационные.

Информация о месте отбора материала стандартных образцов приводится по К. Гавиндараю [Govindaraju, 1984] и С. Аббею [Abbey, 1983].

рует зависимость между числом аттестованных элементов и объемом аналитической информации, полученным именно для этих аттестованных элементов. Корреляционная прямая II отражает зависимость между числом аттестованных элементов в СО и объемом аналитической информации, полученным в междолабораторном эксперименте для этого образца в целом, а именно, суммой аналитической информации для всех анализированных элементов, т. е. для аттестованных элементов и для элементов, оценка содержания для которых выполнена с худшими показателями.

Несомненное достоинство информации, которую дают стандартные образцы, — широкий спектр элементов. В наиболее полно изученных СО достаточно уверенно установлены (аттестованы) 45—50, а иногда и более 70 элементов (например, базальт ВСР-1, табл. 1). При проведении же традиционных геохимических исследований отдельных массивов и регионов зачастую набор исследуемых элементов ограничен возможностями аналитических служб отдельного учреждения.

Теперь о качестве аналитических данных. Очевидно, что для выполнения аттестационных исследований при создании СО горных пород и минералов как за рубежом, так и у нас в стране привлекаются самые авторитетные аналитические центры и лаборатории. При этом обычно стараются получить для каждого элемента информацию принципиально различными аналитическими методами, что в известной мере дает возможность надеяться на получение несмещенных оценок. Обеспечить же отсутствие систематических ошибок в аналитических данных при проведении традиционных геохимических исследований удается далеко не всегда.

Уникальность СО как источника геохимической информации можно проиллюстрировать на примере траппа (СТ-1А). Сравнение содержания породообразующих компонентов и элементов-примесей в СО траппа и в траппах Сибирской платформы по данным работы [Нестеренко, Альмухамедов, 1973], а также в интрузивных траппах Порильского плато [Архинова, 1967], приведено на рис. 2, где отчетливо видно, что аттестованные и рекомендованные в СТ-1А содержания оксидов щелочных элементов и содержания элементов-примесей ($n \cdot 10^{-1}$ — $n \cdot 10^{-5}\%$) находятся обычно в пределах интервала колебания средних оценок для недифференцированных траппов различных районов Сибирской платформы. Часть аттестованных значений очень близка к средним оценкам по данным Г. В. Нестеренко и А. И. Альмухамедова [1973] (Na₂O, F, Ni, Zr, Li, Rb) или по данным работы [Архинова, 1967] (V, Cu, Pb). Для части элементов содержания в стандарте траппа СТ-1А даже попадают в вилку между оценками средних содержаний, приводимыми в перечисленных выше работах по геохимии траппов и показанными на рис. 2 соответствующими значками. Это наблюдается для MnO, P₂O₅, Co.

Интересными оказываются соотношения содержания для редкоземельных элементов. Например, для Nd и Lu аттестованное в СТ-1А содержание попадает в середину интервала, который ограничен средними значениями содержания этих элементов для долеритов и базальтов, для Pr, Yb и Y аттестованные значения в СТ-1А ближе к «долеритовым» средним, для La и Ce — к средним по базальтовым разностям. Особое значение имеет информация по тем элементам, где не отмечается даже соответствия на уровне попадания аттестованного значения для СТ-1А в интервал колебания средних для различных разновидностей траппов по данным рассматриваемых работ. Это относится к Sr, Zn, Sn, Nb, Ta, в какой-то мере к Pb и Hf. Учитывая, что СО траппа СТ-1А представляет собой по существу большую сборную пробу недифференцированных траппов на основе коллекции проб, изучавшихся А. И. Альмухамедовым и Г. В. Нестеренко, следует считать, что оценки содержания Sr, Zn, Sn, Nb и Ta в траппах Сибирской платформы требуют по крайней мере уточнения. Существенным вкладом в геохимическую характеристику траппов являются также оценки содержания в СО СТ-1А тех элементов, которые обычно не изучаются при традиционных геолого-геохимических исследованиях. Здесь

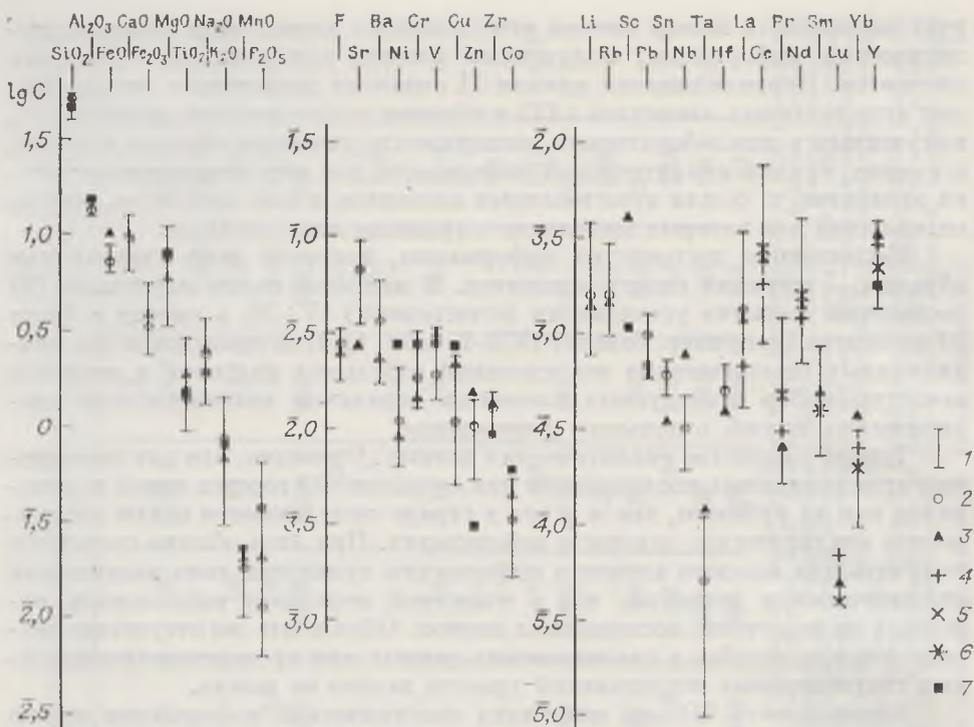


Рис. 2. Сопоставление содержаний оксидов породообразующих компонентов и содержаний элементов-примесей в траппах Сибирской платформы.

1 — интервал колебания средних оценок для недифференцированных траппов различных районов Сибирской платформы; 2 — среднее из 258 образцов (средневзвешенное); 3 — оценки содержаний для стандарта траппа СТ-1А; 4, 5 — средние содержания в траппах редкоземельных элементов для долеритов (4), для базальтов (5); 6 — совпадение значений 4 и 5; 7 — оценки средних содержаний элементов для траппов Норильского плато.

1, 2, 4, 5 — по данным работы [Нестеренко, Альмухамедов, 1973], 7 — [Архимова, 1967].

следует перечислить Be, Cs, B, Ga, Ge, Mo, W, U, Th, As, Sb, содержания которых аттестованы (иногда только рекомендованы) в стандарте СТ-1А.

Итак, аттестованный по многим элементам СО в случае, если он представляет собой характерную разновидность горной породы, может служить надежным фундаментом для геохимической характеристики пород соответствующего типа; быть репером для оценки достоверности геохимической информации, полученной для подобных пород в проведенных ранее исследованиях.

Какую же петрохимическую совокупность образуют имеющиеся в настоящее время СО вулканических горных пород (см. табл. 1; табл. 2)? По-видимому, наиболее просто это представить с помощью известных классификационных диаграмм вида K_2O-SiO_2 и $\Sigma(K_2O + Na_2O) - SiO_2$. На диаграмме $\Sigma(K_2O + Na_2O) - SiO_2$ (в варианте, предложенном в работе [Классификация..., 1981]) все СО вулкаников очень четко систематизируются. Более половины их (11) попадает в поле нормальных по щелочности магматитов, 7 образцов (базальты ВМ и МО-2, андезит АГВ-1 и риолиты RGM-1, JR-2, JR-1 и NBS-278) отвечают породам субщелочного ряда, а французские стандартные образцы базальтов BR и BE-N ложатся в поле мелилитоцитов.

Активное изучение в последние годы геохимии вулкаников ложа океанов, океанических островов, островных дуг, континентальных рифтов, формации траппов и тому подобное позволяет считать, что по некоторым показателям (содержания малых элементов, отношения содержаний элементов и изотопов) выявляются определенные отличия для близких петрохимически вулкаников различных геодинамических обстановок, Вслед

Содержания оксидов породообразующих элементов (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в СО вулканических пород андезитового и риолитового состава

Компонент	Стандарты					
	США			Япония		
	AGV-1	RGM-1	NBS-278	JA-1	JR-1	JR-2
1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	59,25	73,47	73,05	64,06	75,41	75,65
Al ₂ O ₃	17,15	13,80	14,15	14,98	12,89	12,82
Fe ₂ O ₃	4,47	0,50	0,53	2,42	0,40	0,38
FeO	2,06	1,24	1,36	4,08	0,50	0,43
MnO	0,096	0,04	0,052	0,15	0,10	0,11
MgO	1,53	0,28	0,23	1,61	0,09	0,05
CaO	4,94	1,15	0,983	5,68	0,63	0,45
Na ₂ O	4,25	4,12	4,84	3,86	4,10	4,03
K ₂ O	2,90	4,35	4,16	0,82	4,44	4,48
TiO ₂	1,06	0,27	0,245	0,87	0,10	0,09
P ₂ O ₅	0,48	0,05	0,036	0,16	0,02	0,01
H ₂ O ⁺	0,80	0,50		0,80	1,05	1,28
H ₂ O ⁻	1,02			0,26	0,13	0,14
CO ₂		0,01	0,01			
Fe ₂ O ₃ общ	6,76	1,89	2,04	6,95	0,96	0,85
Ag	0,104	0,1				
As	0,84			3	16	
Au	0,0006			0,00009		
B	7	31	25			
Ba	1220	800	1150	307	40	
Be	2	2,5		0,49	3,1	3,4
Bi	0,054	0,3		0,009	0,51	0,65
Br	0,34					
C				263	63	50
Cd	0,060			0,094	0,017	0,019
Ce	66	48	62	22,4	55	
Cl	120	540		38	900	
Co	15,7	2,3	1,5	12	0,6	0,4
Cr	12	4	6,1	6	2	
Cs	1,3		5,5			
Cu	60	11	5,9	41,7	1,9	1,5
Dy	3,5			5,45	6,97	
Er	1,6			3,5	4,08	
Eu	1,66	0,7	0,85	1,38	0,4	
F	420	340	500	170	1100	
Ga	20	15				
Gd	5,2		5,3	4,8	6,2	
Ge	1,25					
Hf	5,1	6	8,4			
Hg	0,020			0,010	0,008	0,0002
Ho	0,7					
I	(0,26)					
In	0,041					
La	37	23		5,85	20,8	
Li	12	50		11	65	
Lu	0,28		0,75	0,52	0,67	
Mo	3	2,3		0,85		
N	(41)					
Nb	15	9,4		3		
Nd	34	19		8,2		

1	2	3	4	5	6	7
Ni	17	6	3,6	1,9	0,6	0,8
Pb	36	21	16	5,8	18,7	21,1
Pr	6,5					
Rb	67	155	128	11,8		
Re				0,00054		
S	100	100		25	15	8
Sb	4,4	1,3	1,5			
Sc	12,1	4,7	5,1	28,4		
Sm	5,9	4,3	5,7	4,8		
Sn	4,2			0,8	2,6	2,9
Sr	660	100	63,5	266	30	
Ta	0,92	1,0	1,2			
Tb	0,70		1,0			
Te	0,002					
Th	6,5	15	12	1	21	31
Tl	0,7		0,54			
Tm	0,32					
U	1,89	5,8	4,6	0,35	8,8	9,8
V	123	14		103		
W	0,53	1,6		0,27		
Y	21	25		31	31	
Yb	1,7	2,5	4,5	3,26	4,3	
Zn	88	36	55	88,3	28,8	27,3
Zr	225	200		90	101	

Примечание. AGV-1 — андезит, отобран в восточном борту долины Гуано, округ Лэйк, штат Орегон, США; RGM-1 — риолит, влк. Гласе Маунтин, округ Сисью, штат Калифорния, США (возраст молодых лав вулкана около 1000 лет); NBS-278 — обсидиан, отобран у оз. Каллар, кратер Пьюберри, штат Орегон, США; JA-1 — андезит, влк. Халоне (сомма), префектура Канагава, о. Хонсю, Япония; JR-1 — риолит, отобран в северной части префектуры Нагано, о. Хонсю, Япония; IR-2 — риолит, отобран в южной части префектуры Нагано, о. Хонсю, Япония.

Оценки содержания для стандартных образцов, приводимых в таблице, взяты из обзора К. Говиндараю [Govindaraju, 1984].

за Б. Г. Лутцем [1984] мы полагаем, что одним из важнейших направлений исследований в связи с этим нужно считать отыскание ясных геохимических критериев разделения вулканитов различных обстановок, и прежде всего, по-видимому, на основе применения разнообразных петрогеохимических диаграмм. Материалы по СО (см. табл. 1, 2), где достаточно внушительно по сравнению с другими обстановками представлены вулканиты Японской островной дуги и активной континентальной окраины Североамериканского континента (Каскадные горы), дают возможность отыскать разделительные критерии между этими геодинамическими обстановками.

Начнем с андезитов, поскольку для пород этого типа имеется детальное исследование подобного плана, выполненное при традиционном подходе Дж. Бейли [Bailey, 1981]. На примере СО AGV-1 и JA-1 на рис. 3 иллюстрируются отличия в химизме андезитов континентальной окраины и островной дуги, откуда следует, что островодужный андезит содержит значительно меньше Ba, Sr, S, P, Zr, Nb, Rb, Pb, La, Ce, Nd, Ni, U, Th, Sn, Mo, Be и больше — Mn, Y, Sc, Dy, Yb, Lu, As. Для ряда элементов, таких как V, Zn, Li и другие, содержания очень близки. Совершенно очевиден принцип формирования отношений элементов, которые можно использовать в качестве индикаторных. Необходимо выбирать в нару те элементы, содержания которых, во-первых, максимально различаются в соответствующих образцах по величине, во-вторых, членами пары должны быть элементы, лежащие по разные стороны от линии равных содержаний, проходящей под углом 45° из начала системы координат (см. рис. 3), на-

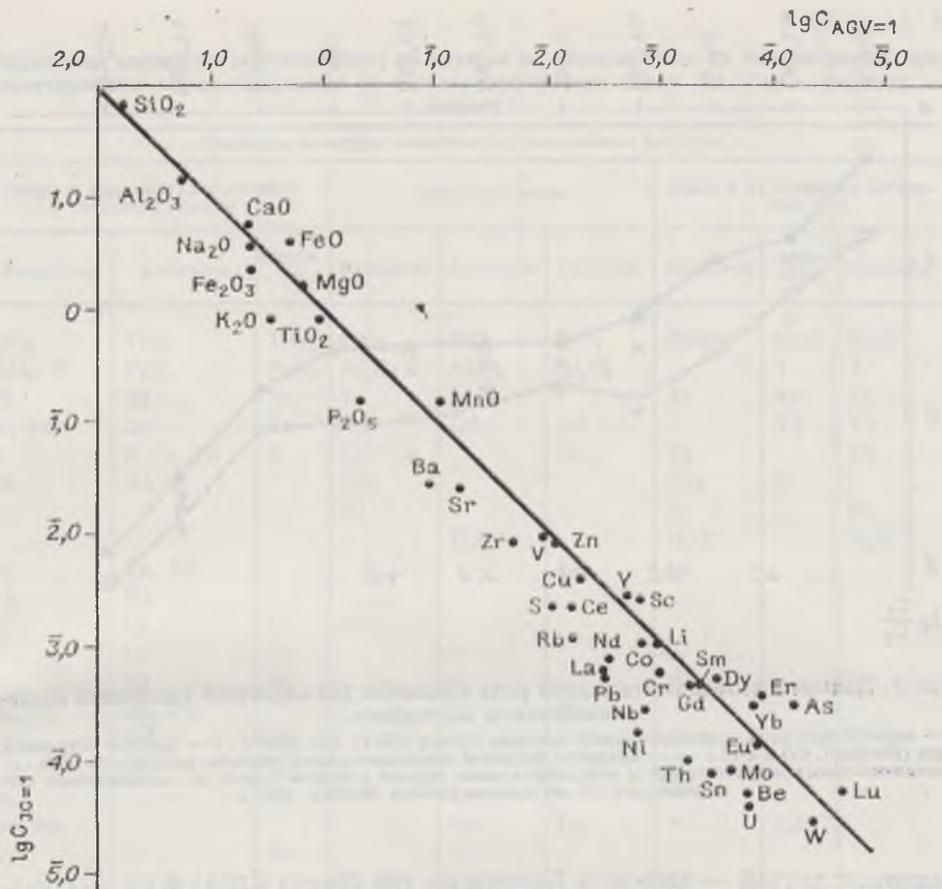


Рис. 3. Соотношение содержания петрогенных компонентов и редких элементов в СО андезитов континентальной окраины (AGV-1) и островной дуги (JA-1).
Использованы аналитические результаты из работы [Bailey, 1981].

пример, P и Mn, S—As, La—Yb, Ce—Lu, и т. д. Такой подход оказывается довольно эффективным, поскольку обнаружилось, что все те элементы и их отношения, которые испытывал Бейли [Bailey, 1981] для своих диаграмм — La/Yb, Sc/Ni, Th, Zr, Cr, K/La и другие — сразу попадают в поле зрения как довольно информативные. Следует отметить также, что надежность разделения пород одного типа (андезиты) в зависимости от обстановки их формирования может быть повышена с привлечением в параметры строящихся диаграмм большего количества информации путем простого увеличения количества сравниваемых параметров (рис. 4).

На основе рис. 4 можно сделать ряд довольно интересных выводов. Во-первых, отчетливо видно, что вариационные линии для андезитов Японской островной дуги и андезитов активной континентальной окраины Запада Северной Америки значительно различаются. Во-вторых, совершенно очевидно совпадение геохимических характеристик андезитов андийского типа с таковыми для андезитов Североамериканской активной окраины. Следует, вероятно, признать обоснованное мнение Бейли о необходимости выделения в самостоятельную совокупность андезитов океанических островных дуг, поскольку по величинам отношений Ce/Lu, La/Yb, Nb/Yb, Ba/Ti эти образования (конкретно Марианская и Малая Антильская дуги) не попадают на вариационную линию для андезитов Японской островной дуги.

В то же время вызывает сомнение правомерность совместного рассмотрения разнородной совокупности андезитов континентальных островных дуг и активных континентальных окраин с тонкой корой, когда в одну выборку объединяются, с одной стороны, андезиты Японии и Новой Зе-

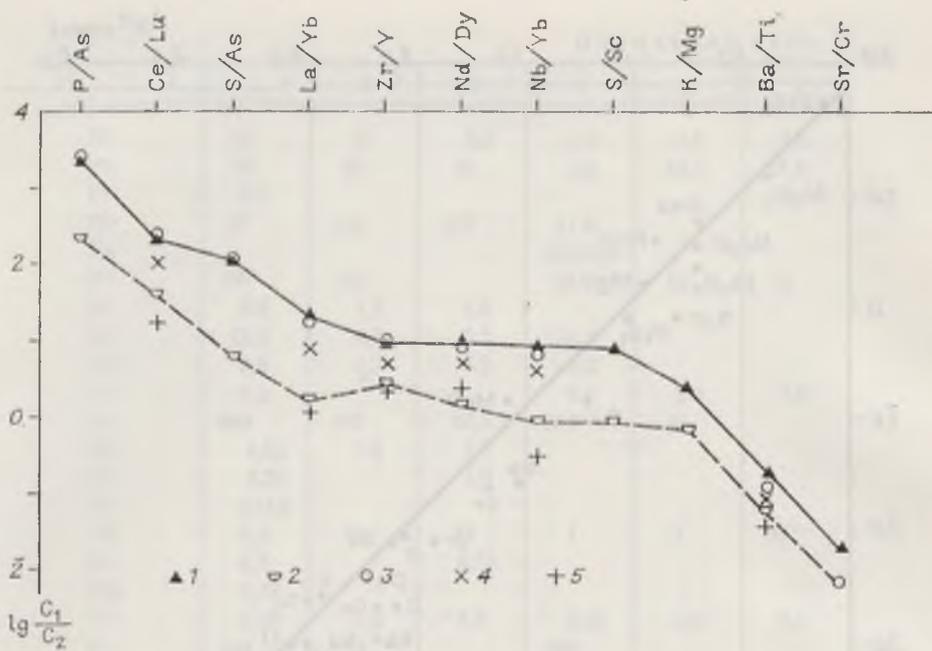


Рис. 4. Данные о величине отношений ряда элементов для андезитов различных геодинамических обстановок.

1 — андезит активной континентальной окраины (Запад США), СО AGV-1; 2 — андезит островной дуги (Япония), СО JA-1; 3—5 — андезиты активной континентальной окраины индийского типа (3), континентальных островных дуг и континентальных окраин с тонкой корой (4), океанических островных дуг (5) по данным работы [Bailey, 1981].

ландии, с другой — андезиты Каскадных гор (Запад США) и южных районов Чили. Что такое объединение нецелесообразно, показывает отмеченное выше по данным СО четкое разделение на самостоятельные совокупности андезитов Японии и Запада США (см. рис. 4, 1 и 2), да и промежуточное между 1 и 2 положение точек для этой разнородной совокупности (см. рис. 4, 4).

На наш взгляд, интересно продолжить уточнение индикаторной роли элементов и их отношений для отнесения вулканитов серии базальт—андезит — риолит к соответствующей геодинамической обстановке. Выделение индикаторных элементов для риолитов осуществлялось с помощью диаграммы (которая здесь не приводится), подобной диаграмме для андезитов (см. рис. 3). По одной оси откладывались значения логарифмов содержания для риолитов континентальных окраин RGM-1 и NBS-278, по другой — значения логарифмов содержаний соответствующих элементов для риолитов Японской островной дуги JR-1 и JR-2. При наличии по какому-то элементу полных данных (во всех образцах) получали на графике четыре точки, которые для данного элемента оконтуривали небольшие области. Относительно линии равных содержаний эти оконтуренные области располагались в зависимости от характера элемента в следующих положениях: в поле островодужных риолитов, что означает более высокие содержания в континентальных риолитах TiO_2 , MgO , P_2O_5 , Ba, Sr, Zr, S, Zn, Cu, Cr, Ni, Co, Eu; в поле континентальных риолитов, что означает более высокие содержания в островодужных риолитах MnO, Li, Y, Th, U, Yb, Be, Bi; близки к линии равных содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , K, Na, Ce, La, Lu, Gd. Подобные сопоставления были произведены также для базальтов Японской островной дуги (JB-1, JB-2, JB-3) и континентальной окраины Запада США (BCR-1, NBS-688).

Все сведения о соотношении содержаний элементов и оксидов элементов в вулканитах серии базальт—андезит—риолит для рассмотренных выше геодинамических обстановок сведены в табл. 3.

Разделение элементов (компонентов) на группы по соотношению их концентраций при сопоставлении соответствующих по составу вулканитов серни базальт — андезит — риолит

Элементы и оксиды элементов, содержания которых								
выше в вулканитах континентальных окраин			примерно равны			выше в вулканитах островных дуг		
Базальты	Андезиты	Риолиты	Базальты	Андезиты	Риолиты	Базальты	Андезиты	Риолиты
TiO ₂	TiO ₂	TiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	(MnO)	MnO	MnO
P ₂ O ₅ , Y	P ₂ O ₅	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃		Y	Y
Ba	Ba	Ba	Li	Li		As	As	Li
Zr, Yb	Zr	Zr	Gd	Gd	Gd		Yb	Yb
S	S, Ce, Th	S	Ce		Ce	Th		Th
Rb	Rb		(Sc)			(Sc)	Sc	
			Bi			Se		Bi
				H ₂ O ⁺		H ₂ O ⁺		H ₂ O ⁺
Nd	La, Nd				La	La		
Nb	Nb							
	Co	Co	Co					
V	Cr	Cr		V		Cr		
	Ni	Ni				Ni		
Sn, Pb	Sn, Pb					Pb		
	Cu	Cu				Cu		
	Sr	Sr				Sr		
Zn		Zn		Zn				
Lu, Sm				Sn	Lu		Lu	
Eu		Eu		Eu				
	U, Be		U, Be			Ag		U, Be

Некоторые из рассмотренных элементов регулярно располагаются в каком-то одном из подразделов табл. 3, другие же элементы оказываются распределенными по всем трем ее подразделам. Так, довольно регулярно попадают в подраздел с примерно равными содержаниями для вулканитов разных обстановок SiO₂, Al₂O₃, Gd, Li. Постоянно более высокие содержания в вулканитах активной континентальной окраины по сравнению с вулканитами островной дуги отмечаются для Ti, P, Ba, Zr, S, Rb, Nb. Более высокие содержания в вулканитах островной дуги отмечены для Mn, As, Yb, Y, Th. Ряд элементов, в частности U, Be, Lu, Mo, распределены довольно равномерно во всех подразделах табл. 3. В проблеме выбора индикаторных элементов, кроме отмеченной выше «регулярности — нерегулярности» их распределения, необходимо учитывать и различную подвижность элементов в процессах прогрессивного изменения и метаморфизма пород. Некоторое обобщение данных разных исследователей по этому вопросу приведено в работе [Конди, 1983]. Существенные вариации могут испытывать следующие компоненты: Fe³⁺, Fe²⁺, K, Cs, Rb, H₂O, SiO₂, CaO, Al₂O₃, MgO, F, Cl, CO₂, U. Изменения невелики или отсутствуют для следующих элементов (оксидов): TiO₂, Na₂O, Y, PЗЭ, Zr, Zn, V, Sc, Hf, Nb, Ta, Co. В эту же группу, но как менее стабильные, входят Cr, Sr, Ni, Cu, Fe_{общ.} С учетом приведенных данных об относительной подвижности элементов и результатов рашкировки элементов по характеру распределения их между вулканитами активной континентальной окраины и островной дуги (см. табл. 3) для дальнейшего рассмотрения было выбрано 32 элемента: Ti, P, K, Ba, Sr, Zr, S, Cu, Ce, Rb, La, Nd, Pb, Co, Cr, Nb, Ni, Zn, Eu, Li, Gd, V, Mn, Mg, Y, Yb, Sc, Dy, Lu, As, Bi, Th.

Дальнейшая разбивка элементов с целью выделения среди них наиболее «показательных» для разделения вулканитов по соответствующим

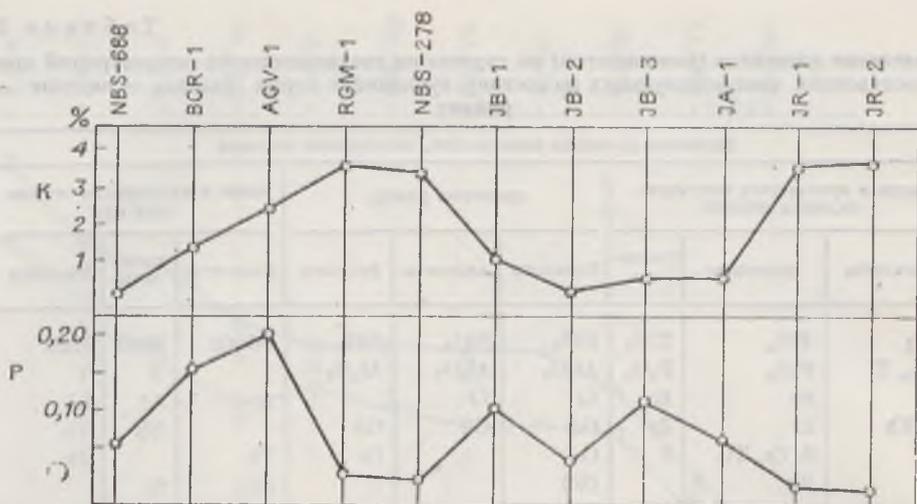


Рис. 5. Диаграммы изменения содержаний К и Р в СО вулканитов Запада США и Японии.

щим обстановкам состояла в следующем. Для каждого из перечисленных элементов строилась вариационная диаграмма, на которой отражалось изменение его содержаний при переходе от одного СО к другому в такой последовательности: NBS-688, BCR-1, AGV-1, RGM-1, NBS-278, JB-1, JB-2, JB-3, JA-1, JR-1, JR-2. Здесь образцы от NBS-688 до NBS-278 представляют вулканиты западной окраины Североамериканского континента (от базальта до риолита), а образцы от JB-1 до JR-2 — такую же серию для Японской островной дуги. Пример таких вариационных диаграмм приведен на рис. 5. Затем 32 диаграммы сопоставлялись между собой, причем каждая из диаграмм сравнивалась со всеми остальными. Количество произведенных в нашем случае сопоставлений составило 496. Заменить подобное сопоставление диаграмм численным расчетом корреляций, по-видимому, не так просто, поскольку перспективными для дальнейшего использования принимались такие элементы, для которых при общей обратно пропорциональной зависимости содержаний относительные вариации их концентраций при переходе между образцами внутри одной группы пород симпатны, как, например, для базальтов островной дуги JB-1, JB-2, JB-3 на рис. 5.

Далее принимались во внимание при выборе пары элементов данные табл. 3 о «регулярности—нерегулярности» в характере распределения элементов. Из указанного выше числа возможных пар элементов (496) было выбрано 97 наиболее «перспективных» пар и для тех же СО (NBS-688, BCR-1, AGV-1, RGM-1, NBS-278, JB-1, JB-2, JB-3, JA 1, JR-1, JR-2) рассчитаны величины отношений. Например, для К с другими элементами выбраны и вычислены значения для следующих отношений: К/Ti, К/P, К/Cu, К/S, К/Co, К/Zn, К/Eu, К/Mn, для Ti — Ti/Rb, Ti/Pb, Ti/As, Ti/Bi, Ti/Ba и т. д. По полученному массиву данных снова производили сортировку, при которой выявлялись наиболее контрастные по величине (от базальтов к риолитам) отношения.

Из рассматривавшихся нами элементов выбраны как наиболее информативные для целей различения обстановки формирования вулканитов серии базальт—андезит—риолит следующие отношения: К/Ti, К/Mn, К/P, К/Co, К/Cu, Ti/Pb, Ti/Bi, Ba/Co, Ce/Co, Rb/Co, Zn/La, Mn/La, Mn/S, Mn/Pb, Mg/Rb, Mg/Pb, S/As, La/Yb, Co/Yb, Ni/Th, Zn/As. Для выбора наилучших для двумерных диаграмм пар отношений предлагаем два подхода, базирующиеся на одних и тех же соображениях. Поскольку исследуются серии пород, то необходимо, чтобы выбранные отношения отражали процесс дифференциации составов и задавали наибольший сдвиг между рас-

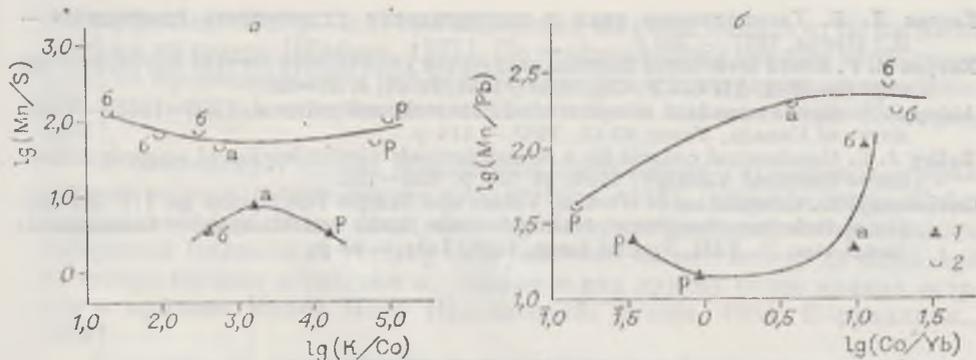


Рис. 6. Диаграммы Mn/S — K/Co (а) и Mn/Pb — Co/Yb (б) для вулканических серий базальт — андезит — риолит активной континентальной окраины (1) и островной дуги (2) (б — базальт, а — андезит, р — риолит).

смаатриваемыми сериями. Первый подход: на одно из отношений возлагается задача отражения дифференциации составов, другое же отношение ответственно главным образом за разделение рассматриваемых серий. Примером здесь могут служить диаграммы в координатах Mn/S — K/Co (рис. 6, а), Mn/La — Ba/Co, La/Yb — Co/Pb, S/Ls — Mg/Pb. Конструирование диаграмм в соответствии со вторым подходом заключается в подборе таких пар, каждая из которых соединяет в себе свойства отражать и дифференциацию пород, и различие между обстановками. Примеры таких пар — K/Mn, Ti/Pb, Ba/Ti, Ce/Co, Mn/Pb, Co/Yb. Наилучший эффект дает совместное применение таких пар, у которых элементы, «реагирующие» на дифференциацию в составах от базальта до риолита, изменяются по величине в разном направлении, например Pb и Co (рис. 6, б).

Легко заметить, что рекомендованные выше отношения, а также индикаторные элементы (см. табл. 3), полученные только из рассмотрения апалитических данных по СО вулканических пород, в основном (за исключением, пожалуй, Mn, S, As) повторяют те рекомендации индикаторных элементов и отношений, которые в течение последнего десятилетия появлялись в литературе в связи с обработкой громадного объема традиционной геохимической информации. Одно только это обстоятельство убеждает в целесообразности использования данных по СО для решения самых разнообразных геохимических задач. Оценка индикаторной роли различных элементов и их отношений в проблеме отнесения вулканитов серии базальт—андезит—риолит к той или иной геодинамической обстановке и другие затронутые в статье вопросы далеко не исчерпывают возможности применения данных по СО состава вулканических пород и для геохимической типизации.

Проведенное исследование позволяет вполне определенно заключить, что СО состава являются источником ценной геохимической информации,

ЛИТЕРАТУРА

- Архипова А. П. Геохимическая характеристика интрузивных траппов Норильского плато. Автореф. канд. дис. — М., 1967. — 23 с.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород. — М.: Недра, 1981. — 160 с.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мпр, 1983. — 390 с.
- Лутц В. Г. Химические критерии различия океанических и островодужных базальтов. — В кн.: Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент. Новосибирск: Наука, 1984, с. 102—108.
- Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. Геохимия дифференцированных траппов. — М.: Наука, 1973. — 298 с.
- Свидетельство на стандартный образец состава горной породы «трапп» (СТ-1А), ГСО 519 — 84 п. — Иркутск, Ин-т геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР, 1984. — 16 с.

- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 280 с.
- Хитров В. Г. Итоги аттестации системы стандартов химического состава магматических пород.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1984, № 11, с. 37—52.
- Abbey S. Studies in «standard samples» of silicate rocks and minerals 1969—1982.— Geol. Surv. of Canada, Paper 83-15, 1983.— 114 p.
- Bailey J. C. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites.— Chemical Geology, 1981, N 32, p. 139—154.
- Govindaraju K. Compilation of Working Values and Sample Description for 170 International Reference Samples of Mainly Silicate Rocks and Minerals.— Geostandards Newsletter. V. VIII, Special Issue, 1984, July.— 90 p.

З. И. ПЕТРОВА, В. И. ЛЕВИЦКИЙ

ОСНОВНЫЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ В ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВЫХ КОМПЛЕКСАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА

Накопленный к настоящему времени опыт изучения метаморфических пород свидетельствует, что химический состав метаморфитов, включая содержания в них редких элементов, — потенциальный источник весьма объемной информации об их первичной природе и первичных условиях формирования. Это положение и получившее признание два таких принципа, как, во-первых, изохимичность регионального метаморфизма [Ведеполь, 1973; Ронюв и др., 1977; Макрыгина, 1981] и, во-вторых, принципиальное сходство процессов докембрийского и фанерозойского породообразования в условиях земной поверхности — принцип актуализма [Сидоренко, 1969], создают реальную основу для реконструкции исходного состава и условий формирования в разпой степени метаморфизованных толщ пород, в том числе представляющих собой древнейшие образования земной коры. К последним, в частности, относятся характерные для глубокого докембрия гранулито-гнейсовые комплексы. Наряду с зеленокаменными поясами они служат важнейшими структурно-вещественными элементами фундамента всех континентов [Ранняя история..., 1980]. На современной поверхности их выходы можно наблюдать в кристаллических щитах и срединных массивах или в виде так называемых «глыб», «выступов» и «блоков» фундамента в областях проявления более поздних тектономагматических событий.

Нами были проведены исследования гранулито-гнейсовых комплексов, входящих в состав фундамента Сибирской платформы и ее южного гетерогенного складчатого обрамления. Особое внимание уделено постоянным и весьма характерным составляющим таких комплексов — основным кристаллическим сланцам. Результатам изучения их особенностей и выявления первичной природы методом сравнительного анализа с аналогичными по составу, но не измененными процессами метаморфизма породами древних зеленокаменных поясов и современных геотектонических обстановок и посвящена данная статья.

В качестве объектов исследования были выбраны породы шарьял-гайской, ольхонской и слюдянской серий в Прибайкалье и федоровской свиты в Алданской флогопитоносной провинции.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Породами шарьял-гайской серии сложен краевой — так называемый Шарьял-гайский — выступ фундамента Сибирской платформы. На современной поверхности в коренных обнажениях эти породы прослеживаются от берега Байкала между пос. Култук и Лиственничное в северо-западном направлении в виде суживающегося клина на расстояние более

300 км (до бассейна р. Оки) при изменении ширины выхода от 80 км на юге до 15 км на севере [Шафеев, 1977]. По геофизическим данным образования выступа прослеживаются под чехлом Сибирской платформы на значительные расстояния в северном и северо-восточном направлениях [Замараев, 1967].

В ольхонскую серию объединены древнейшие глубокометаморфизованные породы гетерогенного складчатого пояса, обрамляющего Сибирскую платформу с юга. Они обнажаются в центральной части западного побережья Байкала от устья р. Вугульдейки на юго-западе до мыса Арал на северо-востоке и слагают о. Ольхон и ряд других более мелких островов в проливе Малое Море [Павловский, Ескин, 1964; Корреляция..., 1979].

Слюдянская серия представлена раннедокембрийскими глубокометаморфизованными толщами Слюдянского горнопромышленного района, расположенного у юго-западной оконечности Байкала. На севере она непосредственно примыкает к шарыжалгайской серии. Граница между ними проходит по зоне глубинного Саянского разлома [Слюдянский кристаллический комплекс, 1981].

Федоровская свита входит в состав алданского метаморфического комплекса. Ее породы слагают периферическую часть крупной субизометричной антиклинальной структуры Шикне-Тимптона в междуречье Алдана и Тимптона [Фрумкин, 1967] и вмещают известные Алданские месторождения флогопита, магнетита и апатита [Метаморфический комплекс..., 1975].

Согласно наиболее широко распространенной точке зрения, шарыжалгайская серия и толщи Алданского метаморфического комплекса являются возрастными и вещественными аналогами, составляющими раннеархейское платформенное основание, а слюдянская и ольхонская серии — древнейшие образования, непосредственно примыкающие к этому кратону и сформировавшиеся еще в раннем докембрии.

В составе всех изученных толщ по геологическим соотношениям и комплексу минерало-петрографических признаков отчетливо выделяется несколько последовательно формировавшихся групп пород. Самые ранние среди них — породы, представленные парагенезисами гранулитовой фации. Они слагают реликтовые участки разных размеров в сплошном поле специфических гранитоидов: эндербитов, чарнокитов, мигматитов, аляскитовых гранитов. Именно эти ранние породы и следует рассматривать как единственно возможные метаморфические эквиваленты пород исходной толщи. В участках наилучшей сохранности для них выявляются следующие особенности геологического строения: слоистость, переходы фациальных разновидностей в пределах пластов, наличие устойчивых сочетаний определенных петрографических разновидностей и тенденции к их закономерному сочетанию в разрезе, т. е. такие черты, какие характерны для седиментогенных толщ [Метаморфический комплекс..., 1975; Слюдянский кристаллический комплекс, 1981; Петрова, Левицкий, 1984]. По составу среди этих пород обнаруживается широкий спектр разновидностей: от ультракислых (кварциты) до ультраосновных (метаультрабазиты) и карбонатных. Но повсеместно в их общей массе преобладают основные породы. Именно они и служат объектом наших исследований.

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Во всех толщах интересующие нас породы представлены двупироксеновыми плагиослаидами, очень часто содержащими в качестве еще одного породообразующего минерала либо роговую обманку, либо гранат, либо биотит и значительно реже кварц. Количественные соотношения главных породообразующих минералов в них изменяются в очень широких пределах. Но эти пределы значительно сужаются для сланцев каждой отдельной толщи (табл. 1). Выделяющиеся среди них по минеральному составу раз-

Таблица 1

Минеральный состав основных кристаллических сланцев, об. %

Минерал	Серия			Федоровская свита
	шарыжалгайская	ольховская	слюдянская	
Гиперстен	6,8—22,8	0,5—18	1,2—11,7	0,2—16,0
Диплоид	2,5—22,1	2,5—27	1,0—31,0	1,0—14,0
Роговая обманка	2,5—47,6	0,0—52	2,8—51,4	9,0—32,0
Биотит	0,0—2,0	0,0—3,7	0,0—6,0	0,0—3,0
Гранат	0,0	0,0—15	0,0	0,0
Плагиоклаз	45,6—61,2	42—75	34,7—56,2	54,0—73,0
Кварц	0,0—5,1	0,0—17,2	0,0	0,0
Магнетит	0,4—8,3	0,2—4,3	0,1—6,4	0,1—3
Аццессорные и прочие	0,3—2,2	—	0,2—2,2	—

новидности (двупроксеновые, двупроксен-роговообманковые, гиперстен-роговообманковые и др.) переслаиваются, иногда весьма тонко, и связаны друг с другом постепенными переходами.

В соответствии с колебаниями минерального состава обнаруживаются существенные изменения и в химических особенностях этих пород. Вместе с тем детальное опробование и анализ сланцев из разных участков площади распространения шарыжалгайской (табл. 2), ольховской (табл. 3) и федоровской (табл. 4) толщ не выявили каких-либо закономерностей в изменениях их химического состава от участка к участку. Обнаруженные же при этом вариации в концентрациях петрогенных компонентов полностью определяются особенностями и количественными соотношениями слагающих породы минералов. Сделанные в отдельных толщах выборки разновидностей сланцев в зависимости от участка их развития по уровням содержания подавляющего большинства петрогенных компонентов статистически не различаются (при 95%-ном уровне значимости). Все это служит основанием для вывода об относительной устойчивости среднего химического состава группы основных кристаллических сланцев в каждом отдельном из исследованных гранулито-гнейсовом комплексе. В то же время из сопоставления вычисленных средних химических составов (см. табл. 2—4) следует, что сланцы шарыжалгайской, ольховской и слюдянской серий, т. е. гранулито-гнейсовых комплексов Прибайкалья, по средним содержаниям главных химических элементов также статистически (при $P = 0,95$) не различаются. Можно лишь отметить несколько повышенную железистость, свойственную сланцам шарыжалгайской серии. От них резко отличаются сланцы федоровской свиты. Главные их отличия состоят в систематически более высоких (статистически значимых для $P = 0,95$) содержаниях глинозема, щелочей и фосфора.

На петрохимических диаграммах, используемых для реконструкций исходного состава метаморфических пород (в частности, в работах [Предовский, 1970; де ля Рош, 1972; и др.]), фигуративные точки сланцев из всех изученных толщ неизменно попадают в поля и на тренды «базитов», «основных магматических пород» и «базальтов». При этом наилучшее сходство сланцы шарыжалгайской, ольховской и слюдянской серий обнаруживают с толеитовыми базальтами, а федоровской свиты — с базальтами повышенной щелочности и андезитобазальтами. Очень четко это видно на диаграммах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (рис. 1) и Al_2M (рис. 2). На последней точки составов сланцев всех толщ, кроме федоровской свиты, размещаются в поле океанических базальтов с характерным феннеровским трендом дифференциации, точки же составов федоровской свиты попадают в поле известково-щелочных пород с присутствием им увеличенным содержанием щелочей в дифференциационном ряду. Явное сходство с базальтовыми породами и четкое разделение основных сланцев гранулито-гнейсовых комплексов на две группы подтверждаются и геохимическими данными.

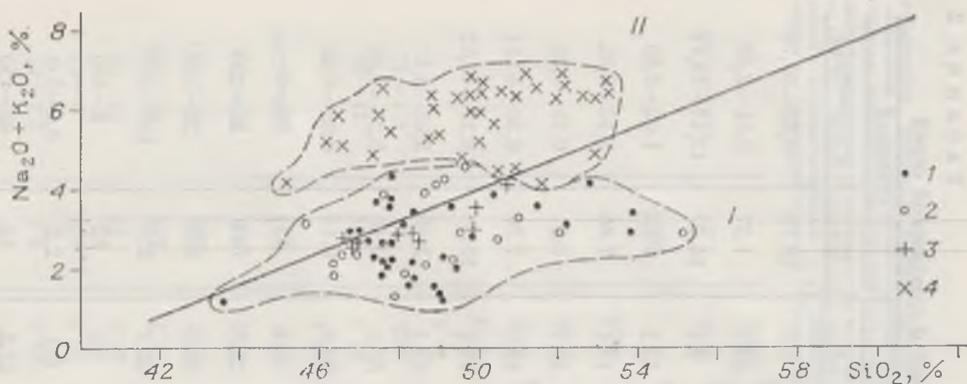


Рис. 1. Положение фигуративных точек составов основных кристаллических сланцев из гранулитогнейсовых комплексов на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ с выделенными полями толеитовых (I) и щелочных (II) базальтов [по Macdonald, Katsura, 1964].
1—3 — шарьжальгайская (1), ольхонская (2), слюдянская (3) серии; 4 — федоровская свита.

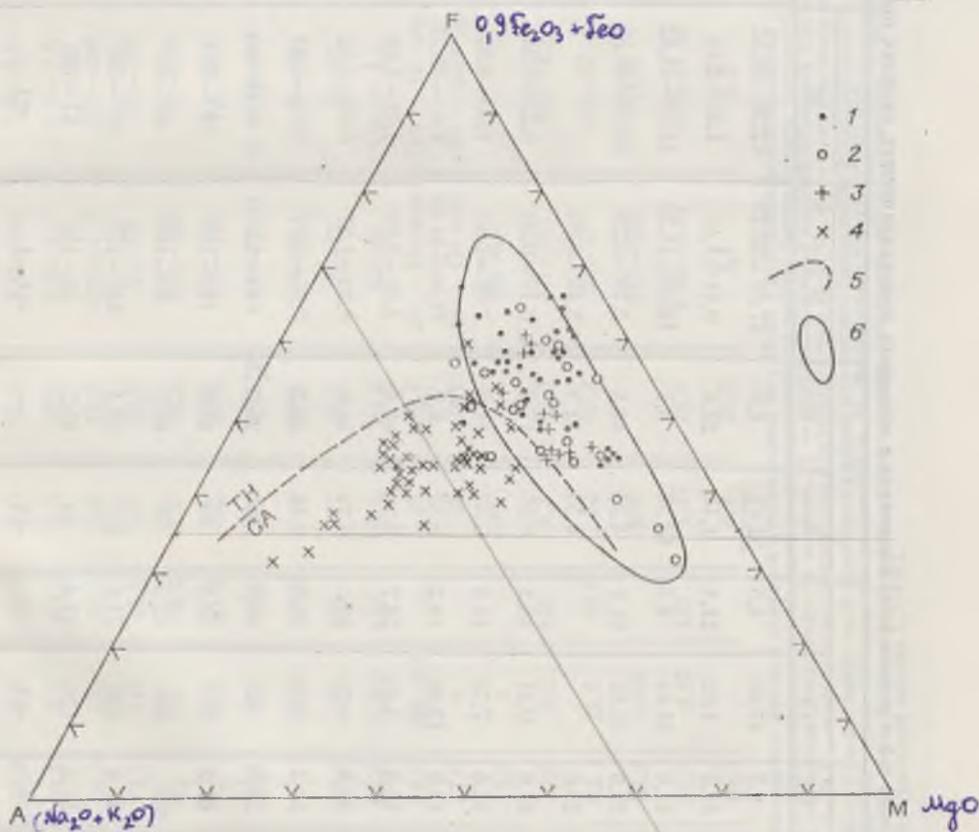


Рис. 2. Положение фигуративных точек составов основных кристаллических сланцев из гранулитогнейсовых комплексов на диаграмме АФМ.

1—4 — см. усл. обозн. на рис. 1; 5 — линия, разделяющая поля толеитовых (ТН) и известково-щелочных (СА) пород [по Irvine, Baragar, 1971]; 6 — поле океанических базальтов [Кузьмин, 1985].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Все имевшиеся в нашем распоряжении пробы сланцев были проанализированы на широкий круг редких элементов. Отличительной особенностью их распределения является отчетливая неоднородность. При статистической обработке полученных результатов это выражается в высоких значениях коэффициентов вариаций их содержаний (V). Особенно высокие V характерны для Cr, Cu, Mo, Pb, F, Rb, Ba, Sr, La (см. табл. 2—4). В эту группу попадают элементы, для которых неравномерность распре-

Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в основных кристаллических сланцах шарыжалгайской и слюдянской серий

Компонент	I		II		III		IV		V	VI	Среднее		Слюдакка	
	C_{1a}	V	C_b	V	C_c	V	C_d	V	C_1-C_2	C	C_{4a}	V	C_{13}	$C_{\min}-C_{\max}$
SiO ₂	47,95	1,8	47,78	2,7	47,83	4,0	52,67	1,8	47,62—50,45	42,26—49,12	48,51	4,6	48,19	46,63—50,78
TiO ₂	1,30	30,0	1,56	31,5	1,02	21,4	1,44	22,4	0,91—1,15	1,30—2,16	1,31 ⁰¹⁵²	30,7	1,37	0,54—2,16
Al ₂ O ₃	14,65	8,9	15,34	12,0	14,64	8,5	13,37	3,4	14,05—14,20	14,70—15,82	14,57 ¹³¹²	9,1	14,97	13,13—16,97
Fe ₂ O ₃	2,76	67,5	4,68	21,5	13,16	11,5	4,25	43,1	2,76—5,23	15,76—16,52	3,46 ⁰²¹⁶	53,2	4,12	1,62—5,80
FeO	10,69	17,1	9,14	25,0			9,53	13,3	8,44—8,80		10,11 ¹⁴⁴¹	19,4	7,66	5,16—9,92
MnO	0,21	16,4	0,21	25,6	0,21	18,1	0,21	17,6	0,18—0,20	0,22—0,33	0,21	18,7	0,21	0,15—0,30
MgO	7,69	15,6	6,23	22,5	7,72	19,6	5,63	14,0	7,08—7,80	7,00—9,67	7,22 ¹³⁵⁴	19,9	7,79	6,36—10,81
CaO	10,85	14,9	9,49	12,9	12,64	19,2	9,37	8,7	11,30—11,60	9,40—10,93	10,80	15,1	10,88	8,27—14,02
Na ₂ O	2,20	6,6	2,85	18,3	1,94	26,7	2,29	41,4	2,57—3,19	1,01—1,86	2,25	32,1	2,65	2,03—3,11
K ₂ O	0,45	31,2	1,19	39,8	0,29	67	0,73	39,9	0,70—1,27	0,16—0,42	0,58	68,0	0,48	0,20—0,84
P ₂ O ₅	0,21	41,2	0,27	50,2	0,08	31,8	0,11	49,2	0,05—0,07	0,13—0,22	0,17	70,6	0,14	0,03—0,46
Co	50	24,3	28	32,0	41	16,5	63	25,5	45—52	44 — Не опр.	47	31,4	43	32—60
Ni	127	87,1	64	61,3	107	32,6	84	23,8	140—160	110—120	109	72,7	143	55—230
Cr	160	101	130	102	180	42,5	99	60,5	90—140	89—95	145	85,9	195	22—500
V	336	36,9	292	23,9	226	21,6	275	23,1	240—270	230—260	293	34,1	264	160—340
Cu	107	71,4	87	57,2	120	47,4	99	19,5	32—150	87—160	106	58	52	8—190
Mo	1,2	129	1,9	104	<1	—	<1	—	<1—1	<1	1,2(39)	101	2,2	0,6—5,0
Zr	69	74,3	94	50,4	58	41	133	14,7	76—120	74—130	82	57,2	87	40—150

Sc	35	48,3	22	51,8	35	30	53	26,6	35—52	40—41	36	44,1	30	20—44
Sn	2,7	47,1	7,2	33,9	2,2	21,3	4,0	57,4	2,0—3,0	2,6—3,0	3,4	64,6	6,4	3,2—11
Pb	2,5	90,6	6,5	69,7	4,6	60,5	5,3	67,2	2,0—2,2	5,9—7,6	4,0	79,3	8,7	1—13
Zn	117	20,9	174	58,3	185	23,5	224	18,8	175—400	270—480	172	50,9	73	43—85
Sr	154	41,1	324	73,7	112	44,5	157	20,0	43—76	50—190	164	72,2	224	69—480
Ba	138	48,7	405	63	59	38,3	230	28,0	120—280	70—140	174	85,7	255	32—760
Be	0,7	38,6	1,6	77	0,5	24,4	0,8	50,8	1,1—1,4	1,4—0,6	0,8	73,2	0,4	0,2—0,8
F	1611	96,7	3940	42,4	675	93,5	298	48,4	1400—2400	350—700	1542	106	893	180—2200
B	7(11)	48,9	4(2)	7,5	48,3	9	94,4	4—6	6—21	7,6(31)	69,1			
Li	15	76,0	13	36,2	41	139	7	46,7	5—12	8—10	13	84,5	24	11—56
Rb	5,9	49,3	26	98,5	3,3(5)	140	10(5)	92,4	12—61	Сл. — 4,1	10	145	—	<1—12
Ce	38(14)	48,9	65	68,6	He опр.	—	33	96,7	20 — He опр.	43 — He опр.	42(28)	70,6		
La	15	88,1	31	77,6	»	—	26	38,1	10 — He опр.	20 — He опр.	19(33)	80,0		
Nd	21(10)	41,6	35	44,8	»	—	40(2)		He опр.		28(18)	49,3		
Yb	4,9(15)	32,9	6,4	35,3	6,6	125	5,2	32,3	4,7—5,1	4,7—4,7	5,5(39)	70,8		
Y	27	39,7	41	62	21,5	32,8	32	43,3	22—27	31—37	29	48,3		
K/Rb	738	56,3	519	36,8	1050		608		147—483	1100	679		800	
Ba/Sr	0,90	44,3	1,44	31,0	0,87	137	1,47	18,3	1,58—6,51	0,74—1,40	1,07	60,8	1,27	0,23—3,45
La/Yb	2,25	64	5,3	99,5	—		6,7	21,2	2,1	4,2	3,7	84,2		

Примечание. I — двупироксеновые с роговой обманкой плагиосланцы из района Кругобайкальской железной дороги, II — существенно роговообманковые плагиосланцы, там же, III — двупироксеновые и двупироксен-роговообманковые плагиосланцы из района Байкальского железорудного месторождения, IV — двупироксеновые с роговой обманкой и кварцем плагиосланцы из района Ангасольского карьера, V — двупироксеновые с роговой обманкой плагиосланцы из района Жидойского Тупика, VI — гирстен-плагиоклазовые сланцы; в табл. 2—4: C_n — среднее арифметическое для выборки из n проб, C_1, C_2 — значения содержания элементов (или их отношения) в единичных пробах, V — коэффициент вариации, * в скобках указано число проб, по которому определено среднее содержание данного элемента. Для III и VI как Fe_2O_3 определено суммарное железо. Анализы выполнены в лаборатории Института геологии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР: химико-аналитической, оптического спектрального и рентгено-спектрального анализа. Содержания Li и Rb определялись методом фотометрии пламени, остальных редких элементов — количественными спектральными методами, параметры которых даны в работе [Эмиссионный спектральный анализ..., 1976].

Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в основных сланцах ольхонской серии

Компонент	I		II		III	IV	Среднее		V		VI	Среднее	
	C_0	V	C_0	V	C_3	$C_1 - C_2$	C_{10}	V	C_5	V	C_3	C_8	V
SiO ₂	49,78	4,9	47,84	2,5	47,58	53,48—54,98	49,31	5,4	48,32	6,5	48,35	48,33	4,9
TiO ₂	1,09	46,2	0,96	18,7	1,88	1,78—2,14	1,25	41,8	1,88	75,1	1,23	1,65	72,4
Al ₂ O ₃	14,75	12,2	17,51	10,9	14,80	14,30—14,40	15,55	13,0	15,34	3,9	14,70	15,18	14,3
Fe ₂ O ₃	1,50	80,1	1,23	54,6	4,82	15,30—15,81	2,29(18)	94,3	3,06	40,9	1,11	2,22	62,2
FeO	8,79	15,5	9,81	14,2	8,71		9,04(18)	15,5	8,26	32,0	9,34	8,72	23,5
MnO	0,19	13,9	0,19	10,5	0,23	0,21—0,26	0,20	14,0	0,18	22,6	0,19	0,18	18,5
MgO	8,34	29,9	6,68	32,3	8,53	4,62—5,10	7,53	31,0	7,34	33,8	6,17	6,90	34,3
CaO	11,28	10,6	12,22	17,8	8,80	7,79—8,90	10,90	18,2	11,56	21,3	13,83	12,41	22,4
Na ₂ O	2,67	25,4	2,21	42,0	2,76	0,44—0,86	2,34	38,6	2,79	44,2	2,17	2,55	41,4
K ₂ O	0,36	74,0	0,38	78,4	0,59	0,07—0,29	0,38	71,5	0,31	54,1	0,49	0,38	53,8
P ₂ O ₅	0,09	59,3	0,06	81,9	0,36	0,14—0,19	0,13	99,1	0,22	90,0	0,16	0,20	104
Co	49	24,0	58	43	52	54—63	53	29,8	49	27,5	62	54	34,3
Ni	100	53,3	134	57,7	150	22—30	111	60,0	101	40,6	180	109	58,9
Cr	268	71,8	293	76,0	187	15—43	239	78,3	138	39,6	374	226	93,4
V	190	27,5	265	58,1	217	200—250	220	42,2	218	30,1	167	159	44,4
Cu	45	78,1	11	57,9	63	24—65	37	82,2	54	36,4	36	47	48,5
Mo	1,4	89,0	~1		Не опр.	~1	1,2	71,4	~1		~1	~1	
Zr	84	54,2	88	68,5	133	120—140	97	49,5	100	69,1	79	93	63,8

Sc	47	19,1	68	35,5	29	65—71	53	37,8	52	33,5	38	47	34,9
Sn	3,8	39,3	3,4	36,9	5,3	8,3—8,3	4,4	45,3	4,6	25,0	4,0	4,4	24,2
Pb	3,0	76,6	2,3(2)	—	4,6	2,2—3,6	3,2(16)	56,4	2,8	89,0	2,8	2,8	67,9
Zn	141		138		210	220—230	159		187		233	204	38,8
Sr	254	46,5	257	84,5	287	120—120	246	57,8	288	87,2	317	299	67,1
Ba	95	56,2	106	93,0	310	100—120	132	78,4	102	49,7	233	151	61,7
Be	0,5	45,4	0,4	65,1	1,7	1,2—1,4	0,7	74,9	1,1	86,1	0,7	0,9	82,8
F	338	40,9	302	36,7	1060	200—230	423	74,1	472	67,9	327	417	62,8
B	4,7	46,1	4,2	19,2	14	3,4—3,6	5,8	64,3	12	28,3	4,5	9,2	51,7
Li	14	34,3	12	30,0	10	11—15	13	32,2	8	48,1	16	11	50,0
Rb	2,9	111	1	—	6	He обн.—6	3	122	4,8	85,1	He опр.	3,5	102
Ce	30(2)	—	35(2)	—	He опр.	40—53	38(6)	22,6	30(4)	48,3	46	36(7)	41,1
La	8,8	44,4	12(2)	—	13	14—20	11(14)	37,6	8	84,5	22	12	105
Nd	10(2)	—	18(1)	—		He опр.	18(1)		16(4)	89,6	He опр.	16(4)	89,6
Yb	3,68	58,5	4,1	21,2	1,6	5,7—6,7	3,74	50,7	3,38	69,1	2,5	3,04	62,1
Y	24,7	44,7	27,7	23,7	26	38—38	27,1	32,6	24,6	65,6	16,1	21,4	63,2
K/Rb	749	—	—	—	612	433	604	35,1	1384	104	—	1384	104
Ba/Sr	0,40	41,9	0,40	18,8	1,08	0,83—1,00	0,55	58,1	0,44	50,6	0,73	0,55	42,1
La/Yb	2,9	57,6	3,8	—	8,0	2,1—3,5	4,7	—	3,2	93,7	10	2,8	90,4

Примечание. I — двушпиксеновые с роговой обманкой, II — двушпиксеновые с роговой обманкой и гранатом плаггиосланцы; III — то же, что и II, с отчетливыми признаками катаклаза, IV — гиперстен-плаггиоклазовые сланцы, V — существенно роговообманковые с гранатом, VI — роговообманковые с диопсидом и гранатом плаггиосланцы.

Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в основных кристаллических сланцах федоровской свиты

Компонент	I		II		III		IV		Среднее	
	C ₆	V	C ₁₇	V	C ₁₁	V	C ₁₁	V	C ₁₁	V
SiO ₂	53,24	1,9	51,06	4,1	49,60	2,7	48,48	3,4	50,37	4,5
TiO ₂	1,19	10,9	1,12	24,6	1,16	20,3	1,22	13,6	1,17	19,2
Al ₂ O ₃	16,22	6,1	16,75	12,2	19,17	6,0	17,17	8,9	17,37	10,9
Fe ₂ O ₃	2,90	13,1	3,45	24,8	3,76	11,2	4,26	20,7	3,65	22,7
FeO	5,58	15,7	6,41	30,3	5,41	18,6	5,54	18,7	5,84	25,0
MnO	—	—	0,16	39,9	0,12(3)	—	0,09(3)	—	0,14(19)	47,0
MgO	4,92	27,7	5,27	22,5	4,28	22,4	5,75	24,2	5,10	22,3
CaO	8,19	11,7	8,85	11,6	8,55	7,1	10,03	11,8	8,98	12,7
Na ₂ O	4,48	10,5	4,26	17,1	4,62	10,5	4,62	13,9	4,46	14,1
K ₂ O	1,80	74,4	1,25	26,5	1,54	9,9	1,28	16,4	1,40	39,0
P ₂ O ₅	—	—	0,32(11)	25,9	0,31(2)	—	0,35(3)	—	0,32(16)	—
Co	19	27,6	20	36,6	17	30,9	21	39,4	19	34,9
Ni	32	56,6	22	52,6	14	62,9	24	66,0	22	63,1
Cr	45	104	47	75,7	25	129	34	80,6	38	90,7
V	192	24,3	238	39,2	186	37,5	212	36,0	213	37,4
Cu	100	55,8	63	58,3	52	53,6	72	53,1	68	58,8
Mo	3	27,1	3	57,7	2,8	41,6	2,6	27,0	2,9	44,9
Zr	152	35,5	131	38,8	135	38,2	112	50,7	130	40,4
Sc	39	47,1	39	40,4	27	30,2	44,8	19,4	37	37,9
Sn	6,6	13,4	6,9	29,2	7,1	19,5	7,8	26,0	7,1	24,8
Pb	12,1	23,2	11,8	44,3	12,5	44,1	11,9	40,6	12,0	39,9
Zn	83	24,2	57,2	38	84	30,6	77	32,3	72	35,5
Sr	495	13,1	754	44,6	989	21,9	1000	22,1	836	36,8
Ba	463	32,8	606	52,1	728	39	556	21,7	602	42,8
Be	2,2	41,3	1,6	54,2	1,5	29,8	1,8	60,9	1,7	50,1
F	4433	46,5	1995	40,2	5000	41,9	4627	44,1	3698	57,3
B	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—	Не опр.	—
Li	21	4,6	24	28,4	19,7(10)	21,4	17	29,4	21(44)	28,3
Rb	22	38,6	27	86,3	29(10)	86,1	19	51,3	25(44)	78,6
Ce	120	23	87	23,9	113(10)	18,2	100	28,9	101(44)	26,1
La	70	17,1	48	35,9	66(10)	33,9	60	26,2	58(44)	33
Nd	70	15,8	48	27,3	61(10)	17,8	50	41,4	54(44)	29,9
Yb	4,8	23,8	4,8	18,5	4,7(10)	14,0	4,9	16,6	4,8(44)	17,3
Y	34	16,8	24,4	29,0	24(10)	24,4	24,5	28,6	25,6(44)	28,2
K/Rb	558	43,7	608	61,5	621	57,8	754	58,6	641	57,6
Ba/Sr	0,94	31,9	0,91	54,2	0,77	49,4	0,57	21,1	0,80	49,5
La/Yb	15,0	24,2	10,4	38,5	14,3	34,5	12,5	25,3	12,4	34,4

Примечание. I — роговообманково-гиперстеновые, II — двунироксен-роговообманковые, III — биопит-роговообманковые, IV — диопсид-роговообманковые плагиосланцы.

деления в породах — характерная геохимическая черта в силу их стремления к формированию самостоятельных минеральных фаз, в частности сульфидов (Cu, Mo, Pb), устойчивых в широком диапазоне термодинамических параметров, а также элементы, отличающиеся большой подвижностью в эндогенных процессах: летучие, щелочи, легкие редкие земли. II все-таки, несмотря на такие большие вариации, по средним уровням содержания большинства редких элементов и в первую очередь сидерофильных (Co, Ni, Cr) и литофильных (Sr, Ba, Li, Rb), легких РЗЭ, F, изученные породы достаточно четко разделяются на те же две группы, что и по химическому составу. На диаграммах, отражающих соотношения редких элементов в базальтах различных типов, фигуративные токи сланцев, относящихся по особенностям химического состава к разным группам,

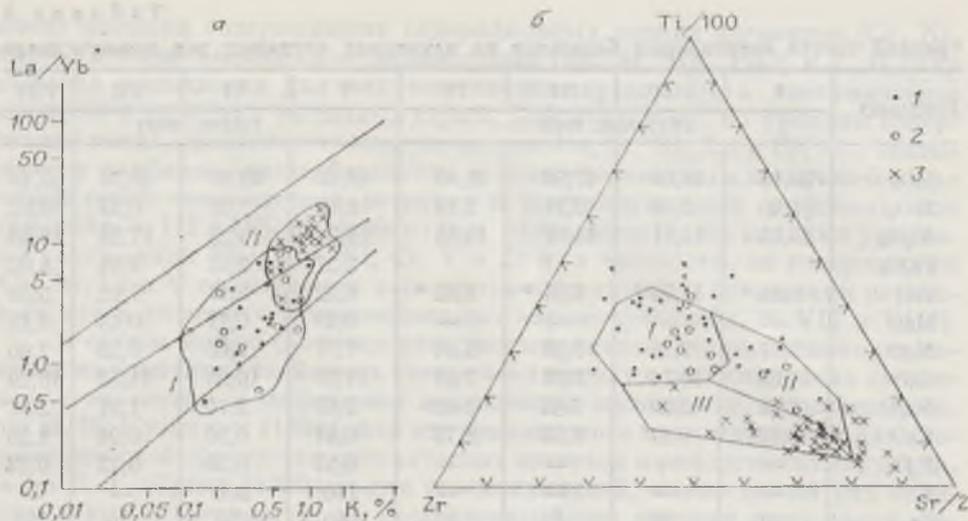


Рис. 3. Положение фигуративных точек составов основных кристаллических сланцев из гранулитно-гнейсовых комплексов на диаграммах $La/Yb-K$ [по Балашову, 1976] (а) и $Zr-Ti-Sr$ [Pearce, Cann, 1973] (б).

1, 2 — шарыжалгайская (1) и ольхонская (2) серии; 3 — федоровская свита. Поля толентовых (I), щелочных (II) и известково-щелочных (III) базальтов.

занимают неодинаковое положение. Например, на диаграмме $La/Yb - K$ (рис. 3, а) точки составов основных сланцев из толщ Прибайкалья попадают преимущественно в поле толентовых базальтов, а федоровской свиты — щелочных. На диаграмме $Zr-Ti-Sr$ (рис. 3, б) при существенном рассеянии преобладающее количество фигуративных точек сланцев шарыжалгайской и слюдянской серий распределяется в поле базальтов срединно-океанических хребтов (I), занимающем центральную часть треугольника, федоровской свиты — в поле известково-щелочных базальтов (III), вблизи стронциевой вершины треугольника.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные по химическим особенностям (включая уровни содержания редких элементов) основных кристаллических сланцев гранулитно-гнейсовых комплексов из фундамента Сибирской платформы достаточно определенно свидетельствуют об их метабазальтовой природе и четком разделении на две группы: сланцы из толщ Прибайкалья относятся к химическим аналогам толентов, а федоровской свиты — к аналогам базальтов повышенной щелочности.

В последнее время в связи с интенсификацией исследований океанического магматизма появляется все больше доказательств химической индивидуальности вулканитов в разных геотектонических обстановках. Первостепенное значение в этом плане имеют редкие элементы, и особенно соотношения когерентных (для базальтов это в первую очередь Co, Ni, Cr, V) и некогерентных (Li, Rb, Ba, Sr , легкие РЗЭ) элементов. Четко индивидуализированную группу с весьма устойчивыми химическими характеристиками в классификациях всех исследователей представляют базальты срединно-океанических хребтов. Это примитивные низкокалорийные толенты с высокими содержаниями когерентных и низкими — некогерентных редких элементов (табл. 5). Базальты из других геотектонических обстановок — островодужные, континентальные — более разнообразны и отличаются менее устойчивыми средними химическими и редко-элементными характеристиками, тем не менее соотношения между содержаниями разных элементов в них достаточно определены, что, собствен-

Средний состав современных базальтов из некоторых активных зон земного шара

Компонент	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
	[Кузьмин, 1985]				[Лутц, 1980]			
SiO ₂	50,14	48,80	47,56	52,69	49,46	48,80	49,70	50,40
TiO ₂	1,40	2,38	2,71	2,10	1,40	2,20	0,75	0,82
Al ₂ O ₃	15,65	14,21	14,07	14,55	15,70	14,25	17,28	16,69
Fe ₂ O ₃					2,27	2,52	3,64	4,02
FeO	9,84 *	11,74 *	7,31 *	9,82 *	8,22	8,17	7,02	5,50
MnO	—	—	—	—	0,18	0,17	0,18	0,18
MgO	7,87	7,75	7,34	5,64	7,71	7,60	6,35	7,60
CaO	11,66	10,74	9,71	7,61	11,28	10,88	11,52	10,29
Na ₂ O	2,61	2,29	3,44	3,82	2,65	2,70	1,97	2,92
K ₂ O	0,17	0,37	1,30	1,76	0,11	0,30	0,24	1,20
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,15	0,26	0,12	0,24
F	—	—	—	—	100	300	—	—
Co	41	50	48	45	60	50	30	30
Ni	113	92	127	107	120	100	25	30
Cr	302	160	200	78	280	170	40	60
V	312	455	295	290	290	320	300	250
Zr	95	161	295	305	85	120	25	60
Sr	429	288	580	625	439	280	180	400
Ba	22	127	380	495	20	120	60	250
Rb	1,5	7,2	26	25	0,8	4	2,0	25
La	3,5	13	34	30	—	—	—	—
Ce	11,4	29	92	55	—	—	—	—
Yb	3,3	3,2	2,6	2,45	—	—	—	—
Y	33	50	31	28	—	—	—	—
La/Yb	1,06	4,10	13,1	12,2	—	—	—	—

Примечание. I, II — толенты срединно-океанических хребтов (I) и океанических островов (II), III, IV — натровые базальты (III) и андезитобазальты (IV) щелочно-базальтовой серии океанических островов и континентальных рифтовых зон, V, VI — толенты срединно-океанических хребтов (V) и океанических островов (VI), VII, VIII — базальты островных дуг и активных континентальных окраин толеитовой (VII) и излестково-щелочной (VIII) серии.

Петрогенные элементы даны в мас. %, редкие элементы — г/т. Звездочкой помечено суммарное железо.

но, и позволяет выделять их в качестве самостоятельных геохимических типов.

Сопоставление изученных основных сланцев с основными вулканитами разных химических и геохимических типов, характерных для той или иной геотектонической обстановки по данным разных исследователей (некоторые из них приведены в табл. 5), показывает, что метатолентовые сланцы из толщ Прибайкалья по уровням содержаний Ti, Mg, Ca, Co, Ni, V, Zr обнаруживают лучшее сходство с толентами срединно-океанических хребтов, а по содержаниям K, Sr, Rb, Ba и РЗЭ оказываются ближе к толентам океанических островов (см. табл. 5, II и VI). При этом следует отметить, что хотя средние содержания легких РЗЭ, по крайней мере в сланцах шарыжалгайской серии, оказываются значительно выше, чем в толентах океанических островов, и ближе к содержаниям в натровых базальтах щелочно-базальтоидной серии из аналогичной геотектонической обстановки (см. табл. 5, III), все-таки по соотношению La и Yb ($La/Yb = \sim 4$), отражающему степень фракционирования РЗЭ, они оказываются более схожими именно с толентами океанических островов.

Сланцам федоровской свиты Алданского щита среди известных геохимических типов современных базальтовых пород также полных аналогов не обнаруживается. Эти породы характеризуются еще большим своеобразием химизма, чем сланцы из Прибайкалья. Они отличаются повышенной щелочностью, главным образом за счет высоких содержаний Na₂O,

очень низкими содержаниями сидерофильных редких элементов (Co, Ni, Cr, V) и очень высокими — литофильных (Ba, Sr, Rb, PЗЭ) и F. В силу высокой щелочности для них естественно предполагать геохимическое сходство с породами щелочных серий. Действительно, по уровням содержания таких литофильных элементов, как Ba, Sr, Rb, La и Ce, они оказываются наиболее близки базальтам и андезитобазальтам щелочно-базальтовой серии океанических островов и континентальных рифтовых зон (см. табл. 5, III и IV), но резко от них отличаются более низкими уровнями содержания TiO_2 , Co, Ni, Cr, V и Zr и, в частности, по содержаниям Co, Ni, Cr и V оказываются хорошо сопоставимыми с базальтами островных дуг и активных континентальных окраин (см. табл. 5, VII и VIII).

В общем можно резюмировать: исследованные сланцы основного состава из гранулито-гнейсовых комплексов наряду с геохимическим сходством с толеитами и базальтами повышенной щелочности, характерными, по М. И. Кузьмину [1985], для внутриплитового магматизма или для геодинамической обстановки океанических островов и рифтогенных структур, а по Б. Г. Лутцу [1980] — для геосинклиналей, имеют целый ряд отличительных особенностей: им свойственны более высокие содержания железа и при равных или пониженных содержаниях когерентных для базальтовых пород редких элементов отчетливая обогащенность литофильными и фтором. Возможно, что выявленная специфика химизма изученных пород обусловлена соответствующими особенностями состава исходных для них базальтов. Но не исключено, что она была приобретена и при наложении метаморфизма гранулитовой фации.

Чтобы подтвердить или опровергнуть эти альтернативные предположения, было проведено сравнение сланцев с неизменными базальтами докембрийских зеленокаменных поясов, в общем плане синвозрастных с гранулито-гнейсовыми комплексами. Известно, что базальтовые породы в составе последних преобладают, особенно широко распространены толеиты. Обобщив огромный фактический материал, К. Конди [1983] среди архейских толеитовых базальтов выделил два основных типа: ТН-1 и ТН-2. В основу такого разделения были положены уровни содержания легких РЗЭ и степень их фракционирования. В толеитах ТН-2 обе эти характеристики значительно выше. Как и другие исследователи зеленокаменных поясов, К. Конди отмечает, что основные вулканиты этих структурно-вещественных комплексов докембрия обнаруживают отчетливое сходство с современными океаническими базальтами, и в первую очередь по уровням содержания Mg, Ca, Na и когерентных редких элементов. Для базальтов, относимых к типу ТН-1, чаще всего отмечается сходство с базальтами срединно-океанических хребтов и реже — с незрелыми толеитами островных дуг, для ТН-2 — с известково-щелочными толеитами и толеитами океанических островов. Наряду с чертами сходства указываются и явные химические отличия. Они заключаются в более высоких в древних породах содержаниях железа, отношений FeO/Fe_2O_3 , в повышенных содержаниях K, а главное, в более высоких уровнях содержания некогерентных редких элементов, как, например, Ba, Rb, Zr, легких РЗЭ. Именно такие отличительные особенности химизма по сравнению с современными океаническими базальтами были выявлены нами и для основных кристаллических сланцев из гранулито-гнейсовых комплексов Прибайкалья. Отсюда следует, что сланцы по химическому составу должны быть тождественны древним толеитам. Действительно, они очень похожи как на средний тип архейских толеитов ТН-2, так еще больше на толеитовые базальты конкретных зеленокаменных поясов Канадского щита, Южной Индии, Физлянди (табл. 6) и др. На графиках (рис. 4) видно, что относительно состава толеитов ТН-2 в сланцах гранулито-гнейсовых комплексов Прибайкалья лишь незначительно повышены содержания CaO и Ba и понижены TiO_2 , щелочей, V и Zr. Последнее, кстати, сближает их с толеитами типа ТН-1. Необходимо также иметь в виду, что наблюдающиеся отклонения при высоких дисперсиях, присущих содержаниям редких элементов, в большинстве своем могут оказаться незначительными.

Средние составы докембрийских базальтовых пород (петрогенные — мас. %, редкие элементы — г/т)

Компонент	Архейские толенты [Копди, 1983]		Базальты зеленокаменного поояса Канадского щита [Гудвин, 1977]			Толентовые базальты зеле- нокаменного пояса	
	ТН-1	ТН-2	Абитип	Киватип	Ухи	Юж. Индия [Drury, 1983]	Финляндия [Bor-Ming e.a., 1980]
SiO ₂	50,2	49,5	49,2	49,4	49,4	50,0—51,6	45,30—52,77
TiO ₂	0,94	1,49	1,23	1,01	0,96	0,69—1,30	1,14—2,46
Al ₂ O ₃	15,5	15,2	15,0	14,7	15,0	12,7—15,3	9,85—14,25
Fe ₂ O ₃	1,63	2,80	2,62	2,73	2,93	11,0—13,4	11,74—19,98
FeO	9,26	9,17	8,39	9,17	8,49	—	—
MnO	0,22	0,18	0,21	0,21	0,19	0,17—0,22	0,20—0,36
MgO	7,53	6,82	5,94	6,17	5,80	7,2—8,1	4,07—14,81
CaO	11,6	8,79	8,80	8,93	8,43	8,8—11,7	6,82—15,75
Na ₂ O	2,15	2,70	2,78	2,31	2,42	2,1—4,5	0,70—4,48
K ₂ O	0,22	0,69	0,45	0,36	0,40	0,06—0,26	0,11—1,55
P ₂ O ₅	0,10	0,17	0,15	0,26	0,12	0,05—0,13	0,08—0,53
Co	52	55	58	53	40	34—71	49—89
Ni	140	125	142	159	108	110—176	32—598
Cr	490	250	195	235	225	90—297	<10—1980
V	260	365	371	332	386	—	248—1613
Cu	110	100	102	91	107	—	—
Zr	53	135	97	128	156	43—172	30—206
Sc	—	—	—	—	—	28—53	—
Sn	—	—	1,3	1,7	16,3	—	—
Pb	—	—	5,6	5,0	4,1	—	—
Zn	80	120	88	110	137	—	—
Sr	100	190	157	174	214	—	2—696
Ba	80	90	142	126	109	—	—
Rb	—	—	—	—	—	—	1—38
La	3,6	13	—	—	—	3,3—16	7—52
Ce	9,2	30	—	—	—	6,3—39	<1—38
Nd	6,6	17	—	—	—	4,7—24	2,6—22,8
Yb	1,9	2,2	—	—	—	1,1—4,0	1,05—4,05
Y	20	30	—	—	—	17—36	16—57
K/Rb	—	—	—	—	—	—	300—4300
Ba/Sr	0,8	0,47	0,9	0,7	0,5	—	—
La/Yb	1,9	5,9	—	—	—	1,0—4,0	1,25—6,0

Итак, в результате проведенного сравнительного анализа видно, что сланцы из прибайкальских комплексов, занимая по ряду параметров химического состава промежуточное положение между толентами ТН-1 и ТН-2, ближе в целом к ТН-2. Последнее особенно четко выявляется на графиках распределения РЭЭ, нормированных по хондриту (рис. 5).

Выявленное удивительное химическое сходство основных кристаллических сланцев, представленных парагенезисами гранулитовой фации в гранулитогнейсовых комплексах Прибайкалья, с неизменными базальтами одновозрастных зеленокаменных поясов позволяет предполагать вещественное сходство исходных для всех этих пород магматических расплавов, очагов их зарождения в древней мантии и путей развития. А общая геохимическая специфика тех и других древнейших пород по сравнению с современными аналогами — убедительный аргумент в пользу представлений об обогащенности древнейшей мантии некогерентными редкими элементами. Гранулитовый метаморфизм, которому в дальнейшем подверглись вулканы гранулитогнейсовых комплексов, по-видимому,

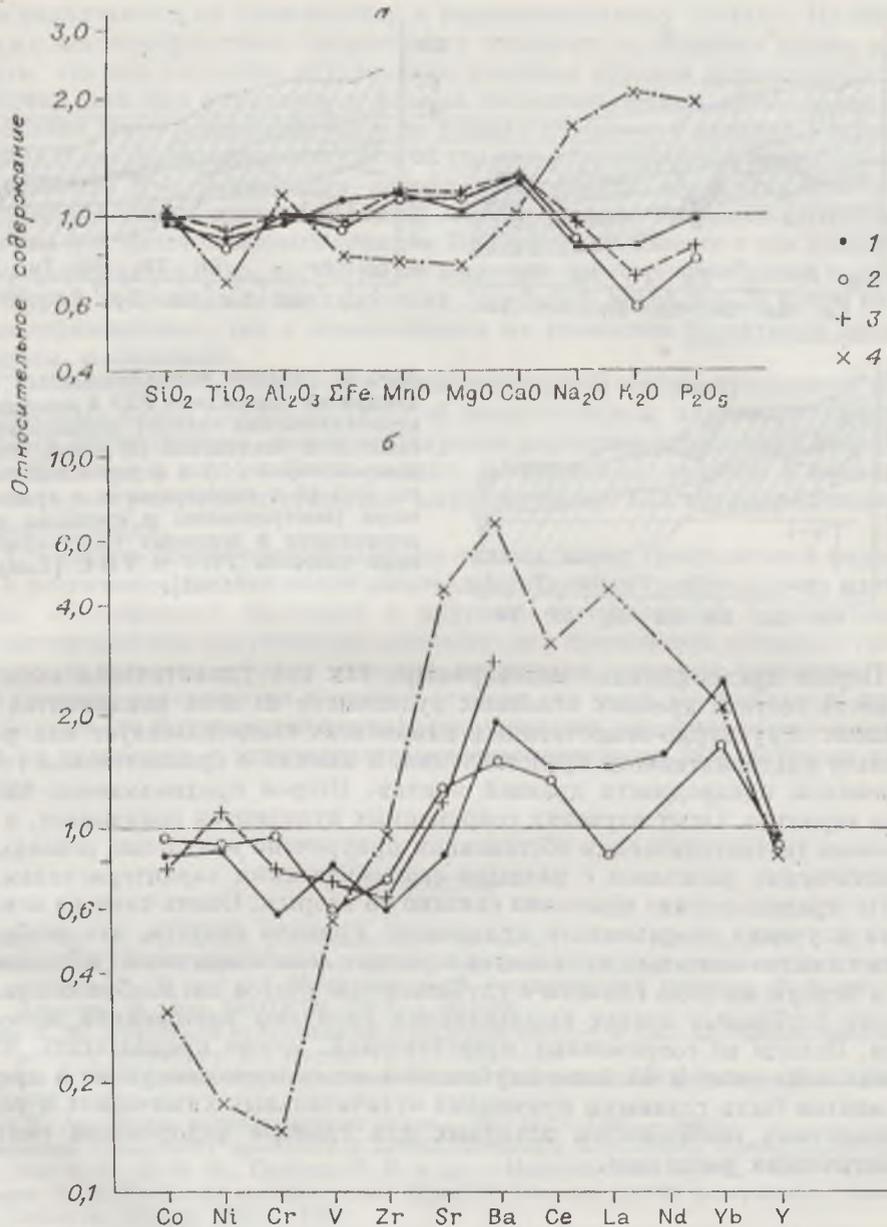


Рис. 4. Графики нормализованных по архейскому толенту ТН-2 [Конди, 1983] содержаний петрогенных компонентов (а) и редких элементов (б) в основных кристаллических сланцах из гранулит-гнейсовых комплексов.

1—3 — шарьжальгайская (1), ольхонская (2), слюдянская (3) серии; 4 — федоровская свита.

очень мало сказался на уровнях содержаний химических элементов. Скорее всего, в связи с метаморфической дифференциацией он лишь увеличил неравномерность распределения редких элементов.

Что же касается сланцев федоровской свиты, то им достаточно полных по химическому составу аналогов среди наиболее распространенных базальтовых пород в зеленокаменных поясах пока не обнаружено. Видимо, такие разновидности в группе древних вулканитов довольно редки. Для объяснения особого химического состава исходной для них магмы можно привлечь несколько гипотез: химическая неоднородность древней мантии; иная геотектоническая обстановка проявления основного магматизма; глубинность зарождения магмогенерирующих очагов в мантии.

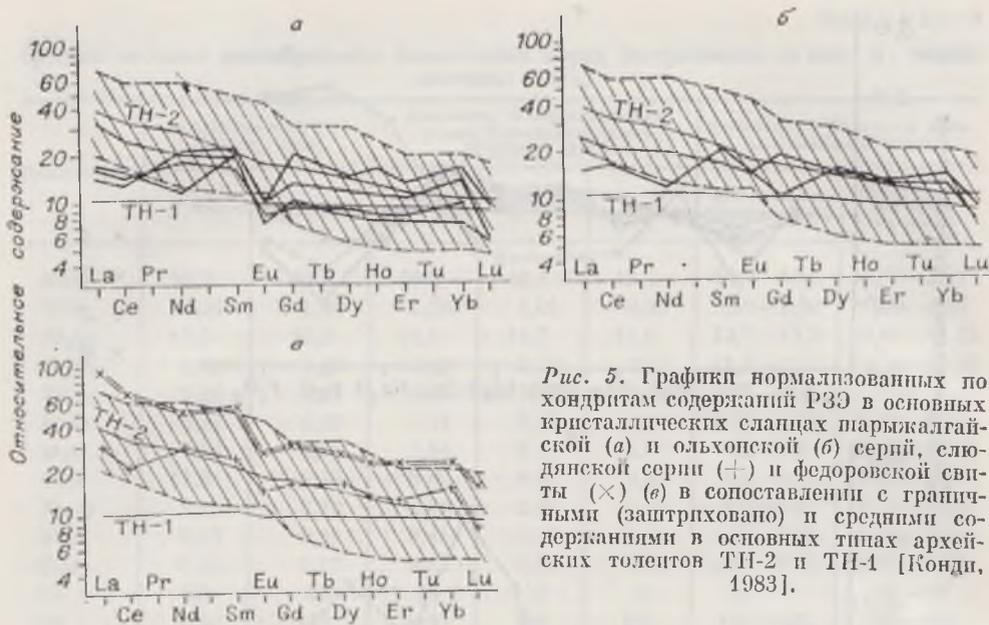


Рис. 5. Графики нормализованных по хондритам содержаний РЗЭ в основных кристаллических сланцах парьжалгайской (а) и ольхонской (б) серий, елюдянской серии (+) и федоровской свиты (×) (а) в сопоставлении с граничными (заштриховано) и средними содержаниями в основных типах архейских толентов ТН-2 и ТН-1 [Конди, 1983].

Первое предположение маловероятно, так как удивительная выдержанность состава древних основных вулканитов на всех континентах и в разных структурно-вещественных комплексах свидетельствует как раз в пользу альтернативного представления, а именно о сравнительной геохимической однородности древней мантии. Второе предположение наиболее вероятно. Опыт изучения современных вулканитов показывает, что к разным геотектоническим обстановкам приурочено появление основных магматических расплавов с разными геохимическими характеристиками. Третье предположение причинно связано со вторым. Опять-таки на основании изучения современного вулканизма принято считать, что особенности химизма основных вулканитов в разных геотектонических обстановках в первую очередь связаны с глубиной очагов магмообразования: в более глубинных очагах выплавляются расплавы повышенной щелочности. Исходя из современных представлений, можно предполагать, что степень плавления и большая глубинность очага магмогенерации в древней мантии были главными причинами отличительных химических и редкоземельных особенностей исходных для сланцев федоровской свиты магматических расплавов.

ВЫВОДЫ

1. По особенностям химического состава, уровням содержаний и соотношениям широкого круга редких элементов для основных кристаллических сланцев гранулитогнейсовых комплексов из фундамента Сибирской платформы и ее гетерогенного складчатого обрамления в качестве наиболее вероятной устанавливается метабазальтовая природа. При этом метатолентовые сланцы из гранулитогнейсовых комплексов Прибайкалья имеют такую же специфику состава, что и аналогичные неметаморфизованные породы из синвозрастных зеленокаменных поясов: в тех и в других по сравнению с современными основными вулканитами четко повышены содержания железа и большой группы литофильных редких элементов. Наиболее вероятная причина этому — признающаяся в настоящее время многими исследователями геохимическая специфика древней мантии.

2. Основные кристаллические сланцы из толщ Прибайкалья, с одной стороны, и сланцы федоровской свиты Алданского щита, с другой, отчет-

ливо различаются по химическому и редкометалльному составу. По аналогии с закономерностями современного основного вулканизма можно полагать, что эти различия обусловлены главным образом формированием исходных для них расплавов в разных геотектонических обстановках и вследствие этого генерацией магм на разных глубинах в древней мантии. В связи с последним вероятнее всего, что для отличающихся повышенной щелочностью и содержаниями литофильных редких элементов сланцев федоровской свиты исходные магмы генерировались на больших глубинах, чем для метатолитовых сланцев Прибайкалья. Вместе с тем следует особо подчеркнуть, что, несмотря на имеющее место разнообразие основных пород, в древних толщах все-таки абсолютно преобладают среди как метаморфизованных, так и неизмененных их разновидностей толеитовые метабазальты и базальты.

3. Сохранение химической и редкометалльной индивидуальности исследованных пород свидетельствует об изохимическом характере гранулитового метаморфизма. Более же широкие вариации содержаний отдельных элементов в них, особенно редких, по-видимому, связаны с локальным перераспределением вещества, выражающимся как метаморфическая дифференциация.

4. Существующее представление о толщах пород гранулитовой фации как о рестиговом остатке после выплавления из них гранитоидного материала, обогащенного щелочами и другими литофильными элементами, не подтверждается полученными данными: все древнейшие основные гранулиты, к которым следует относить изученные основные кристаллические сланцы, оказываются в равной степени (из толщ Прибайкалья) или еще больше (из федоровской свиты) обогащенными литофильными элементами по сравнению с одновозрастными неизмененными базальтовыми породами.

ЛИТЕРАТУРА

- Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов.— М.: Наука, 1976.— 267 с.
- Ведеполь К. Г. Накопление легколетучих элементов в осадках; дегазация при метаморфизме.— В кн.: 1-й Международный геохимический конгресс. Т. 4, кн. 1. Доклады. М.: изд. ВИНТИ, 1973, с. 90—99.
- Гудвин А. М. Архейский вулканизм на Канадском щите.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 139—153.
- Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы.— М.: Наука, 1967.— 248 с.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса.— М.: Мир, 1983.— 390 с.
- Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах Прибайкалья/Ескин А. С., Эз В. В., Грабкин О. В. и др.— Новосибирск: Наука, 1979.— 117 с.
- Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород подвижных поясов фанерозоя.— Новосибирск: Наука, 1985.— 196 с.
- Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.— 247 с.
- Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений.— Новосибирск: Наука, 1981.— 199 с.
- Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита/Петрова З. И., Пожарницкая Л. К., Ройзенман В. М. и др.— Новосибирск: Наука, 1975.— 150 с.
- Навловский Е. В., Ескин А. С. Особенности состава и структуры архей Прибайкалья.— М.: Наука, 1964.— 128 с.
- Петрова З. И., Левицкий В. И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья.— Новосибирск: Наука, 1984.— 200 с.
- Предвский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия.— Апатиты: изд. Геол. ин-та, 1970.— 115 с.
- Ранняя история Земли.— М.: Мир, 1980.— 479 с.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Лобач-Жученко С. Б. Проблемы эволюции химического состава осадочных пород и региональный метаморфизм.— Геохимия, 1977, № 2, с. 163—186.
- Рош де ля Х. Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательство их дометаморфической истории.— В кн.: 1-й Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 1. Метаморфизм и метасоматоз. М., 1972, с. 263—290.

- Сидоренко А. В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. — Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 1, с. 166—169.
- Слюдянский кристаллический комплекс/Васильев Е. П., Резницкая Л. З., Вишняков В. Н., Некрасова Е. А. — Новосибирск: Наука, 1981. — 195 с.
- Фрумкин П. М. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л.: Наука, 1967, с. 135—149.
- Шафеев А. А. Шарыжалгайский выступ. — В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 41—46.
- Эмиссионный спектральный анализ в геохимии. — Новосибирск: Наука, 1976. — 280 с.
- Bor-Ming J., Auvray B., Blais S. e. a. Trace element Geochemistry and Petrogenesis of Finnish Greenstone Belts. — J. Petrol., 1980, v. 21, N 2, p. 201—244.
- Drury S. A. The petrogenesis and setting of Archaean metavolcanics from Karnataka State, South India. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1983, v. 47, N 2, p. 317—329.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. — Can. J. Sci., 1974, N 8, p. 523—548.
- Macdonald G. A., Katsura T. Chemical Composition of Hawaiian Lavas. — J. Petrol., 1964, v. 5, N 1, p. 82—133.
- Pearce I. A., Cann I. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. — Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, p. 290—300.

Н. Л. ДОБРЕЦОВ, Н. Н. ДОБРЕЦОВ, Н. В. ПОПОВ,
Л. В. ДОБРЕЦОВА, А. П. СМЕЛОВ

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КОМАТИТОВОЙ СЕРИИ ИЗ ОЛОНДИНСКОЙ СТРУКТУРЫ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Коматииты из Олондинской структуры — первые на Алданском щите и всей Сибирской платформе — были описаны Г. М. Друговой и соавторами [1983] в составе олондинского комплекса. Однако минералогия и геохимия этих пород оставались неизученными. Из работы Н. И. Московченко и соавторов [1983] следует, что коматиитовая серия присутствует также в Беркапитском районе, но включена здесь в состав холодниканской и частично зверевской серии. Вероятно, в этом районе габброиды и ультрабазиты, ассоциирующие с зеленокаменными вулканитами и коматиитами, следует выделить из состава зверевской серии и в первом приближении сопоставить с коматиитами и базитами Олондинской структуры (рис. 1).

Учитывая важность изучения коматиитов на Сибирской платформе, которая оставалась долгое время «белым пятном» в отношении коматиитов в отличие от других древних платформ, мы провели дополнительное изучение коматиитов и ассоциирующих пород. Полевые материалы, в частности разрез коматиитовой серии к западу от оз. Токко, были получены Н. Н. Добрецовым, А. П. Смеловым и Н. В. Поповым. Н. Л. Добрецов и Л. В. Добрецова, а также А. П. Смелов и Н. Н. Добрецов изучили минералогию важнейших разновидностей пород (табл. 1, обр. 8-4/84, 8-5/84 и ЗЖ, 7) с использованием большого числа микросондовых анализов (табл. 2, 3). Анализы пород и геохимические данные были получены в лабораториях Геологического института БФСО АН СССР (табл. 4, 5). Геологическая карта Олондинской структуры приведена в работе [Другова и др., 1983].

Коматииты в Олондинской структуре присутствуют в нижней части разреза, где ассоциируют с базальтоидами и телами ультрабазитов, которые трактовались как дайки [Другова и др., 1983], но по крайней мере частично, по нашему мнению, представляют кумулятивные породы коматиитовой серии. Среди пород, относимых к коматиитам и базальтам, по петрохимическим и минералогическим данным выделяются коматиитовая низкотитанистая серия и высокотитанистая серия, названная нами пикрит-щелочобазальтовая. Две аналогичные серии по материалам [Московченко и др., 1983] прослеживаются в Беркапитском районе.

Характеристика исследованных образцов

№ обр.	Место взятия образца	Порода	Структура	Минеральный состав	Геохимические особенности
<i>Коматиитовая серия</i>					
1/84	К западу от оз. Токко	Оливинит, тип 1	Кумулятивная	Ол ₁₁ + Хр ₁ + Кум(+Серп + Хл + Мт ± ± Карб)	max Mg, Cr, Ni, Co, min Ti, V, Sr
2/84 3В/84 3/84	Там же	Оливинит серпентинизированный	Реликтовая кумулятивная	Ол ₁₁₋₁₂ + Хр(+Серп ₆ ± Амф + Мт + Хл ₅₋₇)	Пониж. Cr, нет Sr
3Ж,7	»	Оливинит, тип 2	Кумулятивная с двумя Ол	Ол ₁₂₋₁₅ + Хр(+Серп ₇ + Та + Хл)	min Ti, V
5/84	»	Перидотитовый коматиит	Реликтовая спишифекс	Ол ₁₄ + Хр(+Кум ₅ + Серп ₆ + Та + Хл ± ± Карб)	Выс. Cr, Ni, Co, повыш. Sr
8-4/84	»	То же	Спишифекс	Ол ₁₆₋₁₈ + Хр(+Серп + Та + Карб ± Хл)	То же
8-5/84	»	Оталькованный коматиит	»	Ол ₁₄ + Хр(+Та + Мт)	»
6/84	»	То же	Вторичная микролепидобластовая	Ол ₂₆ + Хр(+Мт + Та + Хл ₁₁ + Карб)	Обогащ. Si, пониж. Cr, Ni, V
12/83	р. Олдонгдо	Метаспроксенитовый коматиит	Вторичная лепидонематобластовая	Кум ₁₉₋₂₂ + Акт ₁₃ + Хл ₁₁ + Апк ₁₂ + Хр — Мт	Сходство со средним составом
10/83	»	Базальтовый коматиит	Вторичная нематобластовая	Роф + Кум ₂₅ + Хл ₁₅ + Пл + Мт	Выс. Al, V, Sr, норм. Cr, Ni, Ti
55/83, 4/83 }	»	Базальт	То же	Роф + Акт + Эп + Пл + Мт	Повыш. Ti, Fe, Si, Al
5В/83	р. Олдонгдо	Туф базальта	»	Роф + Акт + Эп + Пл + Мт	Выс. Fe, f, V, Na, низк. Cr, Ni
<i>Пикритовая серия</i>					
303в/84	Левый борт р. Олдонгдо	Пикрит	Реликтовая порфирированная	Кум ₂₂ ± Ильм(+Хл ₂ + Серп ₁₀ + Мт + ± Карб ₁₅)	Выс. f, Ti, P, Zr, низк. Si
18/Др	р. Олдонгдо	»	То же	Ол ₂₃₋₂₆ + Ильм(+Кум ₂₁ + Хл ₁₆₋₂₆ + ± Серп ₁₀ + Мт)	То же
49/Др	»	Измененный пикрит	Вторичная нематобластовая	Ильм + Акт ₃₋₁₀ + Хл + Серп + Анк	»
1/83, 3/83, 4г/83 }	»	Ti-базальт	То же	Ильм + Акт + Хл + Аб + Карб	max f, Ti, Zr, P

Примечание. Обр. 18/Др и 49/Др — из коллекции Г. М. Друговой.

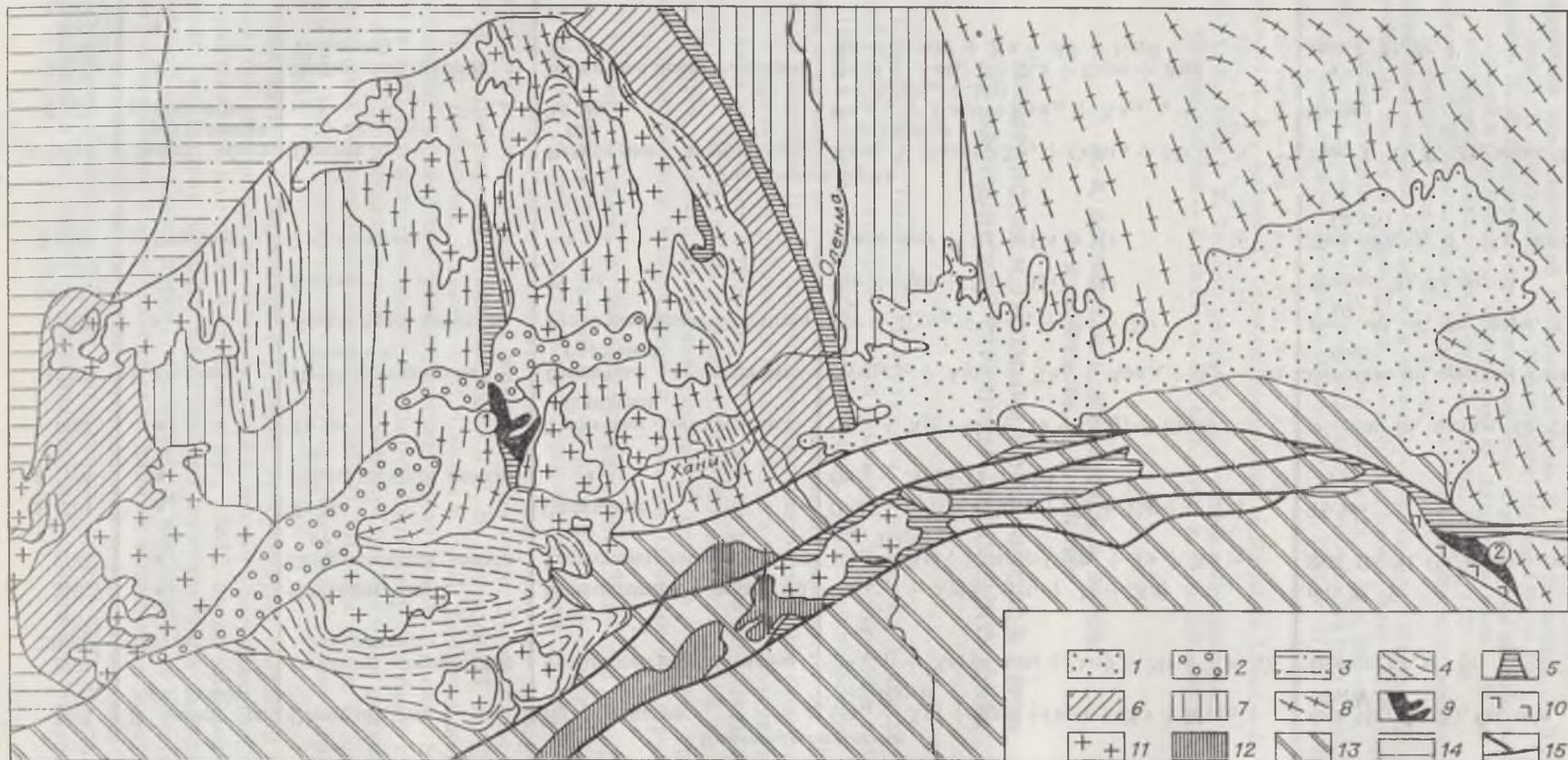


Рис. 1. Схема строения Алданского щита и его обрамления (по Геологической карте БАМ [Богомолова и др., 1985], с изменениями авторов).

1 — мезозойские отложения; 2 — мезокайнозойские отложения рифтовых впадин; 3 — венд-нижнепалеозойский чехол Сибирской платформы; 4 — удоканская серия нижнего протерозоя и ее аналоги; 5 — «строговые комплексы», метаморфизованные в кванцит- и андезит-силлиманитовой фации (тунгурсинский и другие [Богомолова и др., 1985]); 6, 7 — зоны Олекминского блока с широким распространением троговых комплексов, диафтореза и blastomylonitization [Ранний докембрий..., 1985] (6) и преимущественно гнейсовые амфиболитовой фации тоналитового состава (7); 8 — гнейсы гранулитовой фации (преимущественно), слагающие Алданский массив и андеритово-гранито-гнейсовое основание [Ранний докембрий..., 1985] Олекминского блока; 9 — зеленокаменные комплексы с коматиитами (1 — олондинский, 2 — холодниканский в Берканинском районе); 10 — габброиды и ультрабазиты, ассоциирующие с холодниканским комплексом; 11 — гранитоиды кодари-удоканского комплекса; 12 — апоанортозиты; 13 — Становая область; 14 — Байкало-Патомская складчатая область; 15 — главные разломы.

Выше по разрезу в Олондинской структуре выделяется типичная островодужная серия, представленная амфиболитами андезитобазальтового и базальтового состава, кислыми метаэффузивами, их туфами, метаграувакками, превращенными в слюдястые сланцы. Метаморфизм всех пород соответствует, как правило, эпидот-амфиболитовой (низкотемпературной амфиболитовой) фации с наложением диафтореза зеленосланцевой фации. Они перекрываются (возможно, с угловым несогласием) метатерригенными породами, метаморфизованными слабее, в фации зеленых сланцев и сопоставимы с удоканской серией раннего протерозоя (см. рис. 1). Контакты с гнейсами олекминской серии тектонические (см. рис. 2). Возраст олондинской серии по предварительным данным — архей, с двумя группами дат: 2700 и около 2900—3000 млн. лет, и явно омоложенными значениями 2300 млн. лет, близкими к возрасту удоканской серии (2100—2200 млн. лет) [Другова и др., 1983].

Типичный разрез коматиитовой серии Олондинской структуры к западу от оз. Токко показан на рис. 2. Здесь выделяется два дифференцированных тела, верхнее из которых имеет более полный разрез и представлено (сверху вниз): амфиболитами полосчатыми серо-зелеными и массивными темно-зелеными, соответствующими базальтовым коматиитам и базальтам, мощностью более 150 м; серо-зелеными сильно серпентинизированными, местами оталькованными анопериidotитовыми коматиитами, реже амфиболитизированными анопироксенитовыми, на выветрелой светло-коричневой поверхности местами хорошо видна структура спинифекса, присутствуют прожилки крупночешуйчатого хлорита, мощностью около 150 м; темно-серо-зелеными, с поверхности красно-бурыми кумулятивными породами (оливиниты) с хорошо сохранившимися округлыми и эвгедральными зернами оливина, мощность 230 м.

Ниже разрез второй и третьей зон повторяется, но отсутствует верхняя зона базальтовых коматиитов. Пикриты и высокотитанистые базальты присутствуют в других разрезах коматиитовой серии. По данным Г. М. Друговой (устное сообщение), они переслаиваются с ними; по нашим данным, являются несколько более поздними, чем коматиитовая серия. Если эти данные подтвердятся, то эволюция вулканизма в Олондинской структуре предстанет в следующем виде: коматиитовая серия; пикрит-щелочобазальтовая серия; да-

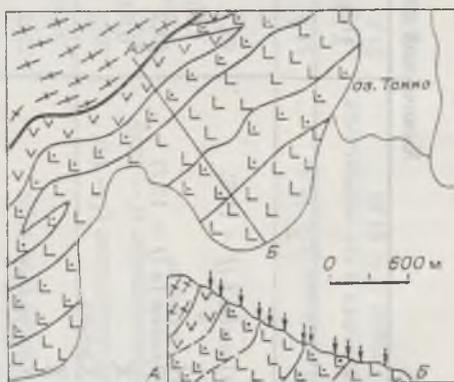


Рис. 2. Карта-схема и разрез коматиитовой серии Олондинской структуры.

1 — четвертичные отложения; 2 — гнейсы олекминской серии; 3 — коматииты; 4 — кумулятивные оливиниты; 5 — базальтовые коматииты и базальты (амфиболиты); 6 — тектоническая граница. Стрелками показаны точки опробования.

Химический состав (мас. %) и стехиометрические коэффициенты минералов из коматитов

Таблица 2

№ обр.	Минерал и его железистость	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO	H ₂ O (CO ₂)	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
ЗВ/84	Оливин 1 (<i>f</i> = 11,6)	40,7	0,07	0,07	0,0	—	11,0	0,19	47,7	0,0	0,0	0,48	—	100,24
	<i>K</i>	1,003	0,001	0,002	0,0	—	0,227	0,004	1,748	0,0	0,0	0,010	—	2,995
	Оливин 1а (<i>f</i> = 12,2)	40,2	0,10	0,04	0,07	—	11,6	0,23	47,5	0,0	0,0	0,61	—	100,35
	<i>K</i>	0,993	0,002	0,001	0,002	—	0,239	0,005	1,752	0,0	0,0	0,012	—	3,005
	Хромит	—	1,35	0,13	31,2	39,3	31,3	0,26	2,09	0,0	0,0	0,78	—	100,41
	<i>K</i>	—	0,041	0,006	1,000	0,950	0,907	0,010	0,117	0,0	0,0	0,026	—	3,057
	Ст-магнетит	—	0,39	0,07	4,70	62,2	30,8	0,06	2,76	0,0	0,0	0,65	—	101,63
	<i>K</i>	—	0,014	0,004	0,174	1,840	0,905	0,002	0,195	0,0	0,0	0,025	—	3,129
	Серпентин (<i>f</i> = 6,2)	41,5	0,04	3,33	0,82	—	4,44	0,05	38,3	0,0	0,02	0,14	11,0	99,64
	<i>K</i>	3,860	0,002	0,365	0,060	—	0,346	0,003	5,314	0,0	0,002	0,010	—	9,962
	Хлорит 1 (<i>f</i> = 5,4)	31,8	0,07	12,3	1,07	—	4,09	0,05	39,8	0,0	0,02	0,21	11,0	100,41
	<i>K</i>	2,985	0,004	1,362	0,080	—	0,321	0,004	5,360	0,0	0,002	0,015	—	10,333
	Хлорит 2 (<i>f</i> = 7,0)	33,4	0,03	12,0	3,35	—	4,49	0,06	35,1	0,0	0,01	0,23	11,0	99,67
	<i>K</i>	3,152	0,002	1,340	0,250	—	0,354	0,004	4,948	0,0	0,001	0,017	—	10,068
ЗВ/84	Оливин 1 центр (<i>f</i> = 12,40)	39,5	0,0	0,0	0,08	—	12,1	0,314	47,8	0,02	0,0	0,0	—	99,81
	<i>K</i>	0,983	0,0	0,0	0,001	—	0,251	0,007	1,773	0,001	0,0	0,0	—	3,016
	Оливин 1 край (<i>f</i> = 12,75)	39,8	0,0	0,0	0,08	—	12,5	0,27	47,9	0,02	0,0	0,0	—	100,57
	<i>K</i>	0,984	0,0	0,0	0,001	—	0,258	0,006	1,765	0,001	0,0	0,0	—	3,015
	Оливин 2 (<i>f</i> = 14,8)	39,6	0,04	0,10	0,05	—	13,4	0,32	46,0	0,0	0,0	0,49	—	100,00
	<i>K</i>	0,990	0,001	0,003	0,001	—	0,279	0,007	1,717	0,10	0,0	0,010	—	3,007
	Серпентин (<i>f</i> = 6,5)	43,8	0,08	0,96	0,60	—	4,44	0,07	38,8	0,0	0,04	0,34	11,0	99,53
	<i>K</i>	4,031	0,005	0,099	0,048	—	0,344	0,005	5,339	0,0	0,004	0,025	—	9,859

	Сг-магнетит	0,0	0,27	0,20	3,67	64,3	30,2	0,09	1,05	0,02	0,0	0,51	—	100,31
	К	0,0	0,010	0,011	0,138	1,880	0,987	0,004	0,073	0,001	0,0	0,020	—	100,31
5/84	Оливин ($f = 14,3$)	39,7	0,07	0,02	0,02	—	12,5	0,30	45,3	0,0	0,0	0,65	—	98,56
	К	1,003	0,001	0,001	0,0	—	0,267	0,006	1,706	0,0	0,0	0,013	—	2,998
	Магнетит	0,0	0,19	0,04	0,13	66,3	32,2	0,0	0,79	0,02	0,0	0,70	—	100,33
	К	0,0	0,007	0,003	0,005	1,980	0,930	0,0	0,050	0,001	0,0	0,028	—	3,004
	Куммингтонит ($f = 4,8$)	60,3	0,05	0,08	0,03	—	2,81	0,04	32,1	1,88	0,03	0,05	2,0	99,37
	К	8,010	0,005	0,012	0,003	—	0,312	0,005	6,355	0,268	0,006	0,005	—	14,981
	Серпентин ($f = 6,0$)	42,5	0,01	2,63	0,25	—	4,63	0,07	37,5	0,02	0,02	0,25	12,0	99,63
	К	3,973	0,0	0,280	0,0	—	0,354	0,007	5,225	0,003	0,003	0,017	—	9,862
6/84	Оливин ($f = 24,8$)	38,3	0,05	0,03	0,03	—	22,6	0,31	39,8	0,0	0,0	0,38	—	101,50
	Хромит 1	0,0	1,16	0,60	40,2	27,0	30,8	0,62	1,44	0,01	0,0	0,16	—	100,99
	К	0,0	0,034	0,028	1,208	0,849	0,898	0,021	0,085	0,0	0,0	0,005	—	3,078
	Хромит 2	0,0	1,22	0,23	30,3	36,3	30,6	0,44	1,69	0,02	0,0	0,13	—	100,93
	К	0,0	0,038	0,011	1,000	0,995	0,960	0,016	0,105	0,0	0,0	0,004	—	3,029
	Хлорит ($f = 11,0$)	32,5	0,03	13,0	4,0	—	6,64	0,06	32,5	0,0	0,01	0,31	11,0	100,05
	К	3,103	0,002	1,451	0,310	—	0,530	0,005	4,923	0,0	0,0	0,025	—	10,049
12/83	Куммингтонит ($f = 19$)	58,3	0,0	0,39	0,10	—	11,0	0,25	28,0	0,42	0,13	—	2,0	100,59
	Куммингтонит ($f = 22,0$)	56,6	0,0	0,19	0,13	—	14,1	0,29	27,1	0,30	—	—	2,0	100,71
	Сг-магнетит	7,924	0,0	0,010	0,006	—	1,558	0,032	5,705	0,058	—	—	—	15,24
	1	—	0,51	0,13	8,41	59,4	30,0	0,13	0,55	0,0	—	0,21	—	99,13
	2	—	0,44	0,0	7,0	60,0	30,4	0,09	0,54	0,15	—	—	—	98,62
	3	—	0,27	0,17	6,65	62,0	30,5	0,07	0,71	0,11	—	—	—	100,48
	Активолит ($f = 12,8$)	54,0	0,0	2,23	0,38	—	6,63	0,07	22,0	12,3	0,47	—	2,0	99,08
	К	7,590	0,0	0,370	0,042	—	0,663	0,010	4,610	1,858	0,130	—	—	15,272
	Хлорит ($f = 11,0$)	31,0	0,0	17,8	0,74	—	7,07	0,10	32,1	0,10	0,0	—	11,0	99,81
	К	2,929	0,0	1,981	0,056	—	0,558	0,010	4,518	0,010	0,0	—	—	10,063

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	Карбонат ($f = 11,8$)	0,0	0,0	0,11	0,0	—	5,08	0,75	17,7	31,1	0,1	—	(45,0)	99,94
	К	0,0	0,0	0,006	0,0	—	0,195	0,029	1,221	1,528	0,0	—	—	2,993
8-5/84	Оливин А центр ($f = 14,36$)	41,5	0,0	0,0	0,0	—	13,2	0,0	44,2	0,0	0,0	0,43	—	99,33
	К	1,039	0,0	0,0	0,0	—	0,276	0,0	1,646	0,0	0,0	0,009	—	2,970
	Оливин А край ($f = 13,63$)	41,4	0,0	0,0	0,11	—	12,5	0,0	44,4	0,0	0,0	0,39	—	98,80
	К	1,046	0,0	0,0	0,002	—	0,262	0,0	1,659	0,0	0,0	0,008	—	2,977
	Оливин А край ($f = 14,06$)	40,7	0,0	0,0	0,0	—	13,1	0,0	44,8	0,0	0,0	0,53	—	99,13
	К	1,023	0,0	0,0	0,0	—	0,275	0,0	1,680	0,0	0,0	0,010	—	2,988
	Оливин Б центр ($f = 14,1$)	42,9	0,0	0,0	0,0	—	12,5	0,0	42,9	0,0	0,0	0,36	—	98,66
	К	1,071	0,0	0,0	0,0	—	0,262	0,0	1,596	0,0	0,0	0,006	—	2,935
	Оливин Б край ($f = 14,2$)	42,1	0,0	0,0	0,0	—	13,2	0,0	44,8	0,0	0,0	0,40	—	100,51
	К	1,037	0,0	0,0	0,0	—	0,272	0,0	1,644	0,0	0,003	0,007	—	2,963
	Тальк А	63,9	0,0	0,44	0,10	—	1,90	0,0	27,5	0,02	0,03	0,0	5,0	98,93
	К	3,729	0,0	0,028	0,007	—	0,091	0,0	2,392	0,004	0,007	0,0	—	6,258
	Тальк Б	62,9	0,0	0,01	0,0	—	1,43	0,0	29,5	0,18	0,02	0,0	5,0	99,04
	К	3,674	0,0	0,0	0,0	—	0,067	0,0	2,568	0,014	0,006	0,0	—	6,329
8-4/84	Оливин центр ($f = 18,25$)	39,4	0,0	0,0	0,21	—	17,3	0,50	43,5	0,02	0,0	0,43	—	101,36
	К	0,994	0,0	0,0	0,0	—	0,365	0,011	1,635	0,001	0,0	0,009	—	3,015
	Оливин край ($f = 16,51$)	40,3	0,0	0,0	0,43	—	15,5	0,458	44,0	0,03	0,0	0,0	—	100,72
	К	1,010	0,0	0,0	0,001	—	0,325	0,010	1,644	0,001	0,0	0,0	—	2,991
	Серпентин	40,2	0,0	3,02	0,32	—	5,71	0,106	36,9	0,03	0,06	0,0	12,0	98,37
	К	1,375	0,0	0,123	0,009	—	0,163	0,003	1,883	0,001	0,004	0,0	—	3,561

цитандезитовая островодужная серия. В настоящей статье в основном охарактеризованы породы коматитовой и для сравнения — пикрит-щелочнобазальтоидной серии.

Коматитовая серия (см. табл. 1) по первичному составу представлена кумулятивными оливинитами, перидотитовыми и пироксеновыми коматитами, базальтовыми коматитами, базальтами, туфами базальтов.

Кумулятивные оливиниты подразделяются на два типа. В типе 1, как в относительно свежих образцах (обр. 1/84), так и в сильнее серпентинизированных (обр. 2/84, 3/84, 3В/84), присутствуют наиболее магнетитовый оливин ($f = 11-12\%$) и реликты хромита, содержащего более $30\% \text{Cr}_2\text{O}_3$ и $1,35\% \text{TiO}_2$ (см. табл. 2). В оливините типа 2 (обр. 3Ж, 7) присутствуют два оливина — более крупный кумулятивный оливин того же состава ($f = 11-12\%$) и более мелкий, по-видимому, интеркумуляционный оливин с более высокой железистостью: $14-15\%$. Вторичные минералы — Сг-магнетит ($4-5\% \text{Cr}_2\text{O}_3$), хлорит, серпентин, редко куммингтонит (отдельные иголки).

Перидотитовые коматиты (обр. 5/84; 8-4/84) сохраняют структуры оливинового спиннекса, в которых оливин имеет тот же состав ($f = 14-15\%$, $0,3\% \text{MnO}$ и $0,5-0,6\% \text{NiO}$), что и посткумуляционный оливин в кумулятивных оливинитах (сравни обр. 3Ж 84 и 5/84 в табл. 2). Магнезиокуммингтонит здесь более обычный и имеет такую же низкую железистость ($f = 5-6\%$), как и серпентин. В таких сильно серпентинизированных породах, где вместе с серпентином выделяется обильная магнетитовая «пыль», вторичный магнетит содержит мало Cr_2O_3 ($0,13\%$ в обр. 5/84), но столько же NiO ($0,5-0,7\%$), как в хромитах и хромистых магнетитах.

Сильно оталькованные коматиты в одном образце (8-5/84) содержат хорошо сохранившийся оливин в спиннексах с $f = 12\%$, тальк и немного магнетита. Другую породу (обр. 6/84), судя по наличию хромита ($40\% \text{Cr}_2\text{O}_3$ и $1,16\% \text{TiO}_2$) и бедности TiO_2 (см. табл. 4), мы отнесли тоже к перидотитовым коматитам. Но отдельные порфиробластические зерна оливина в нем оказались заметно более железистыми ($f = 25\%$), как оливины в пикритах (см. табл. 3). Осталось неясным, является ли этот оливин метаморфогенным, равновесным с тальком (и потому более железистым), или он свидетельствует о принадлежности породы к пикритовой серии (TiO_2 вынесено при отальковании), и тогда в разрезе (см. рис. 2) присутствуют также и пикриты.

Пироксеновые коматиты не содержат первичных минералов и представлены хлорит-двуамфиболовыми породами, часто сланцеватыми. В обр. 12/83 (см. табл. 2) куммингтонит, заместивший в основном оливин, имеет $f = 19-22\%$; актинолит и хлорит, заместившие преимущественно пироксен, имеют более низкую железистость ($11-13\%$). Такое различие в железистости, возможное для пары оливин — клинопироксен, маловероятно для равновесных куммингтонита, актинолита, хлорита и отражает частичную неравновесность ассоциаций, возникающих при псевдоморфном замещении. Такая же неравновесность отмечается и для кумулятов и перидотитовых коматитов. Так, в обр. 3В/84 (см. табл. 2) хлорит, замещающий вместе с Сг-магнетитом хромит, имеет более высокие железистость (7%) и содержание Cr_2O_3 ($3,35\%$), чем хлорит основной массы (соответственно 5 и $1,07\%$). Сг-магнетит в пироксеновом коматите (обр. 13/83) имеет более высокое содержание Cr_2O_3 ($7-9\%$), чем вторичные Сг-магнетиты перидотитовых коматитов. Возможно, Сг-магнетит (1) с содержанием $8-9\%$ и более Cr_2O_3 и $0,21\% \text{NiO}$ представлял первичную магматическую фазу. Наконец, в измененных пироксеновых коматитах часто присутствует анкерит с той же железистостью ($11-13\%$), что и хлорит с актинолитом.

Базальтовые коматиты и базальты в минералогическом отношении детально не изучены. В них появляются в переменном количестве плагиоклаз (альбит-олигоклаз) с эпидотом, роговая обманка, в базальтовых

Химический состав (мас. %) и стехиометрические коэффициенты минералов из метапнкритов (303в/84, 18/Др, 49/Др) и слюдяных сланцев (2а/83 и 2/83)

№ обр.	Минерал и его железистость	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO	H ₂ O (CO ₂)	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
303в/84	Сг-магнетит (+ реликты пль-менита)	0,0	0,41	0,08	5,49	65,6	29,0	0,05	0,51	0,0	—	0,29	—	101,14
	Сг-магнетит	0,0	0,25	0,0	3,69	66,6	29,0	0,07	0,87	0,0	—	0,23	—	100,45
	Хлорит (<i>f</i> = 20,9)	36,3	0,03	10,1	0,22	—	13,2	0,25	28,3	0,01	—	—	12,0	100,58
	<i>K</i>	3,440	0,002	1,260	0,016	—	1,043	0,020	3,997	0,001	—	0,013	—	9,804
	Серпентин (<i>f</i> = 10,1)	50,5	0,10	0,0	0,71	—	6,51	0,0	32,7	0,01	0,0	0,26	11,0	101,53
	<i>K</i>	3,877	0,006	0,0	0,043	—	0,417	0,0	3,736	0,001	0,0	0,016	—	8,080
	Карбонат (<i>f</i> = 15,4)	0,0	0,06	0,0	0,01	—	13,5	0,0	41,2	0,19	—	—	(45,0)	99,96
	<i>K</i>	—	0,001	0,0	0,0	—	0,154	0,0	0,840	0,003	—	—	—	—
18/Др	Пль менит	—	40,0	0,11	0,20	8,9	41,0	0,44	7,53	0,09	0,0	—	—	98,17
	Сг-магнетит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1	—	1,27	0,05	7,93	60,3	28,5	0,20	0,54	0,33	0,0	—	—	98,12
	2	—	0,44	0,05	7,67	60,0	28,0	0,20	0,50	0,22	0,0	—	—	97,08
	Оливин 1 (<i>f</i> = 22,7)	36,7	0,0	0,0	0,0	—	20,9	0,33	40,5	0,14	0,0	—	—	98,57
	<i>K</i>	0,965	0,0	0,0	0,0	—	0,458	0,007	1,587	0,003	0,0	—	—	3,020
	Оливин 2 (<i>f</i> = 25,6)	36,1	0,0	0,0	0,0	—	23,2	0,33	39,2	0,14	0,0	—	—	98,97
	<i>K</i>	0,955	0,0	0,0	0,0	—	0,515	0,007	1,550	0,004	0,0	—	—	3,031
Румшистонит (<i>f</i> = 21,4)	55,9	0,0	0,0	0,0	—	13,1	0,20	27,4	0,48	0,0	0,20	2,0	99,29	
<i>K</i>	7,814	0,0	0,0	0,0	—	1,534	0,024	5,723	0,072	0,0	0,037	—	15,204	

	Серпентин ($f = 10,4$)	43,1	0,0	1,48	0,15	—	7,41	0,11	35,9	0,23	0,0	0,33	11,0	99,71
	К	4,042	0,0	0,104	0,011	—	0,582	0,008	5,020	0,023	0,0	0,039	—	9,889
	Хлорит 1 ($f = 15,9$)	32,3	0,0	14,6	0,43	—	10,0	0,11	30,4	0,30	0,0	0,0	12,0	100,14
	К	3,119	0,0	1,658	0,033	—	0,809	0,008	4,378	0,031	0,0	0,0	—	10,035
	Хлорит 2 ($f = 21,3$)	32,1	0,0	14,5	0,0	—	13,0	0,11	27,2	0,43	0,0	0,0	12,0	99,34
	К	3,169	0,0	1,688	0,0	—	1,077	0,009	4,001	0,045	0,0	0,0	—	9,988
49/Др	Актинолит 1 ($f = 10,0$)	58,1	0,15	1,16	0,0	—	3,54	0,23	19,8	12,9	0,29	0,02	2,0	98,19
	К	8,099	0,015	0,191	0,0	—	0,413	0,028	4,098	1,926	0,079	0,004	—	14,842
	Актинолит 2 ($f = 8,5$)	59,5	0,05	0,30	0,0	—	3,51	0,09	21,9	13,2	0,20	0,02	2,0	100,77
	К	8,065	0,005	0,051	0,0	—	0,401	0,010	4,430	1,922	0,060	0,002	—	14,946
	Хлорит ($f = 19,7$)	30,2	0,05	19,9	0,80	—	11,8	0,07	27,2	0,0	0,16	0,0	10,0	100,18
	К	2,873	0,003	2,232	0,060	—	0,937	0,006	3,850	0,0	0,031	0,0	—	9,993
	Пльменит	0,0	52,7	0,0	0,53	—	43,3	2,01	1,01	0,0	0,02	0,0	—	99,57
	К	—	1,009	0,0	0,011	—	0,922	0,043	0,026	0,0	0,0	0,0	—	2,012
21/83	Мусковит (жилка)	47,8	0,12	37,1	—	0,79	0,0	0,49	0,0	0,94	10,3	4,0	—	101,54
	К	3,086	0,006	2,828	—	0,043	—	0,047	0,0	0,118	0,851	—	—	6,979
	Бiotит	35,5	2,18	18,5	—	20,4	0,11	0,87	0,0	0,24	9,62	4,5	—	99,92
	К	2,719	0,125	1,669	—	1,303	0,007	1,012	0,0	0,035	0,938	—	—	7,809
	Мусковит	47,8	0,59	36,5	—	1,05	0,0	0,62	0,0	0,85	10,5	4,0	—	101,91
	К	3,103	0,029	2,748	—	0,056	0,0	0,059	0,0	0,105	0,856	—	—	6,956
2/83	Мусковит	47,6	0,36	37,1	—	0,93	0,0	0,53	0,0	0,89	10,4	4,0	—	101,81
	К	3,071	0,017	2,824	—	0,050	0,0	0,051	0,0	0,111	0,858	—	—	6,984
	Бiotит	36,4	2,05	18,2	0,06	20,1	0,25	8,69	0,0	0,25	9,38	4,5	—	99,78
	К	2,773	0,117	1,634	0,004	1,283	0,016	0,987	0,0	0,037	0,913	—	—	7,765

Химический состав (мас. %) и содержание редких элементов (г/т) типичных пород коматитовой серни

Компонент	Кумулятивные оливиниты					Перидотитовые коматиты				Шрофсеновые коматиты				Базальты				Среднее по разрезу	
	2/84	3в/84	3/84	7/84	1/84	6/84	5/84	39/1	40/1	12/83	131	3051	1064/4	10/83	56/83	5в/83	3/83		
SiO ₂	45,0	43,5	42,6	42,66	40,38	58,84	49,61	53,32	52,54	52,1	50,16	53,23	49,83	49,25	48,14	49,70	49,50	50,4	
TiO ₂	0,06	0,09	0,09	0,05	0,05	0,03	0,05	0,32	0,27	0,25	0,28	0,45	0,54	0,72	0,68	1,14	0,55	0,22	
Al ₂ O ₃	2,30	2,33	2,20	0,96	1,19	1,10	0,90	4,08	6,71	5,10	6,75	5,22	8,60	15,47	15,92	14,40	13,65	4,70	
Fe ₂ O ₃	4,72	4,07	4,28	1,44	2,74	0,28	2,54	4,55	1,04	2,03	4,23	0,48	2,56	1,02	1,63	3,17	1,24	—	
FeO	2,45	4,03	4,71	7,02	8,56	3,56	3,60	6,50	8,07	5,35	7,01	11,18	8,80	9,62	8,56	11,90	8,42	7,35	
MnO	0,09	0,15	0,14	0,15	0,17	0,03	0,10	0,10	0,18	0,15	0,16	0,19	0,31	0,21	0,17	0,22	0,20	0,13	
MgO	44,9	45,4	45,1	46,85	46,26	35,02	32,16	34,35	27,16	24,65	22,10	18,40	15,79	9,52	10,23	6,50	11,47	31,65	
CaO	0,40	0,37	0,77	0,82	0,48	0,02	10,93	1,87	3,07	9,77	9,02	10,30	12,45	12,14	13,12	10,78	13,68	4,84	
Na ₂ O	0,07	0,14	0,09	0,03	0,14	0,10	0,08	0,02	0,13	0,52	0,26	0,42	0,99	1,86	1,46	1,95	1,18	0,54	
K ₂ O				Следы					0,01	0,13	0,06	0,04	0,11	0,07	0,17	0,12	0,20	0,10	0,05
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,06	0,02	0,02	0,04	0,01	0,02	
С у м м а . . .	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
П. п. с.	11,63	10,76	9,25	6,06	4,76	5,34	7,74	15,93	7,25	5,28	4,52	3,21	3,64	2,31	1,65	1,81	1,79	—	
Cr	1200	1400	2900	2050	2350	2050	1600	2000	—	1600	—	—	—	505	525	59	475	1860	
Ni	2000	2800	2700	2600	3000	2300	1200	2000	—	1500	—	—	—	204	56	50	180	1750	
Co	110	150	150	160	170	130	100	150	—	130	—	—	—	68	29	39	53	125	
Ti	290	500	320	180	300	180	100	2000	2000	2500	—	—	—	5000	1500	8000	3500	1550	
V	31	22	28	10	22	25	40	—	—	60	—	—	—	175	137	231	—	61	
Ba	44	42	46	42	39	40	48	—	—	40	—	—	—	25	45	33	—	42	
Sr	—	—	1	1	—	12	17	—	—	55	—	—	—	214	110	86	—	57	
Zr	10	10	10	10	11	10	10	—	—	15	—	—	—	28	—	—	—	15	
Cu	6	2,4	3	5,6	4	2	4	—	—	41	—	—	—	144	100	114	—	45	
Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	3	15	—	—	
Li	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5	—	—	—	9,6	11,3	8,8	—	2,5	
Rb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—	—	—	3,0	3,0	2,3	—	1,0	

Пр и м е ч а н и е. Анализы 39/1, 40/1, 131, 3051, 1064/4 — из работы [Другова и др., 1983].

Химический состав (мас. %) и содержание редких элементов (г/т) пород щелочно-пикритовой серии

Компонент	Пикриты						Тi-базальты и андезиты						
	303В/84	036а	305/1	40/1	18Ж/80Г	49Г/80Д	4а	4г	5д	7	8а	305/1	303Г
SiO ₂	43,10	45,92	46,23	46,14	47,76	49,01	47,59	54,04	59,94	47,65	48,23	49,90	56,15
TiO ₂	0,54	2,20	1,95	1,65	1,74	0,65	0,87	2,58	0,84	2,13	0,86	2,76	1,23
Al ₂ O ₃	5,06	6,70	7,75	8,81	6,58	6,73	16,54	13,80	17,56	12,29	15,87	15,13	20,05
Fe ₂ O ₃	5,70	4,96	4,36	3,81	4,73	2,53	1,67	4,54	1,79	3,68	2,11	3,72	1,51
FeO	11,60	8,62	10,31	10,21	9,18	8,60	9,96	8,82	4,95	15,92	9,47	11,90	3,87
MnO	0,21	0,24	0,21	0,21	0,16	0,14	0,20	0,20	0,10	0,29	0,15	0,17	0,07
MgO	31,24	19,85	19,93	19,18	18,88	22,79	9,60	3,91	2,43	5,09	9,14	4,10	3,88
CaO	2,48	10,91	8,58	9,31	9,88	8,83	11,91	9,70	8,95	10,17	12,92	7,21	8,91
Na ₂ O	0,02	0,32	0,39	0,36	0,30	0,36	1,55	0,94	3,10	2,33	1,10	3,21	3,74
K ₂ O	Сл.	0,10	0,12	0,10	0,04	0,01	0,08	1,10	0,18	0,40	0,12	1,41	0,37
P ₂ O ₅	0,05	0,18	0,17	0,13	0,07	0,34	0,03	0,37	0,16	0,05	0,03	0,49	0,12
С у м м а	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
П. п. п.	12,66	8,66	4,52	3,36	4,47	4,97	3,61	1,40	0,74	1,94	1,80	1,61	1,20
Cr	1700	—	1200	—	—	—	210	20	178	190	314	—	—
Ni	1550	—	800	—	—	—	140	26	45	160	152	—	—
Co	150	—	100	—	—	—	43	20	31	39	39	—	—
Ti	3500	14000	11000	10000	—	—	6500	200000	6500	17000	6500	20000	—
V	77	—	—	—	—	—	119	201	180	220	79	—	—
Ba	48	—	—	—	—	—	22,5	190,5	42	42	25	—	—
Sr	9	—	—	—	300	300	288	1060	900	396	400	—	—
Zr	32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	63	—	—	—	—	—	160	124	24	250	224	—	—
Pb	—	—	—	—	—	—	5,0	10	17	1,0	7,2	—	—
Li	—	—	—	—	—	—	8,3	6,6	3,1	8,6	13,8	—	—
Rb	—	—	—	—	—	—	1,8	79	3,0	3,0	1,6	—	—
Cs	—	—	—	—	—	—	—	4,4	—	—	—	—	—

коматинитах вместе с кумминтонитом — магнетит. Ассоциация роговая обманка + кумминтонит + плагиоклаз ± кварц свидетельствует об условиях низкотемпературной амфиболовой фации низких давлений. Об этом же свидетельствуют ассоциации Амф + Пл + Эп + Кв ± Бп, Амф + Мт + Пл + Кв, редкость граната и состав мусковита и биотита в метаграувакковых сланцах (см. табл. 3, обр. 2/83 и 2а/83). В формуле мусковита 0,11—0,12% Na, что соответствует температуре не ниже 550°C, и низкое содержание фенгита (не более 11%), что соответствует низким давлениям (менее 3—4 кбар).

Пикритовая серия представлена (см. табл. 1, 5) пикритами переменной магнетиальности, оливиновыми базальтами, титанистыми базальтами и андезитами повышенной щелочности.

Магнезиальные пикриты (обр. 303В/84) наиболее близки к коматинитам, но отличаются наличием ильменита и высокой железистостью породы и составляющих минералов: хлорит имеет $f = 21\%$, серпентин — 10% , т. е. вдвое выше, чем в коматинитах с аналогичными содержаниями MgO в породе — 31% . Cr-магнетит, замещающий ильменит, содержит больше TiO₂ (0,4—0,5%) и столько же Cr (3—5%), как и вторичные магнетиты из коматинитов.

В пикритах (обр. 18/Др и 49/Др из коллекции Г. М. Друговой) сохранился оливин с $f = 23—26\%$, ильменит, ассоциирующий с Cr-магнетитом, содержащим около 8% Cr₂O₃ и 0,4—1,2% TiO₂, как пироксеновые

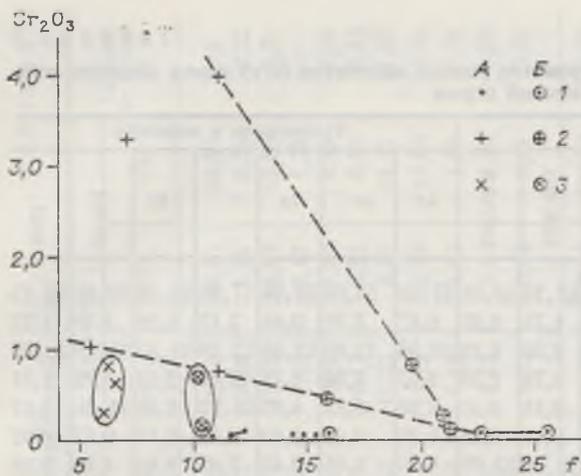


Рис. 3. Соотношения железистости и содержания Cr_2O_3 в минералах из пород коматитовой (А) и пикритовой (Б) серий.

1 — оливины; 2 — хлориты; 3 — серпентины.

состоящие из Ti -магнетита, зеленой роговой обманки, содержащей около 0,5% TiO_2 , 15% Al_2O_3 , 1,5% Na_2O , иногда алмадин с 4% CaO , плагиоклаз \pm эпидот, кварц [Другова и др., 1983].

Прежде чем переходить к петрохимической и геохимической характеристике пород коматитовой и пикритовой серий, отметим, что наиболее стабильные и диагностические элементы в зеленокаменных эффузивах — Ti , Fe , Cr , Ni (и железистость пород), в меньшей мере V , P , Sr , Zr [Богатиков и др., 1983; Кеpezинскas, Добрецов, 1982; Рябчиков, Богатиков, 1984; Dobretsov, Kepezhinskas, 1981; Nesbitt e. a., 1979]. Содержания этих элементов меньше всего меняются при метаморфизме, тогда как Si , Ca , Na , K , Rb , Li , Ba очень сильно варьируют в результате перераспределения между породами.

Наши данные позволяют уточнить некоторые детали поведения элементов в конкретных породах олондинского комплекса. Соотношения Si , Mg , Ca , Ti , даже железистость могут измениться при сплошной серпентинизации, а тем более отальковании пород, что в действительности наблюдается для обр. 5/84, 39/1 и др. (см. табл. 4, рис. 4 и 5). Титан во всех случаях концентрируется в рудных минералах, частично в амфиболах, и может быть вынесен лишь при полном окислении, сопровождающем иногда оталькование (см. табл. 4, обр. 5/84, 6/84; рис. 3). Хром в магматических фазах концентрируется главным образом в хромите, меньше в клинопироксене, и может сильно варьировать при кумулятивных процессах (накопление хромита относительно оливина, практически не содержащего Cr). При метаморфизме Cr в зависимости от условий остается или в Cr -магнетите, или накапливается в Cr -хлоритах, но в любом случае, по-видимому, мало выносится из породы. Хлориты во всех случаях богаче Cr , чем другие силикаты (см. рис. 3), но тренд накопления в них Cr зависит, вероятно, от окислительного потенциала. С понижением его Cr (в виде Cr^{3+} и Cr^{2+}) переходит из Cr -магнетита в хлорит. В большинстве случаев, таким образом, первичные соотношения сохраняются для железистости и валового содержания MgO в магнезиальных породах, Ti и Cr .

Что касается остальных компонентов, то судить об их поведении довольно трудно. Однако систематические отличия по P , Sr , в ряде случаев K и Zr коматитовой и пикритовой серий (см. табл. 4, 5) позволяют предположить, что они отражают первичные магматические особенности этих серий, в частности повышенную щелочность пикрит-базальтоидной серии.

Петрохимические и геохимические особенности коматитовой и пикрит-щелочнобазальтовой серий (см. табл. 4, 5; рис. 4, 5) показывают очень большие и практически непрерывные вариации обеих серий по MgO (от 35 (не считая кумулятов) до 7% в коматитовой серии и от 32 до 4% в пикрит-щелочнобазальтовой) и систематические отличия серий по TiO_2 , SiO_2 (см. рис. 4), соотношению Ti и Cr (см. рис. 5), содержанию P , в ряде

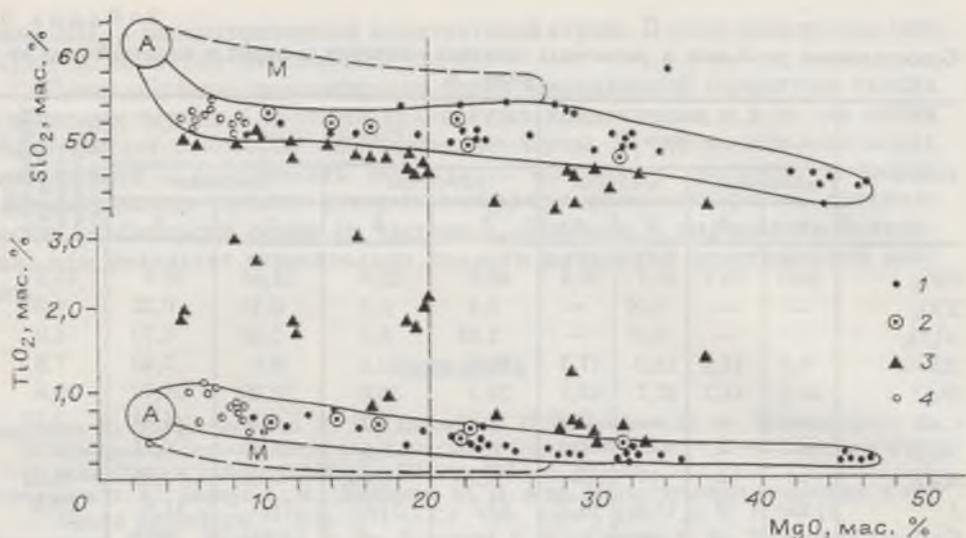


Рис. 4. Соотношения содержания MgO , SiO_2 , TiO_2 в породах коматиитовой (1, 4) и пикрит-щелочобазальтовой (3) серий из олондинского и холодниканского комплексов ([Другова и др., 1983; Московченко и др., 1983] и наши данные).

2 — средние составы коматиитов, М — поле марианит-бонинитовой серии, А — поле андезитов.

случаев K , Sr (см. табл. 4, 5). Кумуляты в коматиитовой серии несколько обособляются (см. рис. 4), остальные разновидности (перидотитовые, пироксенитовые коматииты, базальтовые коматииты) только намечаются по относительному сгущению точек. По соотношению Mg и SiO_2 породы обеих серий перекрываются в менее магниезальной области (за счет миграции SiO_2 в них), но резко отличаются по TiO_2 ; в магниезальной области, наоборот, сближаются по TiO_2 , но уверенно различаются по SiO_2 (см. рис. 4).

На рис. 4 нанесены составы пород обеих серий не только из Олондинской структуры, но и Беркакитского участка [по Московченко и др., 1983], а также типичные средние составы членов коматиитовых серий [Кеpezинскas, Добрецов, 1982; Brooks, Hart, 1972; Jagoutz e. a., 1979]. Для сравнения здесь же показано поле пород марианит-бонинитовой серии, которые являются близкими аналогами коматиитовой серии, но отличаются от нее еще более высокими содержаниями SiO_2 (за счет смены оливина бронзитом) и более низкими содержаниями TiO_2 . Это сходство подчеркивается также тем, что и коматиитовая, и марианит-бонинитовая серии в большинстве изученных случаев сменяются вверх по разрезу андезитовыми известково-щелочными сериями [Добрецов и др., 1980; Конди, 1983; Arndt, 1977; Brooks, Hart, 1972; Dobretsov, Kepezhinskas, 1981; Neshitt e. a., 1979; Viljoen M., Viljoen R., 1969].

Отличительная особенность коматиитов Олондинской структуры состоит в хорошей сохранности оливинов, а также хромитов и наличии хорошо выраженных кумулятивных пород с отсадкой оливина *in situ* в

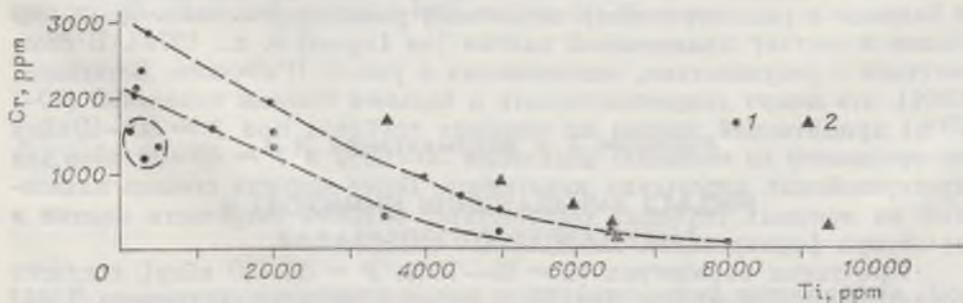


Рис. 5. Соотношения Sr и Ti в породах коматиитовой (1) и пикритовой (2) серий олондинской свиты (см. табл. 4 и 5).

Сопоставление реальных и расчетных составов оливинов и пород в коматиитовых сериях, %

Компонент	Оливины				Составы пород				Состав примитивной мантии [Dobretsov, Kerezhinskaya, 1984]
	расчетные		реальные		расчетные		реальные		
	1	2	3	4	5	6	7	8	
SiO ₂	40,9	39,7	40,7	39,4	46,6	45,0	51,40	50,4	45,5
TiO ₂	—	—	0,07	—	0,4	0,3	0,18	0,22	0,20
Al ₂ O ₃	—	—	0,07	—	7,13	5,6	2,50	4,70	4,0
ΣFeO	9,8	16,2	11,0	17,3	10,4	10,5	8,0	7,40	7,9
MgO	49,3	44,2	47,7	43,5	28,3	33,0	33,30	31,70	38,6
CaO	—	—	—	0,02	6,03	5,2	6,40	4,84	3,52
Na ₂ O	—	—	—	—	0,83	0,5	0,10	0,54	0,33
K ₂ O	—	—	—	—	0,20	0,05	0,01	0,05	0,03
<i>f</i>	10	17	11,6	18,2	17,0	15,0	11,8	11,6	10,3
Cr	—	—	—	—	—	—	1800	1860	—
Ni	—	—	0,48	0,43	—	—	1600	1750	—
Ti	—	—	—	—	—	—	1050	1550	—
V	—	—	—	—	—	—	40	61	—
Sr	—	—	—	—	—	—	10	15	—
Zr	—	—	—	—	—	—	—	2,5	—
Rb	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—

Примечание. 1, 2 — оливины, равновесные с пироксеновыми и базальтовыми коматиитами [Рябчиков, Богатилов, 1984]; 3, 4 — обр. 3в/84, 8-4/84 (см. табл. 2); 5, 6 — по данным работы [Рябчиков, Богатилов, 1984]; 7 — среднее по обр. 5/84 и 39/1 (см. табл. 4); 8 — среднее по разрезу (см. табл. 4).

Для 3 и 4 — содержание NiO, мас. %.

мощных потоках (или силлах). Это позволяет более уверенно проводить реконструкцию условий образования и эволюции коматиитовой серии Алданского щита, по сравнению, например, с карельскими коматиитами [Куликова, Куликов, 1981], в которых составы оливинов пришлось рассчитывать [Рябчиков, Богатилов, 1984].

Тем не менее прямые анализы оливинов хорошо совпали с рассчитанными. Кумулятивный оливин в наших породах имеет $f = 11-12\%$, рассчитанный был принят равным 10% (табл. 6). В перидотитовых коматиитах спинифекс оливины варьирует от Fa 14 до Fa 16 в кайме, возможно, из-за обогащения Fe при серпентинизации и отальковании. В пироксеновых коматиитах, судя по железистости псевдоморфоз, его $f = 19-20\%$, клинопироксена — 13% , в расчетах [Рябчиков, Богатилов, 1984] был принят оливин и все пироксены равной железистости — 17% , что хорошо соответствует середине интервала железистости $14-20\%$ и среднему из железистости 13 и 20% .

Однако средневзвешенный состав разреза (см. рис. 2) оказался хотя и близким к гипотетическому первичному расплаву (см. табл. 6), но еще ближе к составу примитивной мантии [по Jagoutz e. a., 1979]. В соответствии с результатами, изложенными в работе [Рябчиков, Богатилов, 1984], это может свидетельствовать о большей степени плавления ($60-70\%$) примитивной мантии на меньших глубинах при $P = 30-40$ кбар по сравнению со степенью плавления $50-60\%$ и $P = 40-50$ кбар для протерозойских карельских коматиитов. Более высокая степень плавления на меньших глубинах соответствует большей нагретости мантии в архее при формировании олондинского комплекса.

При таких параметрах ($\alpha = 60-70\%$, $P = 30-40$ кбар), согласно расчетной диаграмме (см. рис. 5), в работе [Рябчиков, Богатилов, 1984] была устойчива ассоциация Ол + Рп + П, что согласуется с широким развитием талька (по ортопироксену и стеклу) и повышенным содержа-

нием SiO_2 в рассматриваемой коматитовой серии. В этом смысле она еще ближе к марианит-бонинитовой серии.

Таким образом, коматитовая серия Олондинской структуры сходна в основных чертах с другими архейскими коматитами и в то же время обнаруживает некоторые специфические черты. Среди минералогических особенностей — сохранность первичного оливина и хормита, широкое распространение талька, которые позволяют интерпретировать геохимические особенности серии (в частности, близость к марианитам-бонинитам) как результат относительно полного плавления неистощенной мантии.

ЛИТЕРАТУРА

- Березкин В. И., Богомолова Л. М., Смелов А. П., Тимофеев В. Ф. Метаморфизм докембрия восточной части Олекминской складчатой зоны. — В кн.: Метаморфизм докембрия в районе БАМ. Л.: Наука, 1983, с. 34—48.
- Богатиков О. А., Борсук А. М., Дмитриев Ю. И. и др. Магматические формации в эволюции литосферы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 1, с. 3—16.
- Богомолова Л. М., Тимофеев В. Ф., Березкин В. И., Смелов А. П. Тектоника «троговых» комплексов бассейна реки Олекма. — В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1985, с. 96—101.
- Геологическая карта региона Байкало-Амурской магистрали. М-б 1 : 1 500 000. — Л., 1977.
- Добрецов Н. Л., Шараськин А. Я., Лаврентьев Ю. Г. и др. Вулканогенные породы серии марианит — бонинит. — В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, с. 149—179.
- Другова Г. М., Харитонов А. Л., Бушмин С. А. и др. Структурно-метаморфическое развитие олондинского комплекса (Вост. Сибирь). — В кн.: Метаморфизм докембрия в районе БАМ. Л.: Наука, 1983, с. 49—65.
- Кеpezhинская В. В., Добрецов Н. Л. Три типа ультраосновных магм как источник информации о составе мантии Земли. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1982, с. 107—114.
- Кюнди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983. — 390 с.
- Куликова В. В., Куликов В. С. Новые данные по архейским перидотитовым коматитам Восточной Карелии. — Докл. АН СССР, 1981, с. 259, № 1, с. 693—697.
- Московченко Н. И., Красников Н. Н., Семенов А. П. Эндогенная эволюция структурно-вещественных комплексов зоны сочленения алданид и становид. — В кн.: Метаморфизм докембрия в районе БАМ. Л.: Наука, 1983, с. 97—126.
- Рябчиков И. Д., Богатиков О. А. Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматитов. — Геохимия, 1984, № 5, с. 625—638.
- Arndt N. T. Ultrabasic magmas and high degree of melting of the mantle. — Contrib. Mineral. Petrol., 1977, v. 64, p. 205—222.
- Brooks C., Hart S. An extensive basaltic komatiite from a Canadian archaean metavolcanic belt. — Can. J. Earth Sci., 1972, v. 9, N 10, p. 1250—1253.
- Dobretsov N. L., Kepezhinskias V. V. Three types of ultrabasic magmas and their bearing on the problem of ophiolites. — Ophioliti, 1981, v. 6, p. 221—236.
- Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H. e. a. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. — In: Proceeding 10th Lunar Planetary Scientific Conference, 1979, p. 203.
- Nesbitt R. W., Sun S. S., Purvis A. C. Komatiites; geochemistry and genesis. — Can. Mineral., 1979, v. 17, p. 165—186.
- Viljoen M. T., Viljoen R. P. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous Rocks. — Geol. Soc. Southern Africa. Spec. Publ., 1969, v. 2, p. 55—85.

А. И. АЛЬМУХАМЕДОВ, А. Я. МЕДВЕДЕВ

К ГЕОХИМИИ ИНИЦИАЛЬНЫХ СТАДИЙ БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА

В соответствии с современными геодинамическими концепциями [Богатиков и др., 1984] представляется возможным выделить пять типов характерных, по крайней мере для фанерозоя, сообществ вулканитов (и в

ряде случаев комагматичных им интрузивных серий), в которых базальты и родственные им породы преобладают. Специфика этих сообществ или ассоциаций определяется в первую очередь спецификой геодинамических условий их проявления и, как следствие, физико-химических параметров выплавления первичных магм и характера последующей дифференциации. Три из выделяемых ассоциаций связаны с границами литосферных плит. Это базальты спрединговых зон срединно-океанических хребтов (базальты СОХ) и соответственно базальты 2^а слоя океанической коры; вулканы континентальных рифтовых систем и, наконец, вулканические ассоциации островных дуг и активных континентальных окраин. Остальные типы ассоциаций — широко распространенные платобазальты (траппы) и базальты океанических островов и отдельных вулканических построек на континентах — не связаны непосредственно с границами плит.

По геохимическим особенностям наиболее четко обособляются базальты СОХ, формирующиеся на конструктивных границах плит, и андезитобазальты деструктивных границ — островных дуг и континентальных окраин. В первых, по сравнению со всеми другими выделяемыми типами, наиболее низки содержания некогерентных редких элементов, близкое к хондритовому распределение редких земель и низкие изотопные отношения стронция [Wedepohl, 1981]. Предполагается, что первичные для них расплавы генерируются в истощенной мантии [Рингвуд, 1981] и их дифференциация происходит в относительно малоглубинных магматических очагах. Для вторых свойственны аномально низкие концентрации элементов группы железа, а также пониженные количества редкоземельных металлов, титана, ниобия и др. [Jakes, White, 1972; Пополитов, Волынец, 1981]. Особенности состава андезитобазальтовых ассоциаций определяются, по-видимому, тем, что в процессах магмообразования в зонах субдукции участвует океаническая кора и, таким образом, мантийное вещество претерпевает здесь вторичную дифференциацию.

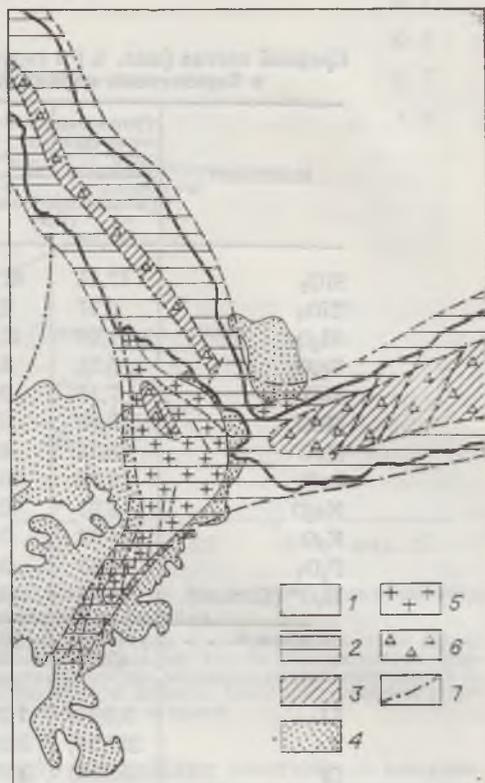
Базальтоидные ассоциации других типов характеризуются близкими геохимическими свойствами, на что впервые обратили внимание Л. П. Зоненшайн и М. И. Кузьмин [1983]. Все они имеют щелочной уклон, однако даже в случае сходства с петрохимическими параметрами, например толентов СОХ, отличаются высокими содержаниями крупноионных литофильных элементов, обогащенностью редкими землями и повышенными ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношениями. Ряд исследователей [Morgan, 1972; Зоненшайн, Кузьмин, 1983] предполагают, что здесь дополнительным источником вещества выступают глубокие горизонты неистощенной мантии.

К настоящему времени наиболее детально разработана модель формирования дифференцированных серий спрединговых зон (см., например, [Дмитриев и др., 1979; Рингвуд, 1981; Луканин, Кадик, 1983]). В рамках этой модели рассмотрены вероятные составы мантийного субстрата в зонах магмообразования, условия и механизмы его плавления, процессы кристаллизационной дифференциации магм, режим летучих компонентов и т. д. Более или менее непротиворечивые гипотезы выдвигаются и при анализе специфики образования базальтовых серий других геодинамических обстановок. Однако, как это ни странно, до сих пор не существует четко аргументированных представлений, объясняющих масштабы проявления и особенности состава платобазальтов, которые занимают первое место среди вулкаников континентов. Достаточно упомянуть, например, что трапповая формация Сибирской платформы охватывает около 66% площади развития основных пород СССР [Соловьев, 1952].

Геодинамические аспекты траппового магматизма также трактуются неоднозначно. Ряд исследователей [Левашов, 1975; Милановский, 1983; и др.] связывают начальные этапы платформенного магматизма с процессами рифтогенеза, которые затем сменяются площадной магматической активизацией [Олейников, 1983]. Другие [Зоненшайн, Кузьмин, 1983],

Рис. 1. Взаимоотношение типов коры и базальтового вулканизма в Красноморском регионе [Gass, 1970].

1, 2 — нормальная (1) и утоненная (2) континентальная кора; 3 — кора океанического типа; 4 — щелочные базальты и их комагматы; 5 — промежуточные базальты и ассоциирующие с ними породы; 6 — «океанические» толеитовые базальты; 7 — тектонические нарушения.



развивая представления о «горячих точках» [Wilson, 1965], предполагают длительное существование «горячих полей», к которым приурочены не только локальные вулканические центры (океанические острова и изолированные вулканы континентов), но и обширные трапшовые провинции.

Существование таких противоречивых взглядов отражает, очевидно, трудности расшифровки связей тектоники и внутриплитового магматизма с единых методологических позиций. Если, однако, вещественный состав изверженных пород отражает геодинамические условия их формирования, а это в последние годы получает весомые подтверждения [Кузьмин, 1981; Богатиков и др., 1984], то определенная близость геохимических характеристик базальтовых ассоциаций океанических островов, континентальных рифтовых структур и платформ [Зоненшайн и др., 1976] свидетельствует, вероятно, о близких параметрах магмообразования. Рассмотрим с этих позиций сравнительную геохимию базальтоидных серий типичных континентальных рифтов и платформ, взяв для сравнения два региона: район рифтовых систем Северо-Восточной Африки, включая Красное море, и Норильский район на северо-западе Сибирской платформы.

Первый из них изучен весьма детально и недавно проведено обобщение по геохимии базальтового вулканизма региона на основе материалов Красноморской экспедиции АН СССР и имеющихся литературных данных [Альмухамедов и др., 1985]. Поэтому, не останавливаясь подробно на характеристике вещественного состава базальтов, кратко рассмотрим лишь основные закономерности эволюции вулканизма во времени.

Красноморский регион — один из немногих, если не единственный, отвечающий эталонотипу современных континентальных рифтовых систем, развитие которых завершилось образованием спрединговой зоны с полным разрывом сплошности литосферы и новообразованием коры океанического типа. Здесь наблюдается хорошо выраженная зональность, которая определяется как возрастом и составом вулканических пород, так и типом земной коры. Согласно [Gass, 1970], выделяется три наиболее крупных этапа вулканической активности (рис. 1). Самыми древними вулканитами региона, залегающими на гнейсах докембрия и осадочных толщах мезозоя, являются щелочные базальты так называемой трапшовой серии, ареал распространения которых достаточно обширен (Эфиопия, Йемен, Саудовская Аравия) и не контролируется какими-либо линейными структурами. Большинство геологических и геофизических данных свидетельствует о том, что трапшы формируются на «нормальной» сиалической коре мощностью 30—50 км [Markis e. a., 1972] в Афаро-Аравийском сводовом поднятии [Gass, 1970].

Таблица 1

Средний состав (мас. %) и содержание редких элементов (г/т) в базальтовых сериях Красноморского региона

Компонент	Трапшовая серия Эфиопии	Стратоидная серия Афара	Осевая зона Красного моря [Альмухамедов и др., 1983]	Низкокальциевые толеиты срединно-океанических хребтов [Wedepohl, 1981]
	[Альмухамедов и др., 1983]			
SiO ₂	47,64	47,66	50,86	48,70
TiO ₂	2,57	2,74	1,14	1,36
Al ₂ O ₃	14,99	13,90	14,23	15,64
Fe ₂ O ₃	5,31	4,03	1,75	3,31
FeO	7,18	9,33	9,42	6,66
MnO	0,18	0,22	0,18	0,16
MgO	5,72	6,50	7,18	8,22
CaO	9,73	10,50	11,89	11,84
Na ₂ O	2,97	2,99	2,01	2,37
K ₂ O	1,33	0,63	0,13	0,20
P ₂ O ₅	0,45	0,46	0,08	0,12
H ₂ O ⁺ (П. п. п.)	1,58	0,78	0,28	0,75
Сумма . . .	99,65	99,74	99,62	99,93
n	(206)	(153)	(52)	(98—387)
Li	8,2(10)	7,3(8)	5,0(52)	12,0(219)
V	267(10)	313(8)	231(52)	252(169)
Cr	83(81)	200(11)	150(52)	317(365)
Co	45(52)	46(11)	68(52)	45(68)
Ni	45(81)	80(11)	117(52)	144(274)
Cu	46(10)	83(11)	128(52)	81(198)
Rb	22(83)	12(14)	3,1(52)	4,9(290)
Sr	600(83)	331(14)	87(52)	134(342)
Zr	266(83)	228(11)	76(52)	85(217)
Nb	19(10)	12(8)	3,5(23)	11,2(125)
Ba	424(83)	251(11)	47(52)	48(287)

Примечание. В скобках — количество образцов в выборке.

Второй этап вулканизма связан с утонением коры в узких линейных зонах и формированием рифтовых структур с локальными нарушениями в ряде случаев сплошности литосферы. В Афарской депрессии линейные рифтовые зоны образуют сложную мозаичную картину, что определяется сочленением нескольких рифтовых систем [Барбери, Варе, 1981]. Мощность сиалической коры по данным глубинного сейсмического зондирования [Berkheimer e. a., 1975] уменьшается здесь до 16—26 км. Основная отличительная черта этого этапа — развитие субщелочных базальтов стратоидной серии.

Третий этап характеризуется проявлением главным образом толеитовых базальтов, являющихся аналогами низкокальциевых толеитов рифтовых зон срединно-океанических хребтов [Альмухамедов и др., 1983]. Вулканы этого этапа приурочены к участкам полного разрыва сплошности литосферы в Красном море, Аденском заливе и, возможно, в Данакильской депрессии. Они трассируют спрединговые зоны, где сиалическая кора отсутствует.

Сравнение петро- и геохимических особенностей вулканитов различных этапов показывает, что в ряду от базальтов трапшовой формации через стратоидную серию Афара к низкокальциевым толеитам Красного моря наблюдается закономерное изменение химизма пород (табл. 1). В этом направлении последовательно снижается общая щелочность базальтов (рис. 2) и одновременно увеличиваются количества Mg и Ca. Также законо-

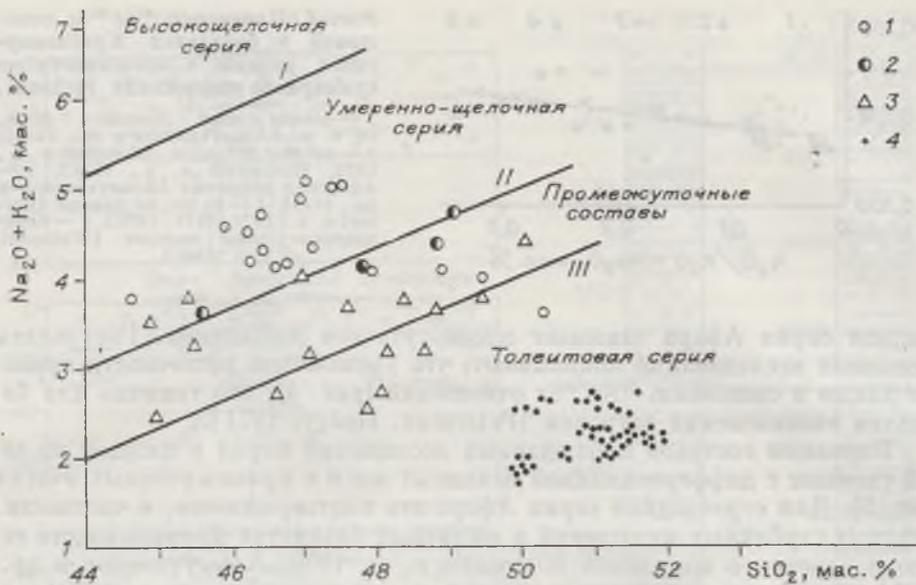


Рис. 2. Зависимость суммарного содержания щелочей от количества кремнекислоты в базальтах Красноморского региона.

1 — трапповая серия Эфиопии; 2 — осевая зона Эфиопского рифта; 3 — стратонидная серия Афара; 4 — осевая зона Красного моря. Разделительные линии проведены: I — по данным работы [Sagerson, Williams, 1964] для вулканических ассоциаций Восточно-Африканских рифтовых зон; II — по [Mohr, 1976] для базальтов Эфиопии; III — по [Macdonald, Katsura, 1964] для толитовой и щелочной базальтовых серий Гавайских островов.

мерно и последовательно, если исходить из средних величин, в направлении от щелочных базальтов к толитовым уменьшаются содержания некогерентных редких элементов — Li, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb и др. при тенденции к росту концентраций элементов группы железа (рис. 3, а). Не менее показательны в этом отношении и данные рис. 3, б, на котором приведена зависимость содержания Ba от количества Sr в породах различных серий для проанализированной выборки. Отчетливо устанавливается последовательное уменьшение концентраций обоих элементов в направлении к низкокалийевым толейтам Красного моря, при этом стра-

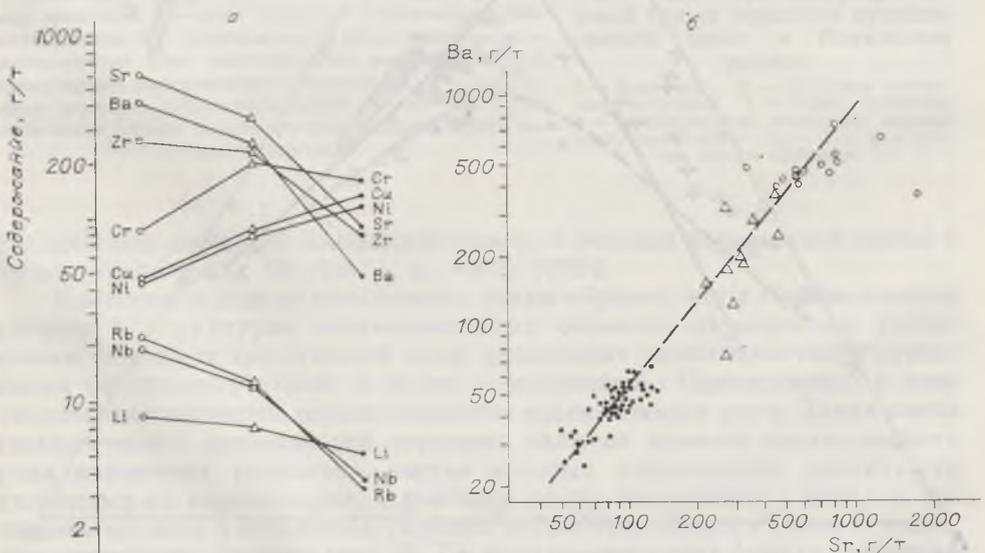


Рис. 3. Характер изменения средних содержаний редких элементов (а) и взаимосвязь содержаний Sr и Ba (б) в базальтах Красноморского региона.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

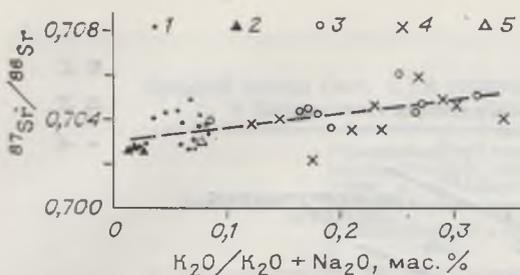


Рис. 4. Изменение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений в базальтах Красноморского региона в зависимости от суммарного содержания щелочей.

1 — осевая зона Красного моря, 18° с. ш. [Альмухамедов и др., 1985]; 2 — то же, 21° с. ш. [Coleman e. a., 1973; Whitmarsh e. a., 1974]; 3 — Афарская депрессия [Альмухамедов и др., 1985]; 4 — то же, по данным [Barberi e. a., 1970, 1975, 1976]; 5 — спрединговые зоны океанов [Wedepohl, 1981].

тоидная серия Афа занимает промежуточное положение. Результаты изотопных исследований показывают, что уменьшение щелочности приводит также к снижению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений (рис. 4), что типично для базальтов океанических островов [Peterman, Hedge, 1971].

Вариации составов наблюдаемых ассоциаций пород в каждой из серий связаны с дифференциацией исходных магм в промежуточных очагах (рис. 5). Для стратоидной серии Афа это подтверждается, в частности, составом глубинных включений в щелочных базальтах прорывающего серию поперечного комплекса [Ottonello e. a., 1978; Альмухамедов и др., 1985]. Среди них отмечают различные породы основного и ультраосновного состава, которые могут быть отнесены к так называемым родственным включениям [Кутюлин, 1972] и характеризовать промежуточные очаги дифференциации. Проявление кислого вулканизма трактуется обычно неоднозначно и применительно к Афару интерпретируется с двух позиций: дифференциации исходных расплавов и процессов анатексиса

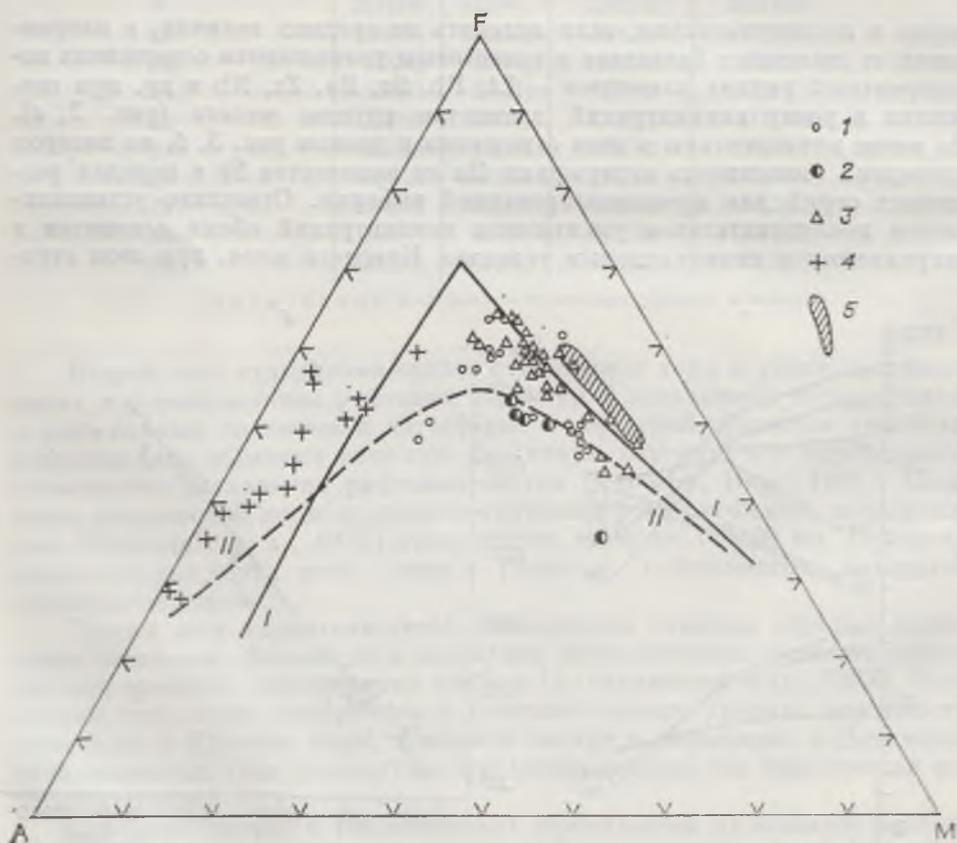


Рис. 5. AFM-диаграмма вулканитов Красноморского региона.

1—3 — базальты трапповой серии Эфиопии (1), осевой зоны Эфиопского рифта (2), стратоидной серии Афарской депрессии (3); 4 — промежуточные и кислые вулканиды Эфиопии; 5 — низкокальциевые базальты осевой зоны Красного моря. I, II — направление дифференциации базальтов толеитовой (I) и щелочной (II) серий Гавайских островов [Macdonald, Katsura, 1964].

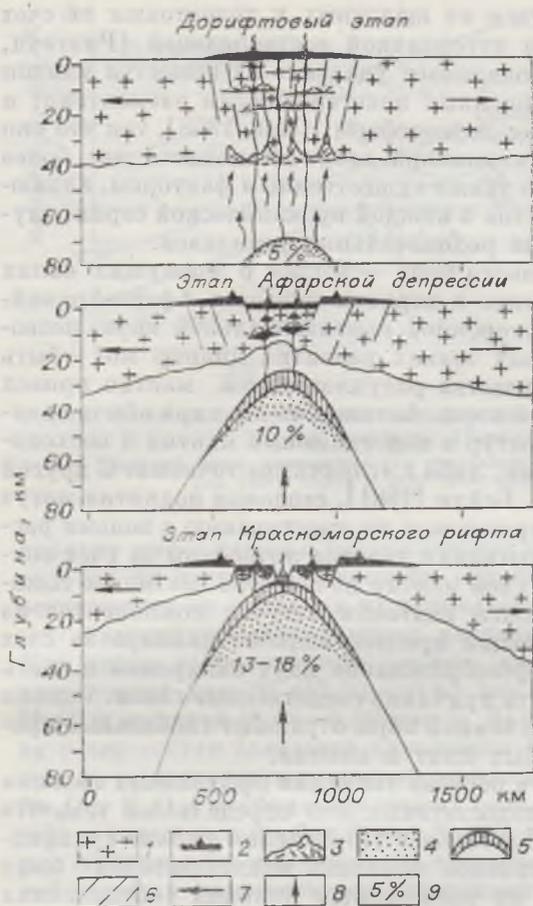


Рис. 6. Геодинамическая модель эволюции вулканизма в Красноморском регионе [по Альмухамедову и др., 1985].

1 — континентальная кора; 2 — излившиеся базальты и вулканические постройки; 3 — зоны формирования кислых расплавов; 4 — зоны частичного плавления мантийного диапира; 5 — предполагаемый объем выплавки; 6 — тектонические зоны, сопутствующие растяжению; 7 — ориентировка растягивающих напряжений; 8 — направление движения магмогенерирующей области; 9 — предполагаемая степень частичного плавления исходного вещества мантии.

сиалической коры при взаимодействии ее с очагами базальтовой магмы в проницаемых зонах [Barberi e. a., 1970, 1975].

Имеющиеся данные показывают, таким образом, что в Красноморском регионе в структурно взаимосвязанных областях параллельно уменьшению мощности сиалической коры происходит смена щелочного вулканизма на промежуточный и далее — толеитовый. Одновременно с этим увеличивается степень «примитивности» изливающихся магм. Такая смена геохимических особенностей отражает наличие единого эволюционного ряда первичных расплавов, состав которых определяется различными условиями их выплавления, и наиболее полно согласуется с моделью последовательного уменьшения глубины магообразования в связи с подъемом мантийного диапира (рис. 6). По мере продвижения фронта генерации расплавов от глубины ~ 70 км (первичные расплавы трапповой серии) до 10—30 км (первичные расплавы низкокальциевых толеитов) степень плавления исходного субстрата увеличивается от 4—5 до 13—18%, что и

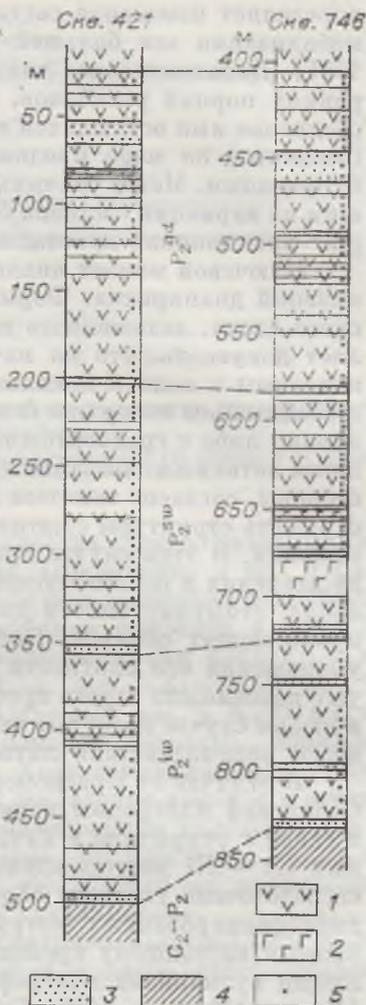


Рис. 7. Схематический разрез лавовой толщи пермского вулканического цикла в Норильском районе.

1 — базальты; 2 — долериты пластовых интрузий; 3 — туфы, туффиты; 4 — подстилающие осадочные породы тунгусской серии (C_2^2 — P_3); 5 — точки отбора образцов.

определяет изменение состава магм от щелочных к толеитовым за счет мобилизации все большей части тугоплавкой составляющей [Рингвуд, 1981]. Дополнительное влияние оказывает удаление из вещества мантии ранних порций расплавов, обогащенных некогерентными элементами, и обеднение ими оставшихся объемов астеносферы [Gast, 1968], так что оно (вещество) по мере продвижения диапира вверх становится все более истощенным. Менее значимым, но также существенным фактором, влияющим на вариации составов базальтов в каждой вулканической серии, служит фракционная кристаллизация родоначальных расплавов.

Ключевой момент анализа такого рода — вопрос о движущих силах явлений диапиризма. Формирование в верхнем палеозое Афаро-Аравийского свода, заложенного на неутоненной континентальной коре, позволяет допускать, что на начальных этапах развития диапир мог быть активным и подъем локального участка разуплотненной мантии привел к воздыманию поверхности земной коры. Активность диапира обычно связывают либо с градиентом температур в подстилающей мантии и восходящими ветвями конвективных ячеек, либо с «горячими» точками. С другой стороны, согласно гипотезе Д. К. Бейли [1981], сводовые поднятия могут отражать структуры сжатия, сопряженные по простиранию с зонами растяжения. В этом случае при воздымании участка литосферы за счет спада давления в подстилающей верхней мантии начинается частичное плавление, стимулируемое в дальнейшем подтоком летучих компонентов из прилегающих объемов. Последующий процесс подъема диапира за счет уменьшения его плотности и рифтообразование идут синхронно и здесь уже невозможно строго проследить причинно-следственные связи. Однако в любом случае подобные участки земной коры отражают глобальные процессы взаимодействия литосферных плит и мантии.

В отличие от Красноморского региона геохимия эффузивных траппов Сибирской платформы изучена недостаточно. Это определяется тем, что в связи с открытием в начале 30-х годов в Норильском районе сульфидных $Cu - Ni$ месторождений основное внимание исследователей было сосредоточено главным образом на расшифровке условий образования дифференцированных интрузий, преимущественно рудоносных. Тем не менее к настоящему времени установлены основные закономерности эволюции вулканизма платформы во времени и выявлена его цикличность [Лурье, Обручев, 1955; Годлевский, 1959; Масайтис, 1970; Олейников, 1979; Леднева, Порошин, 1981; и др.]. В ряде работ рассмотрена также геохимическая специфика эффузивной фации траппов [Додин, 1963; Нестеренко и др., 1964; Балашов, Нестеренко, 1966; Альмухамедов, 1972; Нестеренко, Альмухамедов, 1973].

В Норильском районе, где мощность лавовой толщи составляет более 3 км, выделяется четыре вулканических цикла, охватывающих конец перми и триас [Годлевский, 1959]. Детальные петрохимические исследования показали значимые различия в химизме базальтов, что позволило В. А. Федоренко [1981] выделить соответственно четыре петрохимических (магматических) серии вулканитов. При этом установлено, что базальты триасовых циклов не показывают больших вариаций в своем составе и в целом относятся к толеитовым разностям, наиболее типичным для трапповой формации Сибирской платформы. Максимальные же вариации наблюдаются в наиболее раннем, пермском, цикле, состоящем из трех свит (снизу вверх): ивакинской (P_2^{1w}), сыверминской (P_2^{sw}) и гудчихинской (P_2^{gd}). Именно поэтому вулканиты пермского цикла выбраны нами для сравнительного анализа. Они являются инициальными для Норильского района, характеризуются существенным изменением химизма индивидуальных лавовых потоков во времени и, кроме того, здесь широко развиты пикритовые базальты, которые, возможно, приближаются к составу родоначальных магм для вулканитов гудчихинской свиты [Федоренко, 1981]. Материалом для исследования послужил керн буровых скважин, вскрывших нижние части разреза лавовой толщи района (рис. 7). По-



Рис. 8. Зависимость суммарного содержания щелочей от количества кремнекислоты в базальтах Норильского района.

1—3 — пермский цикл, пвакинская (1), сыверминская (2), гудчихинская (3) свиты; 4 — среднее для типов пород и слит триасовых циклов [Федоренко, 1981].

скольку информация о геохимических особенностях рассматриваемых базальтов до настоящего времени ограничена [Нестеренко и др., 1964], остановимся на описании их вещественного состава несколько подробнее.

Химический состав пород изученной выборки приведен в табл. 2. Как видно из полученных данных, наибольшие вариации концентраций характерны для Si (42,55—56,68 мас. % SiO_2), Mg (3,23—18,93 мас. % MgO) и щелочей (0,49—4,50 мас. % Na_2O и 0,08—2,72 мас. % K_2O), в связи с чем состав базальтов изменяется от близких к щелочным, нормальных по железистости разностей до пикритов. Хотя суммарное содержание Na_2O и K_2O в наиболее щелочных базальтах достаточно высокое и достигает в отдельных пробах 6 мас. %, все изученные породы укладываются в ряд от умеренно-щелочных до толейтовых (рис. 8). При этом, однако, наблюдается закономерное уменьшение их щелочности от пвакинской свиты через сыверминскую в направлении к гудчихинской.

По нормативным составам (рис. 9) рассматриваемые базальты относятся к насыщенным (оливиновые толейты) или слабо пересыщенным

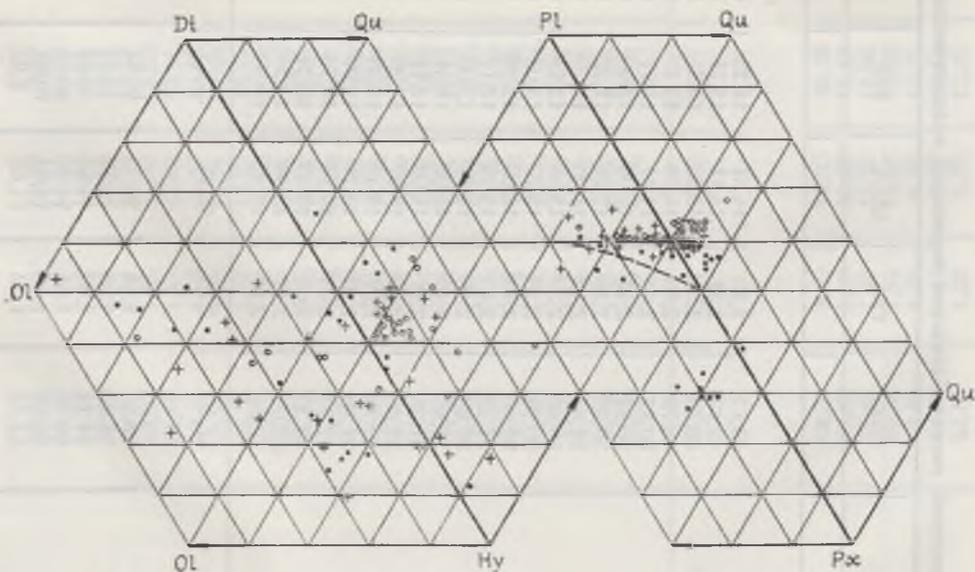


Рис. 9. Нормативные составы (система QAPF) базальтов пермского вулканического цикла.

Усл. обозн. см. на рис. 8. Пунктирная линия на диаграмме O1 — P1 — Px — Qu соответствует предполагаемой котектике в системе O1 — P1 — Px [Shido e. a., 1971].

Химический состав базальтов пермского вулканического цикла Норильского района Сибирской платформы (скв. 421 и 746), мас. %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п. 1050 °C	Σ	K _ф
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Ивакинская свита (P₂^{IW})</i>													
62-5	49,13	2,32	14,31	14,23	0,21	4,94	7,50	3,44	1,74	0,84	1,70	99,46	77,89
62-6	47,67	2,31	14,11	13,71	0,21	4,08	7,48	3,47	1,84	0,83	3,92	99,63	77,07
62-156	48,33	2,31	13,78	13,34	0,20	3,73	7,28	3,28	1,83	0,84	3,96	98,88	78,15
62-157	48,78	2,35	14,18	13,47	0,21	3,78	7,58	3,28	1,75	0,82	2,78	98,88	76,88
62-10	50,87	2,42	14,11	11,97	0,17	3,29	7,00	3,19	2,25	0,74	2,90	98,81	78,44
62-11	50,94	2,41	14,06	12,00	0,19	3,60	7,03	3,20	2,29	0,77	2,60	98,09	76,92
62-12	50,98	2,38	13,94	12,22	0,19	3,57	6,93	3,18	2,21	0,73	2,24	98,57	77,39
62-13	51,44	2,43	14,00	11,70	0,18	3,23	7,51	2,75	2,20	0,74	3,05	99,23	78,37
62-14	50,86	2,39	13,96	12,45	0,20	3,66	7,32	3,16	2,18	0,76	2,34	99,28	77,28
62-15	50,73	2,36	13,70	13,02	0,20	3,72	5,89	3,53	2,55	0,74	2,12	98,56	77,78
62-158	51,60	2,43	14,08	12,28	0,18	3,58	6,96	3,37	2,25	0,74	1,11	98,57	77,43
62-159	51,22	2,43	13,75	12,17	0,18	3,64	6,86	3,40	2,26	0,71	1,09	97,71	76,98
62-160	56,68	2,45	14,14	12,06	0,19	3,31	6,88	3,40	2,31	0,76	1,61	98,79	78,46
62-161	51,85	2,42	14,07	12,31	0,19	3,66	6,83	3,35	2,24	0,74	1,22	98,88	77,08
62-162	51,58	2,41	14,03	12,12	0,18	3,54	6,87	3,30	2,36	0,75	1,81	98,95	77,39
62-163	51,65	2,39	13,97	12,28	0,17	3,38	6,79	3,07	2,27	0,74	1,86	98,57	78,42
62-16 ¹⁸	52,78	1,97	13,42	11,83	0,18	4,91	5,94	3,88	1,56	0,28	3,18	99,03	70,45
62-20	51,83	1,99	13,71	11,97	0,19	4,72	5,81	3,78	2,51	0,29	2,04	98,84	71,72
62-164	47,39	2,03	14,16	10,79	0,15	4,57	7,22	2,05	1,64	0,30	9,03	99,33	70,25
62-165	53,20	2,04	13,34	10,24	0,18	5,06	6,14	2,44	1,42	0,30	4,13	99,09	66,93
62-167	53,00	2,11	13,96	10,50	0,16	4,24	7,72	2,80	1,96	0,30	2,04	98,79	71,23
62-168	52,94	2,10	13,92	10,30	0,14	4,09	7,71	2,83	1,97	0,30	2,55	98,85	71,58
Среднее	51,16	2,29	13,94	12,13	0,18	3,88	6,92	3,19	1,87	0,64	2,69	98,89	75,64
<i>Сыерминская свита (P₂^{SW})</i>													
62-22	50,65	1,61	13,75	10,17	0,20	6,26	5,75	3,71	1,46	0,22	5,35	99,13	61,91
62-24	51,20	1,58	14,33	10,87	0,14	6,67	6,02	3,79	1,67	0,21	3,02	99,50	61,97
62-25	51,11	1,67	14,60	10,84	0,15	6,60	6,55	3,41	1,35	0,22	2,68	99,18	62,16
62-26	50,72	1,61	14,70	10,55	0,17	6,90	5,30	4,50	0,97	0,20	3,25	98,87	60,46
62-34	50,89	1,50	15,01	10,01	0,15	7,34	6,03	3,46	1,46	0,19	3,17	99,21	57,69
62-36	52,33	1,36	14,66	9,92	0,15	6,12	6,04	2,68	2,72	0,17	2,81	98,96	61,84

62-37	52,71	1,45	14,80	9,10	0,15	6,21	6,60	3,02	2,13	0,19	2,53	48,89	59,44
62-38	52,23	1,37	14,94	10,00	0,16	6,61	5,58	3,19	1,20	0,18	3,45	98,91	60,20
62-45	51,57	1,52	14,44	9,81	0,15	6,75	5,60	3,39	2,30	0,19	3,64	99,36	59,24
62-47	50,10	1,50	14,29	10,72	0,15	7,35	6,10	3,57	1,31	0,18	3,75	99,02	59,32
62-49	49,21	1,51	14,72	10,23	0,15	6,51	8,51	3,50	0,58	0,18	4,12	99,21	61,11
62-52	47,97	1,66	14,09	13,63	0,21	6,91	9,56	3,02	0,97	0,19	4,01	99,22	66,36
62-54	51,05	1,47	15,02	10,11	0,14	7,02	6,27	3,07	1,24	0,18	3,85	99,42	59,02
62-56	49,75	1,78	14,47	10,66	0,16	6,10	7,49	3,06	2,01	0,24	3,31	99,03	63,60
62-59	49,99	1,98	14,18	10,46	0,17	6,02	8,33	3,05	1,26	0,25	3,38	99,07	63,47
62-60	48,35	1,83	13,89	12,44	0,18	6,90	7,31	3,45	0,94	0,26	3,77	99,32	64,32
62-63	49,43	1,86	14,10	11,13	0,16	6,25	8,03	2,92	1,45	0,35	3,48	99,06	56,93
62-170	48,13	1,62	14,38	8,66	0,15	5,45	8,54	3,47	0,80	0,19	5,90	99,27	61,37
62-171	49,59	1,60	14,54	9,40	0,17	6,00	8,35	3,03	0,67	0,21	5,83	99,39	61,04
62-172	51,09	1,78	14,88	10,37	0,13	5,29	8,88	2,72	1,37	0,24	2,50	99,25	66,22
62-173	50,67	1,68	15,07	9,65	0,14	6,91	6,30	3,72	0,66	0,22	4,35	99,37	58,27
62-174	52,82	1,45	15,23	8,80	0,12	5,84	7,82	2,63	1,58	0,18	2,86	99,33	60,11
62-175	51,78	1,47	15,39	8,97	0,12	5,74	8,50	2,50	1,20	0,19	3,43	99,29	60,38
62-176	51,04	1,44	15,34	9,14	0,13	7,02	5,02	3,96	1,30	0,18	4,61	98,18	56,56
62-178	49,30	1,82	15,31	11,18	0,13	6,00	3,38	4,28	1,77	0,25	5,27	98,69	65,08
62-179	50,18	1,69	15,04	9,86	0,14	6,38	9,04	2,52	1,17	0,20	2,81	99,03	60,71
62-180	50,92	1,68	15,14	9,79	0,14	6,54	8,83	2,59	1,24	0,19	1,84	98,90	59,95
62-181	50,99	1,72	14,49	9,58	0,14	6,25	8,88	2,57	1,26	0,20	2,47	99,00	60,52
62-182	50,97	1,70	14,83	9,68	0,13	5,94	8,94	2,64	1,25	0,20	2,64	98,92	61,97
62-183	50,68	1,76	15,13	9,66	0,13	5,84	8,93	2,57	1,38	0,22	2,83	99,13	62,32
62-188	50,96	1,59	15,07	9,51	0,13	6,42	8,92	2,48	1,30	0,19	2,74	99,31	59,70
62-195	50,84	1,95	14,67	10,38	0,15	6,01	9,51	2,43	1,02	0,25	1,83	99,04	63,33
62-196	50,99	1,94	14,65	10,32	0,15	5,90	9,50	2,45	0,99	0,25	2,09	99,23	63,62
Среднее	50,63	1,64	14,70	10,17	0,15	6,36	7,41	3,04	1,33	0,21	3,35	98,99	61,23

Гудчихинская свита (P_2^{gd})

62-67	49,36	1,80	15,00	11,36	0,17	6,26	10,00	2,59	0,78	0,21	1,87	99,31	64,47
62-70	48,42	1,80	14,98	11,18	0,15	6,25	10,25	2,58	0,64	0,20	2,80	99,25	64,14
62-72	49,11	1,07	15,26	11,01	0,18	7,45	10,86	1,96	0,62	0,12	1,47	99,11	63,04
62-205	49,58	1,84	14,91	10,66	0,16	6,34	10,11	2,45	0,84	0,19	1,54	98,62	62,17
62-74	42,55	1,23	8,57	12,27	0,15	14,60	8,75	0,65	0,08	0,09	10,59	99,53	45,66
62-75	44,43	1,24	9,29	12,55	0,15	14,47	8,08	0,81	0,11	0,08	8,27	99,48	46,45
52-206	43,65	1,28	8,72	12,35	0,17	16,18	6,98	0,58	0,09	0,09	8,61	98,70	43,29

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
62-207	43,99	1,35	8,30	12,44	0,17	16,39	6,91	0,50	0,10	0,10	8,87	99,03	43,15
62-208	47,57	2,07	10,30	12,73	0,19	11,04	9,00	1,38	0,42	0,16	4,22	98,91	53,64
62-209	45,38	1,37	9,15	11,67	0,15	15,36	7,81	0,79	0,59	0,11	7,09	99,47	43,17
62-212a	46,09	1,63	10,82	11,34	0,14	11,54	9,49	1,14	0,08	0,13	6,83	99,23	49,56
62-213	44,31	1,21	8,36	12,33	0,16	16,84	6,64	0,51	0,32	0,09	8,01	99,78	42,27
62-214	43,82	1,09	7,66	12,69	0,16	18,93	5,84	0,49	0,24	0,07	7,98	99,97	40,13
62-79	47,00	1,19	15,15	10,09	0,16	7,63	9,81	2,29	0,89	0,12	2,75	97,08	56,94
62-81	48,41	1,21	15,93	10,05	0,16	7,46	9,92	2,28	0,88	0,14	2,92	99,36	57,40
62-82	47,78	1,22	15,82	10,02	0,16	7,64	9,94	2,52	0,82	0,13	3,38	99,43	56,74
62-85	49,79	0,93	15,13	9,51	0,19	8,54	6,50	2,78	0,42	0,10	5,85	99,74	52,69
62-87	48,66	0,88	14,71	9,20	0,18	6,46	12,10	1,65	0,46	0,10	5,67	100,07	57,82
62-89	50,91	0,90	14,51	9,56	0,15	6,99	7,96	3,99	0,98	0,10	3,43	99,48	57,76
62-92	48,63	0,91	14,76	8,93	0,13	6,59	10,98	1,75	0,47	0,09	4,29	97,53	63,34
62-93	49,96	0,99	14,58	9,35	0,16	6,37	10,88	1,94	0,70	0,12	4,32	99,37	59,48
62-95/96	48,89	0,90	14,16	8,98	0,16	6,22	12,16	1,95	0,49	0,11	5,51	99,53	59,08
62-211	48,83	1,88	12,10	10,74	0,15	9,02	7,97	3,59	0,57	0,14	4,09	99,11	54,27
62-212	49,44	1,88	12,34	10,82	0,16	8,21	8,45	3,28	1,00	0,16	3,33	98,97	56,86
62-220	49,99	0,91	14,49	8,89	0,15	6,63	11,48	1,51	0,34	0,10	4,87	99,36	57,28
Среднее	47,46	1,31	12,06	10,83	0,16	9,98	9,15	1,84	0,52	0,12	5,14	98,57	54,05
Среднее для пермско- го цикла . . .	49,71	1,72	13,84	10,93	0,16	6,80	7,82	2,74	1,28	0,30	3,73	99,03	61,65

Примечание. Образцы в таблице расположены в соответствии с их естественным залеганием: снизу вверх; анализы выполнены рентгеноспектральным методом, анализ Т. Н. Гушичева, ГЕОХИ СО АН СССР. Суммарное железо — в пересчете на FeO, величины П. п. п. 1050°C приведены с учетом окисления железа при высокотемпературном прокаливании на воздухе.

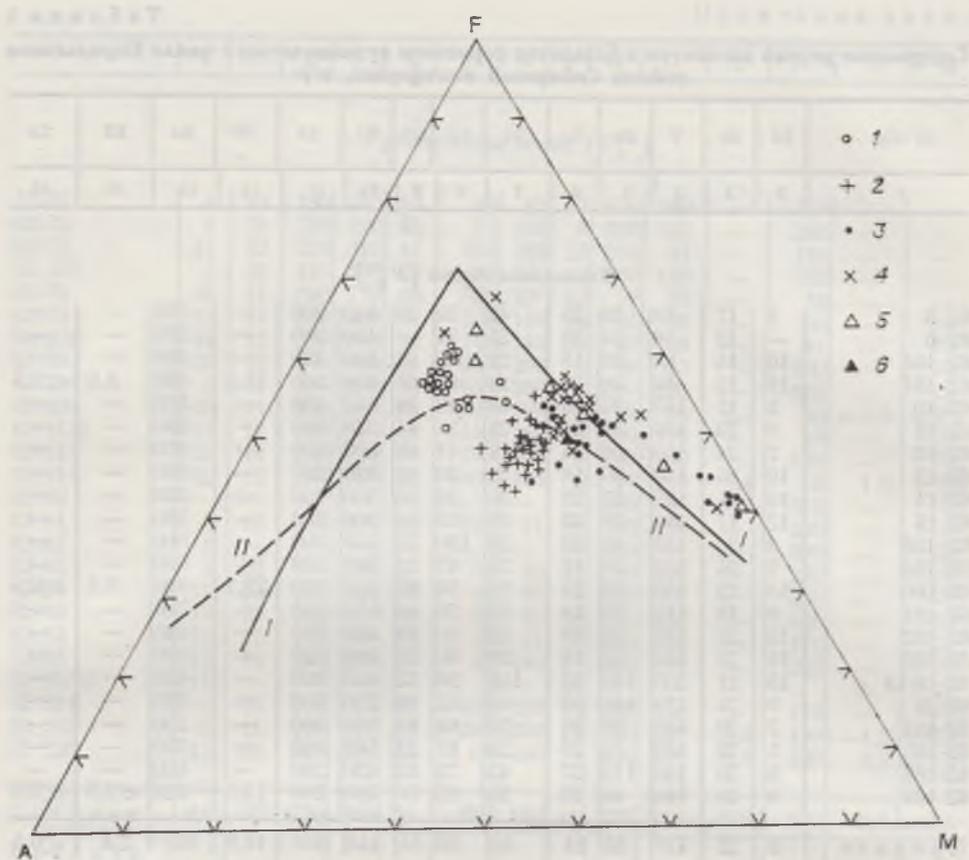


Рис. 10. AFM-диаграмма эффузивных траппов Норильского района.

1—3 — ивакинская (1), сыверминская (2), гудчихинская (3) свиты; 4 — средняя для типов пород и свит триасовых циклов; 5 — наиболее распространенные базальты района [по Годлевскому, 1959]; 6 — средний состав базальтов Сибирской платформы [Нестеренко и др., 1964]. Сплошной и пунктирной линиями обозначены соответственно направления дифференциации толеитовой и щелочной серий базальтов Гавайских островов [Macdonald, Katsura, 1964].

(кварцевые толеиты) породам и тяготеют, за исключением пикритовых составов, к эвтектике $P1 - P_x$, располагаясь вблизи, но несколько выше котектической линии системы $O1 - P1 - P_x$. Пикритовые базальты заметно обеднены нормативным плагиоклазом.

Тренд изменения состава вулканитов пермского цикла располагается вблизи линии эволюции щелочных базальтов гавайского типа (рис. 10), причем для каждой из свит выделяются собственные поля. Максимальные вариации характерны для базальтов гудчихинской свиты, в составе которой устанавливаются одновременно наиболее магнезиальные вулканиты — пикритовые базальты. Характерно, что они имеют постепенные переходы к «нормальным» толеитам и входят в состав одного и того же ряда [Федоренко, 1981]. В целом базальты пермского цикла показывают такие же колебания составов, как и наиболее распространенные эффузивные породы Норильского района, что свидетельствует о максимальном проявлении процессов дифференциации именно на раннем этапе вулканизма.

Представление о геохимических особенностях базальтов дают табл. 3 и 4. Диапазон колебания содержаний практически всех рассмотренных редких элементов достаточно широк и составляет, например, для Rb 4—83 мкг/г, Sr 24—960, Ni 14—1000 мкг/г, т. е. наблюдаемые колебания для многих элементов — более чем 20-кратные. Такой разброс содержаний существенно перекрывает возможную естественную дисперсию и свидетельствует об изменении геохимического спектра пород по мере изменения их состава. В качестве иллюстрации этому на рис. 11, а приведена зависимость содержания Rb от содержания K, а на рис. 11, б —

Содержание редких элементов в базальтах пермского вулканического цикла Норильского района Сибирской платформы, г/т

№ обр.	Li	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Rb	Sr	Zr	Nb	Ba	Hf	Ta
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Невакинская свита (P₂^W)</i>														
62-5	8	17	68	26	25	42	38	38	440	200	—	670	—	—
62-6	—	12	86	24	24	25	31	—	450	260	—	570	—	—
62-156	16	14	84	26	18	22	83	81	500	320	—	680	—	—
62-157	11	12	80	20	29	18	67	66	650	260	14,8	690	3,0	<0,5
62-10	5	17	140	34	25	40	35	38	440	350	—	570	—	—
62-11	6	23	160	37	21	21	31	44	320	380	—	690	—	—
62-12	7	24	160	36	24	22	41	40	500	400	—	870	—	—
62-13	10	34	130	30	16	23	28	40	330	260	—	680	—	—
62-14	10	21	120	27	26	20	38	40	300	280	—	620	—	—
62-15	12	17	140	28	22	36	53	50	360	380	—	560	—	—
62-158	8	26	140	41	22	28	130	52	530	300	—	910	—	—
62-159	9	24	130	38	17	21	47	72	500	310	—	690	—	—
62-160	10	22	150	35	24	18	56	83	440	320	22,7	870	3,6	<0,5
62-161	8	18	110	25	18	14	76	60	570	250	—	740	—	—
62-162	13	25	130	45	28	22	60	83	480	320	—	830	—	—
62-163	14	20	120	26	18	20	60	59	480	320	—	950	—	—
62-16/18	13	21	200	180	32	140	96	32	440	300	—	430	—	—
62-20	9	24	170	140	30	96	52	66	250	200	—	690	—	—
62-164	7	20	180	86	24	28	68	62	360	300	—	230	—	—
62-165	5	22	190	79	29	28	87	23	560	340	—	380	—	—
62-167	8	38	180	110	27	45	75	52	430	260	—	450	—	—
62-168	8	28	140	95	26	35	65	60	490	200	13,0	520	<0,5	<0,5
Среднее	9	22	137	54	24	35	60	54	446	300	16,6	650	2,4	<0,5
<i>Сивергинская свита (P₂^{SW})</i>														
62-22	18	22	160	180	36	110	59	44	310	180	—	250	—	—
62-24	12	13	160	220	29	110	54	38	310	160	—	340	—	—
62-25	12	19	160	280	35	120	84	28	330	180	—	550	—	—
62-26	12	30	140	240	32	90	38	19	130	140	—	130	—	—
62-34	—	21	120	250	22	140	28	—	310	130	—	480	—	—
62-36	13	28	120	280	26	120	52	72	500	150	—	1100	—	—
62-37	12	18	150	250	28	100	48	60	420	150	—	1000	—	—
62-38	15	—	—	—	—	—	—	24	480	—	—	700	—	—
62-45	—	20	180	240	41	120	100	—	600	180	—	800	—	—
62-47	12	25	140	250	36	110	49	28	630	140	—	430	—	—
62-49	8	30	150	340	41	120	45	8	210	160	—	120	—	—
62-52	—	—	—	—	—	—	—	—	240	—	—	540	—	—
62-54	15	30	160	260	38	120	63	26	630	160	—	660	—	—
62-56	—	22	170	180	32	78	46	—	550	170	—	690	—	—
62-59	10	40	190	200	36	73	54	53	290	180	—	460	—	—
62-60	—	30	200	300	68	80	46	—	180	180	—	180	—	—
62-63	10	—	—	—	—	—	—	45	—	—	—	—	—	—
62-170	23	30	140	280	34	90	130	19	580	140	—	160	—	—
62-171	22	18	180	200	30	90	110	12	620	200	—	290	—	—
62-172	6	21	220	260	36	80	100	42	620	200	—	410	—	—
62-173	28	25	150	230	34	80	56	23	500	150	3,9	210	<0,5	<0,5
62-174	13	18	120	220	28	79	65	48	400	200	—	590	—	—
62-175	8	24	140	250	33	100	75	22	560	180	—	340	—	—
62-176	19	22	120	250	37	100	40	39	540	160	—	230	—	—
62-178	19	28	170	160	19	47	52	64	300	170	—	360	—	—
62-179	6	24	150	300	37	140	140	28	470	180	5,6	400	<0,5	<0,5
62-180	8	29	160	310	38	130	90	46	470	180	—	380	—	—
62-181	8	24	160	250	37	90	60	36	350	190	—	450	—	—
62-182	6	22	160	290	38	110	75	32	460	200	—	490	—	—
62-183	5	22	220	280	38	150	95	48	490	250	9,4	250	3,2	<0,5
62-188	6	24	170	230	32	140	61	48	300	180	—	360	—	—
62-195	4	26	180	150	29	47	51	12	470	190	—	410	—	—
62-196	8	22	160	140	21	46	68	13	440	140	—	540	—	—
Среднее	12	24	160	243	34	100	68	35	428	173	6,3	447	1,4	<0,5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Гудининская свита (P₂^{gd})</i>														
62-67	4	49	190	280	46	82	85	17	450	160	—	200	—	—
62-70	4	25	220	290	45	77	100	8	530	140	—	260	—	—
62-72	14	32	220	310	47	150	160	28	210	87	—	150	—	—
62-205	4	32	210	250	34	62	130	12	260	140	—	380	—	—
62-74	16	11	280	770	68	820	220	12	76	95	—	56	—	—
62-75	18	12	280	780	72	700	140	25	51	96	—	90	—	—
62-206	44	12	280	840	90	740	140	22	90	98	—	47	—	—
62-207	28	12	340	960	81	900	200	6	38	55	—	100	—	—
62-208	8	18	280	680	55	630	260	8	280	120	—	110	—	—
62-209	19	11	320	880	66	700	100	8	49	94	2,2	80	~0,6	<0,5
62-212a	14	11	280	590	48	440	180	8	180	110	—	48	—	—
62-213	23	14	260	720	74	750	200	8	160	100	—	130	—	—
62-214	32	12	260	950	92	1000	400	8	44	110	1,4	59	1,0	<0,5
62-79	—	—	—	—	—	—	—	—	360	—	—	310	—	—
62-81	5	17	220	230	44	140	71	16	490	130	—	290	—	—
62-82	6	—	—	—	—	—	—	8	550	—	—	300	—	—
62-85	9	22	300	240	44	50	86	32	510	130	—	280	—	—
62-87	15	22	210	180	38	42	95	7	320	100	—	200	—	—
62-89	10	32	220	210	36	64	96	46	470	120	—	460	—	—
62-92	16	27	230	180	36	45	91	7	430	140	—	170	—	—
62-93	16	18	290	200	28	52	140	24	390	170	—	250	—	—
62-95/96	11	—	—	—	—	—	—	11	—	—	—	—	—	—
62-211	6	32	320	650	46	460	250	24	260	140	—	170	—	—
62-212	8	41	240	540	36	280	250	17	140	120	2,9	180	~1,2	<0,5
62 220	13	25	320	280	44	69	100	4	310	150	5,6	230	3,5	<0,5
Среднее	14	22	270	500	53	375	160	15	277	118	3,0	190	1,6	<0,5
Среднее для пермского цикла	12	23	188	263	37	162	93	34	387	194	8,6	425	1,8	<0,5

Примечание. Анализы выполнены методами оптическим спектральным и фотометрии пламени, аналитики Л. Н. Одареева, С. Н. Шигарова, С. К. Ярошенко, ГЕОХИ СО АН СССР.

характер изменения количеств Ni и Sr от коэффициента фракционирования ($K_f = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^*/\text{MgO}) \times 100$, мас.%) для всей совокупности проанализированных образцов. В приведенных примерах отчетливо устанавливается последовательное изменение концентраций редких элементов от базальтов ивакинской свиты к сыверминской параллельно изменению их щелочности и железистости — магнезиальности.

Таблица 4

Содержание РЗЭ и Y в базальтах пермского вулканического цикла, г/т

№ обр.	Разновидность базальта	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y	Σ РЗЭ	Y ₂ O ₃
62-157	Пироксеновый	39	96	15	42	15	2,8	12	11	2,3	5,6	5,8	0,58	39	286,08	3,45
62-160	Плагноклазовый	40	82	10	42	11	2,4	12	11	2,0	6,4	4,9	0,59	30	254,29	3,63
62-168	»	36	70	8,0	34	10	2,4	6,8	6,5	1,3	3,8	4,2	0,55	23	206,55	4,43
62-173	Афировый	22	70	6,2	20	4,8	1,2	5,7	5,3	1,0	3,0	3,0	0,32	21	163,52	3,30
62-179	»	23	48	4,4	23	5,4	1,3	5,7	4,6	0,83	3,1	3,3	0,29	23	145,92	3,16
62-183	»	27	58	4,5	30	5,4	2,5	6,6	7,1	1,3	4,2	3,6	0,33	26	175,53	2,96
62-209	Пикритовый	6,5	16	1,8	14	2,6	1,3	3,0	3,2	—	2,4	1,9	0,26	14	66,96	2,08
62-212	Афировый	10	26	2,6	17	4,3	1,4	5,6	5,5	0,96	3,1	2,7	0,37	19	98,53	2,12
62-220	»	16	36	4,7	19	4,0	1,0	3,1	4,0	0,73	2,5	3,1	0,29	17	111,42	3,03

Примечание. К ΣСе отнесены редкие земли по Gd включительно, к ΣY — остальные лантаниды, а также Y. Анализы выполнены химико-спектральным методом, аналитики В. В. Коносова, Е. В. Смирнова, ГЕОХИ СО АН СССР.

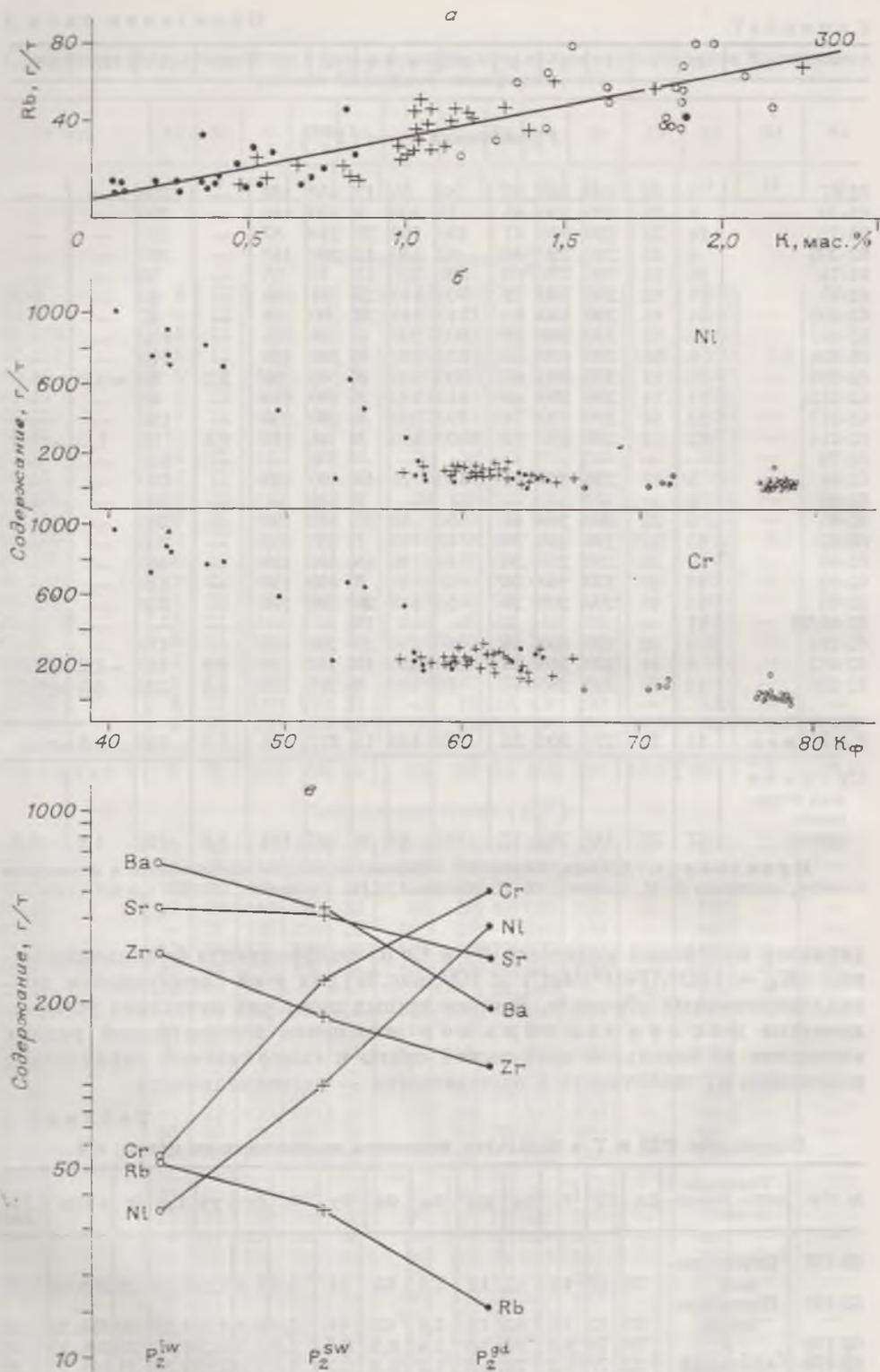


Рис. 11. Зависимость содержания Rb от содержания K (а), взаимосвязь содержаний Cr и Ni с коэффициентом фракционирования ($K_{\phi} = \text{FeO} * \text{MoO}$, мас. %) (б) и характер изменения средних содержания редких элементов (в) в базальтах пермского вулканического цикла.

Усл. обозн. см. на рис. 8,

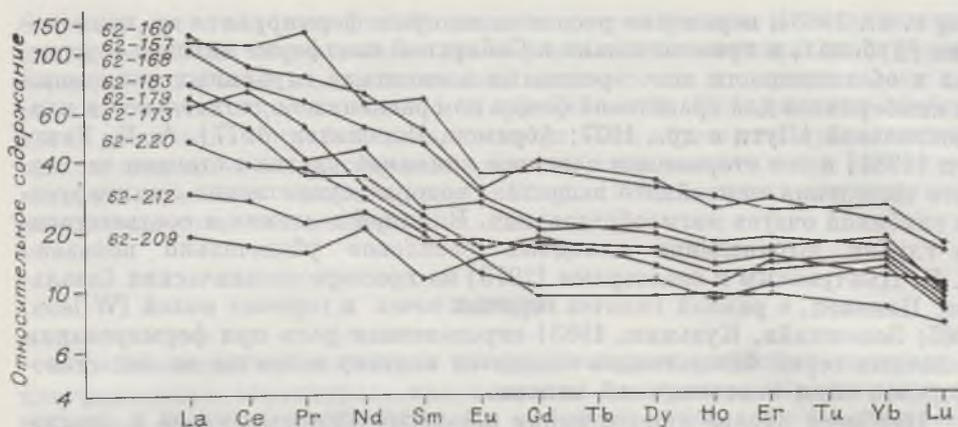


Рис. 12. Спектры редкоземельных элементов, нормированных относительно хондрита в базальтах Норильского района.

Цифры около точек соответствуют номерам проб в табл. 4; данные по хондритам — по Ю. А. Балашову [1976].

Сравнение усредненных результатов по свитам (рис. 11, в) позволяет сделать аналогичные выводы, что свидетельствует о генетической связи базальтов пермского цикла и подтверждает, как и в случае Красноморского региона, существование в Норильском районе единого эволюционного ряда вулканитов, в который могут быть включены все три свиты. В выделяемом ряду, или магматическом цикле по В. А. Федоренко [1981], элементы группы железа накапливаются в продуктах более поздних этапов излияния, в то время как крупноионные литофильные металлы, относимые к группе некогерентных, имеют максимальные содержания в ранних базальтах ивакинской свиты. Отметим, что подобная зависимость для редких щелочей и калия была ранее установлена на основе анализа групповых проб [Нестеренко, Фролова, 1965].

Данные по содержанию РЗЭ (см. табл. 4) показывают, что породы пермского цикла в целом обогащены легкими лантаноидами относительно хондрита (рис. 12). Как и для других некогерентных элементов, концентрации легких РЗЭ (а также отношение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$) закономерно понижаются от базальтов ивакинской свиты к базальтам гудчихинской.

Как следует из анализа величин абсолютных содержаний редких элементов, особенно относимых к группе некогерентных, в Норильском районе, в отличие от Красноморского региона, не отмечается аналогов низкокальцевых толеитов, близких к толеитам спрединговых зон. Так, в наименее щелочных базальтах гудчихинской свиты зафиксированные минимальные содержания Sr составляют 38 мкг/г (пикритовые базальты) при среднем для свиты 277 мкг/г, Ba 47 мкг/г при среднем 190 мкг/г, Rb 4 и 15 мкг/г соответственно, что, по крайней мере по средним величинам, в 2—4 раза больше, чем в базальтах срединно-океанических хребтов по данным работы [Wedepohl, 1981]. В первую очередь это определяется отсутствием в Норильском районе полного разрыва сплошности литосферы. Тем не менее полученные результаты свидетельствуют, что в пермском цикле, т. е. на начальных этапах вулканической активности, проявляется отчетливое увеличение «примитивности» изливающихся расплавов. Дальнейшее развитие вулканизма в триасовых циклах не приводит к существенному изменению составов базальтов (см. рис. 8 и 9). Это отражает, по всей вероятности, определенную стабилизацию условий магмообразования.

По современным представлениям существует несколько факторов, влияющих на состав исходных расплавов для базальтовых ассоциаций. Ряд исследователей большое значение придают вертикальной неоднородности верхней мантии, в том числе астеносферы. Это хорошо подтверждается «примитивным» характером толеитов спрединговых зон [Schil-

ling e. a., 1983], первичные расплавы которых формируются на наименьших глубинах, и применительно к Сибирской платформе находит отражение в обогащенности некогерентными элементами глубинных включений из кимберлитов для гранатовой фации по сравнению со шпинелевой и плагиоклазовой [Лутц и др., 1977; Абрамов, Пополитов, 1977]. А. Е. Рингвуд [1981] и его сторонники основное внимание уделяют степени частичного плавления мантийного вещества, которая существенно лимитируется глубиной очагов магмообразования. Влияние давления и соответственно глубин выплавления исходных расплавов убедительно показано Л. В. Дмитриевым и соавторами [1979] на примере океанических базальтов. Наконец, в рамках гипотез горячих точек и горячих полей [Wilson, 1965; Зоненшайн, Кузьмин, 1983] определенная роль при формировании щелочных серий базальтоидов отводится подтоку вещества из подастеносферного слоя неистощенной мантии.

Наиболее низкие концентрации элементов группы железа и, напротив, максимальные количества некогерентных редких элементов (включая легкие лантаноиды) в базальтах ивакинской свиты свидетельствуют о незначительной степени плавления (первые проценты) исходного мантийного субстрата на самых начальных этапах вулканической деятельности в Норильском районе. Согласно А. Е. Рингвуду [1981], это соответствует формированию щелочных расплавов на относительно больших глубинах. Последующее развитие процесса приводит к смене геохимических характеристик исходных магм, так что в базальтах более поздних этапов пермского цикла заметно увеличивается содержание элементов группы железа при последовательном уменьшении количеств крупноионных элементов (см. рис. 11, е). Такие особенности могут быть следствием подъема фронта магмообразования при одновременном возрастании интенсивности плавления астеносферы.

По незначительной обогащенности пикритовых базальтов гудчихинской свиты легкими РЗЭ, составляющей не более 30 относительно хондрита для La (см. рис. 12), можно предполагать вслед за Дж. Шиллингом и Дж. Винчестером [Schilling, Winchester, 1967], что степень плавления возрастает здесь уже до $\sim 10\%$. При этом минимальные глубины очагов магмообразования лимитируются положением нижней границы сиалической коры, мощность которой для Сибирской платформы составляет ~ 40 км [Деменецкая, 1975]. Практическое отсутствие в Норильском районе кислых эффузивных пород позволяет также сделать допущение, что и промежуточные очаги дифференциации, если таковые существовали, располагаются ниже границы Мохоровичича.

Таким образом, как и для Красноморского региона, для северо-запада Сибирской платформы все имеющиеся данные не противоречат представлениям об уменьшении глубины магмообразования с одновременным увеличением степени частичного плавления мантийного субстрата во времени или, другими словами, модели мантийного диапира. Однако в случае Норильского района продвижение диапира ограничивается мощностью сиалической коры, сплошность которой здесь полностью не нарушена, в связи с чем примитивность изливающихся расплавов не достигает своего предела.

Помимо геохимической специфики базальтов и закономерного изменения их состава, отражением диапиризма в Норильском районе служит наличие здесь обширных валообразных поднятий и рифтоподобных структур, формирование которых было вызвано столкновением Карской и Сибирской платформ в пермо-триасе и предшествовало вулканической активности [Межвилк, 1980]. В этом случае более вероятным представляется возникновение пассивного диапира и развитие его в зоне коллапса плит в соответствии с моделью Д. К. Бейли [1981]. Стабилизация условий магмообразования и затем прекращение магматической деятельности отражают достижение изостатического равновесия коры и астеносферы. Для северо-запада Сибирской платформы, как и для региона Красного моря, где пространственно сопряжены щелочные и низкокальциевые толеитовые

базальты, нет, вероятно, необходимости рассматривать дополнительный подток вещества, обогащенного некогерентными элементами, из глубоких горизонтов верхней или даже нижней мантии, как это предполагается в рамках гипотез горячих точек и горячих полей. Наблюдаемые особенности достаточно аргументированно могут быть объяснены предварительным истощением астеносферного слоя за счет выплавления щелочных магм на начальных этапах процесса [Gast, 1968], а также вертикальной неоднородностью астеносферы.

Выводы

1. Эволюция вулканизма в континентальных рифтовых системах и платформенных структурах, как показано на примере Красноморского региона и северо-запада Сибирской платформы, определяется возникновением и развитием астеносферного выступа (мантийного диапира), который может быть активным или пассивным. В целом эволюция вулканизма направлена в сторону увеличения примитивности изливающихся расплавов по мере продвижения вверх зоны магнообразования.

2. Если процесс взаимодействия диапира и литосферы не приводит к полному разрыву сплошности сиалической коры, вулканическая деятельность завершается на стадии неистощенных толеитовых базальтов, а ее затухание определяется достижением изостатического равновесия. В случае же раскола литосферы и начала формирования коры океанического типа изливающиеся расплавы приобретают черты низкокальциевых толеитов, аналогичных толеитам срединно-океанических хребтов.

3. Рассмотренная модель позволяет с единых феноменологических позиций трактовать причинно-следственные связи базальтового вулканизма и тектоники как в литосферных плитах (внутриплитовый магматизм), так и на их конструктивных границах. Данные по вулканическим комплексам Палеоатлантики подтверждают правомерность такого подхода [Зоненшайн и др., 1976].

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов В. А., Пополитов Э. И. К геохимической характеристике ксенолитов пород верхней мантии.— Докл. АН СССР, 1977, т. 231, № 4, с. 945—948.
- Альмухамедов А. И. Некоторые черты докамерной дифференциации базальтовой магмы (на примере сибирских траппов).— Геол. и геофиз., 1972, № 1, с. 43—52.
- Альмухамедов А. И., Жюто Т., Матвеев В. В., Ейсен Ж. Р., Кашицев Г. Л. Геохимия низкокальциевых толеитов Красного моря.— Геохимия, 1983, № 9, с. 1289—1303.
- Альмухамедов А. И., Кашицев Г. Л., Матвеев В. В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона.— Новосибирск: Наука, 1985.— 191 с.
- Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов.— М.: Наука, 1976.— 267 с.
- Балашов Ю. А., Нестеренко Г. В. Распространенность редкоземельных элементов в траппах Сибирской платформы.— Геохимия, 1966, № 7, с. 854—860.
- Барбери Ф., Варе Ж. Африканская зона сочленения рифтов.— В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 51—63.
- Бейли Д. К. Континентальный рифтогенез и дегазация мантии.— В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 20—30.
- Богатиков О. А., Коваленко В. И., Зоненшайн Л. П. Магматизм и геодинамика.— В кн.: Петрология. Доклады 27-го МГК. Т. 9. М.: Наука, 1984, с. 3—14.
- Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района.— М.: Гостеолтехиздат, 1959.— 68 с.
- Деменяцкая Р. М. Кора и мантия Земли.— М.: Недра, 1975.— 256 с.
- Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Суцеская Н. М. Условий формирования первичного расплава океанских толеитов и вариации его состава.— Геохимия, 1979, № 2, с. 163—178.
- Додди Д. А. Некоторые закономерности распределения микроэлементов в траппах гор Хараела.— В кн.: Геология северо-запада Сибирской платформы (правобережье р. Енисей). М.: Гостеолтехиздат, 1963, с. 168—185.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии земли.— Геотектоника, 1983, № 1, с. 28—45.

- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. — М.: Недра, 1976. — 231 с.
- Кузьмин М. И. Геохимия фанерозойских магматических пород и геодинамические условия их формирования в подвижных поясах. Автореф. докт. дис. — Иркутск, 1981. — 51 с.
- Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. — Новосибирск: Наука, 1972. — 207 с.
- Левашов К. К. Среднеаллеозойская рифтовая система востока Сибирской платформы. — Сов. геология, 1975, № 10, с. 49—58.
- Леднева В. П., Порошин Е. Е. Петрохимическое районирование базальтов Тунгусской синеклизы. — Геол. и геофиз., 1981, № 11, с. 141—145.
- Луканин О. А., Кадик А. А. Проблема генезиса океанических толентов Атлантики: условия генерации и динамические факторы эволюции магм. — Геохимия, 1983, № 5, с. 685—702.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. — Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1955, вып. 7, с. 159—206.
- Лутц Б. Г., Павленко А. С., Пополитов Э. И., Серенко В. П. Вещественная природа астеносферного слоя под древними платформами. — Геохимия, 1977, № 6, с. 840—846.
- Масайтис В. Л. Состав толеитовых базальтов платформ и геологическое время. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1970, ч. 99, № 2, с. 192—199.
- Межвилл А. А. Тектоника фундамента северо-восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. X. Новосибирск: Наука, 1980, с. 12—19.
- Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). — М.: Недра, 1983. — 280 с.
- Нестеренко Г. В., Авилова П. С., Смирнова П. П. Редкие элементы в траппах Сибирской платформы. — Геохимия, 1964, № 10, с. 1015—1021.
- Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. Геохимия дифференцированных траппов (Сибирская платформа). — М.: Наука, 1973. — 198 с.
- Нестеренко Г. В., Фролова Л. П. Литий и рубидий в траппах. — Геохимия, 1965, № 3, с. 343—347.
- Олейников Б. В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. — Новосибирск: Наука, 1979. — 264 с.
- Олейников Б. В. Геохимия и рудогенез интрузивных базитов Сибирской платформы. Автореф. докт. дис. — Иркутск, 1983. — 39 с.
- Пополитов Э. П., Вольнец О. П. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. — Новосибирск: Наука, 1981. — 182 с.
- Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. — М.: Недра, 1981. — 584 с.
- Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР и некоторые вопросы петрологии. — М.: Госгеолтехиздат, 1952. — 216 с.
- Федоренко В. А. Петрохимическая серия эффузивных пород Норильского района. — Геол. и геофиз., 1981, № 6, с. 71—88.
- Barberi F., Borsi S., Ferrara G. e. a. Relations between tectonics and magmatology in the northern Danakil depression (Ethiopia). — Phil. Trans. Roy. Soc., L., 1970, v. 267A, N 1181, p. 293—311.
- Barberi F., Brotzu P., Morbidelli L. e. a. Trace elements and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the basic stratoid volcanism in the south-eastern Ephiopian plateau. — Periodico de Mineralogia. Roma, 1976, A. 45, fasc. 1-2-3, p. 129—145.
- Barberi F., Ferrara G., Santacrose R. e. a. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar rift, Ethiopia). — J. Petrol., 1975, v. 16, N 1, p. 22—56.
- Berckhemer H., Baier B., Bartelsen H. e. a. Deep seismic soundings in the Afar region and on the Highland of Ethiopia. — In: Afar Depression of Ethiopia. Stuttgart: Schweizerbart-Verlag, 1975, p. 89—107.
- Coleman R. G., Tatsumoto M., Coles D. C. e. a. Red Sea basalts. — Trans. Amer. Geoph. Union, 1973, v. 54, N 11, p. 1001—1002.
- Gass J. G. The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts. — Phil. Trans. Roy. Soc., L., 1970, v. 267A, N 1181, p. 369—381.
- Gast P. W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1968, v. 32, N 10, p. 1057—1086.
- Jakes P. I., White A. T. Composition of islands arcs and continental growth. — Earth. Planet. Sci. Lett., 1971, v. 12, N 2, p. 224—230.
- Macdonald G. A., Katsura T. Chemical composition for Hawaiian lavas. — J. Petrol., 1964, v. 5, N 1, p. 82—133.
- Markis J., Manzel H., Zimmerman J. A preliminary interpretation of the gravity field of Afar, northern Ethiopia. — Tectonophysics, 1972, v. 15, N 1/2, p. 31—39.
- Mohr P. A new terminology for the Ethiopian volcanics with special reference to transitional basaltic and intermediate lavas dykes. Center for Astrophys. Preprint, 1976, Ser. A, N 368. — 39 p.
- Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions. — Amer. Assoc. Petrol., Geol., 1972, v. 56, N 2, p. 203—213.

- Ottonello G., Piccardo G. B., Jaron J. L., Treuil M. Evolution of the upper mantle under the Assab region: suggestions from petrology and geochemistry of tectonite ultramafic xenoliths and host basaltic lavas. — *Geol. Rundschau*, 1978, Bd 67, N 2, S. 547—575.
- Peterman Z. E., Hedge C. E. Related strontium isotopic and chemical variations in oceanic basalts. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, v. 82, N 2, p. 493—500.
- Saggerson E. P., Williams L. A. J. Ngurumanite from Southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the Northern Tanganyika alkaline district. — *J. Petrol.*, 1964, v. 5, N 1, p. 40—81.
- Schilling J.-G., Zajac M., Evans F. e. a. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N. — *Amer. J. Sci.*, 1983, v. 283, N 4, p. 510—586.
- Schilling J.-G., Winchester J. W. Rare-earth fractionation and magmatic processes. — In: *Mantles of earth and terrestrial planets*. N. Y.: Interscience Publishers, 1967, p. 267—283.
- Shido F., Miyashiro A., Ewing M. Crystallization of abyssal tholeiites. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1971, v. 31, N 2, p. 251—266.
- Wedepohl K. H. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges. The growth of the oceanic crust. — *Naturwissenschaften*, 1981, Bd 68, Hf 3, S. 110—119.
- Whitmarsh R. B., Ross D. A., Sued B. e. a. Site 226. — In: *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*. V. 23. Washington: D. C., 1974, p. 595—600.
- Wilson J. T. Submarine fracture zones, aseismic ridges and the International Council of Scientific Unions line: proposed Western margin of the East Pacific ridge. — *Nature*, 1965, v. 207, N 5000, p. 907—911.

П. В. КОВАЛЬ, О. ГЭРЭЛ

ВУЛКАНОГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ РАЙОНОВ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ПОДВИЖНОЙ ЗОНЫ

Связь медно-порфирового оруденения с поясами андезитоидного и, реже, базальтоидного магматизма можно считать общепризнанной [Кривцов, 1983; Митчелл, Гарсон, 1984; Павлова, 1978; Попов, 1977; Sillitoe, 1972; и др.]. Оруденение этого типа, за немногими исключениями, сосредоточено в активных континентальных окраинах и островных дугах. Рудоносные магматические ассоциации обычно связываются либо с активизацией структур, прошедших различные стадии геосинклинального развития, и эвгеосинклинальными обстановками [Кривцов, 1983], либо с зонами субдукции литосферных плит [Митчелл, Гарсон, 1984; Sillitoe, 1972; и др.]. В обоих случаях отмечается их приуроченность к областям сопряжения континентальных и океанических плит и преимущественная распространенность в областях активных континентальных окраин. Другие трактовки, в частности попытка связать формирование порфировых месторождений Юго-Запада США с горячей мантийной точкой [Livingstone, 1973], признания не получили.

Интригующая особенность медно-порфировых проявлений Северной и Центральной Монголии — то, что находясь они во внутриконтинентальной подвижной зоне вне традиционно выделяемых металлогенических поясов медно-порфирового оруденения — казалось бы, должна привлечь внимание исследователей. Однако положение медно-порфирового оруденения в структуре зоны, его связи с конкретными проявлениями вулканизма этой области и геохимическая специфика последних изучены пока явно недостаточно [Геология..., т. III, 1977]. Ниже мы попытаемся рассмотреть некоторые особенности вещественного состава тех вулканических ассоциаций запада Монголо-Охотской зоны, для которых связь с медно-порфировым оруденением представляется наиболее обоснованной.

Самое значительное и единственное разрабатываемое в МНР месторождение медно-порфировых руд Эрдэнэтуин-Обо находится в Орхон-Селенгинском районе (рис. 1). Вместе с соседними рудопроявлениями оно образует Эрдэнэтуинский рудный узел. К порфировому типу, судя по характеру оруденелых штокверковых зон и присутствию даек порфировых гранитоидов, относится также рудопроявление Оют-Обо, находящееся на правом берегу р. Орхон к юго-западу от Эрдэнэтуин-Обо. В последнее время порфировый тип оруденения установлен в Центральной Монголии в районе сомонов Дэлгэр-Хан — Бурэн (Баянульский участок) [Региональная петрохимия..., 1982; Коваль, Ариунбилэг и др., 1985].

Начиная с конца палеозоя вся рассматриваемая область развивалась как континентальная [Геология..., т. II, 1973; Тектоника..., 1974]. В позднепалеозойской и мезозойское время здесь формируются орогенные структуры Селенгинского и Центрально-Монгольского вулканических поясов, обрамляющих Хангайское и Хэнтэйское сводовые поднятия. Эти структуры накладываются на разновозрастные (докембрийские и каледонские) складчатые комплексы, в значительной степени переработанные гранитоидным магматизмом.

Существующие представления о связях порфирового оруденения с конкретными магматическими ассоциациями достаточно противоречивы. Согласно наиболее распространенному мнению [Хасин и др., 1977], порфировое оруденение Эрдэнэтуинского рудного узла связано с заключительной фазой пермо-триасового селенгинского интрузивного комплекса. В этом случае в качестве продуктивной вулканоплутонической ассоциации рассматриваются верхняя свита основных эффузивов хануйской осадочно-вулканогенной серии пермского возраста и многофазные интрузии селенгинского комплекса [Кривцов, 1983]. Как пермо-триасовые описаны собственно гранитоидные интрузии селенгинского комплекса в работах Р. М. Яшиной и А. Т. Матреницкого [1979]. Однако В. А. Кузнецов [1979] считал возможным отнести рудоносные вулканоплутонические комплексы к позднегерцинским.

В. И. Сотников с коллегами [1981, 1984], обращая внимание прежде всего на рудоконтролирующее значение порфировых интрузий и фациальные отличия их от вмещающих селенгинских гранитоидов, считают целесообразным выделить самостоятельный постселенгинский (следовательно, раннемезозойский) рудоносный комплекс. К этой точке зрения близки представления С. П. Гавриловой, И. Е. Максимюк и Д. Оролмы [1984], рассматривающих комплекс порфировых интрузий в качестве триасового, предшествующего формированию раннемезозойских вулканитов среднего — основного состава (могодская свита). В подобной трактовке связь рудоносных интрузий с вулканизмом представляется крайне проблематичной.

Рассматривая этот вопрос, Б. А. Яковлев [Геология..., т. III, 1977] допускает возможность связи порфирового оруденения Эрдэнэтуинского района с триасовыми вулканическими постройками, жерловыми фациями которых могут быть эруптивные брекчии рудных полей. В справедливости такой точки зрения убеждает нас анализ имеющихся к настоящему времени данных [Коваль и др., 1982; Коваль, Гэрэл и др., 1985; Коваль, Ариунбилэг и др., 1985], на чем мы остановимся несколько подробнее.

Орхон-Селенгинский район. *Эрдэнэтуинское рудное поле, участки Хучжиртуин-Гол и Хан-Хараин-Ама.* Порфировые интрузии и рудный штокверк месторождения Эрдэнэтуин-Обо залегают в биотит-роговообманковых гранитах, гранодиоритах повышенной щелочности и кварцевых сиенитах крупной интрузии селенгинских гранитоидов. Они пересекают также аплитовидные граниты ее третьей фазы. Селенгинские гранитоиды, в свою очередь, прорывают весь разрез пермских стратифицированных отложений, включая верхнепермскую свиту основных эффузивов. Калий-аргоновый возраст селенгинских интрузий, определенный по амфиболу

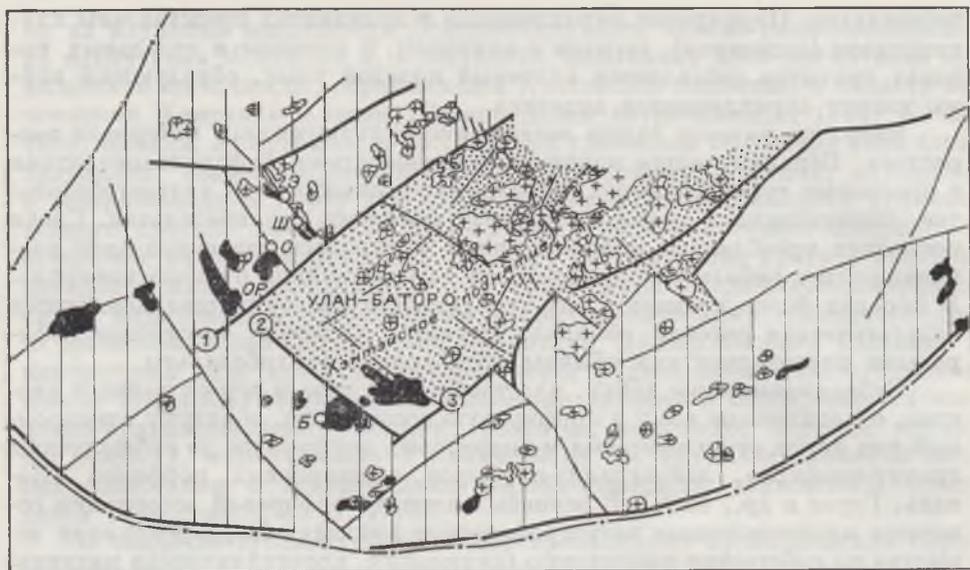


Рис. 1. Схема размещения медно-порфирового оруденения и вулканических ассоциаций основного — среднего состава в ареале раннемезозойского магматизма западной части Монголо-Охотской подвижной зоны.

1 — граница ареала раннемезозойского магматизма; 2, 3 — зоны известково-щелочного (2) и субщелочного и щелочного (3) магматизма; 4 — наиболее крупные массивы раннемезозойских гранитоидов; 5 — вулканические ассоциации основного-среднего состава; 6 — важнейшие разломы (цифры в кружках: 1 — Баньгольский, 2 — Оноинско-Северо-Гобийский, 3 — Орхонский (восточная ветвь)); 7 — молибден-медно-порфировые рудопоявления и месторождение Эрдэнтуин-Обо (Э — Эрдэнтуинский и примыкающий к нему с северо-запада Хучжиртуин-Гольский участки, Ш — проявление Шанд и вулканисты Хан-Хараин-Ама, ОР — Орхонский прогиб, О — проявление Оют-Обо, Б — Баянцүлский участок). При составлении использованы данные [Карта... 1979; Коваль, Гэрэл и др., 1985; Моссаковский, Томуртогоо, 1976; Схематическая карта..., 1979]. В связи с трудностями в датировании и расчленении позднепалеозойских и раннемезозойских вулканитов объем последних в интерпретации отдельных авторов весьма различен.

и биотитам, составляет 210—245 млн. лет (11 определений [Коваль, Гэрэл и др., 1984]), что при границе перми и триаса в 245—255 млн. лет [Муравски, 1980; Флинт, 1978; Decade..., 1983] соответствует раннетриасовому возрасту и не противоречит геологическим данным.

Последовательный ряд составов интрузий порфировой ассоциации (субщелочные кварцевые диоритовые порфиры, субщелочные гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры [Коваль, Гэрэл и др., 1985]) не продолжает гомодромной эволюции состава предшествующих гранитоидов. Начинаясь с более основных пород, он полностью перекрывает интервал составов селенгинских гранитоидов по кремнекислотности. Типичные порфировые структуры пород и присутствие эруптивных брекчий указывает на принципиально иные, субвулканические условия формирования порфировой ассоциации.

Ближайшее из вулканогенных полей с достаточно надежно установленным раннемезозойским возрастом (могодская свита) [Моссаковский, Томуртогоо, 1976] находится в 35—40 км к юго-востоку от Эрдэнтуин-Обо (см. рис. 1). Здесь на участке, непосредственно примыкающем к медно-порфировому оруденению Шанд, установлено прорывание вулканогенной толщи разнообразными порфировыми интрузиями [Коваль и др., 1982; Коваль, Гэрэл и др., 1985]. В разрезе терригенно-вулканогенных пород, хорошо обнаженном в районе пади Хан-Хараин-Ама, выделяются две толщи [Коваль, Гэрэл и др., 1985]: нижняя вулканогенно-терригенная, существенно конгломератовая, и верхняя вулканогенная, трахиандезитобазальтовая. Мощность каждой из толщ может быть оценена в 500—600 м. Нижняя толща представлена переслаиванием лилово-бурых туфо-конгломератов с потоками трахитов (основание разреза) и трахиандези-

тобазальтов. Порфиновые вкрапленники в вулканитах представлены плагиоклазом (андезином), авгитом и оливином, к которым в отдельных потоках трахитов добавляется калиевый полевой шпат, образующий каймы вокруг вкрапленников андезина.

Вверх по разрезу толщи содержание вулканического материала возрастает. Верхняя толща начинается зеленоватыми туфоконгломератами с прослоями туфопесчаников, аргиллитов и лавобрекчий андезитобазальтов, сменяющимися вверх по разрезу потоками трахибазальтов. Среди последних преобладают плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые разновидности с небольшим содержанием вкрапленников рудного минерала. В породах более кремнекислого (трахиандезитового) состава появляется базальтическая роговая обманка. Наряду с мелко- и крупноплагиофировыми разновидностями обычны субафировые трахибазальты.

Субвулканические дайки, пластообразные тела и штоки данного участка, объединяемые нами в порфировую ассоциацию, образуют гомодромный ряд пород от андезитовых и диоритовых порфиритов до субщелочных гранит-порфиров, лейкогранит-порфиров и кварцевых порфиров [Коваль, Гэрэл и др., 1985]. В основных членах порфировой ассоциации отмечены многочисленные петрографические признаки дифференциации вещества на собственно диоритовую (включения, кристаллическая матрица) и гранитоидную (интерстиции, линзы) компоненты.

Другое поле вулканических пород, датируемых обычно триасом [Кеппежинская, Лучицкий, 1974; Салтыковский, Оролмаа, 1977], находится к северо-западу от Эрдэнэтуин-Обо в верхнем течении р. Хужиртуин-Гол. Основание разреза здесь также сложено вулканогенно-терригенными породами, пересланяющимися с покровами трахиандезитов и трахиандезитобазальтов, и весьма напоминает нижнюю толщу уч. Хан-Хараин-Ама. Базальные конгломераты содержат обильную гальку селенгинских гранитоидов. В верхней части разреза преобладают вулканические породы: трахиандезиты, трахиандезитобазальты и трахибазальты, которые появляются в конце эволюционной серии вулканитов ассоциации [Кеппежинская, Лучицкий, 1974]. Отмечается разнообразие порфировых вкрапленников пород, включающих плагиоклаз, пироксен, оливин и калишпат в наиболее щелочных разновидностях, оливин, пироксен, амфибол, плагиоклаз в трахиандезитобазальтах, пироксен и плагиоклаз в базальтах и андезитобазальтах и др. В наиболее кислых, близких по составу к дацитам, членах отмечается биотит. Вулканогенная толща уч. Хужиртуин-Гол содержит большое количество субвулканических силлоподобных и дайковых тел андезитоидного и более кислого состава (дацитов и риолитов), а также дайки и штокообразные тела порфировых пород, аналогичных по своему облику порфирам уч. Хан-Хараин-Ама и Эрдэнэтуинского рудного поля.

Орхонский прогиб. Здесь южнее медно-порфирового рудопроявления Оют-Обо описан стратотипический разрез триасовой могодской вулканогенной свиты [Моссаковский и др., 1973]. Установлено преобладание среди вулканитов пород базальт-андезитового состава повышенной щелочности, большой объем вулканообломочных образований, наличие среди вкрапленников оливина, плагиоклаза, пироксена, амфибола и биотита, появление в верхней существенно эродированной части разреза пород базальтового состава. Авторы отмечают отсутствие четкой стратификации и латеральную изменчивость разреза, проявление наряду со спокойными излияниями эксплозивной деятельности, обычность вулканических построек типа стратовулканов.

Таким образом, изложенный выше материал дает веские основания считать раннемезозойские (триасовые) вулканиты наиболее близкими по возрасту и непосредственно предшествующими формированию рудоносных порфировых интрузий в рассмотренной части Орхон-Селенгинского района.

Центральная Монголия. Баянкульский участок. Медно-порфировое оруденение в этом районе было обнаружено по прогнозу, основывавшему-

ся на изучении зональности Северо-Восточного ареала раннемезозойского магматизма Монголии и, в частности, замыкания зоны магматизма повышенной щелочности, обрамляющей Хэнтэйское поднятие, в области сочленения Хангая и Хэнтэя [Региональная петрохимия..., 1982; Koval, 1984; Коваль, Ариунбилэг и др., 1985]. Рудоносная структура типа стратовулкана, возможно, осложненного кальдерными формами, находится в северо-западном борту Их-Хайрханского раннемезозойского вулканогенного прогиба на пересечении крупных разломов северо-западного и северо-восточного направлений (см. рис. 1). Основание прогиба сложено докембрийскими, каледонскими и герцинскими осадочно-метаморфическими комплексами, прорванными позднепалеозойскими гранодиоритами и роговообманково-биотитовыми гранитами Дэлгэрханского массива, в контактовой зоне которого располагается рудное поле. Дэлгэрханский массив прорывает терригенные отложения карбона и перекрывается осадочно-вулканогенными толщами триаса и, возможно, верхней перми. По возрасту, минеральному и химическому составу Дэлгэрханский массив сопоставим с гранитоидами карбон-пермского хангайского комплекса [Геология..., т. II, 1973].

В осадочно-вулканогенной толще преобладают вулканические породы трахиандезитовой ассоциации: трахиандезиты, трахиандезитобазальты и вулканокластические породы аналогичного состава. Последними была в значительной степени сложена центральная часть рудоносной вулканической постройки, интенсивно переработанная последующими гидротермальными изменениями. Мощность толщи 1500—2000 м [Кежежинскас и др., 1970; Нагибина и др., 1976].

Судя по более высокому стратиграфическому положению по отношению к терригенным породам перми [Нагибина и др., 1976], присутствию триасовой флоры в основании разреза [Геология..., т. I, 1973], прорыванию жильными аналогами эффузивов (диоритовыми порфиритами, микродиоритами) гранитоидов Дэлгэрханской интрузии, а также по данным калий-аргонового датирования, возраст толщи достаточно надежно определяется как триасовый. Изучение разреза вулканитов на участке сильно осложняется разрывной тектоникой, широкой распространенностью продуктов эксплозивных извержений и особенно интенсивными метасоматическими преобразованиями пород. По имеющимся данным, в нижней части разреза преобладали породы трахиандезитобазальтового состава, в верхней — трахиандезитового. Жильная фация трахиандезитовой ассоциации представлена породами аналогичного состава. Во вкраплениях пород трахиандезитовой ассоциации преобладают андезин и роговая обманка, в меньших количествах встречаются моноклинный пироксен и базальтическая роговая обманка. В некоторых образцах можно предполагать присутствие хлоритизированного биотита.

Многочисленные дайки, штоко- и пластообразные тела порфировых пород, прорывающие гранитоиды позднепалеозойской и вулканиты трахиандезитовой ассоциаций, сложены субщелочными кварцевыми диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами. Ранние более основные тела порфировой ассоциации практически неотличимы от близких по составу пород вулканической ассоциации. На основании возрастной и геологической близости и сходства вещественного состава породы порфировой ассоциации объединяются в единую гомодромную серию с вулканитами трахиандезитовой ассоциации [Коваль, Ариунбилэг и др., 1985].

Рассмотренные выше примеры свидетельствуют о раннемезозойском возрасте рудоносных порфировых пород Орхон-Селенгинского и Центрально-Монгольского районов и геологической их сопряженности с андезитобазальтовыми ассоциациями раннемезозойских прогибов северо- и юго-западного обрамления Хэнтэйского поднятия. Последние отличаются значительным объемом вулканокластического материала, его слабой стратификацией и неустойчивостью состава вулканитов по латерали [Мос-

Химический состав раннемезозойских вулканических пород Орхон-Селенгинского и Предхэнтэйского районов МНР, мас. %

Компонент	Орхон-Селенгинский район, уч. Хан-Хараин-Ама (Приорхонский)														
	Нижняя толща										Верхняя толща				
	низ, средняя часть							верх							
	1	2*(6)	3*(4)	4	5*(2)	6*(4)	7	8*(4)	9*(2)	10*(3)	11	12*(2)	13	14	15
SiO ₂	58,61	58,80	58,50	57,60	59,70	58,60	59,53	56,70	55,25	55,90	50,85	50,55	49,00	46,40	51,56
TiO ₂	1,42	1,02	1,09	1,16	1,01	1,05	1,06	1,10	1,06	1,07	1,54	1,61	1,53	1,59	1,05
Al ₂ O ₃	18,40	18,95	16,95	18,10	16,98	17,60	16,20	17,04	17,88	17,47	18,0	18,43	17,65	18,70	18,60
Fe ₂ O ₃	3,83	3,66	5,75	2,50	4,74	4,48	4,77	5,39	5,34	6,60	6,12	6,86	7,10	5,80	4,45
FeO	1,25	1,22	0,86	3,58	0,36	1,15	0,81	1,36	1,87	1,15	4,49	3,88	3,95	5,25	5,20
MnO	0,06	0,06	0,08	0,11	0,06	0,07	0,04	0,10	0,11	0,12	0,18	0,18	0,21	0,22	0,23
MgO	1,41	1,63	2,18	2,32	1,50	2,22	1,52	3,28	3,00	3,01	3,30	3,40	4,60	5,70	4,30
CaO	4,31	4,00	3,80	3,01	2,80	3,82	3,47	5,05	5,64	5,42	7,40	6,41	8,20	9,80	8,70
Na ₂ O	5,59	5,50	4,70	5,94	5,08	5,30	5,40	4,99	5,11	4,86	4,96	5,05	4,05	3,08	3,65
K ₂ O	3,70	3,61	3,65	4,07	4,80	3,86	3,92	3,05	2,60	2,70	1,35	2,23	0,75	0,51	0,31
P ₂ O ₅	0,28	0,25	0,31	0,28	0,25	0,28	0,24	0,30	0,36	0,34	0,51	0,49	0,42	0,44	0,32
П. п. п.	—	1,02	2,07	—	2,68	1,41	—	1,42	1,63	1,58	—	0,50	2,05	2,23	1,65
H ₂ O	1,11	—	—	1,73	—	—	2,55	—	—	—	1,10	—	—	—	—
F	0,05	0,16	0,10	0,07	0,05	0,06	0,05	0,06	0,08	0,03	—	0,09	0,10	0,12	0,12
С у м м а . .	99,65	99,81	100,00	100,44	99,99	99,87	99,54	99,81	99,90	100,24	99,80	99,64	99,57	99,79	100,09

Компонент	Их-Хайрханский прогиб, Баянкульский участок									Эрдэнтуинское рудное поле, северо-западный фланг			
	Фация												
	вулканическая				жилльная								
	16	17	18	19*(4)	20	21	22	23	24*(3)	25	26	27*(2)	28*(3)
SiO ₂	56,07	56,73	59,75	59,80	54,79	57,54	59,07	59,78	60,92	61,59	61,94	60,28	59,88
TiO ₂	0,96	0,99	0,77	0,73	1,05	1,03	1,02	1,10	0,80	0,98	0,82	0,78	0,91
Al ₂ O ₃	17,09	14,98	14,84	15,79	14,85	16,50	15,80	15,40	15,95	16,30	16,60	16,76	15,64
Fe ₂ O ₃	6,88 **	6,05	1,28	2,02	2,32	5,92 **	1,55	3,72	1,78	4,01	4,35	4,55	4,37
FeO	—	1,74	4,42	3,05	4,67	—	3,77	2,51	2,77	2,51	1,58	1,72	1,51
MnO	0,11	0,14	0,12	0,09	0,09	0,06	0,05	0,10	0,08	0,18	0,18	0,17	0,10
MgO	7,63	2,44	5,32	4,36	7,23	7,40	3,15	4,30	2,90	2,10	1,95	1,84	3,20
CaO	5,37	5,77	4,57	4,40	7,85	5,90	4,90	4,60	3,60	3,20	4,67	2,99	2,75
Na ₂ O	3,20	4,75	3,03	3,83	2,92	3,10	3,64	3,95	3,98	6,18	5,18	5,98	5,05
K ₂ O	2,77	1,63	3,18	2,71	2,16	2,98	3,12	2,47	2,80	0,44	1,32	0,82	2,86
P ₂ O ₅	—	0,25	0,27	0,20	0,38	—	0,25	0,32	0,25	0,25	0,19	0,20	0,35
П. п. п.	—	4,53	2,15	2,85	2,09	—	3,62	1,92	4,11	2,04	0,70	3,67	3,31
H ₂ O	—	0,51	0,35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	0,07	0,08	—	0,05	—	0,08	0,10	0,12	0,07	0,12
Сумма . . .	100,08	100,41	100,05	99,87	100,45	100,45	99,97	100,17	99,98	99,84	99,55	99,80	100,00

Примечание. 1—3 — оливин-пироксен-плагноклазовые трахиты; 4—7 — калишпат-оливин-пироксен-плагноклазовые трахиты; 8—10 — трахиандезитобазальты; 11—13 — трахибазальты; 14, 15 — базальты; 16, 17 — трахиандезитобазальты; 18, 19 — трахиандезиты; 20 — кварцсодержащий диоритовый порфирит, заметно пропилитизированный; 21—24 — трахиандезитовые порфириты, заметно пропилитизированные; 25—28 — пропилитизированные трахиандезиты. Звездочкой отмечены анализы усредненных проб, выполненные на рентгеновском квантометре (аналитик Т. Н. Гупичева, окисное железо определялось Л. П. Коваль, фтор — Л. Л. Петровым с помощью спектрального метода). В скобках приведено число единичных проб в усреднении. Анализы, исключая № 16, 17, 18 и 21, заимствованные из работы [Кеппежинская, 1974], выполнены в Институте геохимии СО АН СССР, аналитики Л. Н. Матвеева, В. И. Мордвинова, В. К. Халтуева, Г. Я. Стржебнева.

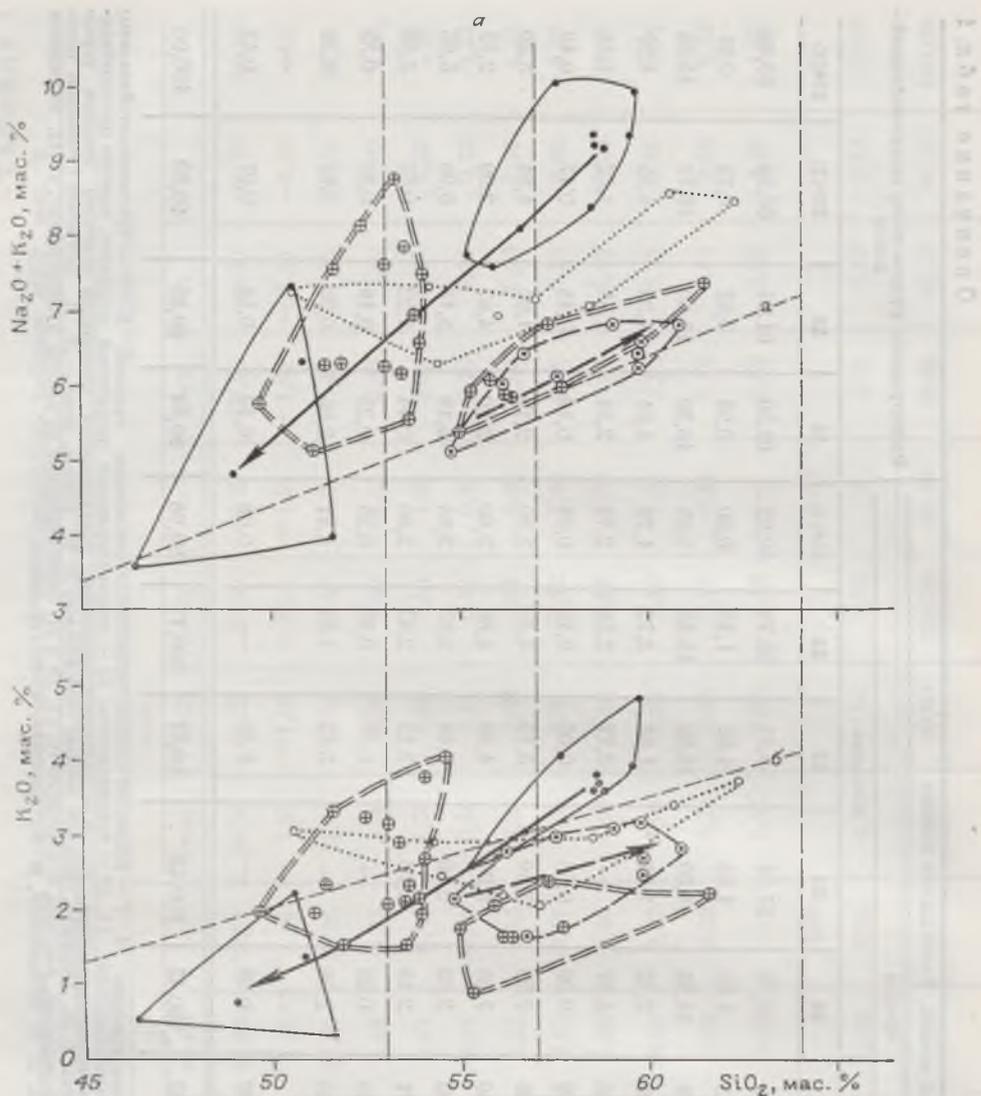
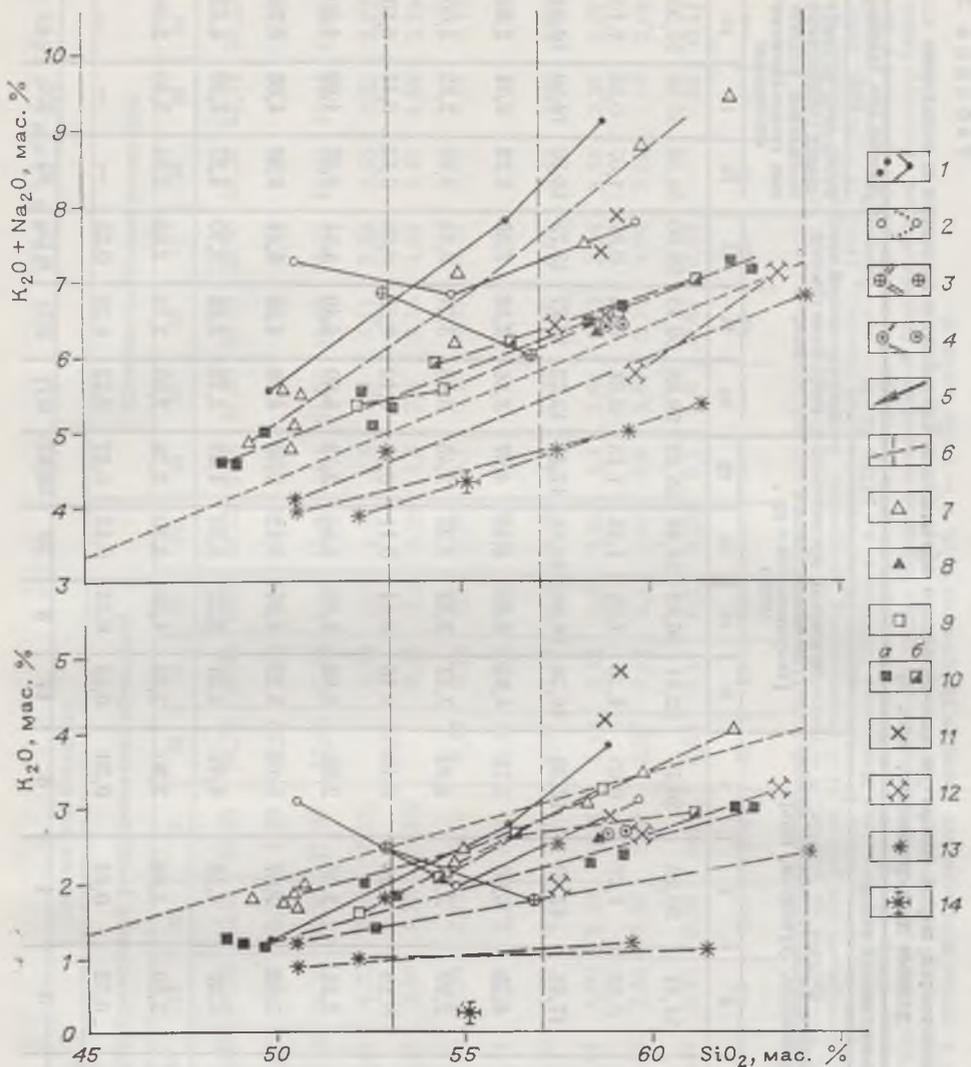


Рис. 2. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ и $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ раннемезозойских вулканических пород северо- и юго-западного обрамления Хэнтэйского поднятия (*a* — поля составов, *б* — средние составы, а также данные по субщелочным андезитондным ассоциациям и вулканитам районов медно-порфирового оруденения других областей).

1—4 — точки и границы полей составов вулканических пород отдельных участков: Хан-Хараин-Ама (Приорхонский) (1), Хучжиртуин-Гол [Кебезинскас, Лучицкий, 1974] (2), Орхонского [Моссаковский и др., 1973] (3) и Баянкульского (4) прогибов; 5 — установленные направления общей эволюции состава пород (вверх по разрезу) для отдельных участков; 6 — классификационные гра-

саковский и др., 1973; Фрих-Хар, Лучицкая, 1983]. Наряду с трещинными в них широко распространены аппараты центрального типа, включая стратовулканы. В вулканической фации раннемезозойских ассоциаций практически отсутствуют кислые члены, которые обычно слагают мелкие субвулканические тела типа силлов, даек, штоков и некков. В районах медно-порфирового оруденения раннемезозойские андезитовые ассоциации сочетаются с крупными гранитоидными массивами предшествующего магматического цикла и более поздними порфировыми ассоциациями. С последними они, по всей вероятности, образуют единые генетически связанные серии [Коваль, Ариунбилэг и др., 1985; Коваль, Гэрэл и др., 1985].



ницы согласно данным работы [Магматические горные породы..., 1983], граница полей калинатровых и шоннит-латитовых серий дана по работе [Pescerillo, Taylor, 1976]; 7, 8 — калинатровые субщелочные ассоциации островных дуг: Курило-Камчатской [Волынец и др., 1984] (7) и Восточного Папуа [Jakes, White, 1972] (8); 9, 10 — калинатровые субщелочные ассоциации активных континентальных окраин: Южная Америка [Кривцов, 1983; Hörmann e. a., 1973] (9), Запад США (а — средние составы [Кузьмин, 1985], б — влк. Саммер Кун [Zielinski, Lipman, 1976] (10)); 11—14 — вулканические ассоциации районов медно-порфирового оруденения [по Кривцову, 1983]: эпикратонные (11), эпимиogeосинклинальные (12), эпизвеосинклинальные (13), эвгеосинклинальные (14). Сплошными и пунктирными линиями соединены фигуративные точки средних составов вулканитов отдельных районов и ассоциаций.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Для раннемезозойских вулканических ассоциаций северо- и юго-западного обрамления Хэнтэя типичны породы ряда трахибазальт — трахиандезитобазальт — трахиандезит (табл. 1, 2, рис. 2). Хотя специально количественные соотношения вулканитов разной основности не изучались, имеющиеся данные указывают на общее преобладание в ассоциациях пород среднего трахиандезитобазальтового состава. Обычны также разновидности, близкие по составу к трахитам, латитам и андезитоидам

Средний химический состав раннемезозойских вулканических пород северо- и юго-западного обрамления Хэнтэйского поднятия и некоторые данные для сравнения, мас. %

Компонент	Орхон-Селенгинский район												Предхэнтэйский прогиб, Баянгульский участок			Данные для сравнения Вулканыты каликатровых субщелочных ассоциаций различных геодинамических обстановок		
	уч. Хан-Хараин-Ама				уч. Хучжиртуин-Гол (усреднение данных [Кележинскас, Лучицкий, 1974])				Орхонский прогиб (усреднение данных [Моссаковский и др., 1973])									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	58,75	56,11	49,82	56,78	59,60	54,91	50,56	56,70	52,91	56,89	54,18	55,65	58,88	59,13	59,00	54,88	59,98	57,50
TiO ₂	1,05	1,08	1,49	1,14	0,89	0,93	1,27	0,95	1,25	1,05	1,18	1,13	0,81	0,94	0,87	1,07	0,85	1,10
Al ₂ O ₃	17,82	17,37	18,30	17,78	17,34	17,18	17,40	17,29	16,76	16,99	16,84	17,37	15,72	15,77	15,75	16,80	16,50	16,60
Fe ₂ O ₃	4,39	5,78	6,20	5,08	2,82	4,25	5,90	3,74	4,92	3,36	4,42	4,67	2,56	2,16	2,36	4,73	3,71	2,60
FeO	1,14	1,40	4,44	1,78	2,98	2,99	2,44	2,92	3,22	3,32	3,25	2,46	3,06	3,21	3,14	3,66	2,62	4,00
MnO	0,07	0,11	0,20	0,10	0,16	0,19	0,20	0,18	0,10	0,11	0,11	0,11	0,10	0,08	0,09	0,12	0,11	0,10
MgO	1,88	3,12	4,12	2,60	2,25	3,31	3,95	2,86	5,83	4,90	5,53	3,73	4,69	4,40	4,54	3,36	1,96	4,20
CaO	3,73	5,30	7,82	4,87	3,98	5,88	7,67	5,16	5,27	4,81	5,12	5,00	4,76	4,86	4,81	5,41	4,05	6,70
N ₂ O	5,27	4,97	4,31	5,02	4,60	4,31	4,16	4,44	4,31	3,32	4,50	4,69	3,76	3,65	3,70	4,27	4,39	4,40
K ₂ O	3,84	2,83	1,23	3,11	3,16	2,50	3,08	2,90	2,53	1,79	2,30	2,78	2,63	2,73	2,68	2,64	3,10	2,00
P ₂ O ₅	0,27	0,33	0,44	0,32	0,39	0,32	0,62	0,39	0,49	0,32	0,43	0,37	0,22	0,28	0,25	—	—	—
n	7(19)	3(9)	5(6)	15(34)	4	3	1	8	17	8	25	48(67)	4(7)	5(7)	9(14)	95	101	10

Компонент	Данные для сравнения																					
	Вулканы калинатрозовых субщелчных ассоциаций различных геодинамических обстановок															Шошонит-латитовые ассоциации						
	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	52,22	54,44	58,64	56,3	54,3	61,1	49,04	52,66	58,33	62,12	50,25	54,78	59,40	62,1	58,52	53,6	57,60	50,62	55,46	58,20	53,74	59,27
TiO ₂	1,42	1,42	1,12	0,98	1,1	0,88	1,64	1,47	1,07	0,78	1,30	1,27	1,12	0,9	0,76	1,1	1,85	0,83	0,93	1,05	1,05	0,56
Al ₂ O ₃	15,88	16,04	16,36	15,4	16,4	15,4	15,90	16,72	16,16	16,30	17,70	17,60	17,66	17,3	16,20	15,8	14,50	16,01	16,75	17,90	15,84	15,90
Fe ₂ O ₃	1,84	2,20	3,42	4,1	4,5	3,1	3,29	3,41	4,15	2,89	3,73		2,56	2,7	2,93	2,8	4,9	4,11	2,55	2,55	3,25	2,22
FeO	6,58	5,47	3,34	3,2	2,7	2,7	6,48	5,24	3,40	1,72	6,43		3,62	2,1	3,28	3,6	2,9	4,55	4,01	3,40	4,85	3,19
MnO	0,14	0,12	0,10	0,12	0,15	0,11	0,15	0,16	0,14	0,11	0,15	0,17	0,12	0,1	0,09	0,1	0,11	0,17	0,11	0,07	0,11	0,10
MgO	7,06	6,50	3,98	4,8	4,2	3,4	7,95	5,41	3,38	2,33	5,06	3,37	1,80	1,2	4,14	4,3	2,75	6,24	4,81	2,74	6,36	5,45
CaO	8,07	6,87	5,60	6,7	7,5	5,0	9,10	8,10	5,50	4,82	8,97	6,97	4,74	2,4	5,59	6,1	5,20	9,26	6,71	3,19	7,90	5,90
Na ₂ O	3,68	3,40	3,76	3,5	3,8	4,0	3,38	3,64	4,09	4,23	3,36	4,13	5,12	5,3	3,64	4,1	3,80	2,93	2,94	3,18	2,38	2,67
K ₂ O	1,66	2,16	2,78	2,7	2,1	3,0	1,24	1,44	2,34	3,00	1,90	2,37	3,42	4,1	2,67	3,8	3,40	2,74	3,66	5,64	2,57	2,68
P ₂ O ₅	0,37	0,35	0,46	0,37	0,47	0,28	0,52	0,40	0,43	0,34	0,45	0,43	0,4	0,2	0,25	0,5	0,8	0,44	0,60	—	0,54	0,41
n	2	4	2	1	1	1	12	34	16	13	278	21	10	10	—	—	—	42	22	2	—	—

Примечание. 1 — трахиты низов нижней толщи; 2 — трахиандезитобазальты нижней толщи; 3 — трахибазальты верхней толщи; 4 — среднее по разрезу; 5 — трахиандезиты; 6 — трахиандезитобазальты; 7 — щелочной базальт; 8 — среднее по разрезу; 9 — трахибазальты — трахиандезитобазальты (см. рис. 2); 10 — трахиандезитобазальты — трахиандезиты (см. рис. 2); 11 — среднее для прогиба; 12 — среднее для района; 13 — вулканическая (покровная) фация; 14 — субвулканическая (жильная) фация; 15 — среднее; 16 — трахиандезитобазальт [Магматические горные породы..., 1983]; 17 — трахиандезит [Магматические горные породы..., 1983]; 18 — андезит, Центральные Анды [Кривцов, 1983]; 19—21 — андезитобазальт и андезит, Аргентина, Восточная Кордильера [Höfman e. a., 1973]; 22—24 — влк. Саммер Кун, Запад Северной Америки [Zielinski, Lipman, 1976]; 25—28 — Запад США [Кузьмин, 1985]; 29—32 — Курило-Камчатская островная дуга, рассчитано по данным работы [Вольнец и др., 1984]; 33 — высококальцевый андезит, Восточный Папуа [Jakes, White, 1972]; 34, 35 — поднемеозойские латиты внутриконтинентальной подвижной зоны, Восточное Забайкалье [Тauson, Захаров, 1974]; 36—38 — вулканы шошонитовых ассоциаций островных дуг [Morrison, 1980]; 39, 40 — шошонит и латит ассоциаций вулканических дуг [Jakes White, 1972]. В скобках указано число единичных проб в случае использования анализов усредненных проб, n — число анализов.

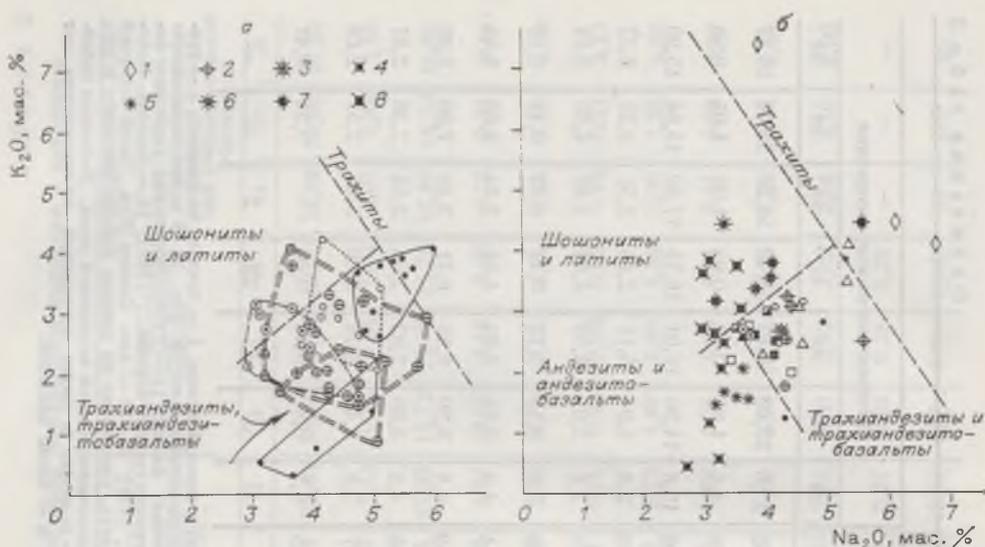


Рис. 3. Диаграмма $K_2O - Na_2O$ орогенных андезитондных вулканических ассоциаций (а — поля составов раннемезозойских калинатровых субщелочных ассоциаций северо- и юго-восточного обрамления Хэнтэйского поднятия, б — средние составы ассоциаций различных районов мира). Средние составы и границы полей составов намечены по данным работ [Магматические горные породы..., 1983; Таусон, Захаров, 1974; Тейлор, 1972; Gill, 1981; Morrison, 1980].

1 — трахиты; 2 — трахиандезиты; 3 — трахиандезитобазальты; 4 — орогенные андезиты; 5 — андезиты; 6—8 — породы шошонит-латитовых серий. Ост. усл. обозн. см. на рис. 2. Для Запада США и Юж. Америки приведены данные табл. 2.

нормального ряда щелочности. Наиболее общие петрохимические признаки пород рассматриваемых ассоциаций — их высокая глиноземистость и повышенная щелочность, соответствующая субщелочному ряду пород. В этом отношении они чрезвычайно близки к шошонит-латитовым сериям [Morrison, 1980], с которыми перекрываются на большинстве петрохимических диаграмм ($K_2O + Na_2O - SiO_2$, AFM и др.). Основным петрохимическим отличием здесь может служить отношение K_2O/Na_2O , не опускающееся ниже 0,8 у шошонитовых андезитов и латитов (рис. 3). Диаграмма $K_2O - Na_2O$ особенно полезна для выделения трахит-трахиандезитовых составов, попадающих в латитовое поле на традиционной диаграмме $K_2O - SiO_2$ (см. рис. 2, а, большая часть точек, расположенных выше линии «б»). Таким образом, вулканические ассоциации северо- и юго-западного обрамления Хэнтэя по химическому составу определяются как высокоглиноземистые калинатровые ассоциации субщелочного ряда.

Сравнение химического состава субщелочных раннемезозойских вулкаников между собой обнаруживает их существенные различия как между отдельными ассоциациями рассматриваемой области, так и в самих ассоциациях по большинству петрохимических параметров: общей щелочнометалльности, K_2O , K_2O/Na_2O , $(FeO^* = 0,9Fe_2O_3 + FeO) : MgO$, MgO и др. (см. рис. 2, 3; рис. 4), коррелирующихся между собой. Особенно показательны изменения магнезиальности пород при сохранении близкого для всего ряда субщелочных высокоглиноземистых пород тренда общей железистости (см. рис. 4). По этому признаку выделяются высокомагнезиальные относительно низкощелочные ассоциации и менее магнезиальные ассоциации с более высоким уровнем щелочности, отчетливо различающиеся по относительному положению фигуративных точек средних составов на диаграммах $MgO - SiO_2$, $FeO^*/MgO - SiO_2$, $Na_2O + K_2O - SiO_2$ и AFM (см. рис. 2, 4; рис. 5).

К первым из них принадлежат трахибазальт-трахиандезитовые ассоциации Предхэнтэйского и Орхонского прогибов, ко вторым — трахит-содержащие ассоциации участков Хучжиртуин-Гол и Хан-Харайн-Ама, в которых установлены разновидности с крупленниками [Кепежинская,

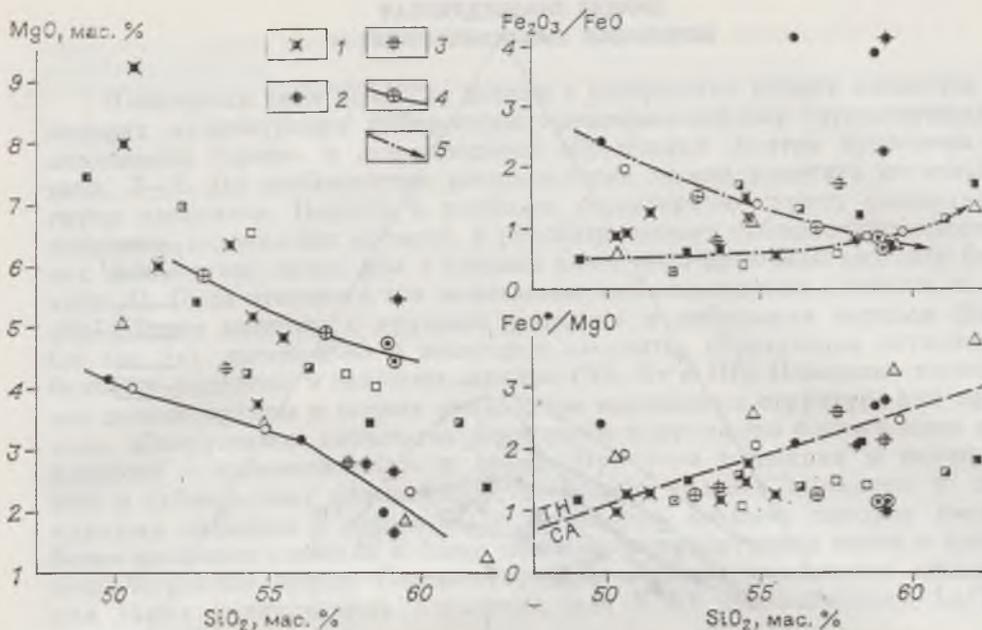


Рис. 4. Диаграммы $FeO^*/MgO - SiO_2$, $Fe_2O_3/FeO - SiO_2$ и $MgO - SiO_2$ орогенных андезитовидных вулканических пород.

1, 2 — базальты и базальтовые андезиты (1) и андезиты (2) шошонитовых ассоциаций [Jakes, White, 1972; Morrison, 1980]; 3 — позднемезойские латиты Восточного Забайкалья [Тausон, Захаров, 1974]; 4 — тренды высокомагнезиальных относительно низкощелочных и более щелочных относительно низкомагнезиальных ассоциаций; 5 — основные тренды окисленности железа. Штриховой линией показана граница толеитовых (ТН) и известково-щелочных (СА) серий по данным работы [Mijashiro, 1975]. Для Запада США и Южной Америки приведены данные табл. 2.

Лучицкий, 1974] и каймами калишпата у вкрапленников плагиоклаза [Коваль, Гэрэл и др., 1985].

Другая важная особенность, отмеченная также в работе [Моссаковский и др., 1973], — обособление роев составов отдельных групп пород в общем поле составов вулкаников конкретных разрезов, которое, очевидно, указывает на сериальную их неоднородность. Так, для Орхонского прогиба отчетливо различаются поля составов трахибазальт-трахиандезитовых пород и трахиандезитобазальтов — трахиандезитов, существенно разнящиеся по уровню общей щелочности (см. рис. 2, а). Среди эффузивов уч. Хан-Хараин-Ама обособляются рои точек составов трахитов — трахиандезитобазальтов нижней толщи и трахибазальтов верхней толщи, специфика которых подчеркивается разницей в степени окисленности железа (см. рис. 4). Общая конфигурация поля составов эффузивов уч. Хучжиртуин-Гол также дает основание предполагать его сериальную неоднородность (см. рис. 2, а). Заметим, что в каждом из выделяющихся таким образом роев точек вариации составов вулкаников достаточно значительны и, по-видимому, соответствуют определенным трендам. Например, для вулкаников нижней толщи разреза Хан-Хараин-Ама устанавливается антидромное изменение составов снизу вверх по разрезу. Вулканики верхней толщи как бы продолжают эту тенденцию общего антидромного развития магматизма (с разрывом непрерывности поля составов в области трахиандезитобазальтов, см. рис. 2). Появление базальтовых составов в верхах разрезов отмечено также на уч. Хучжиртуин-Гол [Кепежинская, Лучицкий, 1974] и в Орхонском прогибе ([Моссаковский и др., 1973], наши наблюдения). Однако в связи со значительной эродированностью могодской свиты эта часть ее разреза остается наименее изученной.

В отличие от рассмотренных выше примеров, точки составов вулкаников Баянкульской структуры образуют компактный рой, вытянутый вдоль границы полей субщелочных пород и пород нормальной щелочности и совпадающий с полем составов трахиандезитов Орхонского проги-

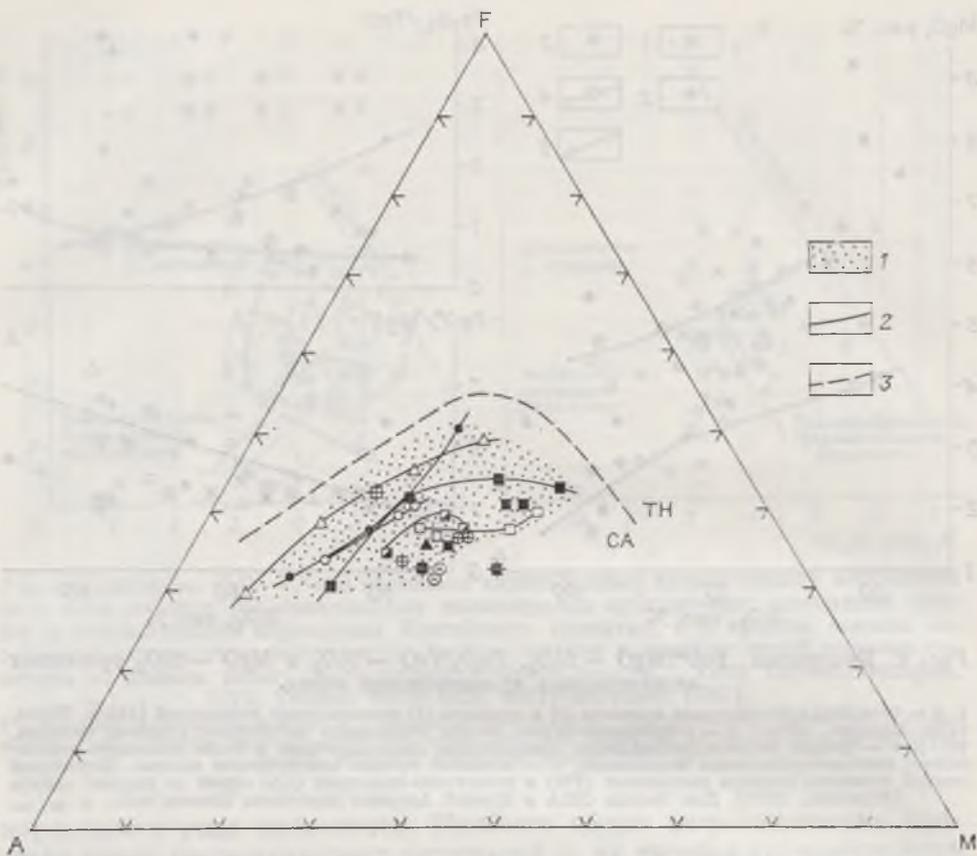


Рис. 5. Диаграмма AFM средних составов субщелочных каликатровых ассоциаций различных геодинамических обстановок (данные табл. 2).

1 — поле средних составов субщелочных каликатровых вулканитов; 2 — линии соединения составов пород отдельных районов или ассоциаций; 3 — граница толеитовых (ТН) и известково-щелочных (СА) серий [по Gill, 1981]. Ост. усл. обозн. см. на рис. 2 и 4.

ба (см. рис. 2). Но было бы преждевременным на основании этих данных делать вывод о сериальной однородности ассоциации всего Предхэнтэйского прогиба, учитывая неполноту изученного разреза и проведенную нами отбраковку значительной части имевшихся анализов в связи с изменением состава пород в рудном поле процессами метасоматизма. Вместе с тем достаточно определенным является вывод о гомодромности тренда химического состава вулканитов Баянульского участка, порфировые породы которого образуют единую гомодромную серию с вулканитами, представляя ее более кремнекислую завершающую часть [Коваль, Ариунбилэг и др., 1985].

Эта очень существенная особенность развития рудоносного магматизма рассмотрена нами также на примере Эрдэнэтского района [Коваль, Гэрэл и др., 1985], уч. Хан-Хараин-Ама, где гомодромная часть тренда (от диоритовых порфиритов до лейкогранит-порфиров) прослеживается в составе субвулканической фации вулканитов и ассоциирующихся с ними порфировых интрузий. Очевидно, что гомодромные тенденции должны также быть проявлены в составе верхней трахибазальтовой части разреза могодской свиты, которая в значительной степени уничтожена эрозией [Моссаковский и др., 1973]. В связи с этим необходимо отметить кварц-нормативный плагиофировый характер трахибазальтов верхней толщи разреза в Хан-Хараин-Ама.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Имеющиеся пока немногие данные о содержании редких элементов в породах калинатровых субщелочных раннемезозойских вулканических ассоциаций северо- и юго-западного обрамления Хэнтэя приведены в табл. 3—5. По особенностям распределения можно наметить несколько групп элементов. Первую и наиболее характерную группу составляют элементы, содержания которых в рассматриваемых субщелочных андезитах значительно выше, чем в среднем известково-щелочном андезите (см. табл. 4). Сюда относятся так называемые «несовместимые» элементы, т. е. образующие катионы с крупным радиусом и небольшим зарядом (Rb, Cs, Ba, Sr), легкие РЗЭ и некоторые элементы, образующие катионы с большим радиусом и большим зарядом (Nb, Zr и Hf). Поведение элементов данной группы в сериях вулканитов конкретных структур, как правило, обнаруживает достаточно устойчивую корреляцию с изменением основности — кремнекислотности пород. При этом тенденция к накоплению в субщелочных андезитоидах несколько сильнее выражена у тех крупных катионов с относительно небольшим зарядом, которые имеют более щелочные свойства и более заметные коррелятивные связи с кремнекислотностью пород. Соответствующим образом изменяются отношения таких индикаторных элементов, как K/Rb (уменьшается), La/Yb (возрастает).

Распределение РЗЭ характеризуется их высоким общим содержанием и резкой обогащенностью легкими РЗЭ (см. табл. 5; рис. 6), особенно высокой у наиболее кремнекислых разновидностей вулканитов — трахитов и трахандезитов. В этих же составах проявлен заметный европиевый минимум.

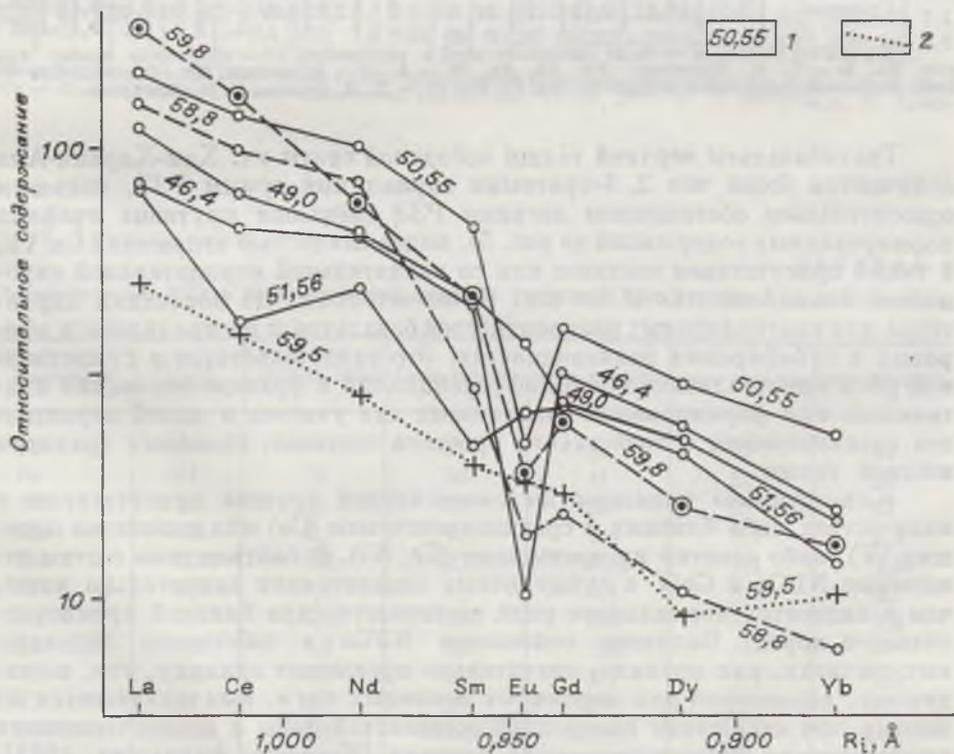


Рис. 6. Графики нормированных содержаний РЗЭ в раннемезозойских калинатровых субщелочных андезитоидных породах Монголии. Содержания нормированы по углестому хондриту [Anders, Ebihara, 1982].

R_i — радиус ионов РЗЭ [Shannon, 1976]. 1 — содержание кремнезема в образцах, 2 — данные для среднего известково-щелочного андезита [Тейлор, 1972]. Ост. усл. обозн. см. на рис. 2.

Содержания редких (г/т) и щелочных элементов, кремнезема и фтора
и Предхэнтэйского

№ пробы в табл. 1	№ пробы	n	SiO ₂	K	Na	Li	Rb	Cs	Be	F	B	Ba	Sr	Pb	Sn
2	У-эт-2001	(6)	58,80	2,82	3,96	16	80	2,6	3,5	0,16	22	900	870	18	1,4
3	У-эт-2009	(4)	58,50	3,93	3,38	20	76	1,2	2,3	0,10	23	1300	1000	18	1,7
5	У-эт-2002	(2)	59,70	4,00	3,65	9	115	2,5	3,2	0,05	19	1100	2200	20	1,7
6	У-эт-2003	(4)	58,60	3,06	4,42	17	92	He обн.	3,6	0,06	25	1300	1000	22	2,0
	Сред- нее	4(16)	58,79	3,30	3,89	16	86	1,6	3,2	0,11	23	1125	1100	19	1,7
8	У-эт-1008	(4)	56,70	2,50	3,46	15	58	He обн.	2,7	0,06	29	1200	950	20	1,6
9	У-эт-2004	(2)	55,25	2,00	3,90	11	50	»	2,4	0,08	17	1000	1300	16	1,5
10	У-эт-2010	(3)	55,90	2,04	3,46	12	44	4,0	4,1	0,03	19	660	1000	14	1,4
	Среднее	3(9)	56,11	2,23	3,56	13	52	1,3	3,1	0,05	23	976	1044	17	1,5
12	У-эт-1854	(2)	50,55	1,78	3,64	12	46	Сл.	2,4	0,09	20	500	410	34	3,0
13	Эт-2460/30	(1)	49,00	0,62	3,00	29	12	He обн.	—	0,10	—	—	—	—	—
14	Эт-2460/31	(1)	46,40	0,42	2,28	31	9	»	—	0,12	—	—	—	—	—
15	Эт-2460/34	(1)	51,56	0,26	2,70	4	5	»	—	0,12	—	—	—	—	—
	Среднее	4(5)	49,61	0,97	3,05	18	24	»	—	0,10	—	—	—	—	—
27	У-эт-1867	(2)	60,28	0,73	4,00	15	12	»	2,4	0,07	70	740	980	25	3,0
28	У-эт-1869	(3)	59,88	2,44	3,50	15	64	»	1,7	0,115	29	1400	550	16	2,0
19	У-Дх-1827	(4)	59,80	2,12	2,66	19	92	6	4,8	0,07	86	850	1000	27	3,0
24	У-Дх-1825	(3)	60,92	2,04	2,00	31	98	5	2,0	0,08	41	760	400	18	3,0
20	Дх-2485/3	(1)	54,79	1,90	2,60	58	71	He обн.	3,0	0,11	15	500	760	10	2,8
22	Дх-2485/2	(1)	59,07	2,60	2,72	42	91	»	1,7	0,08	9	670	500	18	4,6
	Среднее	3(5)	59,32	2,12	2,26	39	91	3	2,1	0,09	29	690	492	16	3,3

Примечание. n — число единичных проб в усреднении; (1) — единичные пробы. Ана-
ров, Ba, Sr — С. К. Ярошенко, Pb, Zn, Sn, W — А. И. Кузнецова, Mo, Cr, Ni, Co, V —
ская; атомно-абсорбционный анализ: K, Na, Li, Rb, Cs — Д. Я. Орлова, С. И. Шигарова.

Трахитобазальты верхней толщи могодской свиты уч. Хан-Харайн-Ама отличаются более чем 2, 5-кратными вариациями суммы РЗЭ, меньшим относительным обогащением легкими РЗЭ (меньшая крутизна графика нормированных содержаний на рис. 5), выдержанностью соотношений La/Yb, а также присутствием составов как со значительной отрицательной европеевой аномалией, так и без нее. Примечательно, что последняя характерна для плагиофировых разновидностей базальтов и не проявлена в афировых и субафировых разновидностях. Это свидетельствует о существенной роли кристаллизационной дифференциации и фракционирования плагиоклаза при формировании базальтовых лав участка и малой вероятности возникновения в ходе такого процесса составов, подобных трахитам нижней толщи.

«Совместимые» элементы железомagneйной группы присутствуют в количествах либо близких к среднеандезитовым (Co) или несколько меньших (V), либо заметно их превышают (Cr, Ni). В соответствии с этим отношения Ni/Co и Cr/V в субщелочных андезиитоидах значительно выше, чем в андезитах нормального ряда щелочности (при близкой кремнекислотности пород). Величина отношения Ni/Co в собственно андезитовых составах, как правило, значительно превышает единицу, что, по-видимому, характерно для первичных основных магм, выплавленных из мантии при отсутствии самородной железистой фазы и не претерпевших существенного фракционирования оливина [Кюгарко, Арутюнян, 1983]. Это особенно интересно в сравнении с более низким (0,87) значением Ni/Co отношения, полученным для плагиофирового базальта (см. табл. 4).

Содержание Си находится на уровне, не только не превышающем обычный для пород соответствующей кремнекислотности, но и опуска-

(%) в раннемезозойских вулканических породах Орхон-Селенгинского районов МНР

Zn	Mo	W	Nb	Ta	Zr	Hf	Cr	Ni	V	Co	Cu	K/Rb	Nb/Ta	Zr/Hf	Ni/Co	Cr/V	Ba/Sr	Rb/Sr	Ba/Rb
44	3,2	0,7	8,0	~0,5	415	7,6	28	23	87	12	32	350	16	55	1,92	0,32	1,03	0,09	11,2
40	1,0	0,7	9,4	~0,6	380	8,5	49	40	120	14	38	517	16	45	2,86	0,41	1,30	0,08	17,1
38	<1,0	0,5	8,2	~0,3	410	7,6	66	34	74	11	16	348	27	54	3,09	0,89	0,50	0,05	9,6
46	1,2	0,8	5,0	~0,3	280	5,0	86	40	96	12	28	333	17	60	3,33	0,90	1,30	0,09	14,1
43	<1,9	0,7	7,6	~0,5	372	7,2	52	33	96	12	30	380	~15	52	2,75	0,54	1,02	0,08	14
48	1,0	0,7	6,0	0,5	335	7,3	100	42	130	16	58	431	12	46	2,62	0,77	1,26	0,06	21
63	<1,0	0,7	—	—	—	—	74	42	140	17	38	400	—	—	2,47	0,53	0,77	0,06	20
48	<1,0	1,0	8,3	~0,4	350	8,0	110	45	120	20	100	464	21	44	2,25	0,92	0,66	0,04	15
51	<1,0	0,8	7,0	~0,46	341	7,6	98	43	129	18	68	430	~15	45	2,4	0,8	0,93	0,05	19
118	<1,0	0,9	—	—	—	—	36	40	220	46	95	387	—	—	0,87	0,16	1,22	0,11	11
—	—	—	2,8	—	165	3,7	—	—	—	—	—	517	>10	45	—	—	—	—	—
—	—	—	2,6	—	125	2,8	—	—	—	—	—	467	>10	45	—	—	—	—	—
—	—	—	2,7	—	200	4,3	—	—	—	—	—	520	>10	46	—	—	—	—	—
—	—	—	2,7	—	163	3,6	—	—	—	—	—	404	>10	45	—	—	—	—	—
106	<1,0	0,8	—	—	—	—	33	25	120	19	3,2	608	—	—	1,31	0,28	0,72	0,01	59
48	<1,0	0,8	—	—	—	—	44	30	110	18	16	381	—	—	2,98	0,40	2,00	0,12	17
68	<1,0	0,5	—	—	—	—	210	76	110	28	25	230	—	—	2,71	1,91	0,85	0,09	9,2
60	<1,0	1,6	8,6	~0,4	425	7,0	120	46	66	17	17	208	~22	61	2,70	1,82	1,90	0,24	7,8
87	<1,0	0,9	5,8	~0,7	415	10,3	190	150	120	30	24	268	~8	40	5,00	1,58	0,66	0,09	7,0
62	<1,0	0,9	9,2	~0,2	425	6,7	120	51	130	21	15	286	~46	63	2,43	0,92	1,34	0,18	7,4
66	<1,0	1,3	8,2	~0,4	423	7,6	134	68	90	20	18	232	~20	56	3,4	1,49	1,40	0,18	7,6

даны выполнены в ГЕОХИ СО АН СССР: эмиссионный спектральный анализ: Вe, В, F — Л. Л. Петрова — Л. Н. Одареева; спектрохимический анализ: Nb, Ta, Zr, Hf — Л. Д. Макагон, С. Н. Арбат-

Таблица 4

Распределение PЗЭ в вулканических породах участков Хан-Харани-Ама и Баян-Ула, Г/Т

Компонент	2(У-эт-2001)	12(У-эт-1854)	13(Эт-2460/30)	14(Эт-2460/31)	15(Эт-2460/34)	19(У-Дх-1827)
Ia	30	35	27	20	19	44
Ce	61	73	50	41	25	82
Nd	30	46	30	29	22	35
Sm	4,3	9,7	6,7	6,4	3,1	6,8
Eu	0,76	1,2	2,0	0,56	1,4	1,05
Gd	3,0	7,6	5,4	6,1	5,2	4,7
Dy	2,5	7,3	5,4	5,8	5,1	3,8
Er	1,3	4,9	2,5	2,4	—	—
Yb	1,2	3,6	2,3	2,4	1,9	2,0
Y	14	35	20	23	23	17
ΣPЗЭ	145,99	203,87	132,85	119,19	84,40	180,2
ΣPЗЭ + Y	159,99	238,87	152,85	142,19	107,40	197,2
La/Yb	25	9,7	12	8,3	10	22

Примечание. Анализ выполнен спектрохимическим методом, аналитики Е. В. Смирнова и Л. А. Чувашова, ГЕОХИ СО АН СССР.

2—19 — номера проб, соответствуют номерам проб в табл. 1 и 3, в скобках — полевой номер.

Содержания редких элементов (г/т), кремнезема и калия (мас. %) в вулканитах

Компонент	Вулканы раннемезозойских калинатровых субщелочных ассоциаций Монголо-Охотской внутриконтинентальной подвижной зоны (МНР)					Вулканы калинатровых субщелочных ассоциаций					
						Аргентина и Боливия [Hörman e.a., 1973]			Запад США [Zielinski, Lipman, 1976]		
	12-15	8-10	2,3,5,6	19	20,22,24	(2)	(4)	(2)	(1)	(1)	(1)
SiO ₂	49,61	56,11	58,79	59,80	59,32	52,22	54,44	58,64	56,3	54,3	61,1
K	0,97	2,23	3,30	2,12	2,12	1,38	1,79	2,31	2,24	1,74	2,49
Rb	24	52	86	92	91	38	67	132	65	37	55
Ba	500	976	1125	850	690	—	—	—	—	—	—
Sr	410	1044	1100	1000	492	696	550	690	1160	1100	1200
Nb	2,7	7,0	7,6	—	8,2	—	—	—	—	—	—
Zr	163	341	372	—	423	141	194	182	—	—	—
Hf	3,6	7,6	7,2	—	7,6	—	—	—	—	—	—
Cr	36	98	52	210	134	—	—	—	—	—	—
Ni	40	43	33	76	68	67	113	40	74	49	42
V	220	129	96	110	90	—	—	—	—	—	—
Co	46	18	12	28	20	35	30	18	—	—	—
Cu	95	68	30	25	18	44	40	21	—	—	—
La	27	—	30	44	—	—	—	—	30	32	30
Ce	52	—	61	82	—	—	—	—	79	78	70
Yb	2,6	—	1,2	2,0	—	—	—	—	1,5	1,8	1,3
ΣPЗЭ	152	—	146	180	—	—	—	—	165	167	150
K/Rb	404	430	380	230	222	363	267	175	345	470	452
Ba/Sr	1,22	0,93	1,02	0,85	1,40	—	—	—	1,2	1,2	1,5
Rb/Sr	0,11	0,05	0,08	0,09	0,18	0,05	0,12	0,19	0,07	0,04	0,08
Ba/Rb	11	19	14	10	8	—	—	—	18	30	22
La/Yb	10	—	25	22	—	—	—	—	20	17	22
Zr/Hf	45	45	52	—	56	—	—	—	—	—	—
Ni/Co	0,87	2,4	2,8	2,71	3,4	1,9	3,8	2,2	—	—	—
Cr/V	0,16	0,8	0,5	1,91	1,49	—	—	—	—	—	—

Примечание. Номера проб — те же, что и в табл. 1—3, использованных для расчета средних оценок для вулканитов отдельных участков. Данные в колонке (10—25) относятся

к ниже него. Заметим, что то же можно сказать и о втором основном компоненте порфировых руд — Мо. Отсутствие «специализации» на Си и Мо было отмечено нами ранее и у слабоизмененных порфировых интрузий Эрдэнэтского района [Коваль и др., 1984].

Наконец, существует группа элементов, в распределении которых явной зависимости от основных порообразующих компонентов, в первую очередь кремнекислотности, либо не обнаруживается, либо такая связь сильно осложнена процессами, выходящими за рамки простого фракционного плавления и кристаллизации. Это рудные элементы: Pb, Sn, содержащиеся в повышенных против кларков количествах; Zn, Mo, W с концентрациями, близкими к кларковым; Li, которым субщелочные андезиты заметно обогащены, а также Be, B и F. Можно полагать, что в распределении элементов этой группы особенно заметно проявляется влияние флюидного режима становления вулканических очагов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассматривая геологические и возможные генетические связи порфировых интрузий и сопутствующего им молибден-медного оруденения Северной и Центральной Монголии с раннемезозойскими калинатровыми субщелочными базальт-андезитовыми вулканическими ассоциациями, необходимо прежде всего остановиться на:

вещественной специфике указанных вулканитов и ее соотношениях с андезитоидами родственных геохимических типов;

положении субщелочных вулканических ассоциаций в зональной структуре ареала раннемезозойского магматизма Монголо-Охотской подвижной зоны;

некоторых аспектах их генезиса;

субщелочных андезитовых ассоциаций различных районов мира

Континентальный активный окраинный континент				Вулканы каликатровых субщелочных ассоциаций Курило-Камчатской островной дуги [Вольнец и др., 1984]				Шошонит-латитовые ассоциации						Аппенц [Тейлор, 1972]		
Запад США								Восточное Забайкалье [Тусон, Захаров, 1974]			Островные дуги				[Morrison, 1980]	[Jakes, White, 1972]
[Кузьмин, 1985]											(12)	(34)	(16)			
49,04	52,66	58,33	62,12	50,2	54,8	59,4	62,1	53—64	50,6	55,5	58,2			59,5		
1,03	1,20	1,94	2,49	1,58	1,97	2,84	3,4	3,1—3,5	2,3	3,0	4,7			1,3		
25	29	45	48	32	35	47	55	116—135	59	63	199	75	100	31		
900	1100	1750	1230	581	896	1190	1279	1400—1900	683	567	658	1000	850	270		
880	730	1370	925	618	563	474	270	590—1600	943	956	642	700	850	385		
28	25	16	20	6,4	31,4	26,6	38,4	—	—	—	—	—	—	4,3		
215	205	274	350	181	355	380	637	—	67	121	93	50	150	110		
—	—	—	—	4,5	6,9	7,6	9,4	—	—	—	—	1,0	3,2	2,3		
310	194	64	23	75	32	36	48	61—200	156	141	37	30	—	56		
180	87	58	25	36	30	14	6	28—70	50	53	22	20	—	18		
190	182	121	57	233	186	152	28	61—138	290	218	120	200	—	175		
175	26	20	15	28	21	14	3	9—36	24	19	12	—	—	24		
65	67	47	23	107	164	36	23	21—24	159	115	125	—	—	54		
45	40	78	61	20	24	36	48	—	—	—	—	14	18	11,9		
95	72	151	132	38	40	64	74	—	—	—	—	28	35	24		
3	2,2	3	2,6	3,3	3,2	4,2	3,1	—	—	—	—	2,1	1,2	1,9		
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	68		
412	414	431	519	494	563	604	618	244—287	416	365	218	200	200	430		
1,0	1,5	1,3	1,3	0,94	1,59	2,51	4,4	1,2—2,5	0,7	0,6	1,0	1,4	1,0	0,7		
0,03	0,04	0,03	0,05	0,05	0,06	0,10	0,20	0,08—0,23	0,06	0,07	0,39	0,11	0,12	0,08		
36	38	39	26	18	26	25	23	10—16	11	10	2,8	13,8	5,7	8,7		
15	18	26	23	6,1	7,5	8,6	14	—	—	—	—	6,6	15	6,2		
—	—	—	—	40	51	50	68	—	—	—	—	50	47	48		
1,0	3,3	2,9	1,7	1,3	1,4	1,0	2	0,8—2,6	—	—	—	—	—	0,75		
1,6	1,1	0,5	0,4	0,3	0,17	0,2	1,7	0,6—2	—	—	—	0,15	—	0,32		

та средних содержаний, в скобках — число анализов. Звездочка — рассчитано как среднее к грахитам.

связи порфиорового оруденения с конкретными членами магматических ассоциаций.

Геохимическая специфика вулканитов раннемезозойских ассоциаций определяется в первую очередь, их принадлежностью к каликатровым базальт-андезитовым породам субщелочного ряда, высокой глиноземистостью, умеренной и высокой магнезиальностью, обогащенностью большинством несовместимых редких элементов, а также такими совместимыми элементами, как Sr и Ni. По многим геохимическим характеристикам они подобны соответствующим по кремнеземистости породам шошонит-латитовых ассоциаций (см. табл. 5). Основные различия состоят в меньшем (0,8) отношении K к Na, меньшем содержании Rb и большем Zr и Sr в каликатровых субщелочных андезитоидах. Подобные породы часто проявлены совместно с латитами в тыловых зонах островных дуг, формирующихся на коре континентального типа и активных континентальных окраин [Вольнец и др., 1984], причем нередко они включаются в состав вулканитов шошонитовых и латитовых серий [Кузьмин, 1985; Jakes, White, 1972]. В случае совместного проявления латиты, по-видимому, предшествуют каликатровым субщелочным вулканитам [Кузьмин, 1985]. Имеющиеся сведения дают также основания предполагать существование постепенных переходов между субщелочными каликатровыми, шошонит-латитовыми и собственно известково-щелочными андезитоидными ассоциациями.

Вместе с тем, как было достаточно убедительно показано на примере верхнеплиоцен-четвертичных лав Курило-Камчатской островной дуги [Вольнец и др., 1984], есть достаточные основания для выделения самостоятельной каликатровой субщелочной серии. В работе [Шарков, Цветков, 1984] каликатровые субщелочные серии рассматриваются в качестве

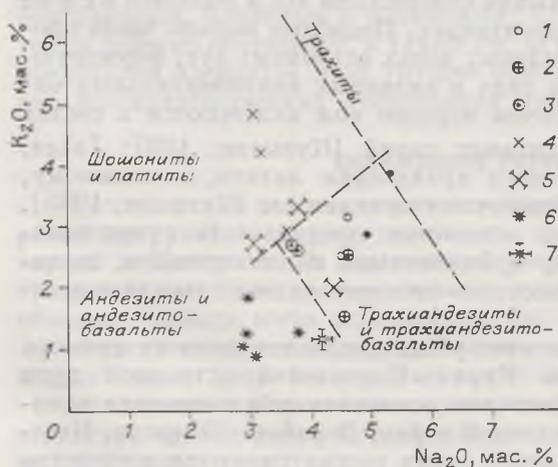
самостоятельного сквозного типа магматических серий, встречающегося в большинстве геодинамических ситуаций и характеризующегося глубиной инициирующих магмообразование процессов.

Рассмотренные в настоящей статье данные (см. табл. 2, 5, рис. 2, 3, 5) свидетельствуют о том, что калинатровые субщелочные андезитоидные ассоциации, подобно латитовым [Гаусон, 1982], типичны для магматизма внутриконтинентальных подвижных зон. Обогащенность вулканитов большинством некогерентных редких элементов, а также Zr роднит их с трахитами и трахиандезитами континентальных рифтов, указывая, как справедливо было отмечено в работе [Вольнец и др., 1984], на формирование по крайней мере части из них в обстановке растяжения.

И все же наибольшее сходство в распределении большинства петрогенных и редких элементов наблюдается между калинатровыми субщелочными андезитоидными высокоглиноземистыми ассоциациями внутриконтинентальной подвижной зоны, островных дуг и активных континентальных окраин (см. табл. 2, 5, рис. 2—5). Достаточно значительные колебания и перекрытие геохимических характеристик не дают пока надежных критериев различий между ассоциациями данного типа, развитыми в разных тектонических обстановках. Однако необходимо указать на существование в них принципиальных различий режима кислорода. Намечается два основных тренда Fe_2O_3/FeO (см. рис. 4): один из них соответствует относительно невысокому уровню окислительного потенциала ($Fe_2O_3/FeO < 1$), возрастающему в кремнекислых членах ассоциаций, другой отличается высокой величиной этого отношения (> 1) в основных и средних членах и ее снижением в кислых, где значения Fe_2O_3/FeO перекрываются в обоих трендах. Для рассматриваемых вулканических ассоциаций МНР характерен второй тренд, причем в ранних членах некоторых из них (трахиты Хан-Харани-Ама) отмечаются аномально высокие значения $Fe_2O_3/FeO (> 3,5)$, возможно, обусловленные появлением гематита.

Распространенность калинатровых субщелочных андезитоидов в таких классических провинциях медно-порфирового оруденения, как Северо-Американские и Перуанско-Чилийская, дает основание предполагать их присутствие в большинстве районов медно-порфирового оруденения, сформировавшихся на коре континентального типа. Замечено [Кривцов, 1983], что увеличение доли собственно латитовых и монцонитоидных пород здесь сопровождается сменой медного оруденения существенно молибденовым.

Сравнивая химический состав андезитоидных ассоциаций районов медно-порфирового оруденения, сформировавшихся на коре разного типа (см. рис. 2, 6, 5, 6; рис. 7), можно установить, что смене океанического основания островодужным и континентальным соответствует возрастание



щелочности и калиево-рудоносных ассоциаций. При этом калинатровые субщелочные андезитоиды находятся в регионах с наиболее

Рис. 7. Диаграмма $K_2O - Na_2O$ андезитоидных пород из вулканических ассоциаций районов медно-порфирового оруденения.

1—3 — точки составов вулканических пород участка Хучжиртуин-Гол [Кежжинская, Лучицкий, 1971] (1), Орхонского [Моссаковский и др., 1973] (2) и Баянзүлсого (3) прогибов; 4—7 — вулканические ассоциации районов медно-порфирового оруденения [по Кривцову, 1983]: эпикратонные (4), эпизинклиналильные (5), эпизвулканоклиналильные (6), эвгеосинклиналильные (7).

мощной и зрелой континентальной корой (Анды, Северная и Центральная Монголия).

Ранее было показано [Коваль, 1982], что в зональном ареале ранне-мезозойского магматизма Монголо-Охотской зоны щелочность магматических ассоциаций возрастает с удревнением возраста структур основания (или степенью дифференцированности и «зрелости» литосферной плиты). В соответствии с установленной зональностью [Зоненшайн и др., 1973; Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975; Коваль, 1982] субщелочные вулканические ассоциации располагаются в периферической зоне магматизма повышенной щелочности, обрамляющей Хэнтэйскую зону известково-щелочного магматизма (см. рис. 1). Относительно менее щелочные и более магнезиальные андезитобазальт-трахиандезитовые ассоциации Орхонского и Предхэнтэйского прогибов непосредственно присоединяют к Хэнтэйской области, симметрично располагаясь на пересечениях Баинголского и Ононско-Северогобийского граничных разломов зоной Орхонского порога. Более щелочные трахит-трахиандезитобазальтовые ассоциации участков Хучьдиртуин-Гол и Хан-Хараин-Ама находятся в глубине зоны магматизма повышенной щелочности.

В данном случае размещение калинатовых субщелочных ассоциаций относительно зоны известково-щелочного магматизма и «батолитового ядра» ареала аналогично положению тыловых зон вулканических дуг и активных окраин континентов с магматизмом шононит-латитовой и калинатовой субщелочных серий. Принципиальное отличие внутриконтинентальной подвижной зоны заключается в симметричности зональности щелочности относительно области известково-щелочного магматизма, ее двустороннем встречном характере по отношению к Северо- и Центральномонгольскому докембрийским структурным блокам, разделенным герцинидами Хэнтэйской зоны [Коваль, 1982]. Существование калинатовой асимметрии щелочности ее крыльев позволяет предполагать возможность обнаружения ранне-мезозойских ассоциаций латитового типа в юго-восточном крыле зоны магматизма повышенной щелочности.

Предложенные для объяснения магматической активности Монголо-Охотской зоны в мезозое геодинамические схемы достаточно противоречивы. Она рассматривалась как: зона активного трансформного разлома в области над пологой сейсмофокальной зоной [Зоненшайн и др., 1973; Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975]; зона срединно-океанического хребта, поддвинутого под континентальную плиту [Коваленко и др., 1984; Кузьмин, 1985]; область взаимодействия континентальных микроплит с сопутствующим магматизмом горячих точек на прилегающих территориях [Зоненшайн, 1984], и др.

Мы считаем достаточно перспективной рабочую модель, в основу которой положено развитие крупного купола (области) термального разуплотнения литосферы с осевой частью в области Хэнтэйского поднятия. Наложение этого процесса на дифференцированную в различной степени литосферную плиту служит причиной магматической активности. Анализ геохимических данных [Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975; Коваль, 1982] показывает, что наиболее вероятным инициатором магнообразования могут быть ювенильные тепломассопотоки (интрателлурические растворы), качественный состав которых связан с толщиной и степенью «зрелости» (дифференцированности) континентальной литосферы. Именно это определяет сходство типа щелочности разнообразных магматических пород в одной зоне щелочности ареала магматизма.

В осевой Хэнтэйской зоне ареала, в значительной своей части имевшей менее дифференцированную кору океанического типа, перекрытую мощными осадками палеозойского окраинного бассейна [Зоненшайн, 1984], формируется сводовое поднятие с батолитовыми и более мелкими интрузиями гранитоидов нормального ряда щелочности. В его обрамлении возникают рифтоподобные прогибы, ограниченные глубинными расколами литосферы, с магматизмом субщелочного и щелочного рядов.

Схема магмообразования калинатровых субщелочных андезитоидных ассоциаций должна также учитывать следующее: приуроченность андезитовых поясов к активным областям с корой континентального типа или зонам ее формирования; геохимическую специфику андезитовых различных щелочности; неоднородность, прерывистость распределения компонентов в полях составов изученных вулканогенных ассоциаций, нередко имеющих антидромную последовательность формирования и различия в распределении РЗЭ между отдельными группами вулканитов; весьма высокую фракционированность РЗЭ и пересечение кривых низко- и высококремнистых пород на рис. 6; кварцнормативный состав трахибазальтов, трахиандезитобазальтов и трахиандезитов, завершающих формирование ассоциаций; проявление поздних кислых дифференциатов преимущественно в субвулканической и приповерхностной фациях в форме небольших интрузивных тел порфирирового и субвулканического облика и соответствующий этому «длинный» (до 70—75% SiO_2) тренд составов, являющийся непосредственным продолжением прогрессивной ветви тренда составов вулканитов заключительной стадии формирования ассоциаций.

В свете изложенного оптимальной представляется модель с неоднократным парциальным плавлением подкорового субстрата (вероятнее всего, гранатсодержащего) при участии интрателлурических потоков флюидов, меняющейся степени плавления и вертикальным перемещением очагов магмообразования.

Фаза корового развития рудоносных ассоциаций, очевидно, завершается формированием достаточно крупных остаточных магматических очагов (камер) диоритовой магмы, остывание и кристаллизационная дифференциация которой дают спектр составов субвулканических и приповерхностных порфирировых интрузий от диоритовых порфиритов до гранитпорфиритов.

Установленные сложные взаимосвязи разнообразных проявлений магматизма в районах медно-порфирирового оруденения МНР свидетельствуют о необходимости выделения и анализа крупных рудно-магматических систем, включающих близкие по времени формирования порфирировую и вулканическую андезитоидную субщелочные ассоциации, подобно тому как это сделано для латитовых систем Восточного Забайкалья [Таусон, 1982]. Подобный анализ должен также учитывать закономерность проявления гранитоидного магматизма, непосредственно предшествующего вулканической активности.

В связи с этим не вызывает сомнений необходимость целенаправленного изучения позднепалеозойских и раннемезозойских вулканических ассоциаций основного — среднего состава областей, обрамляющих Хэнтэйское и Хангайское поднятия. В первую очередь заслуживают внимания борта вулканических впадин и выступы фундамента между ними, зоны граничных разломов и поперечных нарушений типа «порогов», роль которых в размещении эндогенного оруденения установлена достаточно однозначно [Михайлов, Шабаловский, 1974; Коваль, Якимов, 1984]. Учитывая сложность возрастного расчленения позднепалеозойских и раннемезозойских вулканитов и значительную эродированность последних, на первый план необходимо выдвинуть изучение геохимической (в широком смысле) специфики вулканизма и выделение порфирировых интрузий, которые зачастую рассматриваются как вулканические образования либо включаются в жильные серии предшествующих гранитоидных интрузий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Известное порфирировое оруденение Северной и Центральной Монголии имеет тесные геологические и, по-видимому, генетические связи с андезитоидными вулканическими ассоциациями раннемезозойских прогибов, обрамляющих Хэнтэйское поднятие.

Типично для районов медно-порфирового оруденения сочетание магматических ассоциаций трех типов: предшествующей гранитоидной, субщелочной вулканической андезитоидной и тесно связанной с последней порфировой (собственно рудоносной).

Раннемезозойские вулканические ассоциации рассматриваемой области относятся к высокоглиноземистым калинатровым субщелочного ряда. Вулканыты в них обогащены некогерентными редкими элементами, а также хромом и никелем. Такие ассоциации, очевидно, типичны для внутриконтинентальной подвижной зоны. В геохимическом плане они подобны калинатровым субщелочным и шшонит-латитовым ассоциациям тыловых зон вулканических дуг, формирующихся на континентальной коре, и активных континентальных окраин.

Среди рассмотренных вулканических ассоциаций выделяются более магнезиальные и относительно менее щелочные трахиандезитобазальт-трахиандезитовые (Предхэнтэйский и Орхонский прогибы) и трахит-трахиандезитобазальтовые (участки Хан-Хараин-Ама и Хучжиртуин-Гол). Щелочность ассоциаций соответствует их положению в области субщелочного и щелочного магматизма зонального ареала раннемезозойского магматизма Монголо-Охотской подвижной зоны. Определенное геохимическое сходство с субщелочными породами континентальных рифтов и приуроченность к зонам глубинных разломов свидетельствуют о существовании условий растяжения, по крайней мере в отдельные периоды их формирования.

Возникновение калинатровых субщелочных базальт-андезитовых магм можно связать с процессами неоднократного парциального плавления подкорового субстрата при участии интрателлурических потоков флюидов. Становление рудоносных вулканических ассоциаций, по-видимому, завершалось формированием коровых очагов (камер) диоритовой магмы, в результате остывания и дифференциации которой образовались магмы порфировых интрузий.

Рациональные поиски молибден-медно-порфирового оруденения в Монголии должны опираться на целенаправленное геологическое и геохимическое изучение вулканических ассоциаций основного — среднего состава и сопутствующих им ассоциаций порфировых интрузий. Среди перспективных в этом отношении областей позднепалеозойского и раннемезозойского вулканизма первоочередного внимания заслуживают районы юго-западного обрамления Хэнтэйского поднятия.

Авторы признательны своим коллегам по Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР и аналитикам Института геохимии им. академика А. П. Виноградова, без помощи которых было бы невозможно выполнение данной работы.

ЛИТЕРАТУРА

- Вольнец О. Н., Пополитов Э. И., Патока М. Г., Аношин Г. П. Геохимия позднелицен-четвертичных субщелочных и щелочных лав Курило-Камчатской островной дуги. — В кн.: Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент. Новосибирск: Наука, 1984, с. 108—125.
- Гаврилова С. П., Максимюк И. Е., Оролмаа Д. Особенности магматизма и состав руд медно-молибденового месторождения Эрдэнтуин-Обо. — В кн.: Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984, с. 101—115.
- Геология Монгольской Народной Республики. Т. I—III. — М.: Недра. Т. I, 1973. — 533 с.; Т. II, 1973. — 751 с.; Т. III, 1977. — 703 с.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов. — В кн.: 27-й Международный геологический конгресс. Т. 7. Доклады. М., 1984, с. 48—59.
- Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И., Кузьмин М. И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения Монголо-Охотского пояса и западной части Тихоокеанского кольца. — В кн.: Ежегодник — 1972. Сибирский институт геохимии. Иркутск, 1973, с. 103—108.
- Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 1 500 000/Под ред. А. Л. Яншина. — М.: изд. ГУГК, 1979. — 4 печ. л.

- Кебезинские В. В. Петрохимия позднепалеозойских—раннемезозойских вулканических ассоциаций Центральной Монголии.— В кн.: Ассоциации вулканогенных структур и вулканические структуры. Новосибирск: Наука, 1974, с. 4—23.
- Кебезинские В. В., Луцицкий И. В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии.— М.: Наука, 1974.— 72 с.
- Кебезинские В. С., Моссаковский А. А., Салтыковский А. Я. О верхнепалеозойских вулканических породах Прехдэнтэйского прогиба (МНР).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, вып. 5, с. 57—67.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С. Мезозойский магматизм Монголо-Охотского пояса и его возможная геодинамическая интерпретация.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 7, с. 93—107.
- Коваль П. В. Трансмагматические флюиды и региональная магматическая зональность (на примере интрузивного магматизма западной части Монголо-Охотского пояса).— В кн.: Флюиды в магматических процессах. М.: Наука, 1982, с. 212—228.
- Коваль П. В., Ариунбилэг С., Долгань Ф. В. и др. Первая находка медно-порфировой минерализации в районе Далгэрхан-Сомона (Центральная Монголия).— Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 2, с. 430—435.
- Коваль П. В., Гэрэл О., Смирнов В. Н. Ассоциация порфировых интрузий Эрдэнэтского района.— В кн.: Вопросы геологии и полезных ископаемых Центральной и Восточной Монголии. (Тезисы докладов). Улан-Батор, 1982, с. 15—17.
- Коваль П. В., Гэрэл О., Смирнов В. Н., Цэдэн Ц. Порфировые интрузии Эрдэнэтского рудного узла (петрография и химический состав).— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Монголии. Улан-Батор, 1985, с. 67—103.
- Коваль П. В., Гэрэл О., Цэдэн Ц. К геохимии позднефанерозойских порфировых интрузий Эрдэнэтского района.— В кн.: Геохимия и геохимические методы поисков рудных месторождений. (Тезисы докладов). Улан-Батор, 1984, с. 37.
- Коваль П. В., Гэрэл О., Цэдэн Ц., Смирнов В. Н. К вопросу о расчленении позднепалеозойских и раннемезозойских интрузивных пород Орхон-Селенгинской зоны.— В кн.: Вопросы геологии Восточной Монголии и сопредельных территорий. (Тезисы докладов). Иркутск: изд. Политехн. ин-та, 1984, с. 28—29.
- Коваль П. В., Якимов В. М. Оловянные и вольфрамовые эндогенные рудные формации Монголии.— В кн.: Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984, с. 75—89.
- Когарко Л. П., Арутюнян Л. А. Отношения Ni/Co базальтовых магм — индикатор окислительно-восстановительных равновесий мантии.— Геохимия, 1983, № 12, с. 1744—1753.
- Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений.— М.: Недра, 1983.— 256 с.
- Кузнецов В. А. Некоторые вопросы металлогении Монголии и закономерности размещения эпitherмального оруденения, связанного с мезозойской активизацией.— В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 68—77.
- Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов.— Новосибирск: Наука, 1985.— 200 с.
- Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография. Ч. 1, 2.— М.: Наука, 1983.— 768 с.
- Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии.— М.: Наука, 1975.— 308 с.
- Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений.— М.: Мир, 1984.— 496 с.
- Михайлов Э. В., Шаболовский А. Е. О рудоконтролирующем значении поперечных и диагональных разломов в Восточной и Центральной Монголии.— В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1971, с. 142—147.
- Моссаковский А. А., Салтыковский А. Я., Томуртоого О. Трассовые вулканогенные и молассовые образования Орхонской впадины в Центральной Монголии (стратиграфия, петрографический и петрохимический состав).— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973, с. 94—106.
- Моссаковский А. А., Томуртоого О. Верхний палеозой Монголии (стратиграфия, структуры, формации).— М.: Наука, 1976.— 227 с.
- Муравский Г. Толковый словарь немецких геологических терминов.— М.: Мир, 1980.— 373 с.
- Нагибина М. С., Антипов М. П., Бадамегарав Ж. О возрасте вулканогенных толщ Центральной Монголии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 11, с. 38—49.
- Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения.— Л.: Недра, 1978.— 276 с.
- Понов В. С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений.— М.: Наука, 1977.— 204 с.
- Региональная петрохимия мезозойских интрузий Монголии/Коваль П. В., Якимов В. М., Найгебауэр В. А., Горегляд А. В.— М.: Наука, 1982.— 207 с.
- Салтыковский А. Я., Орлова Д. Позднепалеозойский — мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья.— М.: Наука, 1977.— 202 с.
- Сотников В. И., Берзина А. П., Болд Д. Закономерности размещения медно-молибденового оруденения Монголии.— В кн.: Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984, с. 89—101.

- Сотников В. И., Берзина А. И., Скороходов В. И. Металлогения меди и молибдена Монгольской Народной Республики. — В кн.: Вопросы магматизма и металлогении Монгольской Народной Республики. Новосибирск: изд. ИГиГ, 1981, с. 9—18.
- Схематическая карта магматических формаций Монгольской Народной Республики. (Краткая объяснительная записка). — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, вкладка, с. 25—31.
- Таусон Л. В. Геохимия и металлогения латитовых серий. — Геол. рудных месторожд., 1982, № 3, с. 3—14.
- Таусон Л. В., Захаров М. Н. Геохимические особенности калиевых щелочных базальтоидов Приаргунья. — Геохимия, 1974, № 3, с. 380—391.
- Тейлор С. Геохимия андезитов. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972, с. 16—39.
- Тектоника Монгольской Народной Республики/Под ред. А. Л. Яншина. — М.: Наука, 1974. — 284 с.
- Флинт Р. История Земли. — М.: Прогресс, 1978. — 357 с.
- Фрих-Хар Д. И., Лучицкая А. И. Мезозойский вулканизм. — В кн.: Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983, с. 158—169.
- Хасин Р. А., Маршиев Н. А., Хури Я., Якимов Л. И. Медно-молибденовое месторождение Эрдэнтуул-Обо в Северной Монголии. — Геол. рудных месторожд., 1977, № 6, с. 3—15.
- Шарков Е. В., Цветков А. А. Специфические и неспецифические магматические серии разных типов геодинамических режимов океанов и континентов. — Докл. АН СССР, 1984, т. 279, № 1, с. 181—185.
- Яншина Р. М., Матреницкий А. Т. Верхнепалеозойский магматизм Северной Монголии и его металлогенические особенности. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 96—113.
- Anders E., Ebihara M. Solar-System abundances of the elements. — *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1982, v. 46, N 11, p. 2363—2380.
- Decade of North American geology 1983. Geologic Time Scale. — *Geology.* 1983, v. 11, N 9, p. 503—504.
- Gill J. B. Orogenic andesites and Plate Tectonics. — Berlin—Heidelberg—N. Y.: Springer-Verlag, 1981. — 320 p.
- Hörmann K. K., Pichler H., Zeil W. New data of the young volcanism in the Puna of NW Argentina. — *Geol. Rundsch.*, 1973, Bd 62, N 2, S. 397—418.
- Jakes P., White A. J. R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N 1, p. 29—39.
- Koval P. V. The role of regional lithogeochemistry in mineral exploration. — *J. Geochem. Exploration.* 1984, v. 21, p. 201—208.
- Livingstone D. E. A plate tectonic hypothesis for the genesis of porphyry copper deposits of the Southern Basin and Rang Province. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 20, p. 171—179.
- Mijashiro A. Volcanic rock series and tectonic setting. — *Annual Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1975, v. 3, p. 251—269.
- Morrison G. W. Characteristic and tectonic setting of the shoshonite rock association. — *Lithos.* 1980, v. 13, p. 97—108.
- Peccerillo A., Taylor S. R. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1976, v. 58, N 1, p. 63—81.
- Shannon R. D. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. — *Acta Crystallogr.*, 1976, A-32, N 5, p. 751—767.
- Sillitoe R. H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. — *Econ. Geol.*, 1972, v. 67, N 2, p. 184—197.
- Zielinski R. A., Lipman P. W. Trace-element variations at Summer Coon volcano, San Juan Mountains, Colorado, and the origin of continental — interior andesite. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 10, p. 1477—1485.

Ю. П. ТРОШИН

АССОЦИАЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЛЮМАЗИТОВЫХ ГРАНИТОВ С ВЫСОКОКАЛИЕВЫМИ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫМИ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИМИ СЕРИЯМИ ПОРОД

Под редкометалльными понимаются породы гранитного состава, существенно обогащенные редкими и летучими элементами. Академик Л. В. Таусон [1977] выделяет среди редкометалльных плюмазитовых гранитов (РПГ) граниты главной фации (фазы) и особенно обогащенные литофильными редкими элементами граниты литий-фтористой фации (фазы).

К последнему типу в широком смысле относятся породы гранитного состава, содержащие в качестве характерных минералов слюды, топаз, акцессорные минералы Ta, Nb, Sn и др. Среди редкометалльных плюмазитовых гранитных пород выделяются фации глубинности: вулканическая и субвулканическая (топазовые риолиты, онгониты, эльваны); гипабиссальная (биотитовые, двуслюдяные РПГ, литионитовые граниты, апограниты и т. п.); глубинная (топаз-лепидолит-альбитовые пегматиты [по Владыкину, 1983]).

Все гипотезы, объясняющие образование РПГ, можно разбить на четыре группы.

1. Гипотеза метасоматического образования литий-фтористых гранитов в результате изменения пород под влиянием метасоматизирующих флюидов детально разработана Д. С. Коржинским [1972], А. А. Беусом и соавторами [1962], П. В. Ковалем [1975] и др.

2. Гипотеза магматического происхождения РПГ. Наиболее ранние идеи образования магматического РПГ принадлежат Г. Фергюсону, В. Эммонсу, В. Линдгрёну и К. Феннеру. По их мнению, расплавы гранитов подобного типа формируются в результате накопления летучих в апикальных куполообразных выступах магматических камер. По представлению А. Е. Ферсмана, редкометалльные граниты образуются в результате кристаллизационной дифференциации гранитной магмы. Магматическая гипотеза хорошо аргументирована в работах О. Д. Левицкого с соавторами [1963], Л. В. Таусона [1977], В. И. Коваленко [Коваленко В. И., Коваленко Н. И., 1976; Коваленко, 1977], М. Г. Руб и соавторов [1978], Р. Джекобсона и его коллег [Jacobson e. a., 1958]. В. И. Коваленко [1977] с наибольшей полнотой развил идею образования редкометалльных литий-фтористых гранитов путем глубокой дифференциации обычной гранитной магмы. Между метасоматической и магматической гипотезами нет принципиальных противоречий. Это отмечал А. П. Гинзбург [1972]. Есть сторонники гипотезы происхождения расплавов РПГ в результате ликвации гранитных магм [Маракушев и др., 1983; Робин, 1982].

3. Гипотеза образования расплавов РПГ (анорогенных гранитов и топазовых риолитов) в результате анатектической дифференциации в нижнекоровых очагах под влиянием тепла базальтоидных магм развивается американскими и австралийскими учеными [Burt e. a., 1982; Christiansen e. a., 1983; Oates, Price, 1983; и др.]. По мнению Д. Барта и соавторов, при зарождении топаз-риолитовой магмы сначала из очага выплавления отгонялись вода и водосодержащие расплавы, при этом остаток обогащался F и литофильными элементами. Он плавился позднее, давая топаз-риолитовую магму. Авторы сами указывают, что способ обогащения остатка литофильными элементами не ясен. З. И. Петрова [Метаморфический комплекс..., 1975], В. А. Макрыгина [1981] и другие исследователи отмечают, что при перерастании метаморфизма в гранитизацию образующиеся граниты и пегматиты могут содержать редкометалльную минерализацию лишь в незначительных количествах, не достигающих промышленных масштабов. Более интенсивной редкометалльной минерализации сопутствуют признаки более глубокого источника редких элементов, основной и средней магматизм.

4. В 70—80-е годы под влиянием новых фактов в поисках источников вещества РПГ все чаще стали обращать внимание на мантию. Часть исследователей ведут речь о глубинных источниках только редких элементов, другие же — о веществе РПГ в целом. В качестве таких источников рассматриваются трансмагматические флюиды, мафические магмы и их дифференциаты. Раньше отрицалась возможность связи редкометалльных гранитов с основными — средними породами, в частности, на том основании, что последние всегда обеднены редкими элементами. А. И. Гинзбург [1972] писал, что РПГ никогда не бывают связаны с гранитами, возникающими на поздних этапах дифференциации габброидных магм. Но с этого же времени И. Н. Говоров [Говоров и др., 1972],

В. Д. Козлов [Козлов, Свадковская, 1977] отмечают, что для формирования редкометалльных гранитных систем был совершенно необходим этап своеобразной «передачи» летучих компонентов и связанных с ними К, Sn, редких элементов от щелочно-базальтоидных магм гранитным расплавам. В. Л. Барсуков и Л. В. Дмитриев [1972] обосновали связь оловорудных месторождений с базальтоидным, особенно трахиандезитовым, магматизмом. Эту точку зрения во многих работах отстаивают А. Д. Щеглов [1980], В. А. Баскина [Baskina, 1980] и др. Ф. А. Летников [1975] показал, что на Кокчетавской глыбе массивы колумбитоносных гранитов, завершающие процесс формирования гранитоидных куполов, имели независимый мантийный и нижнекоровый источник редкометалльной нагрузки. В. И. Коваленко и соавторы [1975] установили, что провинции редкометалльных гранитоидов занимают строго определенное пространственное положение в областях перехода океан — континент и зонах монголо-охотского типа. Редкометалльные щелочные граниты — дифференциаты как щелочнобазальтовой, так и гранитной магм — располагаются в самой периферической зоне магматического ареала. Литий-фтористые редкометалльные гранитоиды, являющиеся, по В. И. Коваленко [1977], дифференциатами только «нормальной гранитной магмы», тяготеют к периферической части зоны щелочно-земельного магматизма и располагаются в одной зоне с диорит-монцитовой формацией, промежуточной между зонами щелочного и типичного известково-щелочного (гранодиорит-гранитных батолитов) магматизма. При этом В. И. Коваленко [1977] отмечает, что каков бы механизм образования зональности ареалов ни был, ясно, что она не связана ни с составом пород основания, ни с их тектонической структурой, накладываясь на самые разные вмещающие породы и что возникновение материнских для редкометалльных гранитов магм и заложение их геохимической специфики осуществлялось скорее всего в континентальной коре, но под влиянием процессов, а возможно и трансмагматических растворов, генерировавшихся в глубинных зонах Бенъоффа — Заварицкого и в рифтах. Масштабы концентрирования редких элементов в рассматриваемых породах зависят, вероятно, от содержания элементов в исходных расплавах. Автором настоящей статьи [Трошин, 1978] была показана геологическая и геохимическая связь РПГ с монцитдиоритами и латитами внутри отдельных массивов, отражающая совместный генезис, позднее это положение многократно развивалось. Л. В. Таусон и В. Д. Козлов выделили три типа гранитов с редкометалльным оруденением: РПГ; редкометалльные гранитоиды щелочного ряда; граниты монцитового ряда, хотя последним они отводили минимальную роль. М. Г. Руб и соавторы [1978] выделили два равнозначных типа оловоносных и вольфрамоносных магматических комплексов: палингенные калиевые гранитоидные; калиевые гранитоидные, дифференциаты трахиандезитовой или трахибазальтовой магмы. И. Н. Говоров [1978] связывает генезис редкометалльных гранитов и месторождений Сихотэ-Алинской области только с габбро-монцит-граносиенит-гранитными комплексами, А. А. Маракушев [1979] отмечал, что редкометалльные литий-фтористые и щелочные граниты могут находиться как в ряду развития гранитоидного магматизма, так и завершать развитие базальтоидных магматических серий с преобладанием средних по основности пород субщелочного и щелочного профиля. М. И. Кузьмин и В. С. Антипин пришли к выводу об ассоциации редкометалльных плюмазитовых гранитных вулканитов с латитами.

Л. С. Бородин [1982] писал, что наиболее крупные месторождения литофильных редких элементов появляются лишь в связи с ювенильными источниками в зонах рифтогенеза и тектономагматической активизации и в связи с гранитоидами повышенной щелочности.

Региональная латеральная вулканоплутоническая зональность противоречит концепции происхождения редкометалльных гранитов в результате дифференциации «нормальной», «обычной» гранитной магмы

(т. е., видимо, наиболее распространенной, с кларковыми содержаниями литофильных элементов), так как эта концепция не объясняет, например, отсутствия редкометалльных гранитов в зоне гранодиорит-гранитных батолитов (т. е. в зонах толеитовой и нормальной известково-щелочной (андезитовой) магматизма). В. И. Коваленко [1977] считает, что «литий-фтористые граниты... генетически связаны с эволюцией гранитов стандартного типа». Но в граниты стандартного типа входят не столько граниты с кларковыми концентрациями F, В и редких элементов, сколько с существенно повышенными содержаниями этих элементов, например граниты кукульбейского и харалгинского комплексов Забайкалья, относимые Л. В. Таусоном к главной фации РПГ. Следует отметить также, что экспериментально редкометалльный расплав никогда не был получен из расплава с кларковыми содержаниями F, В и редких элементов. В итоге, если признать, что в природе РПГ могли образоваться разными способами, то роль механизма дифференциации «нормальной» гранитной магмы при этом вряд ли была сколько-нибудь значительной.

Выводы В. И. Коваленко о связи происхождения РПГ с глубинными процессами, с трансмагматическими растворами нам представляются верными. Но наши исследования в этом направлении показали, что в действительности в природе связь РПГ с глубинными процессами проявлена гораздо определеннее и яснее. Прежде всего это бесспорная ассоциация РПГ во времени и пространстве с высококалийевыми известково-щелочными сериями; в частности, эта ассоциация нередко проявляется непосредственно в связи с латитовым магматизмом. Высококалийевую известково-щелочную серию магматических пород наряду с тремя главными сериями — толеитовой, известково-щелочной и щелочной — многие исследователи выделяют как промежуточную между известково-щелочной и щелочной [Whitford *et al.*, 1979; Pagel, Letterier, 1980; Таусон, 1977; и др.]. Особенностью этой серии является переход от нефелиннормативных членов основного состава к гиперстен- и кварцнормативным членам среднего и кислого состава. М. Погель и Д. Летерьер [Pagel, Letterier, 1980] в качестве эталона этой серии приводят шошонитовые серии Фиджи и Перу, Л. В. Таусон [1977] — калиевые щелочные базальтоиды Восточного Забайкалья. Средние и основные породы, ассоциирующие с РПГ, онгонитами, топазовыми риолитами, в каждом случае представлены обычно гаммой пород, среди которых по классификации Терминологической комиссии Петрографического комитета АН СССР [«Классификация...», 1981] от 55 до 90% относятся к калий-натриевым субщелочным, а остальные к калиевым субщелочным, калий-натриевым щелочным и нормальным. В координатах $K_2O - SiO_2$ все эти породы приурочены к полю высококалийевых известково-щелочных серий.

В то время как редкометалльные щелочные граниты больше тяготеют к сериям: щелочной оливковый базальт, трахибазальт — трахит, сиенит, нефелиновый сиенит — пантеллерит, щелочной гранит, РПГ тяготеют к сериям калиевых щелочных базальтоидов — латитов, монцонитов, монцодиоритов, латиандезитов — топазовых риолитов, онгонитов, литий-фтористых гранитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИМЕРЫ АССОЦИИЦИИ РПГ С ВЫСОКОКАЛИЕВЫМ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫМ МАГМАТИЗМОМ

В геологической истории Земли редкометалльные плюмазитовые гранитные образования (пегматиты) начали формироваться одновременно со щелочными оливковыми базальтами и калиевыми гранитами. Это произошло 2800—2400 млн. лет назад [Рид, Уотсон, 1981], или 2500 млн. лет назад по другим данным [Богатиков, 1981]. По С. М. Нагви [Nagvi, 1979], на Индийском щите примитивный коматинит-базитовый магматизм сменился более дифференцированным 2100 млн. лет назад. Наша задача состоит в том, чтобы показать, что, начиная с момента своего появления в

геологической истории Земли, РПГ всегда были тесно связаны с высококальциевой известково-щелочной серией магматических пород.

Уже в наиболее ранних протерозойских РПГ, связанных с гранитами рапакиви Балтийского щита, обнаруживается тесная связь с дайками лампрофиров, монцодиоритовых порфиритов, спенит-порфиритов, непосредственно предшествовавших внедрению фазы РПГ. В протерозойских РПГ ярко проявляется одна особенность этих гранитов: несмотря на явную петрохимическую и геологическую связь с предшествующими фазами гранитных батолитов, массивы РПГ локализуются обособленно в зонах глубинных разломов, где они часто ассоциируют с близкими по возрасту основными и средними породами повышенной щелочности. Примерами являются штоки Эураёки в Финляндии [Наарала, 1977], Редскин-гранит в США [Desborough e. a., 1980], фации РПГ в Северо- и Южно-Учурском массивах Алданского щита [Недашковский, Ленников, 1973; и др.].

Раннепалеозойская каледонская эпоха по сравнению с более поздними эпохами была малопродуктивна на РПГ, массивы которых известны в Приморье, Казахстане, Туве, на Алтае, Тянь-Шане, в Аппалачах, Австралии и других регионах. В качестве примера выше уже приводились колумбитоносные граниты Кокчетавской глыбы, где образование РПГ и оруденения контролировалось глубинными зонами активизации, в которых с РПГ тесно ассоциируют щелочно-ультраосновные и основные породы [Летников, 1975]. В Австралии (штат Виктория) силурийские редкометалльные плюмазитовые риолиты и лейкограниты тесно ассоциируют с дайками субщелочных базальтов. К. Оутес и Р. Прайс [Oates, Price, 1983] полагают, что РПГ были выплавками из вещества коры под влиянием интрузий субщелочной базальтовой магмы.

Временем максимального развития РПГ был интервал 300—80 млн. лет, герцинский, киммерийский и альпийский циклы тектогенеза. Раньше всего были изучены и многократно описаны РПГ герцинид Европы. Здесь характерно широкое развитие пород монцонитовой формации, одновозрастных с РПГ, и часто в пределах одних массивов, особенно во Франции, Чехословакии, Португалии, а также в других частях Европы. Герциньские РПГ в СССР характерны для Восточного и Центрального Казахстана, Тянь-Шаня, Восточного Памира, Витимского плоскогорья, Урала.

Примером мезокайнозойских РПГ являются позднеюрские РПГ Центрального и Восточного Забайкалья, тесно ассоциирующие со средне-позднеюрскими вулканическими трахиандезитовой формации, а в отдельных массивах и районах — с монцодиоритами, монцонитами, сиенитами, относимыми к шахтаминскому, амуджикано-сретенскому, нерзаводскому, широкинскому комплексам. Локализация РПГ в области развития высококальциевого известково-щелочного магматизма, но не щелочного и не известково-щелочного хорошо видна на рис. 1. К альпийскому орогеническому циклу относятся меловые РПГ Комсомольского района (Примурье) — конечный член андезит-диорит-монцонитоидной (силинской) вулканоплутонической ассоциации, образовавшейся в результате дифференциации глубинного очага трахиандезитовой магмы. Характерной провинцией мелового редкометалльного магматизма выступает амгуэмопегтительская серия Центральной Чукотки. Здесь «интрузивные тела разнообразны по составу: они сложены монцонитами и кварцевыми монцонитами, гранодиоритами, биотитовыми и биотит-рогообманковыми гранитами, лейкократовыми гранитами и аляскитами» [Загрузина, 1965]. Граниты нередко представлены РПГ. Подобные ассоциации мелового магматизма продолжают и на Аляске, где они хорошо изучены в районе месторождения Лост-Ривер [Sainsbury, 1965; Sainsbury e. a., 1968].

Третичные РПГ и топазовые риолиты широко распространены на Западе США и в Мексике, где хорошо изучены как сами РПГ, так и магматизм в целом. Области распространения главных магматических серий

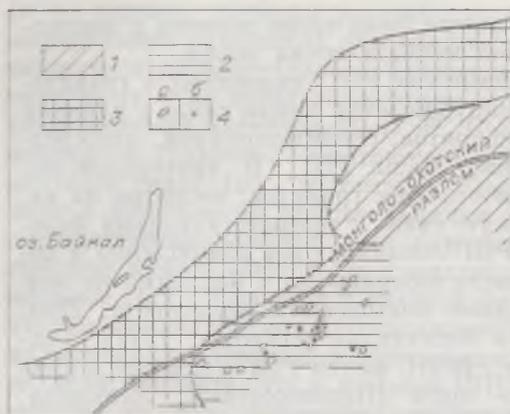


Рис. 1. Положение РПГ в схеме латеральной магматической зональности в Забайкалье в поздней юре — начале раннего мела (уточненная схема М. И. Кузьмина — В. И. Коваленко).

1—3 — зоны известково-щелочного магматизма (гранодиорит-гранитных батолитов) (1), монцонит-латитового магматизма (2), магматизма повышенной щелочности (3); 4 — РПГ (а — главная, б — литий-фтористая фация).

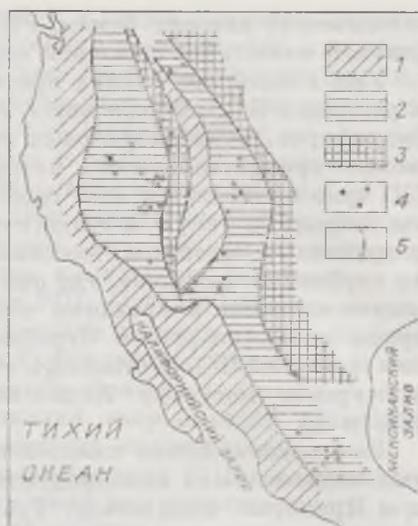


Рис. 2. Корреляция областей распространения топазовых риолитов и высококалийного известково-щелочного вулканизма эоцен-миоценового возраста на западе Североамериканского континента (по данным работ [Burt e. a., 1982; Lipman e. a., табл. 1, рис. 9, 1972; Huspeni e. a., 1984]).

1—4 — известково-щелочной (1), высококалийный известково-щелочной (2), щелочной (3), топазово-риолитовый (4) вулканизм; 5 — граница, коррелируемая с раннекайнозойским надвигом [Lipman e. a., 1972].

пород в эоцене — олигоцене — начале миоцена (54—16 млн. лет), выделенных в соответствии с положением их на диаграмме $K_2O - SiO_2$ [Whitford e. a., 1979], показаны на рис. 2.

По данным Д. Барта и соавторов [Burt e. a., 1982], на ту же схему нанесены места локализации топазовых риолитов. Их возраст от 50 до 0,5 млн. лет. Хотя топазовые риолиты обычно связывают с несколько более поздней бимодальной серией, области их локализации точно контролируются распространением высококалийной известково-щелочной серии. Следует добавить, что щелочные базальты бимодальной серии в областях распространения топазовых риолитов по составу принадлежат также к базальтам высококалийной известково-щелочной серии по классификации Д. Уайтфорда или к калий-натриевым субщелочным по классификации Петрографического комитета СССР. Разница в возрасте топазовых риолитов и более ранних высококалийных известково-щелочных вулкаников в конкретных районах составляет от 0 до 15 млн. лет.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РПГ И МОНЦОНИТОИДОВ В ТУРГИНСКОМ МАССИВЕ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Тургинский массив площадью 80 км² приурочен к ядру брахиантиклинальной складки, образованной нижнеюрскими отложениями алевролитов, аргиллитов и песчаников. С северо-запада он ограничивается взбросонадвигом, падающим на юго-запад. Массив образован породами разных интрузивных комплексов, взаимоотношения которых между собой вносят определенную ясность в проблемы происхождения РПГ. Основная часть массива сложена более ранними породами шахтаминского комплекса. Здесь особенно распространены мелко- и среднезернистые, иногда слабо порфирировидные гранодиориты и сиениты. В эддоконтактовых частях развиты биотит-роговообманковые кварцевые монцодиориты и монцониты (рис. 3). Характерна резкая магнезиальность пород (9,05%

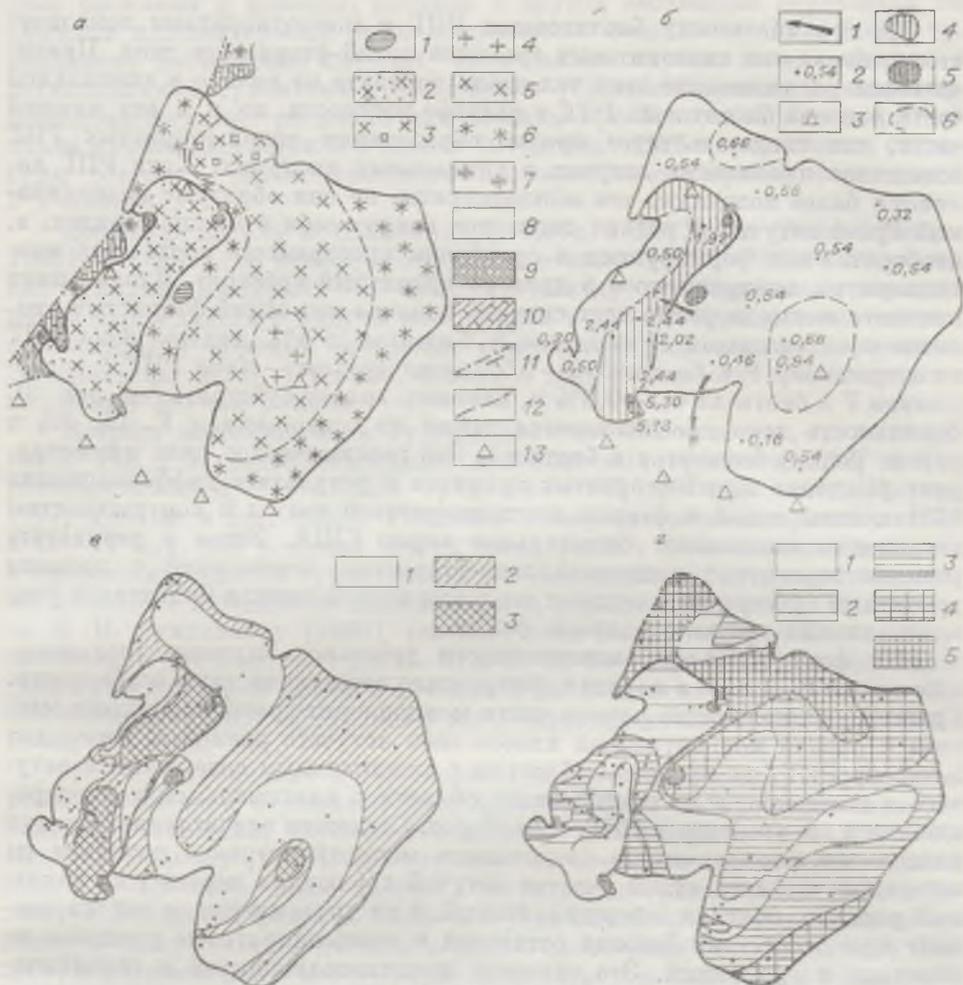


Рис. 3. Геологическая схема и геохимические поля Тургинского массива.

a — геологическая схема: 1, 2 — РПГ кукульбейского комплекса: амазонитовые (1), биотитовые (2); 3—6 — шахтаминский комплекс: порфировидные (3) и амфибол-биотитовые (4) граниты, гранодиориты (5), монцодиориты (6); 7 — палеозойские граниты; 8 — ниже-среднеюрские осадочные отложения; 9 — углистые палеозойские сланцы; 10 — палеозойские известняки и доломиты; 11 — взбросо-сдвиг; 12 — граница между фациями; 13 — рудопроявления флюорита.

b — распределение содержаний F в биотитах: 1 — направление миграции F; 2 — точки отбора проб в биотитовых гранитах; 3 — проявления флюоритовой минерализации; 4 — ореольная зона F в биотитовых гранитах; 5 — массивы амазонитовых гранитов; 6 — изоконцентраты F.

c — распределение содержаний в породах F, г/т: 1 — 10—950; 2 — 950—2 000; 3 — 2 000—14 000.

d — распределение содержаний в породах B, г/т: 1 — 5—10; 2 — 10—20; 3 — 20—50; 4 — 50—80; 5 — 80—400. На *b* — *d* точками показаны места отбора проб.

MgO на 55,54% SiO₂), темнокветные минералы представлены в основном роговой обманкой и биотитом. Пироксена мало, часто практически нет. Среди других минералов — андезин, микроклин, незначительное количество кварца. Монцодиориты особенно развиты в северной части выхода пород шахтаминского комплекса. В центральной, южной, а также в северо-восточной частях массива преобладают гранодиориты. Северо-западная часть Тургинского массива представлена выходом биотитовых РПГ кукульбейского комплекса. РПГ обрамляются монцодиоритами. Они не секут и не нарушают внутреннюю зональность монцодиорит-гранодиоритов, а, наоборот, залегают конформно по отношению к монцодиоритам, что свидетельствует о взаимосогласованном формировании этих пород. Учитывая юго-западное падение плоскости контактов, можно сказать, что РПГ как бы погружаются под монцодиориты [Трошин и др., 1983].

По границе между биотитовыми РПГ и монцодиоритами локализуется цепочка тел амазонитовых гранитов литий-фтористого типа. Примечательно расположение этих тел вдоль контакта не только в апикальной части массива биотитовых РПГ в рельефе местности, но и в его нижней части, что свидетельствует против образования литий-фтористых РПГ вследствие накопления летучих в апикальных выступах. Хотя РПГ являются более поздними, чем монцодиориты, не они образуют эманационный ореол летучих и редких элементов вокруг себя в монцодиоритах, а, наоборот, сами формируются в ореольном пространстве возле тела монцодиоритов, внедрившегося в древний гранитный субстрат. Вдоль линии контакта монцодиоритов идет сначала цепочка тел литий-фтористых гранитов с содержанием F в литиевых биотитах $> 5\%$, дальше зона РПГ с содержанием F в биотитах 2—2,5%, еще дальше — зона РПГ с содержанием F в биотитах 0,2—0,5% и, наконец, гранит субстрата (см. рис. 3). Зональность ясно прослеживается также по содержаниям F, Li, Rb и других редких элементов в биотитах. Это геохимическое поле иллюстрирует рождение литий-фтористых гранитов в результате дифференциации обогащенной водой и фтором монцодиоритовой магмы и контрастностью ассоциации напоминает бимодальные серии США. Затем в результате реакции перегретых редкометалльно-фтористых отщеплений с древним гранитным субстратом в мощном тепловом поле возникли биотитовые редкометалльные граниты главной фации.

На фоне основной закономерности детальное изучение геохимического поля F, В и Ве в породах обнаружило важную частную особенность. Границы, разделяющие разные части монцодиорит-гранодиоритового массива с разной концентрацией какого-либо летучего элемента, переходят в массив РПГ, но при этом областям с минимальным содержанием летучего в монцодиоритах противостоят области с максимальной концентрацией того же элемента в РПГ, и наоборот. Создается впечатление, что при разделении первоначально гомогенного монцодиоритового расплава на составные части на одном участке летучий с флюидом перешел в гранитный расплав, обедняя монцодиоритовый, а на другом участке тот же элемент при отсутствии флюида оставался в монцодиоритовом расплаве, не переходя в гранитный. Это единство противоположностей в геохимическом поле подтверждает единство всей системы.

Содержание F в биотитах определялось его концентрацией во флюиде. Неравномерное содержание F в РПГ при одинаковой концентрации его в биотитах отражает колебания количества фторсодержащих минералов — биотита, акцессорного топаза, флюорита. Во время формирования РПГ кроме кристаллизовавшихся минералов присутствовали расплавы, флюидные фазы. Если концентрация F в биотитах определялась его содержанием в расплаве и флюиде, то колебания в количестве биотита и других фторсодержащих минералов в РПГ могли определяться местными флуктуациями петрохимического состава расплава и количества флюида. Дисперсия содержаний петрогенных компонентов в РПГ ниже дисперсии содержаний фтора. Во то же время специфическая картина распределения летучих в породах между РПГ и монцодиоритом вдоль контакта, описанная выше и отраженная на рис. 3, в и г, приводит к мысли о том, что на разных участках в районе контакта из материнского монцодиорита в зону образования РПГ поступало разное количество флюида.

Интерпретация усложняется тем, что разные элементы ведут себя неодинаково. Например, различны участки накопления F и В в РПГ. При этом если монцодиориты в значительной мере отдали весь фтор РПГ, то бор в них сохранился в большей степени.

В целом характер геологической и геохимической поля массива свидетельствует в пользу генетической связи РПГ с монцодиоритами. С северо-западной стороны вдоль Тургинского взбросонадвиг РПГ контактируют с палеозойскими гранитами фундамента. Видимо, от монцодиоритовой магмы в процессе дифференциации отделялись литий-фтори-

стые расплавы и флюиды, которые в другой обстановке образовали бы обычный положительный ореол повышенных содержаний F в более тугоплавких вмещающих породах, но в данном случае, взаимодействуя с легкоплавкими гранитами фундамента в условиях высоких температур, флюидонасыщенные расплавы или флюиды преобразовали их локальный объем в зоне экзоконтакта в массив биотитовых РПГ с сохранением структуры обычного экзоконтактового положительного ореола содержаний F в минералах.

Близкую модель предложили Д. Нобл и К. Хедж [Noble, Hedge, 1969] на основании изучения эволюции отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кислых лавах бимодальных серий. Они пришли к выводу, что первичная гранитная магма зарождалась в мантии или нижней коре. По мере подъема она ассимилировала коровый материал, обогащаясь радиогенным стронцием. Как полагает М. И. Кузьмин, подъем в этом случае мог происходить по механизму зонной плавки.

Возраст монцодиоритов Турги составляет 152 млн. лет, гранодиоритов — 142 ± 5 , редкометалльных амазонитовых гранитов — 137 ± 6 и редкометалльных биотитовых гранитов — 135 ± 3 млн. лет [Козлов, 1977; Томсон и др., 1963]. Различия в возрасте монцодиоритов и РПГ в 15—17 млн. лет в общих чертах согласуется с современными данными о продолжительности существования остывающих магматических очагов, их дегазации и тепловом воздействии на вмещающие породы. Например, по Д. В. Рундквисту [1980], тепловое поле Корнубийского батолита существовало 200 млн. лет. По И. В. и Б. И. Беловым [1970], интрузивное тело с температурой 1200°C и объемом 2 км^3 (что во много раз меньше объема монцодиоритов) на глубине 1 км остывает до температуры вмещающих пород 1,4 млн. лет.

Почему тургинская монцодиоритовая магма по-разному дифференцировалась в висячем и лежащем боку массива? Судя по мощности перекрывающих отложений, глубина становления интрузива была 3—4 км. По И. Д. Рябчикову [1969], эта глубина соответствует критическому давлению 1,2—1,3 кбар, ниже которого от расплава сравнительно рано отделяются флюидные фазы, а выше которого они не отделяются или их отделение задерживается до самого конца кристаллизации. По нашему мнению, в висячем боку монцодиоритовой интрузии было ниже давление и ничто не препятствовало стоку тепла и флюидов с преобразованием вышележащих пород и с рассеиванием летучих и редких компонентов. В лежащем боку летучим было труднее вырваться из-под застывавшего монцодиоритового экрана и могло развиваться давление летучих выше литостатического. Это обеспечило кристаллизационную дифференциацию или ликвацию магмы без потери летучих до предельного кислого остатка.

В заключение следует подчеркнуть, что особенностью монцодиоритов Турги являются, как отмечалось выше, высокие магнезиальность и водонасыщенность, проявившиеся в биотит-роговообманковом составе пород, повышенной редкометалльности биотитов. Именно обилие воды и фтора обеспечило дифференциацию монцонитоидной магмы до кислого остаточного расплава с составом РПГ в отличие от латитовых же, но более сухих магм, в силу образования низкокремнеземистых биотита ($\text{SiO}_2 = 37\%$) и роговых обманок ($\text{SiO}_2 = 42\text{—}45\%$) вместо пироксенов ($\text{SiO}_2 = 50\text{—}60\%$) и в силу других причин.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СВЯЗИ РПГ С МОНЦОНИТОИДАМИ

Петрохимическая комагматичность. На петрохимических диаграммах массивы позднеюрских литий-фтористых гранитов Восточного Забайкалья лежат на линиях дифференциации монцонитоидных серий пород, с которыми они связаны пространственно и во времени. Массивы РПГ главной фации лежат по содержаниям главных компонентов на продол-

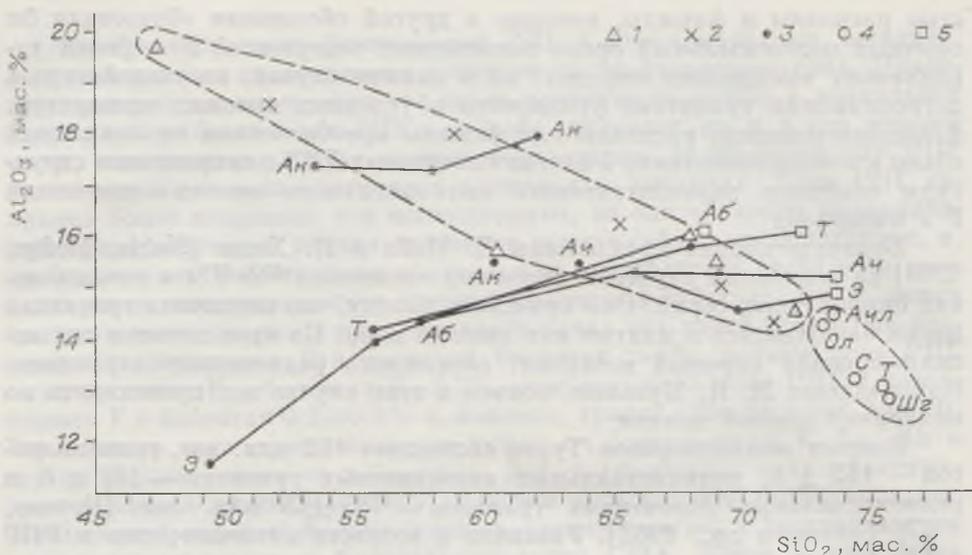


Рис. 4. Диаграмма $Al_2O_3 - SiO_2$ для пород Восточного Забайкалья.

1, 2 — гранитоиды палеозойского фундамента: Верхнесундинский (1) и Шундуинский (2) батолиты; 3—5 — мезозойские массивы магматических пород: шахтаминский и акаутевский монцонитоидно-гранитоидные комплексы (3), РПГ кукульбейского комплекса главной (4) и литий-фтористой (5) фаций.

Ак — Акаутевский, Т — Тургинский, Ач — Ачиканский, Ачл — Адунчелонский, Ол — Олдондинский, С — Сонтуйский, Шг — Шердогогорский, Аб — Арыбулакский, Э — Этыкинский массивы. Пунктиром оговорен тренд дифференциации палеозойских гранитоидов и главной фации РПГ кукульбейского комплекса, сплошные линии — тренды дифференциации монцонит-гранодиоритовых массивов с литий-фтористыми гранитами.

жению полосы дифференциации древних гранитоидов фундамента, образуют с ними единый тренд дифференциации и не связаны с трендами дифференциации монцонитоидов. Это видно, например, на диаграмме $Al_2O_3 - SiO_2$ (рис. 4) и на других подобных же диаграммах [Трошин и др., 1983] и свидетельствует в пользу происхождения рассматриваемой группы литий-фтористых гранитов в результате дифференциации монцонитоидов, а главной фазы РПГ в результате преобразования гранитоидов фундамента под воздействием тепла и редкометалльных фторородных флюидов и магм.

Контроль общим кислородным буфером. Одни из главных параметров среды образования пород и магм — температура и фугитивность кислорода (f_{O_2}). В основе метода оценки $f_{O_2} - T$ -условий лежит анализ равновесия между составами сосуществующих биотита, щелочного полевого шпата, магнетита и флюида. Метод описан в работах [Wones e. a., 1965; Jacobs e. a., 1979; Трошин, 1983]. На диаграмме $lgf_{O_2} - T$ (рис. 5) для позднерусских гранитоидов Восточного Забайкалья показаны условия образования главных мезозойских гипабиссальных комплексов Восточного Забайкалья. Для непосредственного нанесения точек на диаграмму необходимо знать соотношения атомных количеств Fe^{3+} , Fe^{2+} и Mg в биотитах. Выделяются два типа дифференциации. Шахтаминский и амуджикано-сретенский габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитные комплексы дифференцируют при неизменной или слабо меняющейся летучести кислорода и железистости биотитов, но при падении температуры и росте отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} от основных к кислым породам (области II и III). Другой тип дифференциации сопровождается резким изменением (обычно падением) магнезиальности и соответственно f_{O_2} при устойчивости отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} (область I и IV). Вдоль буферов QFM и ORM протягивается область I, в которой располагаются монцогаббро и монцодиориты ранних фаз шахтаминского комплекса (область I — II) и ассоциирующе с ними молибденовые гранит-порфиры Шахтаминского массива (область I — II) и фтористые граниты Турги, а также онгониты Ары-

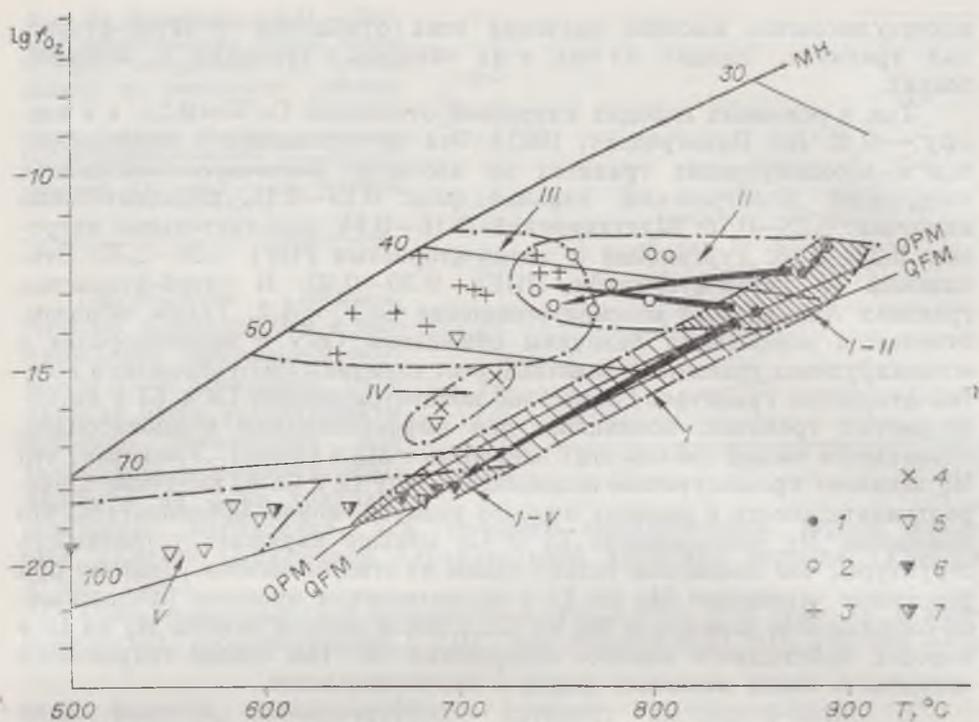


Рис. 5. Диаграмма $\lg f_{O_2} - T$ для гранитоидов Восточного Забайкалья.

1 — монцодиориты; 2—4 — гранитоиды шахтаминского (2), амуджикано-сретенского (3), борщовичного (4) комплексов; 5—7 — РПГ: кубульбейского комплекса: главной (5) и литий-фтористой (6) фаций, промежуточные по составу (7). MN — магнетит-гемаитовый, OPM — оlivин-широксен-магнетитовый, QFM — кварц-фаялит-магнетитовый кислородные буферы. Остальные пояснения см. в тексте.

Булакского латитандезит-онгонитового вулкана (область I — V). Область I отражает дифференциацию монцодиоритов до литий-фтористых гранитов, протекавшую под контролем одного и того же восстановительного буфера, что в геохимическом плане отразилось в одинаковом очень низком отношении Fe^{3+}/Fe^{2+} как в монцодиоритах, так и в литий-фтористых гранитах. Здесь уместно отметить, что для массивов литий-фтористых гранитов или для ассоциирующих с ними фаций гранитов весьма характерен в целом очень редкий для гранитов минерал фаялит (кайнозойские топазовые риолиты США [Christiansen e. a., 1972], протерозойские литий-фтористые граниты США [Desborough e. a., 1980], Финляндии [Narala, 1977], Алдана [Недашковский, Ленников, 1973], мезозойские — Нигерши [Тугаринов, 1973; и др.]).

На той же диаграмме в области V находятся как главные фации РПГ, так и литий-фтористые граниты — дифференциаты главной фации РПГ, характеризующиеся высокими значениями отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} . Диаграмма иллюстрирует также образование главных фаций РПГ в результате преобразования гранитов других, более ранних мезозойских комплексов под влиянием привноса F и редких элементов (например, Олдондинский массив РПГ, относящийся по петрохимическим и структурно-петрографическим данным к амуджикано-сретенскому комплексу).

Сходство относительных содержаний редких элементов семейства железа. В более основных породах обычно выше относительное содержание более тугоплавких Cr и Ni, а в кислых менее тугоплавких — V и Co, т. е. отношение $(Cr + Ni)/(V + Co)$ в среднем падает от основных пород к кислым. Учитывая геохимическое сходство Co с Mg, а V с Fe, отношение Co/V при переходе от основных пород к кислым падает аналогично отношению Mg/Fe. Однако при анализе отношений $(Cr + Ni)/(V + Co)$ и Co/V в литий-фтористых гранитах и ассоциирующих монцодиоритах обнаружи-

ваются необычно высокие значения этих отношений в литий-фтористых гранитах, слюдах из них, и их сходство с таковыми в монцониитоидах.

Так, в основных породах кларковое отношение $Co/V = 0,22$, а в кислых — $0,12$ [по Виноградову, 1962]. Эти же отношения в монцодиоритах и ассоциирующих гранитах из массивов Восточного Забайкалья следующие: Аленгуевский, главная фаза: $0,19—0,11$, дополнительные интрузии: $0,23—0,16$; Шахтамийский: $0,16—0,14$, дополнительные интрузии: $0,22—0,16$; Тургинский (с литий-фтористым РПГ): $0,29—2,33$; Этыкинский (с литий-фтористым РПГ): $0,30—0,40$. В литий-фтористых гранитах Ачиканского массива отношение $Co/V = 4,2$. Таким образом, отмечается корреляция величины отношения Co/V в монцодиоритах и ассоциирующих гранитах и заметный рост величины этого отношения в литий-фтористых гранитах. Совместное концентрирование Co и Li в литий-фтористых гранитах, возникших при дифференциации монцониитоидов, объясняется тесной связью этих элементов с Mg в слюдах. Учитывая, что Mg занимает промежуточное положение между Li и Co по величине электроотрицательности и размеру ионного радиуса, можно предполагать, что замещение Mg одновременно Li и Co меньше нарушает устойчивость структуры, чем замещение только одним из этих элементов. Поэтому при усиленном замещении Mg на Li в магматическом процессе продолжается сопряженное замещение Mg на Co , а после полной замены Mg на Li в породах наблюдается высокое содержание Co . Тем самым сохраняется «память» о связи литиевых пород с магниальными.

В литий-фтористых гранитах — дифференциатах главной фазы РПГ — величина отношения Co/V понижена и значений выше $0,39$ не наблюдалось.

В слюдах (и в самих породах) литий-фтористых гранитов, ассоциирующих с монцониитоидами, зачастую повышено отношение $(Cr + Ni)/(Co + V)$ до $0,8—6,0$ против $0,03—0,6$ в главной фазе РПГ и в литий-фтористых гранитах — дифференциатах главной фазы [Трошкин и др., 1983].

Сходство в поведении других элементов. При сопоставлении разных массивов, в которых РПГ ассоциируют с монцодиоритами и монцогаббро, постоянно обнаруживаются частные геохимические особенности, отличающие РПГ и монцониитоиды одного массива от таких же пород другого массива. Это могут быть уровни содержаний элементов семейства железа, редких щелочных, щелочно-земельных и других элементов. Такое явление подчеркивает геохимическое родство РПГ и монцониитоидов между собой внутри каждого из таких массивов [Трошкин и др., 1983].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ОСНОВНОГО — СРЕДНЕГО СОСТАВА, С КОТОРЫМИ АССОЦИИРУЮТ РПГ

Повышенная калиевость. Как уже было показано, все эти породы принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии, что хорошо видно на диаграмме $K_2O — SiO_2$ (рис. 6). РПГ могут ассоциировать как с калий-натриевыми и калиевыми субщелочными базальтами и габбро (в бимодальных сериях), так и (значительно чаще) с монцониитами, монцодиоритами, латитами, латиандезитами.

Повышенное содержание H_2O и F . Характерная особенность рассматриваемых монцониитоидов — амфибол-биотитовый состав (вместо оливин-пироксенового) и соответственно повышенное содержание H_2O и F .

Повышенное содержание Mg и Ca . Этот признак характерен, хотя и не обязателен. Содержания MgO в монцодиоритах Турги и Этыки превышает 9% при $55—56\%$ SiO_2 ; содержания CaO в латиандезитах Арыбулака превышает $6,5\%$ при $57—58\%$ SiO_2 .

Рис. 6. Диаграмма $K_2O - SiO_2$ для магматических серий пород с РПГ, построенная на основе данных по нескольким районам мира.

I—IV — области составов толеитовой (I), известково-щелочной (II), высококальциевой известково-щелочной (III) и щелочной (IV) серий пород [Whitford *et al.*, 1979].

Отсутствие отрицательной аномалии *Eu* в распределении содержаний редкоземельных элементов. Этот признак очень устойчивый и особенно показателен для Восточного Забайкалья, проявляется на фоне трахиандезитового магматизма, для которого отличительной чертой является наличие выраженной отрицательной аномалии европия [Трошин и др., 1984].

Повышенные значения отношений Li/Rb , Cs/Rb , F/K (рис. 7). В монцонитоидах, ассоциирующих с РПГ, при содержаниях SiO_2 порядка 57%

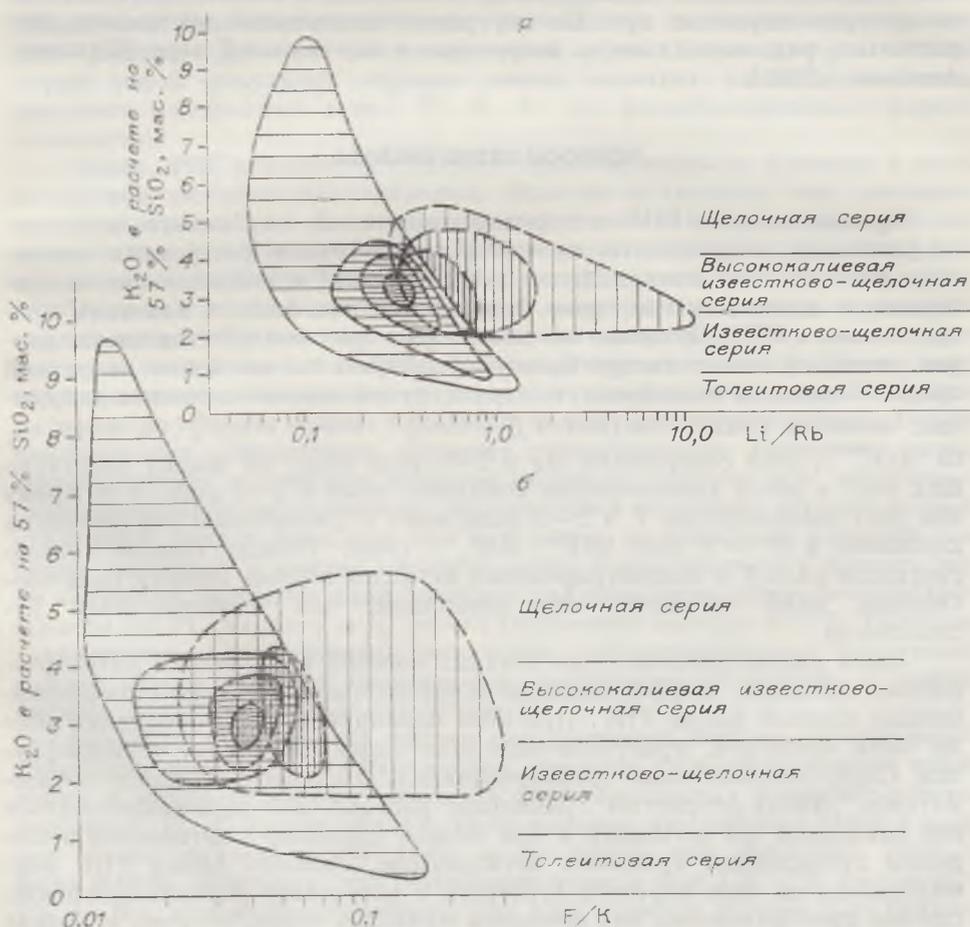
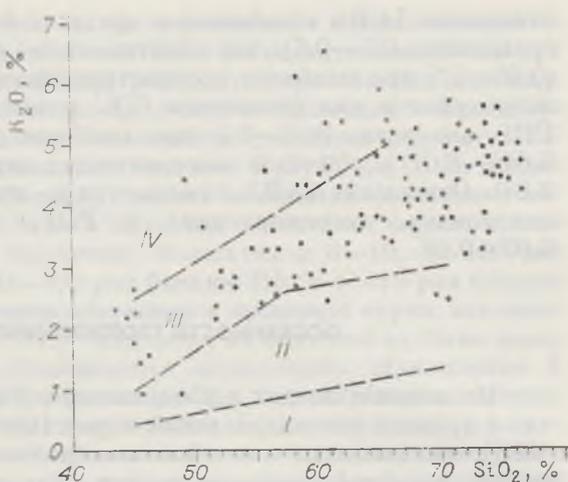


Рис. 7. Сравнение составов монцонит-латитовых серий пород, включающих РПГ, со средними составами этих же серий в координатах $K_2O - Li/Rb$ (а) и $K_2O - F/K$ (б).

Увеличение интенсивности птриховки отвечает росту распространенности пород.

отношение Li/Rb колеблется в пределах 0,3—10,0 (при наиболее распространенном 0,5—0,6), что заметно ниже, чем в обычных монцонитоидах (0,05—0,5 при наиболее распространенном значении 0,3). Таковы же закономерности для отношения F/K : в монцонитоидах, ассоциирующих с РПГ, оно равно 0,03—0,3 (при наиболее распространенном 0,06) против 0,015—0,07 в обычных монцонитоидах (при наиболее распространенном 0,04). Отношение Cs/Rb повышается до значений $> 0,2$ (0,2—1,5) в монцонитоидах, ассоциирующих с РПГ, против кларкового значения 0,03—0,08.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ

По мнению многих исследователей, РПГ образуются только в областях с древней континентальной корой [Burt e. a., 1982; Christiansen e. a., 1983], являющихся или тыловыми частями зон перехода океан — континент, или рифтогенными зонами [Таусон, 1982]. Монцонит-латитовые серии развиты существенно шире. Они встречаются и во внутриконтинентальных зонах, и на континентальных окраинах, и в островных дугах, и на океанических островах, в провинциях не только с высококалийным известково-щелочным магматизмом, но и со щелочным. Отмечалось [Morrison, 1980], что монцонит-латитовые серии континентальных окраин имеют более высокий уровень концентраций некогерентных элементов, содержат больше ортопироксена и биотита и меньше оливина, чем те же серии островных дуг. Во внутриконтинентальной обстановке фтористость и редкометалльность возрастают в еще большей мере [Кузьмин, Антипин, 1982].

ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Приуроченность РПГ к определенным зонам глубинного магматизма указывает, скорее всего, на мантийный источник F и редких элементов в региональном плане. Другое дело, что этот F и редкие элементы претерпевают длительную историю, прежде чем оказаться в конечном продукте, т. е. в РПГ. Основное значение имеет при этом обогащенность фтором, который может экстрагировать фторофильные элементы из разной среды. Учитывая своеобразную структуру комплексов, транспортирующих металлы (SnF_6^{2-} , $\text{Sn}(\text{OH}, \text{F})_6^{2-}$, BeF_4^{2-} , BeF_3^- , $\text{WO}_2\text{F}_4^{2-}$ и т. п. типа MeF_n^m), рост содержания Me в 2—3 раза ведет по закону действующих масс к росту концентрации комплекса тоже в 2—3 раза, в то время как рост концентрации F в 2—3 раза ведет к увеличению концентрации комплекса в $2^n - 3^n$ раз: $\text{MeF}^n : \text{MeF}_n = \text{const}$. Отсюда следует главенствующая роль F в концентрировании металлов и более важная роль обогащения магм летучими, чем металлами, для потенциальной рудоносности.

Здесь рассматривались два главных способа образования литий-фтористых гранитов: дифференциация монцонитоидной магмы и дифференциация главной фации РПГ. При этом механизм дифференциации могли быть ликвидация, кристаллизационная дифференциация, термодиффузия Сорэ, эманационная дифференциация, сопровождающаяся метасоматозом. Литий-фтористый гранитный расплав мог кристаллизоваться под давлением без дегазации и при низком давлении с дегазацией и широким проявлением процессов метасоматоза. Главная фация РПГ формировалась на базе корового субстрата в результате различных процессов его преобразования под влиянием привноса тепла, летучих и редких элементов.

Редкометалльные плюмазитовые граниты в зонах монголо-охотского типа находятся в полях развития субщелочного (трахандезитового,

монцонит-латитового) магматизма, но не нормального известково-щелочного (андезитового), не щелочного и тем более не толеитового. В чем тут дело? В верхней мантии и нижней коре рождаются три главные магматические серии: толеитовая, известково-щелочная и щелочная с промежуточными вариантами. Если сравнить основные и средние породы этих серий в отношении содержания таких летучих, как H_2O , F, Cl, B, P, и в отношении содержания графитофильных редких элементов (последнее менее существенно), то наиболее бедной является толеитовая серия, а наиболее богатой — щелочная. В щелочных базальтах в 6—10, до 100 раз больше F, чем в толентах, в 30—300 раз больше Rb, в 6—10 раз больше U и Th, и т. д. Основная причина обогащения щелочной серии заключается, видимо, в ничтожной степени плавления на большой глубине предварительно метасоматически обогащенного перидотита. Накопление F и фторофильных редких элементов (а также Cl) в ходе глубинных процессов связано в основном с концентрированием K_2O .

Глубинный очаг, начальным (или наиболее основным) продуктом деятельности которого является щелочной или субщелочной базальт или даже ультраосновной щелочной расплав, может дать в процессе эволюции щелочную серию пород с редкометалльными щелочными продуктами, но при определенных обстоятельствах (главным образом при избытке воды и низком отношении CO_2/H_2O) может дать иную, трахиандезитовую (монцонит-латитовую) серию с конечным ультракислым плюмазитовым дифференциатом. В последнем случае изначально сконцентрированные в щелочной и субщелочной магме летучие и редкие элементы в ходе эволюции могут оказаться в плюмазитовом граните или риолите. Для известково-щелочной и тем более для толеитовой серии такой результат гораздо менее вероятен из-за существенно меньшего содержания в них F, B, Cl (и фтороборофильных редких элементов).

Далее, РПГ связаны не с любыми монцонитоидными сериями, а лишь с сериями внутриконтинентальных областей и тыловых зон континентальных окраин, где достаточно велика степень концентрирования летучих в трахиандезитовых сериях. С монцонитоидами островных дуг, а также океанических островов РПГ не ассоциируют.

Значение мощной континентальной коры для щелочного и редкометалльного магматизма уже обсуждалось в литературе. В условиях расширения океанического дна геотермальный градиент велик, горячее мантийное вещество быстро почти достигает поверхности, плавление идет на малых глубинах, степень плавления велика, магмы толеитовые. В континентальных рифтогенных областях геотермические градиенты малы, проникновения мантийного вещества на малые глубины нет, магматические процессы более глубинные, эволюционное отделение летучих из подстилающей мантии замедлено или затруднено на обширной площади, летучие, щелочные и редкие элементы могут накапливаться в разного рода ловушках, вещество коры доступно для плавления плюмазитовым субстрамом (по П. Харрису и Д. Бейли [Щелочные породы, 1976]). Большая глубинность, малая степень плавления, метасоматическая подготовка мантии предопределяют повышенную щелочность магматизма в рифтогенных континентальных структурах.

Особенностью верхней мантии под древними щитами служит неустойчивость амфибола. На наш взгляд, это одна из важных причин появления в континентальных условиях редкометалльных монцонит-латитовых серий. П. Д. Уилли [Wyllie, 1978] показал, что амфибол (Амф) в мантии может запасти 0,4% H_2O , в то время как флогопит (Фл) — лишь 0,02%. Учитывая, что содержание воды в Амф 1,5—2% против 3—4% во Фл, можно предположить, что Амф западает значительно больше литофильных редких элементов, чем Фл. К этому следует добавить специфику состава Амф, в частности керсутита — амфибола мантийных пород. В амфиболах в целом существенно повышены значения отношений

Li/Rb, Cs/Rb, F/K по сравнению с биотитами и флогопитами. В керсутитах из мантийных включений в щелочных базальтоидах Токкинского Становика [Семенова и др., 1984] среднее содержание Li = 3,0 и Rb = 5,4 г/т, Li/Rb = 0,56. Во флогопитах из тех же включений Li = 10, Rb = 130 г/т, Li/Rb = 0,077. На диаграмме $K_2O - Li/Rb$ состав Фл лежит в поле усредненных составов пород, а керсутит — в поле монцонитоидов, ассоциирующих с РПГ. Содержание TiO_2 в керсутитах несколько выше, чем во Фл: 5% против 4% в среднем. Это предопределяет высокое концентрирование в амфиболе таких элементов, как Zr, Hf, Ta, Nb, Sn. По данным Э. И. Пополитова и соавторов [1976], в амфиболе содержание Ta и Nb больше или равно таковому в биотите, в нем концентрируются Be, Sn.

Рост температуры в период начала тектономагматической активизации монголо-охотского типа на ранее стабильных континентальных платформах сопровождается началом магматической деятельности, внедрением магм (акатуевского типа в Забайкалье), метасоматозом в мантии. Согласно диаграмме состояния, амфибол в мантии при этом становится устойчивым и начинает «запасать» воду, Li, Rb, Ta, Nb, Sn, Be, K, F и др. На заключительном этапе активизации он теряет свою стабильность, разрушается и за его счет формируются магнезиальные щелочные и умеренно калиевые латитандезитовые магмы, аномально обогащенные водой, Li и другими редкими элементами с повышенным отношением Li/Rb. Эта модель для монцонитоидов Восточного Забайкалья находит подтверждение в распределении редкоземельных элементов. Минимум на кривой распределения в районе содержания Nb и Dy показывает присутствие амфибола среди остаточных фаз в очаге зарождения.

Геологическая история Восточного Забайкалья в юре показывает, что режим растяжения и прогибание (с образованием 7-километровой толщи осадков в Восточно-Забайкальском прогибе) в ранней юре завершились внедрением относительно сухой щелочнобазальтовой и монцонит-латитовой магмы акатуевского типа, обогащенной редкими элементами в зоне глубинных разломов. Видимо, это был период подъема геоизотерм, привноса летучих и редких элементов, амфиболизации верхней мантии от глубины 75 км и выше (зона устойчивости Амф). В средней — поздней юре усиливается режим сжатия, образования крутых взбросо-надвигов и подъема по ним фтороводных монцодиоритовых магм шахтаминского и тургинского типа. Это был период подъема геоизотерм уже в земной коре, в то время как верхняя мантия начала остывать с разрушением амфибола, генерацией фтороводных монцонитоидных, а в коре — гранитоидных магм.

Анализ состава пород и биотитов показывает, что распределение летучих и редких элементов в монцодиоритовых магмах было весьма неравномерно. Например, расположенные рядом и одинаковые по петрохимическому составу Антйский и Тургинский массивы резко отличаются по содержаниям редких элементов, что хорошо коррелируется с редкометальностью ассоциирующих гранитов.

Кристаллизация щелочной базальтоидной магмы в условиях высокого парциального давления воды сопровождается изменением последовательности выделения минералов по сравнению с кристаллизацией сухой магмы. В этом случае плагиоклаз кристаллизуется одним из последних, вследствие чего отрицательная европиевая аномалия не образуется [Иодер, Тилли, 1965]. Другим результатом высокого содержания воды является повышение степени плавления с увеличением содержания Mg, Ca, элементов семейства железа. Но основное следствие водонасыщенности — это дифференциация щелочных базальтоидных магм до кислых расплавов гранитного состава [Иодер, Тилли, 1965].

Таким образом, все геохимические особенности щелочных базальтоидов и монцонитоидов, с которыми связаны РПГ, и сама эта связь объясняются высоким содержанием воды, фтора (и других летучих) в глу-

бинном очаге выплавления щелочнобазальтоидных и латитовых магм и вероятным плавлением мантийного амфибола на главном этапе генерации фтороводных латитовых расплавов, дифференцировавших до литий-фтористых продуктов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время вряд ли кто-нибудь полагает, что золотоносная россыпь может образоваться в результате разрушения пород с кларковым содержанием золота. Точно так же сравнительно маловероятно, чтобы литий-фтористый гранит мог возникнуть в процессе даже глубокой дифференциации гранитной магмы с кларковым содержанием летучих и редких элементов. В последнем случае необходим по крайней мере дополнительный привнос в систему летучих, в первую очередь фтора и воды, экстрагентов и мобилизаторов редких литофильных элементов. Хотя в настоящее время данных еще недостаточно, но уже можно предполагать, что каждому из редкометалльных гранитов трех типов — щелочным (агпайтовым), субщелочным (флюоритовым литий-фтористым и др.) и плюмазитовым (топазовым литий-фтористым и др.) — соответствовал свой специфический по составу источник летучих и редких элементов.

Глобальная латеральная магматическая зональность, характер гранитообразования в зонах ультраметаморфизма совместно с другими фактами, рассмотренными в статье, в основном свидетельствуют против заметной роли коровых источников летучих, и возможно, редких (но не петрогенных) элементов для редкометалльных гранитов. Источниками летучих (и редких) элементов (очагами дегазации), видимо, были главным образом очаги субщелочной и щелочной базальтоидной магмы, и каждому типу редкометалльных гранитов соответствовал свой тип эволюции очагов. При этом нельзя отвергать возможность образования редкометалльных гранитов в результате анатексиса или дифференциации нормальной гранитной магмы, но уточняется, что эти процессы должны были, как правило, сопровождаться привнесом летучих и редких, или по крайней мере только летучих компонентов из глубинного щелочно-базальтоидного источника. Даже в самом общем случае отношение масс кора: верхняя мантия: нижняя мантия: ядро таково, что само по себе свидетельствует в пользу участия вещества мантии в любых высокотемпературных эндогенных новых геохимических процессах, связанных с резким концентрированием редких элементов.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества.— *Геохимия*, 1972, № 12, с. 1515—1541.
- Белов И. В., Белов Б. И. О длительности остывания интрузивных тел в земной коре.— В кн.: *Математические методы в петрологии и геохимии*. М.: Наука, 1970, с. 42—47.
- Беус А. А., Северов В. А., Ситнин А. А., Субботина К. Д. Альбитизированные граниты (апограниты).— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 195 с.
- Богатиков О. А. Эволюция магматизма в истории Земли.— *Природа*, 1981, № 7, с. 32—40.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— *Геохимия*, 1962, № 7, с. 555—571.
- Владыкин Н. В. Минералого-геохимические особенности редкометалльных гранитоидов Монголии.— Новосибирск: Наука, 1983.— 200 с.
- Гинзбург А. И. Проблемы редкометалльных гранитов.— В кн.: *Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации*. М.: Недра, 1972, с. 7—27.
- Говоров И. Н. Глубинная геохимия как основа для региональных металлогенических прогнозов.— В кн.: *Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений*. Новосибирск: Наука, 1978, с. 8—13.
- Говоров И. Н., Левашов Г. Б., Радкевич Е. А., Стряжкова А. А. Позднемезозойские гранитоидные серии Приморья и их петрохимическая специфика.— *Докл. АН СССР*, 1972, № 2, с. 418—421.

- Загружина И. А. Позднемезозойские гранитоиды восточного побережья Чаунской губы (Западная Чукотка). — В кн.: Позднемезозойские гранитоиды Чукотки. Магадан, 1965, с. 4—140.
- Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. — М.: Мир, 1965. — 247 с.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород. — М.: Недра, 1981. — 160 с.
- Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. — Новосибирск: Наука, 1977. — 206 с.
- Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгозиты. — М.: Наука, 1976. — 127 с.
- Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Геохимические свойства природных фтористых гранитоидных расплавов. — В кн.: Исследования структуры магматических расплавов. Свердловск, 1981, с. 73—79.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Коваль П. В. Зональность ареала мезозойских магматических и метасоматических пород западной части Монголо-Охотского пояса и некоторые вопросы их генезиса. — В кн.: Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1975, с. 103—174.
- Коваль П. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. — Новосибирск: Наука, 1975. — 258 с.
- Козлов В. Д., Свядковская Л. И. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1977. — 253 с.
- Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы грейзенизации. — В кн.: Магматизм и формирования кристаллических пород глубин земли. Т. 1. М.: Недра, 1972, с. 144—152.
- Кузьмин М. И., Антипин В. С. Геохимическое сопоставление мезозойских вулканических пород Монголо-Охотского пояса (Становик, Вост. Забайкалье) с кайнозойскими вулканитами Запада США. — В кн.: Геохимическая модель земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континентов к Тихому океану. Владивосток, 1982, с. 87—93.
- Левицкий О. Д., Аристов В. В., Константинов Р. М., Станкеев Е. А. Этыкинское оловянное месторождение Восточного Забайкалья. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — 123 с.
- Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. — Новосибирск: Наука, 1975. — 214 с.
- Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. — Новосибирск: Наука, 1981. — 200 с.
- Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. — М.: Наука, 1979. — 262 с.
- Маракушев А. А., Граменникий Е. Н., Коротаев М. Ю. Петрологическая модель эндогенного рудообразования. — Геол. рудных месторожд., 1983, № 1, с. 3—22.
- Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита. — Новосибирск: Наука, 1975. — 151 с.
- Недашковский П. Г., Лениников А. М. Особенности минералогии и геохимии гранитоидов улканского комплекса. — В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток: изд. ДВГИ. 1973, с. 236—265.
- Попозитов Э. И., Знаменский Е. Б., Коваленко В. И., Цыханский В. Д. Распределение ниобия и тантала в кислых щелочных породах Северо-Восточной Тувы. — В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1965, с. 88—96.
- Рид Г., Уотсон Дж. История Земли. Ранние стадии эволюции Земли. — Л.: Недра, 1981. — 240 с.
- Робин Т. Л. Влияние расслоения магмы на рудообразующие процессы. Обзор и критические замечания. Международная ассоциация по генезису рудных месторождений. — В кн.: МАГРМ. VI симпозиум. Тбилиси, 6—12 сентября, 1982. (Тезисы докладов). Тбилиси, 1982, с. 85—86.
- Руб М. Г., Павлов В. А., Гладков Н. Г. Рудовосные (Sn, W) гранитоиды-дифференциаты трахиандезитовых магм. — В кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала. (Тезисы докладов). Свердловск, 1981, с. 30—32.
- Руб М. Г., Павлов В. А., Гладков Н. Г., Ашихмина Н. А. Особенности состава оловяносных и вольфрамосносных магматических комплексов и использование их при поисках месторождений. — В кн.: Геохимические основы поисков и прогнозирования рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1978, с. 27—32.
- Рундквист Д. В. Современные представления о геологическом строении и зональности месторождений Корнуолла (Англия). — Геол. рудных месторожд., 1980, № 6, с. 3—17.
- Рябчиков П. Д. Условия отделения концентрированных солевых растворов в ходе кристаллизации кислых магм. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. Т. II. М.: Наука, 1969, с. 100—121.
- Семенова В. Г., Соловьева Л. В., Владимиров Б. М. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токтинского Становика. — Новосибирск: Наука, 1984. — 120 с.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. — М.: Наука, 1977. — 280 с.
- Таусон Л. В. Геохимия и металлогения латитовых серий. — Геол. рудных месторожд., 1982, № 3, с. 3—14.
- Томсон И. Н., Иванов П. Б., Константинов Р. М. и др. Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Восточного Забайкалья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12, с. 31—40.

- Трошин Ю. П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья.— Новосибирск: Наука, 1978.— 173 с.
- Трошин Ю. П. Флюидный режим формирования редкометалльных плюмазитовых гранитов Восточного Забайкалья.— Геол. и геофиз., 1983, № 11, с. 66—76.
- Трошин Ю. П., Бойко С. М., Гребенщикова В. И. Распределение редкоземельных элементов в редкометалльных гранитах как показатель условий их образования (на примере Восточного Забайкалья).— Геол. и геофиз., 1984, № 6, с. 76—85.
- Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И., Бойко С. М. Геохимия и петрология редкометалльных плюмазитовых гранитов.— Новосибирск: Наука, 1983.— 183 с.
- Тугаринов А. И., Коваленко В. И. Геохимия гранитоидов Нигерии. М.: Наука, 1973.— 106 с.
- Феннер К. И. Пневматолитовые процессы при образовании минералов и руд.— В кн.: Геология рудных месторождений Западных штатов США. М.—Л.: изд. ОНТИ, 1937, с. 68—117.
- Штемпрок М. Щелочной тренд дифференциации оловоспсных гранитов.— В кн.: МАГРМ, VI симпозиум, Тбилиси, 6—12 сентября, 1982. (Тезисы докладов). Тбилиси, 1982, с. 101—102.
- Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа.— М.: Недра, 1980.— 432 с.
- Щелочные породы.— М.: Мир, 1976.— 400 с.
- Baskina V. A. Relation of tin, lead-zinc and boron deposits of the Sikhote-Alin range to cratonal volcanic associations.— In: Proceeding 5th Quadrenn. IAGOD Symposium (Utah, 1978). V. 1. Stuttgart, 1980, p. 227—234.
- Bor-ming J., Sun S. S., Nesbitt R. W. REE distribution and petrogenesis of the Spanish reaks igneous complex, Colorado.— Contrib. Mineral. Petrol., 1979, v. 70, p. 281—298.
- Burt D. M., Sheridan M. F., Bixun J. V., Christiansen E. H. Topaz rhyolites — distribution, origin, and significance for exploration.— Econ. Geol., 1982, v. 77, N 8, p. 1818—1836.
- Christiansen E. H., Burt D. M., Sheridan M. F., Wilson R. T. The petrogenesis of topaz rhyolites from the Western United States.— Contrib. Mineral. Petrol., 1983, v. 83, N 1-2, p. 16—30.
- Christiansen R. L., Lipman R. W. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. II. Late Cenozoic.— Phil. Trans. Roy. Soc., L., 1972, A 271, p. 249—284.
- Desborough G. A., Ludington S. D., Sharp W. N. Redskin granite: a rare-metal-rich precambrian pluton, Colorado, USA.— Miner. Mag., 1980, v. 43, N 332, p. 959—966.
- Haapala I. Petrography and geochemistry of Eurajoki stock, a rapakivi-granite complex with greisen-type mineralization in southwestern Finland.— Geol. Surv. Finland Bull., Espoo, 1977, N 286.— 128 p.
- Huspeni J. R., Kesler S. E., Ruiz J. Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in northern Mexico.— Econ. Geol., 1984, v. 79, p. 87—105.
- Jacobs D. C., Parry W. T. Geochemistry of biotite in Santa Pita porphyry copper deposit, New Mexico.— Econ. Geol., 1979, v. 74, p. 860—887.
- Jacobson R. R. E., MacLeod W. N., Black R. Ring-complexes in the Younger granite province of Northern Nigeria.— Mem. Geol. Soc., L., 1958, N 1, p. 192—198.
- Lipman P. W., Prostka H. J., Christiansen R. L. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. I. Early and Middle Cenozoic.— Phil. Trans. Roy. Soc., L., 1972, A 271, p. 217—248.
- Morrison G. W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association.— Lithos, 1980, v. 13, p. 97—108.
- Nagvi S. M. Distribution of elements in the crust and mantle during the Archean: evidence from the Indian Shield.— Chem. Geol., 1979, v. 24, N 1-2, p. 1—23.
- Noble D. C., Hedge C. E. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations within individual ash-flow sheets.— U. S. Geol. Surv. Prot. Paper., 1969, N 650-C, p. 133—139.
- Oates C. J., Price R. C. Geochemistry of the Jemba Rhyolite, northeastern Victoria.— J. Geol. Soc. Austral., 1983, v. 30, N 1-2, p. 41—57.
- Pagel M., Leterrier G. The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France): shoshonitic affinity.— Lithos, 1980, v. 13, p. 1—10.
- Sainsbury C. L. Geology and ore deposits of the central York Mountains, Western Seward Peninsula, Alaska.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1965, N 1287.— 101 p.
- Sainsbury C. L., Hamilton J. C., Huffman C. Geochemical cycle of selected trace elements in the tin-tungsten-beryllium district Western Seward Peninsula Alaska — a reconnaissance study.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1968, N 1242-F, p. 1—42.
- Whitford D. J., Nicholls J. A., Taylor S. R. Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda Arc in Java and Bali.— Contrib. Mineral. Petrol., 1979, v. 70, p. 341—365.
- Wones D. R., Eugster H. Stability of biotite: experiment, theory and application.— Amer. Miner., 1965, v. 50, N 9, p. 1228—1272.
- Wyllie P. J. Mantle fluid compositions buffered in peridotite — CO_2 — H_2O by carbonates, amphibole and phlogopite.— J. Geol., 1978, v. 86, p. 687—713.

К СОПОСТАВЛЕНИЮ ЩЕЛОЧНО-ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВЫХ ФОРМАЦИЙ МИНУСИНСКОЙ СИСТЕМЫ ВПАДИН И БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Вопросы геологического строения, геофизические поля, особенности минерального и химического состава, петрология девонских вулканических пород Минусинской системы впадин (МСВ) обсуждаются в ряде публикаций [Лучицкий, 1960; Моссаковский, 1963, 1982; Сурков, 1963; Бородин, Gladких, 1967а, б; Gladких, 1971; Gladких и др., 1974; Поляков и др., 1972; Захарова, Шарловская, 1977; Довгаль, Широких, 1980; и др.]. В настоящей статье рассматриваются главным образом основные закономерности распределения петрогенных и редких элементов в эффузивных породах МСВ и проводится их сопоставление с аналогичными данными для пород Байкальского рифта (БР). При формационном анализе использованы впервые полученные сведения о химическом составе минералов девонских трахибазальтов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ

Минусинский межгорный прогиб относится к структурам наложенного типа [Кузнецов, 1954]. Впадины, участвующие в его строении (рис. 1), образовались при сводово-глыбовой активизации зоны салаирской складчатости [Поляков и др., 1972]. Ограничивающие их глубинные разломы трассируются вулканогенными толщами и субвулканическими дайками в породах фундамента. Самые крупные из разломов установлены недавно при дешифрировании космических снимков [Грицюк, 1978]. Впадины имеют блоковое строение, что подтверждается геологическими [Лучицкий, 1960; Моссаковский, 1963] и геофизическими [Сурков, 1963] данными. В самих впадинах и их бортах на породах фундамента залегает с резким угловым несогласием вулканогенная толща с базальными конгломератами и прослоями красноцветных терригенных и карбонатных пород. В свою очередь, эта толща несогласно перекрыта отложениями осадочного чехла (живетский ярус среднего девона — перми) [Моссаковский, 1982]. Основные особенности строения минусинских впадин — заложение после длительного перерыва (ордовик — силур) в осадконакоплении, секущее отчасти положение по отношению к структурам фундамента, связь с глубинными разломами и блоковое строение, заполнение молассовыми отложениями — свойственны также впадинам Байкальского рифта [Логачев, 1968; Замараев и др., 1972; Шерман, 1977].

В вулканогенных толщах в бортах рассматриваемых впадин доминируют базальтовые потоки, среди которых иногда встречаются туфы и туфобрекчи такого же состава [Лучицкий, 1960; Бородин, Gladких, 1967а; и др.]. На диаграмме ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) — SiO_2 (см. рис. 2) 75% фигуративных точек эффузивных пород (по 120 оригинальным химическим анализам) расположено в поле базальтоидов*, среди которых исключительная роль принадлежит субщелочным разновидностям. Щелочные базальты встречаются редко и сосредоточены главным образом в северных впадинах, ближе к Сибирской платформе, что согласуется с латеральной зональностью в распределении продуктов среднепалеозойского магматизма Алтае-Саянской складчатой области [Поляков и др., 1972]. Субщелочные базальтоиды образуют единую серию с трахиандезитами, фолитами, трахитами и трахириодацитами (базальт-трахитовая серия),

* С учетом мощности потоков на долю базальтоидов приходится не менее 85—90 об. % вулканических пород МСВ.

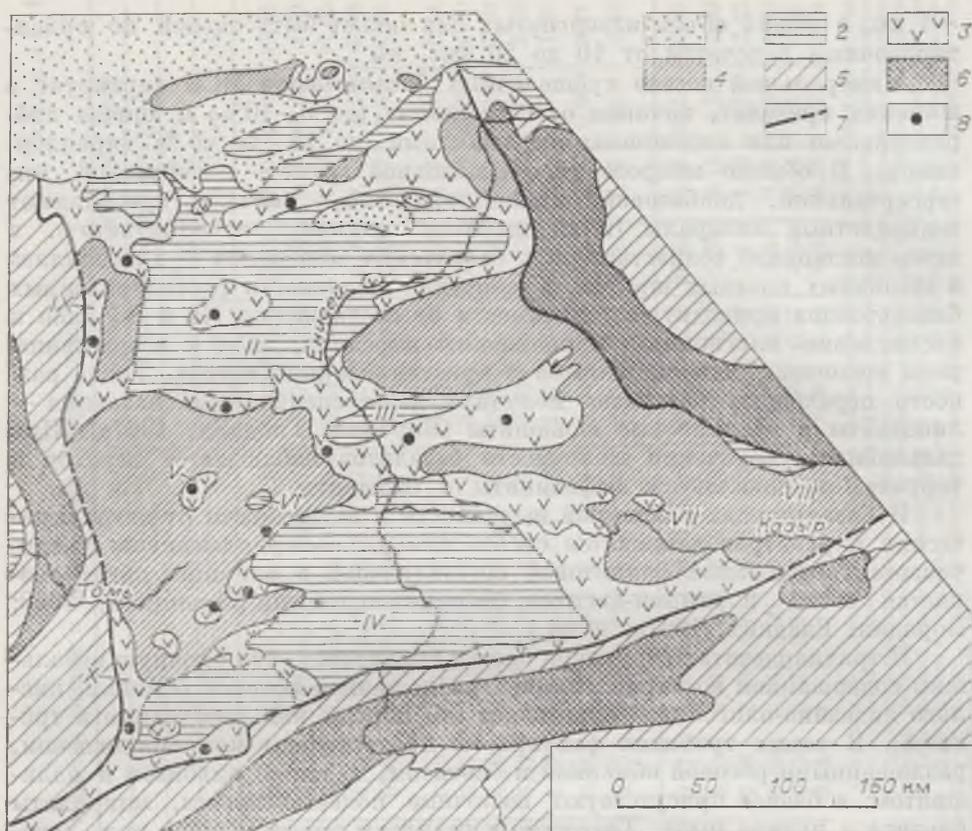


Рис. 1. Схема геологического строения Минусинской системы впадин [по Лучицкому, 1960].

1, 2 — мезозойско-кайнозойский (1) и средне- и верхнепалеозойский (2) осадочные чехлы; 3 — девонская вулканическая формация; 4 — нижнепалеозойские складчатый фундамент впадин; 5 — нижнепалеозойские складчатые структуры антиклинорий Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саяна; 6 — докембрийские ядра антиклинорий; 7 — границы Минусинского межгорного прогиба; 8 — опорные разрезы, изученные автором.
 I — Назаровская, II — Чулымо-Енисейская, III — Сыдо-Ербинская, IV — Минусинская, V — Уленская, VI — Ербинская, VII — Казырская, VIII — Кизирская впадины; IX, X — Саралинская (IX) и Балыкская (X) прогнутые зоны.

а к щелочным породам относятся меланократовые оливниновые нефелиниты, нефелиниты, отчасти базаниты, тефриты и берешиты (щелочно-базальтоидная серия) [Бородин, Gladkikh, 1967a; Gladkikh, 1971]; эти исследователи показали, что в случае совместного присутствия в разрезах пород базальт-трахитовой и щелочно-базальтоидной серий они перемежаются между собой, не образуя гомодромных рядов. В вулканогенных толщах, сложенных только породами базальт-трахитовой серии, также чередуются основные потоки с разными парагенезисами минералов-вкрапленников. При этом широко варьируют, как и в Прибайкалье [Белов, 1963; Киселев и др., 1979], щелочность и кремнекислотность субщелочных базальтов. Среди них, как отмечалось и ранее [Лучицкий, 1960; Бородин, Gladkikh, 1967a; и др.], неоднократно появляются трахиты, реже трахиандезиты и трахириодациты (р. Туим у ст. Ширы и руч. Амбарный Лог в Чулымо-Енисейской впадине, р. Кинзель в Сыдо-Ербинской впадине и в других местах).

Вместе с тем такой характер изменения состава вулканитов в разрезах не исключает тенденции к закономерному в целом возрастанию (от низов разрезов к их верхам) щелочности базальтоидов, как в Саралинском грабене по р. Прав. Сарала (по нашим наблюдениям) или по р. Урюп [Gladkikh, 1971]. Потоки мощностью от первых метров до 20 м обычно полого погружаются с бортов во внутренние части минусинских впадин. Средняя мощность вулканогенных толщ, по П. В. Лучицкому [1960],

~1 км, а общий объем извергнувших лав может быть оценен по ориентировочным подсчетам от 10 до 50 тыс. км³.

Минеральный состав субщелочных базальтоидов МСВ варьирует в широких пределах, начиная от оливиновых (до 5—10%) и кончая лабрадоровыми или андезиновыми разностями (до 15—40 об.% вкрапленников). В обычно микрозернистой основной массе — долеритовой, интерсертальной, диабазовой, пойкилоофитовой — вначале преобладают темноцветные минералы (клинопироксен, оливин, титаномagnetит), а затем постепенно возрастает роль салических минералов — плагиоклаза и щелочных полевых шпатов. Увеличение щелочности рассматриваемых базальтоидов приводит (в зависимости от соотношения Na и K) либо к раскислению плагиоклаза и появлению нефелина, либо к возрастанию роли щелочных полевых шпатов и кристаллизации биотита. Такие разности переходных базальтов получили даже специальные названия — линозаиты и нефелиновые шопониты [Бородин, Гладких, 1967а]. При дальнейшем увеличении щелочности базальтов наблюдается переход к тефритам и появляются нефелиниты и берешиты.

В базальтоидах различной щелочности в зависимости от петрохимических параметров изменяется состав минералов-вкрапленников: увеличивается содержание фаялитовой составляющей в оливине, авгит сменяется титан- и эгирин-авгитом, битовинит-андезитом [Лучицкий, 1960; Бородин, Гладких, 1967а; и др.].

В трахиандезитах структура базиса трахитовая, что наряду с небольшим содержанием во вкрапленниках разложенной роговой обманки, кислого андезина-олигоклаза определяет эти породы как переходные к трахитам. В самих трахитах фенокристы представлены клинопироксеном, разложенными роговой обманкой и биотитом, а также альбитом и калишпатов; в базисе присутствуют щелочные полевые шпаты, микролиты биотита и рудная пыль. Трахитовые расплавы извергались в виде лавовых, пирокластических потоков и пелла. Игнимбриты обнаружены нами в районе ст. Шира, пос. Баград и в других местах. В трахириодацитах, кроме клинопироксена, содержатся те же минералы, что и в трахитах, а структура становится фельзитовой благодаря увеличению количества кварца.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Для демонстрации основных закономерностей изменения химического состава вулкаников МСВ в табл. 1 приведены результаты анализа 17 (из 120) типичных пород.

На диаграмме $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (рис. 2) породы базальт-трахитовой серии располагаются в поле составов субщелочных пород [Классификация..., 1981]. Субщелочные базальтоиды этой серии образуют на диаграмме рой сближенных точек, что согласуется с постепенной и непрерывной эволюцией их минерального состава. Только единичные фигуративные точки базальтоидов опускаются ниже верхней границы распространения известково-щелочных пород, например базальты, изученные в Минусинской впадине южнее пос. Таштып по руч. Сигеш. При увеличении кремнеземистости субщелочных пород намечается подразделение их на две подсерии, тренды которых совпадают с линиями 14 и 15 на рис. 2. В первую из них (основную) входят шкритовые порфириды (ультраосновные лавы, по Л. С. Бородину и В. С. Гладких [1967а]) — трахибазальты (меланократовые — 43—48% SiO_2 и мезо- и лейкократовые — 48—53% SiO_2) — трахиандезиты — кварцевые трахиты — трахириодациты. Ко второй относятся переходные к щелочным базальтоиды — фонолиты — щелочные трахиты. Вместе с тем такое подразделение не исключает появления разновидностей пород, по составу промежуточных между подсериями.

Химический состав эффузивных пород Минусинской системы впадин и Байкальского рифта, мас. %

Компонент	Базальт-трахитовая серия														Щелочно-базальтовая серия							
	Калиево-натровая группа														Калиево-натровая группа							
	Na ₂ O/K ₂ O < 1,5					Na ₂ O/K ₂ O = 1,5-4									Na ₂ O/K ₂ O > 4		Na ₂ O/K ₂ O = 1,5-4					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
SiO ₂	44,19	49,11	56,33	63,47	69,46	45,36	47,74	48,13	49,00	50,52	59,15	64,02	69,43	43,41	46,61	40,27	46,09	48,47	46,30	48,05	49,46	
TiO ₂	1,85	1,17	0,91	0,43	0,34	1,58	0,91	1,40	2,22	1,41	0,51	0,81	0,55	2,03	1,72	1,57	2,03	2,33	2,46	2,38	1,99	
Al ₂ O ₃	17,15	18,18	17,93	17,15	16,08	16,15	16,38	16,39	15,31	16,81	18,48	17,34	15,82	16,66	16,54	16,72	16,38	15,82	14,44	14,88	14,63	
Fe ₂ O ₃	6,29	3,51	3,63	3,81	1,95	5,84	3,51	2,93	13,13	6,30	4,47	3,93	2,99	9,03	3,71	6,15	5,80	3,34	3,13	3,28	3,03	
FeO	4,58	5,57	2,15	0,45	0,45	4,31	6,29	6,74	He опр.	3,41	0,36	0,72	0,45	3,95	6,38	6,16	5,66	7,81	7,99	7,81	7,48	
MnO	0,21	0,17	0,11	0,10	0,06	0,36	0,16	0,17	0,28	0,31	0,20	0,07	0,08	0,22	0,17	0,19	0,23	0,14	0,17	0,16	0,14	
MgO	7,16	5,01	2,61	1,08	0,07	7,56	9,67	7,32	3,27	4,50	0,80	0,52	0,05	7,47	7,69	5,19	4,58	7,10	8,70	8,30	8,30	
CaO	10,24	8,64	3,86	1,04	0,16	10,38	8,59	9,06	6,73	8,13	4,80	1,42	0,06	19,55	9,24	10,49	8,72	7,91	9,13	8,45	7,60	
Na ₂ O	2,34	3,12	4,71	5,74	5,83	2,46	2,97	4,05	4,50	3,48	5,84	6,70	6,16	2,42	3,73	3,88	4,91	3,78	3,13	3,05	2,69	
K ₂ O	1,37	2,25	3,31	4,63	4,80	1,03	1,16	1,08	2,29	1,64	2,47	3,27	3,47	0,42	0,83	1,57	1,60	1,77	2,01	1,70	1,21	
P ₂ O ₅	0,43	0,46	0,35	0,14	0,10	0,52	0,27	0,59	0,74	0,59	0,44	0,27	0,06	0,35	0,56	0,69	0,97	0,56	0,71	0,60	0,37	
П. п. п.	3,89	2,37	3,84	2,36	0,51	4,27	1,91	1,74	3,09	2,78	2,45	1,22	0,71	3,44	2,51	6,75	2,42	0,82	1,27	0,85	2,46	
С у м м а	99,70	99,57	99,74	100,40	99,81	99,82	99,56	99,60	—	99,88	99,97	100,29	99,83	99,95	99,69	99,63	99,39	99,85	99,44	99,51	99,36	
Na ₂ O+K ₂ O	3,71	5,38	8,02	10,37	10,63	3,49	4,13	5,13	6,79	5,12	8,34	9,97	9,63	2,84	4,56	5,45	6,51	5,55	5,14	4,75	3,90	
Na ₂ O/K ₂ O	1,7	1,38	1,42	1,24	1,21	2,39	2,56	3,75	1,97	2,12	2,36	2,05	1,78	5,76	4,49	2,47	3,07	2,14	1,56	1,79	2,22	
Al ^f	0,31	0,42	0,63	0,84	0,92	0,32	0,37	0,48	0,65	0,45	0,66	0,84	0,88	0,27	0,43	0,48	0,60	0,51	0,51	0,46	0,40	
f	0,45	0,49	0,54	0,67	0,95	0,42	0,35	0,42	0,67	0,53	0,75	0,82	0,97	0,48	0,42	0,56	0,57	0,46	0,41	0,42	0,41	
TiO ₂ /MgO	0,26	0,23	0,35	0,41	5	0,21	0,09	0,19	0,68	0,31	0,64	1,6	11	0,27	0,22	0,30	0,44	0,33	0,28	0,29	0,24	

Примечание. 1 — трахимеланобазальт, 2 — трахибазальт, 3 — трахиандезит, 4 — трахит, 5 — трахириодацит, 6 — трахимеланобазальт, 7—10 — трахибазальты, 11 — трахиандезит, 12 — трахит, 13 — трахириодацит, 14, 15 — трахимеланобазальты, 16, 17 — щелочные базальты МСВ, 18—21 — субщелочные базальты Байкальского рифта (среднее, соответственно по 10, 3, 2 и 3 анализам). Al^f = Na + K/Al, f = Fe/Fe + Mg, ат. %. Местонахождения анализированных образцов. Чулым-Енисейская впадина: 6, 8, 15 — левый борт р. Туим, у пос. Шира, 2, 4, 7 — Солдковский яр, между поселками Ключи и Петропавловка, 16, 17 — левый водораздел р. Верх. Печине, напротив оз. Еловое, 10, 12 — Копьенское поднятие, руч. Амбарный Лог (10) и гора Вознесенская (12); Саралинский грабен, левый борт р. Прав. Сарала (1, 9, 14); Сыдо-Ербинская оз. Енисей, район оз. Кара-Балык (по данным А. С. Мехоношина, устье восточнее); 19—21 — в западу от южного окончания оз. Байнал; водораздел падей Тибильти-Улутуй (19), левый борт р. Иркут, напротив устья р. Мал. Быстрой (20), правый борт р. Иркут, руч. Домашний (21).

Анализы выполнены в ГЕОХИ СО АН СССР: рентгеноспектральные (1—17) — Т. Н. Гуничевой, химические (18—21) — Л. П. Фроловой.

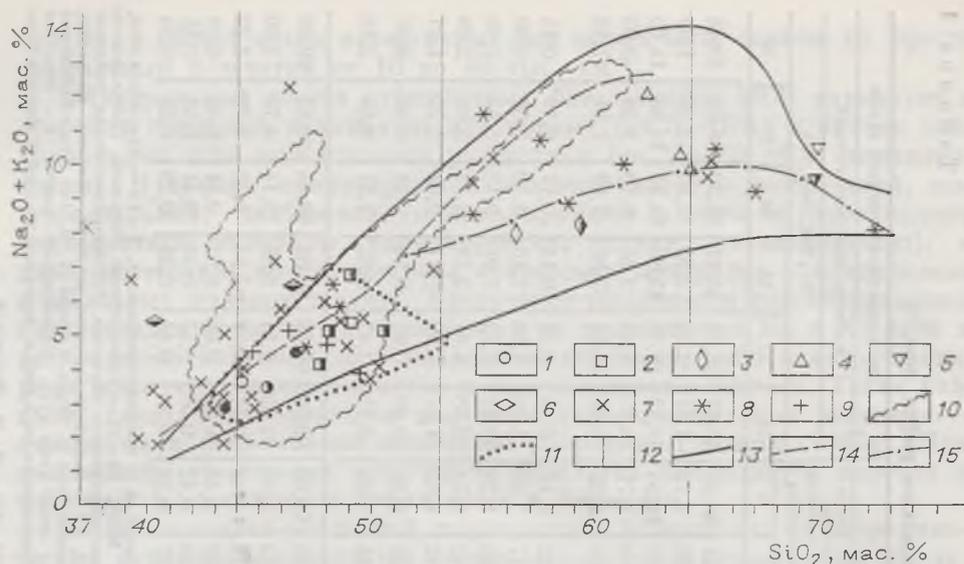


Рис. 2. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для вулканических пород МСВ и БР.

1 — меланократовые трахибазальты, 2 — трахибазальты; 3 — трахиандезиты; 4 — трахиты; 5 — трахириодациты; 6 — щелочные базальты (для 1–6 залитые значки — натровая, залитые наполвину и незалитые — калиево-натровая группы пород, соответственно с $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$; 1,5–4; < 1,5, см. табл. 1); 7, 8 — девонские эффузивные породы [по Бородину, Гладких, 1967а (7) и по Душину, Грязнову, 1983 (8)]; 9, 10 — субщелочные базальты (см. табл. 1) (9) и поле составов вулканитов (10) БР [по Кисилеву и др., 1979]; 11 — поле составов субщелочных базальтов минусинских впадин по данным автора; 12–15 — пограничные линии между магматическими породами разного состава [Классификация..., 1981] (12 — границы разделения пород на группы по кремнезему, 13 — граница области распространения субщелочных пород, 14, 15 — нижние границы распространения щелочных пород с фельдшпатоидами (14) и бесфельдшпатойдных пород с щелочными пироксенами и амфиболами (15)).

Щелочно-базальтоидная серия включает породы от меланократовых оливиновых нефелинитов до берешитов, жильные аналоги которых А. Н. Заварицкий [1961] относил к нефелиново-мондонитовым породам. При нанесении на рассматриваемую диаграмму (см. рис. 2) данных И. В. Лучицкого [1960], Л. С. Бородина и В. С. Гладких [1967а], В. Н. Довгалея и В. А. Широких [1980], В. А. Душина и О. Н. Грязнова [1983] фигуративные точки распределяются (за редким исключением) в полях субщелочных и щелочных пород и согласуются с указанными выше трендами. Среди вулканитов Байкальского рифта, по А. И. Кисилеву и соавторам [1979], преобладают субщелочные базальтоиды. Ряд пород от сильнощелочных базальтов до трахитов Удоканского хребта располагается вдоль тренда относительно щелочной подсерии базальт-трахитовой серии МСВ (см. рис. 2, 14). Для щелочных пород БР намечается отдельный тренд эволюции их состава. Таким образом, поля составов пород сравниваемых вулканических формаций в целом совпадают, но в породах минусинских впадин шире интервал содержания кремнезема (см. рис. 2).

Содержание K_2O и Na_2O в выбранных породах МСВ (см. табл. 1) изменяется соответственно в пределах 0,4–4,8 и 2,4–6,7%. Между этими оксидами устанавливается слабая тенденция к прямой зависимости (рис. 3, а). По величине параметра $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ рассматриваемые породы относятся к калиево-натровым и натровым [Классификация..., 1981]. Среди них доминируют калиево-натровые — с отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ от 1,5 до 4, а относительно калиевые (1–1,5) и натровые (> 4) вулканиты играют второстепенную роль. В северных впадинах, судя по данным Л. С. Бородина и В. С. Гладких [1967а] и В. А. Душина, О. Н. Грязнова [1983], увеличивается количество субщелочных пород, обогащенных калием (см. рис. 3). Среди меланократовых базальтоидов, особенно бедных кремнеземом, встречаются разновидности с содержанием $\text{K}_2\text{O} < 0,8\%$ — толеитовые [по Лутцу, 1980]. Вместе с тем их фигуративные точки яв-

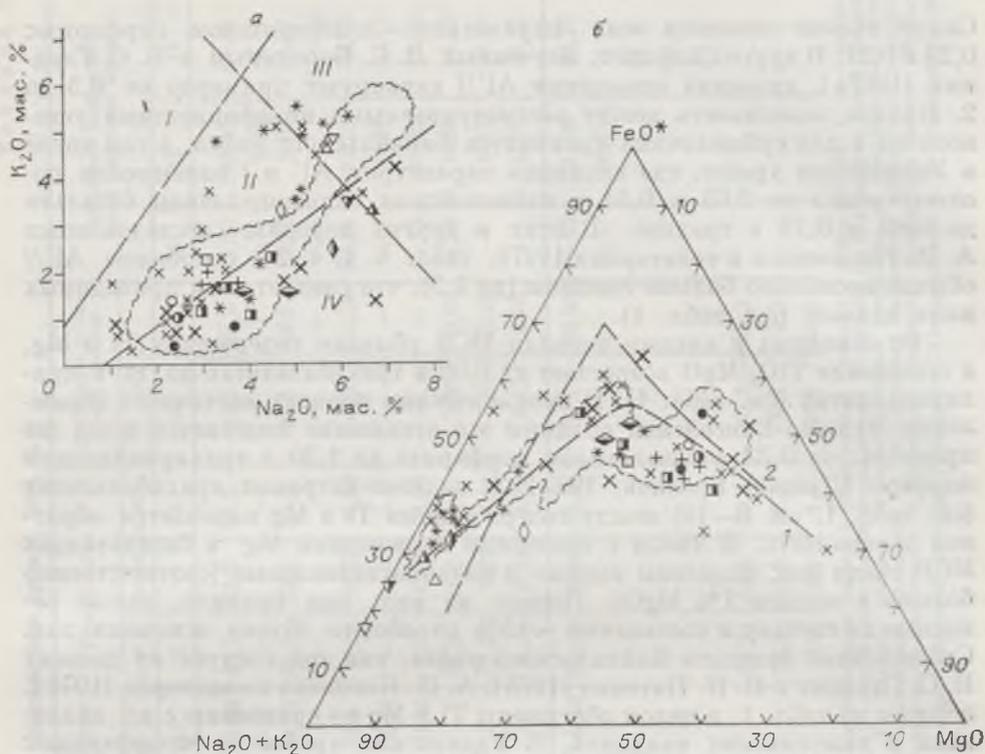


Рис. 3. Соотношение K_2O и Na_2O (а) и AFM-диаграмма (б) для вулканических пород МСВ и БР.

Усл. обозн. см. на рис. 2 (щелочные породы выделены крупными значками). Поля серий вулканических пород даны по [Middlemost, 1975]: I — высококальцевая, II — калиевая, III — фonoлитовая, IV — натровая; 1, 2 — тренды дифференциации щелочной (1) и толеитовой (2) серий [см. Кисилев и др., 1979, рис. 8.2].

ляются неотъемлемой частью всего спектра составов субщелочных базальтоидов (см. рис. 2). Большая часть щелочных вулканитов по величинам отношения окислов натрия и калия относится к группе калиево-натровых пород. На диаграмме $K_2O - Na_2O$ поля составов эффузивных пород МСВ и БР в целом совпадают. Здесь отметим только большую роль базальтов натровой серии (группы) по Middlemost, 1975] и сильную дисперсию отношения Na_2O/K_2O в салических породах МСВ (см. рис. 3, а).

На диаграмме AFM фигуративные точки рассматриваемых (см. табл. 1) и выбранных для сравнения [Бородин, Гладких, 1967а; Душин, Грязнов, 1983] субщелочных и щелочных пород располагаются вдоль тренда дифференциации щелочной серии (рис. 3, б). Ближе всего к углу М находится пикритовый порфирит, выше — меланократовые трахибазальты, они сменяются трахибазальтами, в которых вместе со щелочностью возрастает железистость, после перегиба кривой (вдоль ее нисходящей ветви) размещаются трахириодациты, фonoлиты и трахиты и, наконец, трахириодациты. В свою очередь, щелочные породы расположены вдоль тренда в такой последовательности: оливковые тефриты и меланократовые нефелиниты — тефриты и нефелиниты (на перегибе кривой) — берешиты. Основная часть фигуративных точек вулканических пород Минусинской системы впадин находится на диаграмме AFM в поле составов пород БР [по Кисилеву и др., 1979], в отличие от которого точки крайне мафических и салических пород МСВ как бы продолжают рассматриваемый тренд в обе стороны (см. рис. 3, б).

Величины коэффициентов агапайности (Al') и железистости (f) в исследованных породах изменяются соответственно от 0,31 и 0,35 в базальтоидах до 0,92 и 0,97 в трахириодацитах (см. табл. 1) и связаны между собой зависимостью, близкой к прямо пропорциональной ($Al'/f \approx 1$).

Самые низкие значения этих параметров — в пикритовом порфирите: 0,23 и 0,21. В других породах, изученных Л. С. Бородиным и В. С. Гладких [1967а], значения отношения Al'/f варьируют примерно от 0,5 до 2. Прямая зависимость между рассматриваемыми коэффициентами установлена и для субщелочных вулканитов Байкальского рифта, в том числе в Удоканском хребте, где величины параметров Al' и f изменяются соответственно от 0,63 и 0,44 в кайнозойском сильнощелочном базальте до 0,89 и 0,79 в трахите. В этих и других породах, исследованных А. И. Кисилевым и соавторами [1979, табл. 4. 1, 4. 2] отношение Al'/f обычно несколько больше единицы (до 1,5), что следует и из приводимых нами данных (см. табл. 1).

От основных к кислым породам МСВ убывают содержания Ti и Mg , а отношение TiO_2/MgO возрастает от 0,09 в трахибазальтах до 11 в трахириодацитах (см. табл. 1). В вулканических породах восточного обрамления Чулым-Енисейской впадины это отношение изменяется в тех же пределах: от 0,33 в базальтовом порфирите до 1,30 в трахириолитовом порфире [Душин, Грязнов, 1983]. В калиево-натровых трахибазальтах (см. табл. 1, ан. 6—10) между содержаниями Ti и Mg намечается обратная зависимость. В связи с широкими вариациями Mg в базальтоидах МСВ среди них выделены высоко- и низкомагнезиальные (соответственно больше и меньше 7% MgO). Первые из них, как правило, самые основные по составу и составляют ~15% от общего объема основных лав. Субщелочные базальты Байкальского рифта, как это следует из данных В. С. Гладких и И. К. Пятенко [1975], А. И. Кисилева и соавторов [1979], а также из табл. 1, в целом обогащены Ti и Mg по сравнению с их аналогами в минусинских впадинах. В Удоканском хребте от четвертичных сильнощелочных базальтов и трахитов убывают содержания TiO_2 (3,09—0,93%) и MgO (8,62—0,84%), а их отношение, наоборот, возрастает от 0,36 до 1,1.

Таким образом, эффузивные породы МСВ и БР по петрохимическим параметрам относятся к формации щелочных оливиновых базальтов. Среди минусинских вулканических пород выделяются две серии: базальт-трахитовая и щелочно-базальтоидная. Породы базальт-трахитовой серии относятся по общей щелочности к двум подсериям. Эффузивы обеих серий по соотношению Na_2O и K_2O принадлежат к натровым и калиево-натровым. Среди калиево-натровой группы пород, в свою очередь, выделяются две подгруппы: с обычными значениями Na_2O/K_2O (4—1,5) и относительно калиевые ($<1,5$).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД МСВ И БР

Химический состав минералов одного из трахибазальтов Солгонского кряжа, разделяющего Назаровскую и Чулым-Енисейскую впадины, приведен в табл. 2. Рассчитанные кристаллохимические формулы силикатных минералов согласуются с их стехиометрией.

В трахибазальте присутствуют две генерации минералов-вкрапленников. Установлен следующий порядок их кристаллизации: оливин — клинопироксен — плагиоклаз. Среди этих минералов преобладают оливин и плагиоклаз, содержащиеся почти в равном количестве (по 7—9 об. %). В микрозернистой основной массе сохраняется та же последовательность образования микролитов перечисленных минералов, но вслед за плагиоклазом кристаллизуются титаномагнетит и щелочные полевые шпаты. Кроме титаномагнетита из рудных минералов присутствуют в подчиненном количестве ильменит и халькопирит.

Оливин. Вкрапленники оливина по составу соответствуют хризолиту. В основном объеме фенокристаллов на снимках в обратно рассеянных электронах и на концентрационной кривой MgK_{α} фиксируется слабая

Химический состав минералов трахибазальта Солгонского кряжа, мас. %

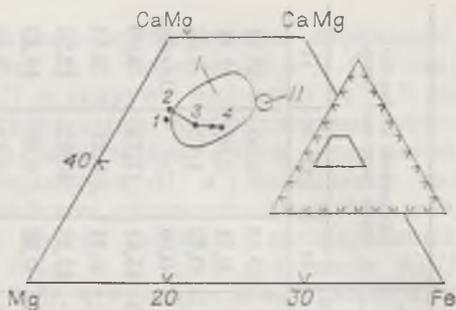
Компонент	Оливин				Клинопироксен				Титаномagneтит		Плагиоклаз			Щелочные полевые шпаты		Оливины Байкальской рифтовой зоны			
	центр		край		центр			край	центр		центр	край	центр	центр		16	17	18	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15				
SiO ₂	39,5	38,2	36,6	36,0	49,2	50,8	50,9	50,2	0,55	0,56	48,7	53,9	50,5	65,2	65,5	39,86	39,50	48,71	
TiO ₂	—	—	—	—	0,55	0,72	1,05	1,35	19,0	20,0	—	—	—	—	—	0,34	0,08	2,11	
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	7,19	2,99	2,75	2,68	1,95	0,97	31,4	27,1	30,5	20,8	18,9	0,22	1,15	5,07	
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,17	0,35	<0,04	<0,04	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	Не опр.	
FeO	17,6	23,3	32,3	34,4	7,06	7,05	8,33	9,50	72,3	70,3	0,51	0,97	0,83	0,56	0,58	15,61	17,73	9,89	
MnO	0,26	0,45	0,70	0,77	0,19	0,18	0,20	0,29	0,75	2,61	—	—	—	—	—	0,21	0,21	0,13	
MgO	42,6	37,5	29,6	28,9	14,7	15,1	14,5	13,8	1,97	0,05	0,05	0,09	0,04	—	—	42,83	40,82	12,92	
CaO	0,23	0,34	0,39	0,37	20,3	21,8	20,9	20,7	—	—	15,3	11,2	13,9	2,09	0,87	0,38	0,28	19,43	
Na ₂ O	—	—	—	—	0,55	0,38	0,47	0,58	—	—	2,57	5,07	3,44	7,66	6,21	—	0,17	0,76	
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,09	0,47	0,23	4,42	6,93	—	0,15	0,25	
Сумма	100,19	99,79	99,59	100,44	99,91	99,37	99,10	99,10	96,52	94,49	98,62	98,80	99,44	100,73	98,99	99,49	100,09	99,27	
Fo	81,5	74,1	62,0	60,0												82,9	80,3		
Fs					11,9	14,4	13,7	15,7											17,1
En					44,2	43,5	42,4	40,6											39,8
Wo					43,9	45,1	43,9	43,7											43,1
Ab											23,2	43,8	30,5	65,3	55,2				
An											76,3	53,5	68,2	9,9	4,3				
Or											0,5	2,7	1,3	28,4	40,5				

Примечание. 1, 2 — вкрапленник хризолита; 3, 4 — микролит гялосидерита; 5, 6 — вкрапленники авгита с реакционной каймой (5) и без нее (6); 7, 8 — микролит авгита; 9, 10 — крупное (9) и мелкое (10) зерна титаномagneтита в основной массе породы; 11, 12 — слабо зональный вкрапленник битовнита (11), с лабрадоровой каймой (12); 13 — микролит лабрадора; 14, 15 — микролиты анортклаза (14) и натрового калишпата (15) (данные автора); 16 — вкрапленник хризолита из трахибазальта Удоканского хребта (Fe₂O₃ = 1,77%, FeO = 14,02, NiO = 0,16%) [Владимиров и др., 1976]; 17 — вкрапленник хризолита из долеритового щелочного оливинового базальта (Fe₂O₃ = 4,39%, FeO = 13,78, P₂O₅ = 0,13%); 18 — клинопироксен из основной массы эссекситоподобного щелочного оливинового базальта Витимского плато (Fe₂O₃ = 3,16%, FeO = 7,05, H₂O⁺ = 0,06, H₂O = 1,07%) [Кисилев и др., 1979]. Состав минералов (1—15) определен на микрозонде «Суперпроб-733» (аналитик Л. Ф. Парадина); содержания порообразующих окислов и редких элементов в трахибазальте приведены в табл. 1 и 3 (ан. 7).

Рис. 4. Соотношение Ca, Mg и Fe в клинопироксенах трахибазальта Солгонского кряжа.

1 — крупный фенокристалл с реакционной каймой; 2 — вкрапленник второй генерации; 3, 4 — центральная (3) и краевая (4) части микролита.

I — вкрапленники из основных пород континентальных оливин-базальтовой и щелочно-базальтоидной формаций; II — микролиты из основной массы щелочных базальтов по данной работе [Породообразующие пироксены..., 1971].



прямая зональность и только в краевой части происходит заметное увеличение фаялитовой составляющей, что подтверждают результаты количественного анализа (см. табл. 2). Зональный характер вкрапленников оливина типичен для щелочных оливиновых базальтов. По химическому составу фенокристаллы оливина субщелочных базальтов МСВ ($Fo = 79,6 - 81,5\%$) и БР ($Fo = 80,3 - 82,9\%$) [Владимиров и др., 1976; Кисилев и др., 1979] близки между собой (см. табл. 2). В микролитах гилосидерита из основной массы трахибазальта также обнаружена слабая прямая зональность ($62 \rightarrow 60\%$ Fo). Вместе с ростом железистости оливинов от вкрапленников к микролитам и от центральных к их краевым частям возрастает содержание Mg (см. табл. 2). Микролиты гилосидерита присутствуют также в трахибазальтах Байкальского рифта [Белов, 1963; Кисилев, 1979].

Клинопироксен. Вкрапленники и микролиты клинопироксена по химическому составу соответствуют субкальциевым авгитам [Породообразующие пироксены, 1971]. Крупные вкрапленники авгита (см. табл. 2, ан. 5) оплавлены и обрастают каймой, сложенной тем же минералом, по составу соответствующим микролитам клинопироксена в базисе породы. По сравнению с ними во вкрапленниках второй генерации (см. табл. 2, ан. 6) незначительно увеличивается содержание ферросалитовой (11,9 против 14,4%), волластонитовой (43,9—45,1%) и убывает количество энстатитовой (44,2—43,5%) составляющих. Кроме того, в них уменьшается примерно в 2 раза содержание Al и возрастают концентрации Ti и Cr (см. табл. 2). На снимках в обратно рассеянных электронах в микролитах авгита фиксируется слабая прямая зональность. По сравнению с вкрапленниками второй генерации в них содержание Cr падает, зато сохраняется тот же уровень Al и неизменной остается тенденция к росту концентраций Ti, которая сохраняется при переходе от центральных к краевым частям микролитов. В клинопироксене из основной массы эссекситоподобного щелочного оливинового базальта Витимского плато [Кисилев и др., 1979] относительно микролитов авгита рассматриваемого трахибазальта незначительно возрастает содержание ферросалитовой составляющей (15,7 и 17,1%). По химическому составу этот клинопироксен отличается высокими концентрациями Ti и Al (см. табл. 2, ан. 8 и 18). На диаграмме Ca — Mg — Fe (рис. 4) фигуративные точки составов вкрапленников и микролитов авгита из трахибазальта Солгонского кряжа располагаются соответственно на границе и в центральной части эллипса составов вкрапленников клинопироксенов из лав континентальных оливин-базальтовой и щелочно-базальтоидной формаций.

Титаномагнетит. Структура распада в микролитах титаномагнетита не наблюдается на микрозонде при больших увеличениях (до $\times 10000$). В этом минерале от самых крупных (0,2 мм) к мелким (0,02 мм) зернам незначительно изменяется содержание главных окислов: количество FeO^* убывает от 72,3 до 70,3%, а TiO_2 возрастает от 19,0 до 20,0%. В то же время второстепенные окислы чутко реагируют на изменившиеся условия кристаллизации: содержание MnO увеличивается в 3,5 раза, а Al_2O_3 уменьшается в два и MgO — в десятки раз (см. табл. 2). Следует

подчеркнуть, что титаномагнетит является типичным окислом в базальтоидах как МСВ, так и БР [Белов, 1963; Кисилев и др., 1979].

Плагиоклаз. Во вкрапленниках битовнита из трахибазальта, судя по снимкам в обратно рассеянных электронах и характеристических лучах СаК α , сочетаются ритмичная и слабая прямая зональность. При кристаллизации потока они обрастают лабрадоровой каймой, содержащей микролиты авгита. Количество ортоклазового минала в одном из вкрапленников первой генерации (см. табл. 2) возрастает от его центральной части (0,5 мол. %) к кайме (2,7 мол. %). В этом же направлении увеличивается концентрация железа. Аналогичная зональность прослеживается и в микролитах лабрадора. На присутствие фенокристаллов битовнита и микролитов лабрадора в субщелочных базальтах МСВ и БР, согласно оптическим наблюдениям, указывалось в работах И. В. Лучицкого [1960] и И. В. Белова [1963].

Щелочные полевые шпаты заполняют интерстиции между микролитами других минералов, образуя ксеноморфные зерна, реже кристаллы таблитчатой формы. Встречаются они также в виде каемок на микролитах лабрадора. Исследованные микролиты щелочных полевых шпатов объединяются в две близкие по составу группы. Одни из них соответствуют анортоклазу (Or₂₁₋₂₆ Ab₆₅₋₆₇ An₉₋₁₃), другие — натровому калишпату (Or₃₅₋₄₅ Ab₅₂₋₅₈ An_{3,5-8}). Различие в составе щелочных полевых шпатов обнаруживается в характеристических лучах КК α и СаК α ; в табл. 2 для примера приведены два анализа щелочных полевых шпатов, эти минералы относятся к типоморфным для базиса трахибазальтов МСВ и БР.

Общей закономерностью для рассматриваемых темноцветных и силикатных минералов является возрастание содержания Fe, Mn, Ti от вкрапленников к микролитам и от центра к краю кристаллов, что обусловлено изменением химического состава и физико-химических условий в процессе кристаллизации трахибазальтового расплава.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ МСВ И БР

Факторы кристаллохимического рассеяния и эманационной дифференциации [Таусон, 1977] определяют закономерности распределения редких элементов в щелочных оливиновых базальтах МСВ и БР. Рассмотрим эти закономерности в породах обеих формаций, начиная с некогерентных для базальтоидов элементов (Rb, Li, Ba, Sr, La, Ce, Nd, F, В) и кончая когерентными — элементами группы железа, Zn и Zr. Результаты анализа 22 редких элементов соответственно в 17 (из 120) и 18 вулканических породах МСВ и БР приведены в табл. 3.

Редкие щелочные элементы. В рассматриваемых породах МСВ обнаружено от 8 до 116 г/т Rb. Самые низкие содержания этого элемента установлены в низкокальцевых базальтах (8—10 г/т). В трахибазальтах калиево-натровой группы количество Rb увеличивается с ростом в них К при близкой (17 и 48 г/т, см. табл. 1, 3, ан. 7 и 9) и возрастающей (11 и 22 г/т, ан. 6 и 10) кремнекислотности. Дальнейшее увеличение концентраций Rb и К происходит при переходе к трахиту (70 г/т; 2,78%), а затем они убывают к трахириодациту (38 г/т; 2,68%). Аналогичная зависимость сохраняется в однотипных относительно калиевых породах базальт-трахитовой серии, в которых в целом выше уровень содержания Rb (см. табл. 3, ан. 1—5). В щелочных базальтах намечается обогащение Rb и К по сравнению с трахибазальтами соответствующей группы: 25 и 19 г/т Rb, 1,32 и 1,36% К (см. табл. 3, ан. 16 и 17) против 11 и 17 г/т Rb и 0,47 и 0,94% К (ан. 6 и 7). Значение К/Rb отношения уменьшается при переходе от основных к кислым породам базальт-трахитовой серии от 900 до 300 (по 120 анализам). Фигуративные точки вулканитов этой серии, нанесенные на диаграмму К — Rb (рис. 5) по данным В. С. Гладких и соавторов [1974],

Содержание редких элементов в эффузивных породах Минусинской системы впадин и Байкальского рифта, г/т

Компонент	Базальт-трахитовая серия													Щелочно-базальтоидная серия							
	Калиево-натровая группа											Натровая группа		Калиево-натровая группа							
	Na ₂ O/K ₂ O ≤ 1,5					Na ₂ O/K ₂ O = 1,5—4						Na ₂ O/K ₂ O > 4		Na ₂ O/K ₂ O = 1,5—4							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Li	17	21	32	3	He обп.	12	—	20	20	10	He обп.	3	He обп.	13	16	102	25	8	8	8	8
K, %	1,05	1,92	2,70	3,94	3,33	0,47	0,94	1,0	1,91	1,42	1,90	2,78	2,68	0,39	0,58	1,32	1,36	1,47	1,67	1,41	1,00
Rb	24	36	95	116	86	11	17	17	48	22	35	70	38	8	10	25	19	21	31	19	13
Ba	690	620	1000	1000	550	360	590	510	1100	660	980	1100	220	230	290	910	1100	491	610	515	240
Sr	1100	930	630	180	72	1000	1200	690	430	750	950	350	130	670	680	3800	1200	885	1550	1150	670
La	15	—	41	90	—	34	20	44	56	51	66	70	—	17	36	47	63	26	46	28	16
Ce	—	—	110	105	—	100	42	90	90	80	91	100	—	37	80	90	120	—	70	—	—
Nd	20	—	35	43	—	27	19	37	62	45	—	44	—	33	38	39	38	39	57	33	—
Y	34	—	27	32	—	32	26	35	91	40	31	50	—	45	35	39	48	24	26	22	18
Yb	3,6	—	3,4	3,3	—	3,8	—	3,5	9,2	4,6	4,0	5,4	—	5,1	3,8	4,3	4,9	2,0	2,9	2,5	2,4
Pb	6,0	13	14	27	16	4,6	5,0	9	27	12	9,6	28	19	5,5	6,0	4,4	7,5	—	—	—	—
Sn	2,7	—	2,4	2,8	3,4	2,2	2,3	2,3	5,0	2,7	1,5	4,1	5,0	2,6	2,4	1,9	1,9	1,9	1,8	1,9	1,5
Be	0,85	2,0	1,2	3,2	—	1,15	0,65	1,7	2,3	1,9	2,2	3,1	—	0,5	1,9	1,9	1,9	1,9	1,8	1,6	1,3
F	480	1150	550	1150	—	780	250	850	200	700	450	800	—	180	400	420	1750	290	245	270	160
B	21	21	36	17	—	5	9	19	29	7	16	12	—	12	9	142	27	8	7	4,5	5
V	220	250	110	48	3,6	230	110	200	150	170	50	28	12	210	140	130	160	177	190	165	163
Cr	140	73	<5	9,5	8,2	620	93	460	—	48	6,8	9,1	5,6	79	400	—	70	161	163	220	273
Ni	46	54	8	7,4	7,1	150	120	110	—	65	3,9	8,2	4,6	79	180	27	37	121	123	120	103
Co	38	35	11	5,3	2,4	40	44	37	18	26	8	4,2	<1	41	32	14	18	34	39	35	44
Cu	32	49	25	4,9	11	21	76	49	51	—	3,2	8,9	4,3	40	52	63	35	—	66	60	34
Sc	37	36	15	11	9,3	57	13	37	7,9	35	9,6	13	14	30	40	4,6	11	18	13	14	19
Zn	180	51	30	—	33	72	106	91	260	87	42	63	59	200	75	120	91	79	80	78	81
Zr	130	140	230	200	260	140	75	160	210	140	300	240	150	100	150	290	170	—	227	200	173

K/Rb	437	533	284	340	387	427	553	588	398	645	543	397	705	437	590	528	716	700	589	742	769
K/Ba	45	31	27	39	60	43	46	20	47	21	19	25	122	47	20	14	12	30	27	27	42
Ca/Sr	67	66	44	41	16	74	51	94	112	77	36	29	3,3	113	97	20	52	64	42	53	81
Ba/Sr	0,63	0,67	4,6	5,6	7,6	0,36	0,49	0,74	2,5	0,88	1,0	3,1	1,7	0,34	0,43	0,24	0,92	0,55	0,39	0,45	0,36
P39	—	—	216	273	—	197	—	209	308	221	—	269	—	137	193	249	274	—	202	—	—
La/Yb	4	—	42	27	—	9	—	43	6	11	16	43	—	3,3	9	41	43	13	16	41	7
Mg/Cr ³⁺	51	69	—	114	82	12	104	46	—	94	118	57	9	95	19	—	65	44	53	38	30
Fe/V ⁴⁺	47	35	49	81	614	42	86	47	79	53	88	152	262	57	69	90	68	61	57	65	63
V/Cr	4,6	3,4	—	5,1	0,44	0,37	1,2	0,43	—	3,5	7,4	3,1	2,1	2,7	0,35	—	2,3	1,1	1,2	0,75	0,60
Ni/Co	1,2	1,5	0,7	1,4	3,0	3,8	2,7	3,0	0,46	2,5	0,48	1,9	>4,6	1,9	5,6	1,9	2,0	3,0	3,2	3,4	2,3

Примечание. Названия пород см. в табл. 1 номера образцов в обеих таблицах одинаковы. Анализы выполнены в лабораториях ГЕОХИ СО АН СССР: методом элементной фотографии — на Rb, Li (пробел обозначен); на Rb, Li (пробел обозначен) — 15%; авалитик Д. Я. Орлова; количественным спектральным методом — на Ba (5 г/т; 15%; С. К. Ярошенко); La, Ce, Nd, Y, Yb (соответственно, 10; 30; 5; 1 г/т; 15%; В. В. Смирнова); Zn, Sn, Pb (30; 0,5; 3 г/т; 20%; А. И. Кузнецова); Be, F, B (0,1; 70; 5 г/т; 15; 20; 15%; Л. Л. Петров); V, Cr, Ni, Co, Cu, S, Zr (1 г/т; 15—20%; Л. Н. Одарев, С. С. Воробьева). P39 — сумма содержаний La, Ce, Nd, Y и Yb.

смещены относительно установленного для нее тренда вправо, что, возможно, связано с обогащением их рубидием. Вдоль калий-рубидиевого тренда пород базальт-трахитовой серии МСВ расположены фигуративные точки эффузивных пород БР ([Гладких и др., 1974; Кисилев и др., 1979], см. табл. 3), начиная от низкокальциевых базальтов и кончая трахитами Удоканского хребта. В область низких значений K/Rb отношения смещены фигуративные точки оливиновых нефелинитов сравниваемых формаций (см. рис. 5).

Тесная связь K^+ и Rb^+ в исследованных породах объясняется близкими кристаллохимическими свойствами этих элементов.

Содержание Li в трахибазальтах с различным соотношением Na и K возрастает от меланоклейкократовым разностям (12—21 г/т). В трахитах и трахириодацитах его концентрации убывают соответственно до 6,4 г/т (по 7 определением) и <3 г/т. В щелочных базальтах содержание Li 25—102 г/т. В трахибазальтах БР Li меньше (5—12 г/т [Кисилев и др., 1979], 8 г/т — см. табл. 3), чем в одноклассовых породах минусинских впадин, а от трахибазальтов к трахитам Удоканского хребта содержание этого элемента, наоборот, увеличивается (6 и 17 г/т).

Противоположные тенденции в распределении Li от трахибазальтов к трахитам МСВ и БР, возможно, обусловлены характером связи этого элемента с летучими компонентами. В базальтоидах уровень концентрации Li определяется их щелочностью.

Редкие щелочно-земельные элементы. Содержание Ba и Sr в исследованных породах варьирует в пределах 220—1100 и 70—3800 г/т. Количество Ba в них коррелируется с K (см. табл. 3), возрастая от низкокальциевых (230 и 290 г/т) к калиево-натровым (360—590 г/т и более) трахибазальтам и трахитам (до 1100 г/т), а затем убывая от последних к трахириодацитам (220 и 550 г/т). По сравнению с этими породами намечается обогащение Ba относительно калиевых вулканитов базальт-трахитовой серии

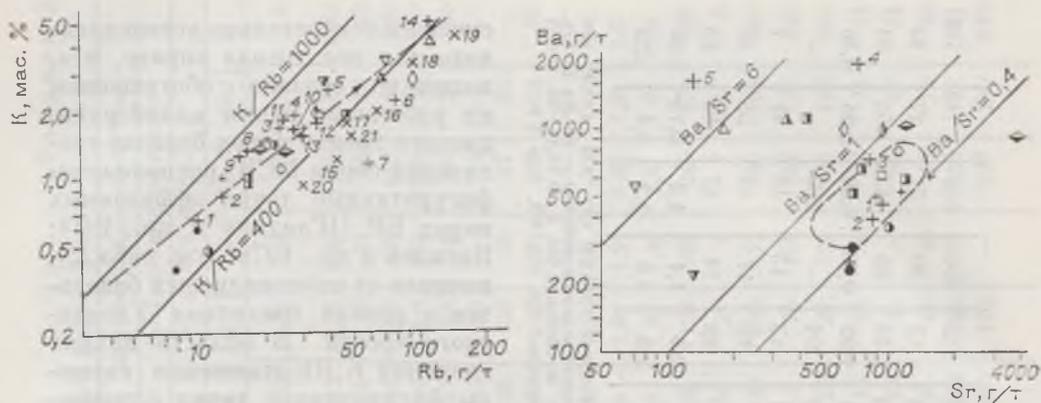


Рис. 5. Зависимость содержания К и Rb в вулканических породах МСВ и БР.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Породы Байкальского рифта: 1, 2 — кварцевые (1) и оливковые (2) толеиты; 3 — щелочные оливковые базальты; 4 — базанитоиды; 5 — щелочные базанитоиды; 6 — трахиандезитобазальты, 7 — оливковые нефелиниты (местонахождение — бассейн р. Джиды, Витимское плато, междуречье Индолы и Уды) [Гладких, Пятенко, 1975]; 8—12 — базальты Восточного Саяна (8) и Тункинской впадины (9), хр. Хамар-Дабан (10), бассейна р. Джиды (11), Витимского плато (12); 13, 14 — базальты и трахиты Удоканского хребта [Кисилев и др., 1979]. Вулканические породы Назаровской и Чулымо-Енисейской впадин [Гладких и др., 1974]; 15, 16 — оливковые (15) и щелочные (16) базальты; 17 — трахиандезитобазальты; 18 — трахиандезиты; 19 — трахиты, трахифонолиты; 20 — базаниты; 21 — нефелиниты. Пунктирной линией показан тренд эволюции субщелочных вулканитов МСВ по данным автора (по 120 анализам).

Рис. 6. Соотношение Ва и Sr в вулканических породах МСВ и БР.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Пунктирной линией околтурено поле субщелочных базальтоидов МСВ. Эффузивные породы: 1—3 — базальты Тунки (1), Джиды (2), Витима (3); 4, 5 — бенморениты (4) и трахиты (5) Удокана [Герасимовский, Черногорова, 1979].

(см. табл. 3, ан. 1—5). От меланократовых трахибазальтов к трахириодацитам величины отношения K/Ba возрастают от 13 до 122 (см. табл. 3).

Распределение Sr в эффузивных породах МСВ согласуется с Ca (см. табл. 1 и 3) и противоположно Ba: его количество убывает от меланократовых базальтов (1100—670 г/т) к трахириодацитам (72, 130 г/т Sr). В то же время с ростом кремнеземистости в расплавах накапливается Sr по сравнению с Ca, поскольку величины Ca/Sr отношения в названном ряду пород изменяются от 74 до 3,3 (см. табл. 3). В соответствии с установленными закономерностями распределения Ba и Sr значения отношения Ba/Sr увеличиваются от 0,34—0,63 в меланократовых трахибазальтах до 7,6 в трахириодацитах (см. табл. 3). Щелочные базальты обогащены Ba и Sr по сравнению с натровыми и калиево-натровыми трахибазальтами, но соотношение этих элементов в них существенно не изменяется ($Ba/Sr < 1$). На диаграмме Ba — Sr (рис. 6) фигуративные точки базальтоидов МСВ и БР находятся в одной области. Только бенморениты и трахиты Удоканского хребта имеют повышенные содержания Ba и K [Герасимовский, Черногорова, 1979; Кисилев и др., 1979].

Положительная корреляция Ba^{2+} и K^+ , Sr^{2+} и Ca^{2+} в рассматриваемых породах объясняется, очевидно, гетеро- и изовалентным изоморфизмом между элементами этих пар. Следствием изоморфизма является обогащение Ba только микролитов натрового санидина и анортоклаза в трахибазальте Солгонского крижа (см. табл. 1 (ан. 7) и 2), о чем можно судить по накоплению его в основной массе (630 г/т), и концентрирование Sr во вкраплениях плагиоклаза (1989 г/т, $K_p = C_{\text{минерал}}/C_{\text{порода}} \approx 1,7$).

Редкоземельные элементы. Распределение этих элементов в вулканах МСВ подобно распределению Rb и Ba. В калиево-натровых трахибазальтах суммарное содержание легких (La, Ce, Nd) и тяжелых (Y, Yb) РЗЭ увеличивается вместе со щелочностью при постоянной (110—308 г/т, см. табл. 3, ан. 7—9) и возрастающей (197 и 221 г/т, ан. 6 и 10) кремнекислотности. Данных для оценки влияния соотношения K и Na недостаточно, но и из приведенных результатов следует, что уровни концентрации РЗЭ в относительно калиевых и натровых трахибазальтах существенно не различаются. С раскислением пород [Гладких, 1971] имеет место

увеличение содержания РЗЭ от 137 г/т в меланократовых базальтах до 273 г/т в трахитах (см. табл. 3). Происходит это главным образом за счет легких лантаноидов, среди которых наблюдается обогащение La по сравнению с Ce и Nd. Тенденция к увеличению La/Yb отношения от меланократовых трахибазальтов (3,3—9) к трахитам (до 27) подтверждает изменение соотношения легких и тяжелых редких земель, но во всех породах при этом преобладают элементы цериевой группы. Щелочные базальты минусинских впадин (см. табл. 3), особенно нефелиниты (800 г/т TR_2O_3 [Гладких, 1971]), обогащены РЗЭ. Сходство вулканических пород МСВ и БР по содержанию и соотношению редких земель [Гладких, Пятенко, 1975] подтверждается вновь полученными результатами (см. табл. 3).

Концентрация РЗЭ в относительно кислых расплавах может быть связана с образованием комплексных соединений этих элементов с летучими компонентами, в особенности со фтором.

Фтор и бор. В рассматриваемых породах МСВ обнаружена высокая дисперсия содержаний летучих компонентов — F (180—1750 г/т) и В (5—142 г/т). На распределение этих элементов не оказывает заметного влияния кремнекислотность пород (см. табл. 1 и 3). Следует отметить обогащенность F отдельных потоков субщелочных и щелочных базальтов (850—1750 г/т), а также трахитов (800, 1150 г/т). В этих породах F, очевидно, концентрируется в апатите и биотите. В трахибазальтах Прибайкалья концентрации F варьируют в более узком интервале — 160—720 г/т [Герасимовский и др., 1979], см. также табл. 3), чем в минусинских породах такого же состава (180—1150 г/т). В сравниваемых породах находится соответственно 5—8 и 5—29 г/т бора. Высокие содержания этого элемента установлены в щелочных базальтах МСВ (27 и 142 г/т).

Свинец. Количество Pb в калиево-натровых трахибазальтах МСВ увеличивается вместе с K при близкой (5 и 27 г/т, см. табл. 3, ан. 7 и 9) и возрастающей (4,6 и 12 г/т, ан. 6 и 10) кремнекислотности. В ряду пород трахимеланобазальт — трахиандезит — трахит его содержание возрастает от 4—6 до 28 г/т, а затем снижается — одновременно с K — в трахириодацитах (до 16 г/т). В двух щелочных базальтах не происходит заметного обогащения Pb (4,4 и 7,5 г/т) по сравнению с трахибазальтами. Тот же уровень концентраций Pb, что и в базальтоидах МСВ, установлен в основных лавах БР: его содержание изменяется от 4 г/т в низкокальцевых базальтах до 26 г/т в трахиандезитобазальтах [Гладких, Пятенко, 1975].

Гетеровалентный изоморфизм Pb^{2+} и K^+ , очевидно, определяет тенденцию к прямой зависимости между содержаниями этих элементов в породах МСВ. Однако при кристаллизации основных лав, как показало изучение минералов трахибазальта (см. табл. 2), Pb накапливается во вкрапленниках клиношпроксена (8,3 г/т; $K_p = 1,7$) и микрозернах титаномагнетита (6,3 г/т; $K_p = 1,3$). При вхождении Pb^{2+} в кристаллическую решетку этих минералов на место Fe^{2+} определяющим, вероятно, является принцип удобства позиции [Белов, 1963].

Олово. Содержание Sn в рассматриваемых породах изменяется от 1,5 до 5 г/т. В калиево-натровых трахибазальтах его концентрации возрастают вместе со щелочностью при близкой (2,3 и 5,0 г/т, см. табл. 3, ан. 7 и 9) и увеличивающейся (2,2 и 2,7 г/т, ан. 6 и 10) кремнеземистости этих пород. Соотношение Na и K в трахибазальтах не оказывает заметного влияния на распределение Sn. В исследованных минералах трахибазальта Солгонского кряжа Sn не концентрируется, за исключением титаномагнетита (16 г/т; $K_p = 7$). От меланократовых трахибазальтов (2,2 г/т) до трахириодацитов (5 г/т) прослеживается тенденция к росту его содержания. В щелочных базальтах, по сравнению с субщелочными, не обнаружено увеличения количества Sn (1,9 г/т). В трахибазальтах Прибайкалья содержится примерно столько же Sn (1,5—1,9 г/т), сколько и в минусинских породах соответствующей основности и щелочности (см. табл. 3).

Бериллий. В представленных породах МСВ установлено от 0,5 до 3,2 г/т Be. При этом в субщелочных базальтах происходит увеличение содержаний Be вместе со щелочностью при одинаковой (0,65 и 2,3 г/т,

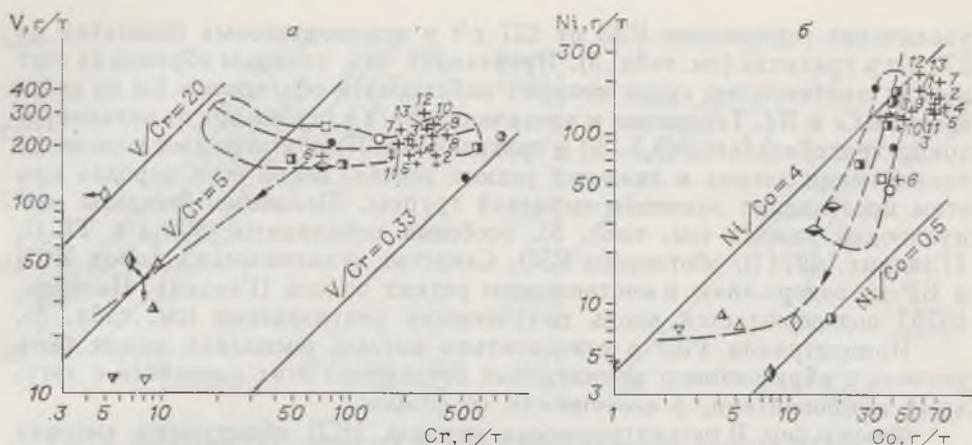


Рис. 7. Соотношение V и Cr (а) и зависимость между содержаниями Ni и Co (б) в вулканических породах МСВ и БР.

Усл. обозн. см. на рис. 2 и 5. Пунктирными линиями показан тренд базальт-трахитовой серии и околнурено поле субщелочных базальтоидов МСВ.

см. табл. 3, ан. 7 и 9) и возрастающей (1,1 и 1,9 г/т, ан. 6 и 10) кремнеземистости. Сохраняется, как и для Sn, тенденция к росту концентраций Ве при переходе от основных к кислым породам калиево-натровой группы (1,1—3,1 г/т). Изменение соотношения Na и K также не приводит к изменению содержания этого элемента. Щелочные базальты по Ве (1,9 г/т) не отличаются от субщелочных. Вывод о сходстве концентраций Ве в трахибазальтах МСВ и БР позволяет сделать сопоставление представленных данных (см. табл. 3).

Подчинение Sn^{4+} и Ve^{2+} одним и тем же закономерностям распределения в исследованных породах указывает на то, что их поведение в расплавах контролируется в своей основе одними и теми же факторами, среди которых важная роль принадлежит связи их с летучими компонентами и прежде всего с фтором.

Элементы группы железа. Содержания V и Cr в рассматриваемых породах изменяются примерно на два порядка: от 3,6 до 250 г/т и от < 5 до 620 г/т соответственно. На диаграмме V — Cr видно, что как в базальтоидах, так и в относительно кислых вулканах отсутствует корреляция между этими элементами (рис. 7, а). В трахибазальтах при относительно постоянном содержании V (180—300 г/т) значительно изменяются концентрации Cr (20—620 г/т), поэтому отношение этих элементов изменяется от 0,33 до 20. При переходе к трахириодацитам содержания V и Cr в целом убывают. В исследованных породах установлена (по 120 анализам) тенденция к положительной корреляции Cr и Mg, но на высокомагнезиальные базальты эта зависимость не распространяется, что, возможно, связано с присутствием в них хромита. Содержание Cr по сравнению с Mg убывает от трахибазальтовых к трахириодацитовым расплавам. Прямая зависимость между V и Fe отчетливо выражена начиная с трахиандезитов и до трахириодацитов, на что указывают величины отношения Fe/V (см. табл. 3).

Содержание Sc в вулканиках изменяется от 4,6 до 57 г/т. От основных к кислым породам базальт-трахитовой серии прослеживается тенденция к совместному уменьшению концентраций Sc и V (см. табл. 3).

Первые данные по распределению V, Sc, Cr в эффузивных породах МСВ приводит В. С. Гладких [1971], отмечавший обратную связь этих элементов с кремнеземом.

Концентрации Ni в исследованных породах варьируют в пределах 4—180 г/т, а Co — от долей грамма до 41 г/т. Они связаны между собой параболической зависимостью (рис. 7, б) и убывают от трахибазальтов к трахириодацитам. В основных лавах в большей мере изменяются содер-

жания Ni, а в относительно кислых — Co. Отношение Ni/Co варьирует от 0,5 до 4, причем его максимальные значения свойственны самым основным и самым кислым эффузивам. Содержание Ni находится в обратной зависимости с величинами коэффициента железистости (см. табл. 1 и 3). При этом кривая, связывающая эти параметры, по форме аналогична таковой для Ni и Co, что подчеркивает тесную связь этих элементов с Mg и Fe. Относительно низкие концентрации элементов-примесей группы железа встречаются в щелочных базальтах.

Содержание Cu (3—63 г/т) уменьшается вместе с Fe от основных к кислым лавам. Другим фактором, контролирующим поведение Cu, судя по присутствию халькопирита в базальтоидах, является уровень концентрации S в расплавах. Щелочные базальты по содержанию Cu (35, 63 г/т) близки к субщелочным базальтоидам.

Максимально высокие содержания всех элементов-примесей группы железа, а также меди отмечаются в высокомагнезиальных трахибазальтах МСВ (см. табл. 3).

Субщелочные базальты Байкальского рифта обогащены элементами группы железа [Гладких, Пятенко, 1975; Кисилев и др., 1979] и на диаграммах V — Cr, Ni — Co (см. рис. 7) их фигуративные точки располагаются в области высокомагнезиальных базальтов МСВ. В кайнозойских трахибазальтах установлены относительно низкие концентрации Sc: 13—19 г/т, на что указывалось ранее [Гладких, Пятенко, 1975]. Положительная связь Cr, Ni, Co с Mg в вулканитах Прибайкалья подтверждена корреляционным анализом [Герасимовский и др., 1980].

Элементы-примеси группы железа и медь концентрируются только в железомagneзиных минералах трахибазальта Солгонского кряжа. На изоморфизм этих элементов в значительной степени влияют не только кристаллохимические свойства, но также и структура минералов. Так, V^{3+} обогащены титаномагнетит (3600 г/т; $K_p \approx 33$) и авгит (200 г/т; $K_p = 1,8$); Cr^{3+} и Sc^{3+} — только авгит (соответственно 890 и 50 г/т; $K_p = 9,6$ и $3,8$); Ni^{2+} — оливин (1700 г/т; $K_p = 14$), титаномагнетит (250 г/т; $K_p = 2,1$) и авгит (140 г/т; $K_p = 1,2$); Co^{2+} — последние два минерала (120 г/т; $K_p = 2,7$) и Cu^{+} — титаномагнетит (91 г/т; $K_p = 1,2$). Сопоставимые содержания Co и Cu установлены в оливинах и клинопироксенах Минусинской системы впадин (данные автора) и Байкальского рифта [Герасимовский и др., 1980], соответственно: 120 и 26 против 128—268 и 37 г/т Co; 9,6 и 24 против 5,4—6,7 и 15 г/т Cu. В то же время по Cr и Ni сравниваемые оливины различаются в 6—8 раз. Отмеченное выше обогащение высокомагнезиальных базальтовых расплавов элементами-примесями группы железа и медью связано, очевидно, с высокими температурами их образования и вовлечением в процесс различных минералов-концентраторов этих элементов в исходном субстрате (оливина, клинопироксена и др.).

Цинк. В эффузивных породах МСВ содержания Zn (30—260 г/т) Fe и Mg убывает от основных к кислым по составу, не обнаруживая зависимости от щелочности (см. табл. 1 и 3). В высокомагнезиальных базальтах МСВ и БР находится соответственно 72—200 и 78—81 г/т Zn. Методом атомно-абсорбционной спектроскопии в основных лавах Прибайкалья определено от 108 до 177 г/т Zn [Герасимовский и др., 1980].

Из минералов трахибазальта Солгонского кряжа (см. табл. 2) Zn^{2+} концентрируется только в титаномагнетите (590 г/т; $K_p = 5,6$) и оливине (130 г/т; $K_p = 1,2$), что подтверждает его изовалентный изоморфизм с Fe^{2+} и Mg^{2+} . С неудобством позиции Zn в кристаллической решетке авгита, по-видимому, связано пониженное содержание его в этом минерале (11 г/т; $K_p = 0,1$). В оливинах и клинопироксене трахибазальтов БР установлено соответственно 128—171 и 90 г/т Zn. Важно подчеркнуть, что названные минералы-вкрапленники трахибазальтов сравниваемых формаций не различаются по цинку.

Цирконий. В рассматриваемых породах МСВ обнаружено от 75 до 300 г/т Zr. В базальтоидах его содержания возрастают от субщелочных (75—160 г/т) к щелочным (170 и 290 г/т) по составу и не зависят от соотноше-

ния Na и K (см. табл. 3). От основных к кислым лавам отмечается тенденция к увеличению концентраций Zr. В этом ряду пород близки по Zr трахиандезиты (230—300 г/т) и трахиты (200 и 240 г/т). Минеральные количества Zr установлены в пикритовом порфирите — 7,4 г/т [Бородин, Гладких, 1967б]. В базальтоидах Прибайкалья содержание Zr также увеличивается с ростом их щелочности — 118—197 г/т, достигая максимальных значений в трахиандезитобазальтах и оливиновых нефелинитах — 447 и 318 г/т [Гладких, Пятенко, 1975]. От базальтов к трахитам Удоканского хребта происходит увеличение концентраций Zr от 250 до 900 г/т [Кисилев и др., 1979]. Как видим, уровни содержаний Zr в трахибазальтах МСВ и БР различаются между собой незначительно: отмечается лишь некоторое обогащение Zr (как и Ti) пород Прибайкалья.

В основных лавах Zr^{4+} изоморфен, очевидно, с Ti^{4+} , так как концентрируется в титаномагнетите (300 г/т; $K_p = 4$) трахибазальта Солгонского кряжа (см. табл. 1, ан. 7). Во вкрапленниках авгита, оливина и плагиоклаза установлено меньше Zr (соответственно 33; 10 и < 10 г/т), чем в самой породе (75 г/т). Судя по данным Л. С. Бородина и В. С. Гладких [1967б], клинопироксены из базальтоидов различной щелочности, так же как калинатовый полевой шпат трахитов МСВ, не концентрируются цирконий. Увеличение содержаний Zr при переходе к трахитам, согласно данным этих исследователей, происходит вместе с ростом щелочности пород, причем в связи с убылью количества Ti в трахитовых расплавах при их кристаллизации Zr образует самостоятельную минеральную фазу — циркон.

Распределение редких элементов в рассматриваемых породах МСВ не ограничивается только изоморфизмом с петрогенными элементами и структурными возможностями минералов. Для определения вклада других форм нахождения этих элементов в вулканитах необходимо проведение специальных исследований.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Закономерности геологического строения минусинских впадин, последовательность смены состава лав и степень их дифференциации, петро- и геохимические особенности пород и минералов указывают на сходство их по механизму образования со впадинами и лавами Байкальского рифта. Однако это сходство неполное, так как образование минусинских грабенов и щелочных оливиновых базальтов имеет свои особенности.

В тектоническом плане это выражается в том, что впадины расположены субпараллельно, а не вдоль зоны глубинных разломов: они находятся как бы в треугольнике между смежными антиклинориями, имеющими соответственно северо-западное, северо-восточное и субмеридиональное простирание для Восточного и Западного Саяна и Кузнецкого Алатау. Субширотная ориентировка крупных впадин унаследована от дугообразно расположенных (выпуклостью к северу) пликативных и разрывных структур их фундамента. Область нахождения минусинских впадин вместе с окружающими мегаструктурами, очевидно, была охвачена в шпжнем девоне пологим сводовым поднятием, формирование которого может быть связано (по аналогии с Байкальским рифтом [Очерки..., 1977]) с подъемом с больших глубин и накоплением под земной корой мантийного вещества, обладающего пониженной плотностью и высокой температурой. Опускание блоков земной коры в регионе происходило по разломам как древнего, так и нового заложения. По этим разломам поступали расплавы к трещинным палеовулканам. Следовательно, можно предположить, что минусинские впадины являются вулканотектоническими по своей природе. Дефицит вулканического материала для компенсации объема впадин отчасти может быть ликвидирован общим объемом многочисленных субвулканических даек, а также интрузивных тел. В отличие от минусинских, впадины Байкальского рифта в большинстве своем амагматичны,

и поэтому относятся, по Е. Е. Милановскому [1976], к рифтогенным структурам щелевого типа.

Сравнимые среднепалеозойские и кайнозойские впадины объединяет уменьшение мощности земной коры под ними по сравнению со смежными поднятиями и примерное соответствие этих мощностей. Под минусинскими впадинами подошва земной коры расположена на глубинах порядка 40—42 км, а под соседними антиклинориями — 42—46 км [Захарова, Шарловская, 1977], соответственно под впадинами Байкальского рифта — на глубинах 34—42 км и под обрамляющими хребтами — 42—48 км [Ючерки..., 1977].

Таким образом, минусинские впадины могут быть отнесены к рифтогенным по механизму своего образования. На палеотектонической схеме Центрально-Азиатского пояса для раннего — среднего девона [Зоненшайн и др., 1976] рассматриваемые грабены удалены от окраины Сибирского континента, относительно которой зонально расположены магматические образования. В глубь континента происходит смена известково-щелочных пород щелочными. Минусинские субщелочные и щелочные лавы и интрузии как раз завершают этот ряд.

О принадлежности вулканических пород МСВ, как и БР, к формации щелочных оливиновых базальтов свидетельствуют: преобладание среди них субщелочных базальтоидов и дифференциация их до трахитов, появление в обоих случаях среди базальтоидов щелочных разностей. Своеобразие минусинских субщелочных лав заключается в их более глубокой степени дифференциации по составу — от пикритовых порфиритов до трахириодацитов, более широком спектре щелочных базальтов и изменении их состава до берешитов, что характеризует в целом эту формацию как более зрелую по сравнению с продолжающей свое развитие формацией щелочных оливиновых базальтов Прибайкалья.

Близок и минеральный состав одноименных пород МСВ и БР, если отвлечься от субъективных различий в номенклатуре вулканитов [Луцицкий, 1960; Бородин, Гладких, 1967а; Белов, 1963; Киселев и др., 1979; и др.], причем установленный состав минералов свойствен именно щелочным оливиновым базальтам. Оливин во вкрапленниках, как правило, представлен хризолитом с прямой зональностью и присутствует в базисе в виде гиалосидерита. Фенокристаллов оливина в прибайкальских трахибазальтах обычно больше, чем в минусинских: до 15—20% против 5—10%. В этих лавах отсутствуют гиперстен или пикропит, характерные соответственно для островодужных базальтов и океанических толеитов. Клинопироксен представлен субкальциевым авгитом и титан-авгитом, которые в отличие от толеитов не вступают в реакцию с оливином, как бедный кальцием клинопироксен этих пород, и не несут признаков структуры распада. В субщелочных базальтах сравниваемых формаций отмечены фенокристаллы роговой обманки [Бородин, Гладких, 1967а; Киселев и др., 1979]. Во вкрапленниках и микролитах плагиоклаза по сравнению с толеитами повышено содержание ортоклазовой молекулы (см. табл. 2). Лабрадоровые трахибазальты широко распространены в минусинских впадинах и редки в Прибайкалье. В основной массе этих пород в обоих случаях присутствует анортотоклаз (до 10—15%). Переход к щелочным базальтам приводит к появлению во вкрапленниках и (или) базисе гиалосидерита титан- и эгирин-авгита, биотита, нефелина или (и) увеличению количества щелочного полевого шпата. В оливиновых базальтах Прибайкалья из акцессорных минералов следует отметить, кроме титаномагнетита, ильменита, халькоширита и апатита, также гематит, магнезиоферрит, хромит; пирротин, шприт, миллерит, шпинель, корунд, галенит, самородные молибден, олово и свинец [Белов, 1963]. Сходен минеральный состав и относительно кислых лав. Так, в трахитах Удоканского хребта вкрапленники представлены эгирин-авгитом, биотитом, анортотоклазом, сандином, кислым плагиоклазом. В отличие от минусинских трахитов, в них присутствуют фенокристаллы феррогортотолита [Киселев и др., 1979].

В основных лавах МСВ и БР, как правило, содержатся нормативные оливин и нефелин [Бородин, Гладких, 1967а; Кисилев и др., 1979], что позволяет отнести такие породы к щелочным оливиновым базальтам. На петрохимических диаграммах (см. рис. 2—4) показано, что сравниваемые вулканические формации тождественны между собой, хотя и обладают рядом особенностей, подчеркивающих специфику их образования. Эффузивные породы МСВ отличает прежде всего относительно широкое изменение кремнеземистости, присутствие среди пород базальт-трахитовой серии разностей со сравнительно низким уровнем общей щелочности, более натровый характер вулканитов, преобладание среди базальтоидов низкомагнезиальных ($< 7\% \text{ MgO}$) и низкотитанистых ($< 2\% \text{ TiO}_2$) разностей. В восточном обрамлении Чулымо-Енисейской (Северо-Минусинской) впадины вариации содержаний Mg (0,3—9%) и Ti (0,1—2,6%) в вулканических породах, за исключением самых низких, перекрывают таковые в породах Прибайкалья и поэтому не могут служить основанием для отнесения первых из них к известково-щелочной (толеитовой) серии [Душин, Грязнов, 1983], что противоречит всей совокупности других петрохимических признаков. Понижение щелочности базальтоидов в южном обрамлении Минусинской впадины, возможно, связано с более близким расположением его в девоне к континентальной окраине.

Важное свидетельство принадлежности эффузивных пород МСВ, как и БР, к формации щелочных оливиновых базальтов — их геохимическое родство, по В. С. Гладких с соавторами [1974, 1975]. Оно проявляется в близких уровнях содержаний редких элементов в субщелочных базальтоидах обеих формаций и подчинении этих элементов одним и тем же закономерностям распределения при переходе к самым кислым дифференциатам. От меланократовых трахибазальтов к трахириодацитам отчетливо возрастают концентрации Rb, Ba, Pb (смакимумом в трахитах), легких PЗЭ, Sn, Be, Zr, а убывают — элементов группы железа, Zn и Sr. При этом увеличиваются значения отношений K/Ba, Ba/Sr, La/Y, Fe/V и, наоборот, уменьшаются — K/Rb, Ca/Sr (см. табл. 3). Для корректного сравнения этих параметров необходимо классифицировать вулканиты на единой основе и располагать представительными выборками анализов пород каждого типа. Однако из приведенных нами результатов можно сделать некоторые выводы и о геохимическом различии сравниваемых вулканических формаций. Так, в субщелочных базальтах БР меньше B, Sc, а в этих породах минусинских впадин имеет место больший разброс концентраций F и обогащение Li. Вследствие распространенности низкомагнезиальных базальтов уровень содержания элементов группы железа в эффузивных породах минусинских впадин в целом более низкий. В то же время среди них обнаружены самые богатые Mg породы (20,66% MgO) — пикритовые порфириты, соответственно обогащенные Cr (1200 г/т Cr_2O_3) [Гладких, 1971].

В субщелочных базальтах МСВ возрастание общей щелочности приводит к проявлению тенденции к накоплению Rb, Ba, Sr, PЗЭ, Pb, Sn и др., которая сохраняется далее в щелочных базальтах по крайней мере для Ba, Sr, PЗЭ. Закономерный характер изменения концентраций этих элементов, а также совместная обогащенность элементами цериевой группы, близость величин Th/U [Гладких, 1971] и Ba/Sr отношений указывают на парагенетическую связь базальт-трахитовой и щелочно-базальтоидной серий.

Для решения проблемы генезиса пород щелочно-оливин-базальтовой формации МСВ следует определить место возникновения их расплавов, состав исходного субстрата и условия его плавления, последующую эволюцию образовавшейся магмы.

Местом возникновения девонских лав минусинских впадин следует считать, очевидно, верхнюю мантию. Мантийные ксенолиты ультраосновных пород в этих лавах пока не найдены, но они широко распространены в базальтоидах Байкальского рифта [Белов, 1963; Владимиров и др., 1976; Кисилев и др., 1979], в том числе между Байкальской и Мондин-

ской впадинами на водоразделе падей Тибельты и Улотуй, где были обнаружены автором совместно с А. С. Мехонопиным в меланократовых трахибазальтах (см. табл. 1, ан. 19). Известны мантийные ксенолиты в постдевонских эксплозивных брекчиях и базальтах повышенной щелочности из трубок взрыва, расположенных по периферии Копьевского поднятия Чулымо-Енисейской впадины [Крюков, 1964; Кутюлин, 1972], причем среди них есть плагиоклазосодержащие, шпинелевые и гранатовые лерцолиты. По данным Б. Г. Лутца [1975], в верхней мантии с глубиной происходит последовательная смена плагиоклаз-, шпинель- и гранатосодержащих парагенезисов породообразующих минералов. Образование базальтоидов разной кремнекислотности и щелочности, чередующихся в разрезах вулканических толщ МСВ в различной последовательности, могло происходить, как показывают экспериментальные исследования [Грин, Рингвуд, 1968], в результате изменения степени частичного плавления мантийного субстрата. Глубина и степень плавления определялись, очевидно, режимом тектонических напряжений в верхней мантии и земной коре, а образовавшиеся расплавы поставлялись без длительных остановок на земную поверхность. В свою очередь, обогащение образующихся расплавок неогерентными для базальтоидов элементами (Rb, Ba, Sr, легкие РЗЭ, Zr и др.) прямо пропорционально связано с глубиной плавления (в этом направлении возрастает их количество в породах мантии [Абрамов, Пополитов, 1976]) и обратно — со степенью плавления. Не исключено, что относительно кислые расплавы различной щелочности формировались на максимальных глубинах и при крайне низкой степени плавления, но такие тектонические условия возникали эпизодически и были нестабильны во времени. Источником неогерентных элементов могли быть мантийные породы, метасоматически преобразованные глубинными флюидами. При плавлении самих породообразующих и некоторых акцессорных минералов (оливина, клинопироксена, шпинели и др.) магматические расплавы обогащались главным образом когерентными редкими элементами (группа железа, цинк).

Альтернативной гипотезой, объясняющей образование всего спектра вулканических пород МСВ, является гипотеза фракционной кристаллизации щелочных оливиновых базальтов [Бородин, Gladких, 1967a]. Наконец, возможно, что действительному механизму образования этих пород ближе всего соответствует модель, скомбинированная из двух рассмотренных моделей.

В рамках первых двух моделей объясняется происхождение эффузивных пород Байкальского рифта [Кисилев и др., 1979; Логачев и др., 1982].

ВЫВОДЫ

1. Вулканические породы не только северных [Бородин, Gladких, 1967a; Gladких, 1971], но и всех других минусинских впадин относятся к формации щелочных оливиновых базальтов.

2. Последовательность изменения состава базальтоидов МСВ не противоречит модели их образования при различной степени плавления мантийного субстрата и на разных глубинах от поверхности Мохоровичича.

3. Минусинская система впадин является фрагментом девонского «рассеянного» палеорифта в юго-западном обрамлении Сибирской платформы. По происхождению впадины относятся к вулканотектоническим.

4. Минусинский палеорифт располагался в девоне ближе к окраине Сибирского континента, чем Байкальский рифт в кайнозой — по отношению к границам Азиатского континента. С разным тектоническим положением сравниваемых рифтов связаны установленные различия в петро- и геохимическом составе продуктов их вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов В. А., Пополитов Э. П. К геохимической характеристике ксенолитов пород верхней мантии.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 4, с. 945—948.
- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 372 с.
- Белов Н. В. Кристаллохимические рамки рассмотрения вопросов изоморфного вхождения бора в силикаты.— Геохимия, 1960, № 6, с. 551—556.
- Бородин Л. С., Гладких В. С. К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого Алатау.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967а, № 12, с. 5—20.
- Бородин Л. С., Гладких В. С. К геохимии циркония в дифференцированных щелочно-базальтовых сериях.— Геохимия, 1967б, № 10, с. 1023—1034.
- Владимиров Б. М., Волянюк Н. Я., Пономаренко А. И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород.— М.: Наука, 1976.— 284 с.
- Герасимовский В. И., Банных Л. Н., Седых Э. М., Тихомирова Э. И. О содержании ванадия, хрома, никеля, кобальта, меди и цинка в щелочных базальтах Байкальского рифта.— Геохимия, 1980, № 3, с. 381—386.
- Герасимовский В. И., Савинова Е. Н., Косилина П. П. Фосфор и фтор в эффузивных породах Байкальской рифтовой зоны.— Геохимия, 1979, № 2, с. 241—246.
- Герасимовский В. И., Черногорова С. М. Барий и стронций в щелочных базальтах Байкальского рифта.— Геохимия, 1979, № 7, с. 1046—1052.
- Гладких В. С. Некоторые вопросы петрологии щелочных оливиновых базальтов (на примере Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 9, с. 34—46.
- Гладких В. С., Кременецкий А. А., Панков Е. П., Зырянов А. П. Распределение рубидия и цезия в вулканических породах щелочно-базальтовых ассоциаций.— Геохимия, 1974, № 4, с. 521—533.
- Гладких В. С., Пятенко И. К. Геохимические особенности кайнозойской вулканической ассоциации Прибайкалья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 3, с. 34—50.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 132—227.
- Грицок Я. М. Основные элементы сводово-блоковой тектоники западной части Алтае-Саянской области по космофотогологическим и морфотектоническим данным.— В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1978, с. 3—17.
- Довгаль В. Н., Широких В. А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау.— Новосибирск: Наука, 1980.— 216 с.
- Душин В. А., Грязнов О. Н. Петрохимия трахилипарит-трахибазальтовой формации восточного обрамления Северо-Минусинской впадины.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1983, № 5, с. 34—42.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— 479 с.
- Замараев С. М., Шерман С. И., Ружич В. В., Мазукабзов А. М. Влияние древней структуры юга Восточной Сибири на развитие Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Геология Восточной Сибири. (Научная информация). Иркутск, 1972, с. 15—49.
- Захарова Т. Л., Шарловская Л. А. Районирование Минусинского прогиба и его обрамления по особенностям глубинного строения.— Геол. и геофиз., 1977, № 4, с. 120—122.
- Зоенищайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения.— М.: Недра, 1976.— 234 с.
- Кисилев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магнеобразования.— Новосибирск: Наука, 1979.— 197 с.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие/Богатиков О. А., Гопышкова В. И., Ефремова С. В. и др.— М.: Недра, 1981.— 160 с.
- Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов.— Новосибирск: Наука, 1972.— 208 с.
- Крюков А. В. Строение и состав трубки «Бараджувльской» в Северо-Минусинской впадине.— В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964, с. 175—191.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 202—227.
- Логачев П. А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968, с. 72—101.
- Логачев П. А., Зорин Ю. А., Шерман С. И., Кисилев А. И. Комплексные модели строения и развития Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Результаты геолого-геофизического изучения Восточной Сибири в 1976—1980 гг. Иркутск, 1982, с. 77—89.
- Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли.— М.: Наука, 1975.— 167 с.
- Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.— 247 с.

- Луцицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 276 с.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов.— М.: Недра, 1976.— 279 с.
- Моссаковский А. А. Тектонощическое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембри и палеозое.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.— 216 с.
- Моссаковский А. А. Объяснительная записка к литотектоническому разрезу девонских моласс Минусинского бассейна (комментарии к приложению 39).— Veroff. Zentralist. Phys. Erde, 1982, N 66, S. 365—373.
- Очерки по глубинному строению Байбальского рифта/Под ред. Н. А. Флоренсова.— Новосибирск: Наука, 1977.— 152 с.
- Поляков Г. В., Довгаль В. И., Телешев А. Е. и др. Латеральная изменчивость эффузивно-интрузивных ассоциаций зон среднепалеозойской активизации каледоно-байкальских структур Алтае-Саянской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 6, с. 1374—1377.
- Породообразующие пироксены/Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А.— М.: Наука, 1971.— 454 с.
- Сурков В. С. Строение складчатого фундамента Минусинского межгорного прогиба и юго-восточной части Западно-Сибирской плиты по геофизическим данным.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. II. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 129—135.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 280 с.
- Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры.— Новосибирск: Наука, 1977.— 101 с.
- Middlemost E. A. K. The basalt clan.— Earth Sci. Rev., 1975, v. 11, N 4, p. 337—364.

М. Н. ЗАХАРОВ, В. В. КОНУСОВА, Е. В. СМЕРНОВА

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЗЭ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА И В БАЗАЛЬТОИДАХ НАЛОЖЕННЫХ КАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СВОДОВ

Материалы по редкоземельным элементам (РЗЭ) способны дать ценную информацию о составе и степени плавления материнских субстратов, о глубине магмообразования. Задача настоящей работы — проследить особенности поведения РЗЭ в вулканитах Северо-Востока СССР, сформированных в разных геодинамических обстановках, характеризующих орогенный и послеророгенный этапы развития региона. Ограниченные сведения по геохимии РЗЭ в породах Охотско-Чукотского вулканоген-

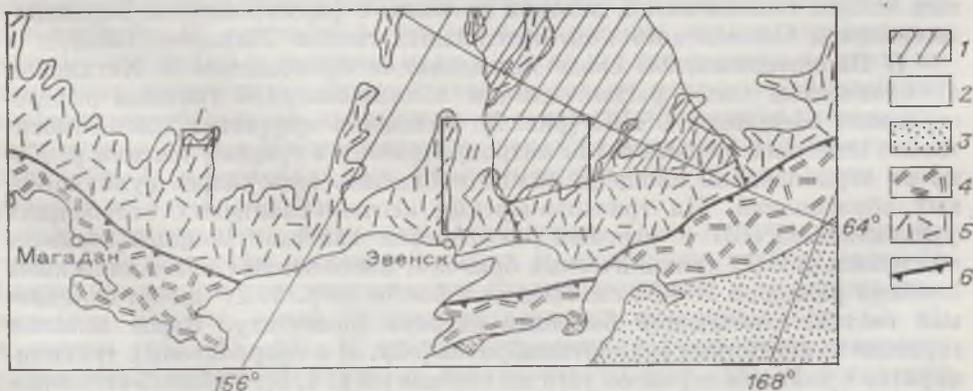


Рис. 1. Расположение районов исследования на схеме тектонического районирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [по Белому, 1977].

1 — Омолонский срединный массив (дорифейский); 2 — мезозойды Верхояно-Чукотской области; 3 — кайнозойская Корякско-Камчатская складчатая область; 4, 5 — зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: внутренняя (4) и внешняя (5); 6 — граница внутренней и внешней зон ОЧВП. I, II — Хетинский (I) и Омолонский (II) районы исследований.

ного пояса (ОЧВП) опубликованы нами ранее [Таусон и др., 1979; Захаров и др., 1979, 1984].

Меловой ОЧВП — часть планетарной системы вулканических поясов Тихоокеанского кольца. Внутреннее строение, стратиграфия и тектоника ОЧВП наиболее полно изучены В. Ф. Белым [1977, 1978, 1981]. ОЧВП характеризуется сложной продольной и поперечной зональностью. Выделяются внутренняя (фронтальная) и внешняя (тыловая) зоны, которые отличаются особенностями вулканизма. Во внутренней зоне преобладают вулканисты, принадлежащие к формациям высокоглиноземистых базальтов, андезитобазальтов и андезитов. Внешней зоне присущ кислый, преимущественно игнимбритовый, вулканизм с подчиненным развитием лав основного и среднего состава. По простиранию, в зависимости от строения фундамента ОЧВП, внешняя зона разделена на сектора: Охотский, Пенжинский, Анадырский, Центрально-Чукотский. Наши исследования проводились в Хетинском, Верхнегижигинском и Пареньском вулканических полях Охотского и частично Пенжинского секторов ОЧВП (рис. 1).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В изученных районах развиты породы меловой и палеогеновой вулканоплутонических ассоциаций. Нижнемеловые вулканисты Охотского сектора ОЧВП представлены высокоглиноземистыми андезитобазальтами, аналогичными таковым во внутренней зоне ОЧВП (нураулийская свита). Среди верхнемеловых образований в вулканической фации преобладают дациты (хольчанская, вархаламская свиты) и липариты (ольская и хайчанская свиты). Менее распространены двушроксеновые андезиты улынской и туромчинской свит. Интрузивная фация представлена многофазными плутонами гранитоидов, в которых ранняя фаза сложена диоритовыми породами, а поздние — гранодиоритами и гранитами. К палеогену относят базальтоиды мыгдыкитской и скалистей толщ. В составе этих толщ кислые лавы очень редки (1%). Интрузивная фация палеогеновой вулканоплутонической ассоциации представлена малыми интрузиями монцогаббро; широко развиты разнообразные субвулканические дайки субщелочных базальтоидов. При формационном анализе вулканисты мыгдыкитской свиты отнесены к контрастной липарит(трахилипарит)-базальтовой формации, возраст которой некоторые исследователи датируют первой половиной сеномана [Котляр и др., 1981; Белый, 1982]. Калий-аргоновые датировки тех же базальтоидов свидетельствуют об их палеогеновом возрасте [Осипов, 1975; Гундобин и др., 1980]. По нашему мнению, проявление позднего базальтоидного вулканизма связаны с новым послеорогенным этапом геологической истории региона, с формированием Верхнеколымского и Омолонского континентальных сводов [Захаров, 1983].

В Верхнеколымском своде исследования проводились в Хетинском вулканическом поле, расположенном вблизи северной границы распространения эффузивов ОЧВП (рис. 2). Мощность эффузивов здесь относительно невелика (первые сотни метров), поэтому в среднем течении р. Хеты на ограниченной площади можно наблюдать весь разрез вулканогенных образований. На триасово-юрских песчано-сланцевых отложениях фундамента ОЧВП с угловым несогласием залегает мощный горизонт нижнемеловых (?) вулканических брекчий, наполненных вулканическими бомбами размером 20—30 см. Цемент и бомбы (обр. 1, 2)* имеют одинаковый состав, отвечающий богатому натрием пошониту. Выше залегает горизонт кайнотипных гиалоигнимбритов (обр. 3) и сферолитовых трахилипаритов с дайками перлитов того же состава (обр. 4, 5). Рубидий-стронциевый возраст этого горизонта 70,2 млн. лет, что соответствует датскому ярусу верхнего мела [Плюснин и др., 1986]. В бассейне среднего течения

* Здесь и ниже номера образцов отвечают номерам, приводимым в таблице.

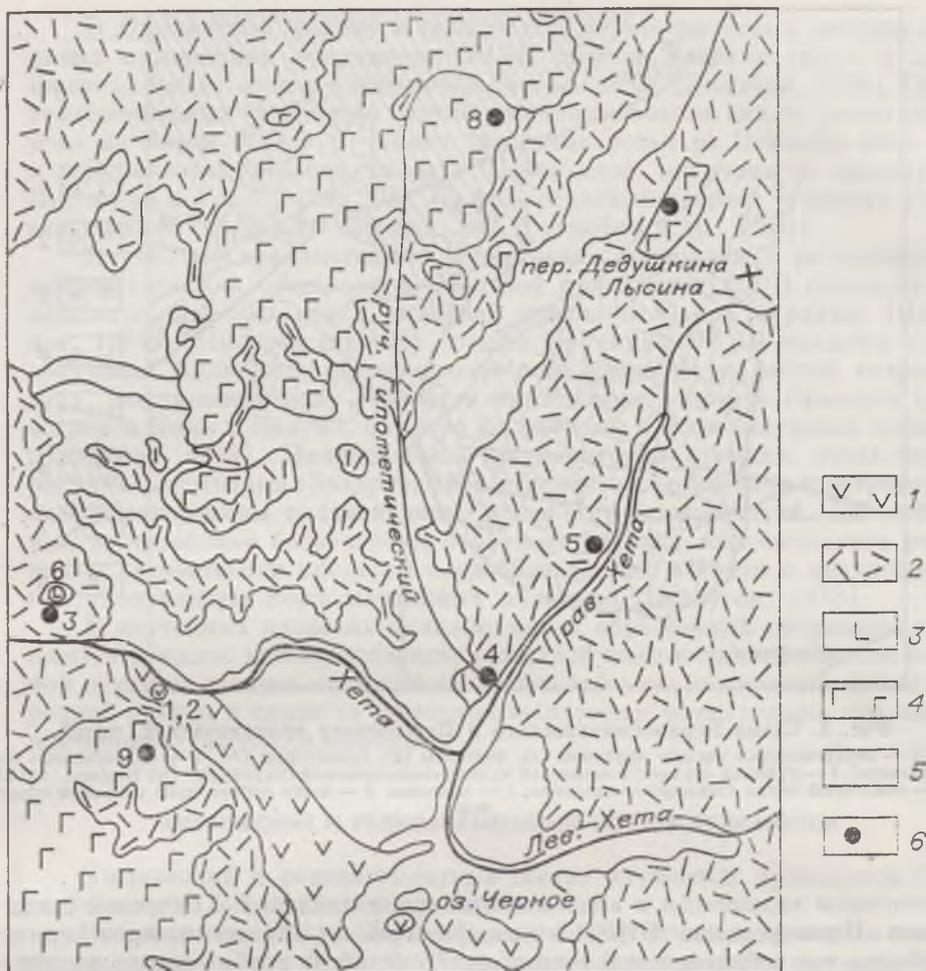


Рис. 2. Схема Хетинского вулканического поля.

1 — нижнемеловые (?) вулканические брекчи шоновитов; 2 — кислые эффузивы верхнего мела; 3 — верхнемеловые магнезиальные базальты; 4 — палеогеновые трахиандезитобазальты; 5 — триасово-юрские песчано-сланцевые отложения фундамента ОЧВП; 6 — места отбора проб и номера образцов.

р. Хеты, на ее правом водоразделе, в виде эрозийных останцов картируется обособленный покров высокомагнезиальных высокоглиноземистых базальтов (обр. 6), согласно залегающий на датских гналопгнимбритах и поэтому относимый к верхнему мелу. Во всех других случаях на трахипаритовых игнимбритах ольской свиты залегают покровы кайнозойских трахиандезитобазальтов мыгдыкитской свиты. Их типичные разновидности изучены нами в Майманджинских горах на перевале Дедушкина Лысина (обр. 7), в верховьях руч. Гипотетический (обр. 8) и на левом водоразделе р. Хеты (обр. 9).

У юго-восточного основания Омолонского свода исследованы палеогеновые базальтоиды скалистой толщи Ичингейского грабена (рис. 3). Разрез его представлен чередованием трахиандезитовых и трахибазальтовых (обр. 11) лав, среди которых встречаются шоновиты (обр. 12, 13) и латиты (обр. 14—17). К субвулканическим образованиям относятся крупнопорфирные керсутитовые трахибазальты (обр. 18). В основании разреза палеогена на правом водоразделе р. Ороч залегает слой красноватых шлаков и вулканических стекол трахидацитового состава (обр. 19). Отмечаются единичные дайки перлитов (обр. 20).

В Пареньском и Верхнегизигинском вулканических полях (см. рис. 3) верхнемеловые лавы среднего состава представлены высокоглино-



Рис. 3. Схема Верхнегижигинского и Пареньского вулканических полей.

1—3 — верхнемеловые кислые эффузивы (1), андезиты (2), гранитоиды (3); 4 — палеогеновые базальтоиды; 5 — граница верхнетуромчинской вулканотектонической структуры [по Белому, 1977]; 6 — осадочный чехол Омолонского массива; 7 — разломы; 8 — места отбора проб и номера образцов.

земистыми андезитами и андезитобазальтами калиевой и натровой специфики. Примером лав натровой специфики может служить покров андезитобазальтов чайваеумской толщи, залегающий на гребне левого водораздела р. Парень, ниже устья р. Июльской (обр. 22). Среди пород верхнемеловой андезит-игнимбритовой формации известны латиты. Так, в зоне западного замыкания Ичингейского грабена латиты слагают левую цокольную террасу р. Ороч (обр. 21). В Верхнегижигинском поле андезиты калиевой специфики ($K_2O/Na_2O = 0,7-0,8$) туромчинской толщи являются типичным элементом разреза верхнемеловой андезит-игнимбритовой формации Верхнетуромчинской (обр. 23, 24) и Хадаранджинской (обр. 27) вулканотектонических структур центрального типа. В качестве дифференциатов андезитовой магмы в Верхнетуромчинской вулканоструктуре рассматриваются невадиты трахидацитового состава экстрозивных куполов ручьев Альдыгич и Сурьяный (обр. 25, 26). В Хадаранджинской структуре в кровле горизонта андезитов (обр. 27) фиксируется пласт перлитов липаритового состава (обр. 28). Представителем интрузивной фации верхнемеловой вулканоплутонической ассоциации служат монцодиориты Вархамалского разлома (обр. 29).

В Верхнегижигинском вулканическом поле палеогеновые образования представлены пошонитовой вулканоплутонической ассоциацией: трахибазальтами (обр. 30), абсарокитами (обр. 31), пошонитами (обр. 32), латитами (обр. 33) и монцогаббро (обр. 34). Калий-аргоновый возраст некоторых типичных членов этой ассоциации — эоценовый (50 млн. лет) для монцогаббро Левотуромчинского массива, олигоценый (30 млн. лет) для субвулканического пошонита р. Мал. Туромча.

В фундаменте ОЧВП в Хивачском выступе Омолонского срединного массива обнажаются породы девонской пошонитовой ассоциации, типичный представитель которой — покров пошонитов (обр. 36) на водоразделе рек Хивач и Ирбычан в бассейне р. Гижига.

В Омолонском районе в складчатых пермо-триасовых песчано-сланцевых отложениях фундамента ОЧВП широко развиты силлы и дайки нижнемелового эссексит-тешенитового комплекса [Билибин, 1958]. Состав редкоземельных элементов изучен для тешенитового силла, расположенного на левом берегу р. Хивач, напротив устья р. Пиквика (обр. 37), и для меланократового сиенита Пареньской интрузии в междуречье Июльской и Горной (обр. 38). Калий-аргоновый возраст тешенита хивачского силла составляет 126 млн. лет [Гундобин и др., 1980].

Изученные вулканогенные образования возникли в разнообразных геодинамических обстановках. Меловой вулканизм ОЧВП отражает геодинамическую обстановку активной континентальной окраины [Парфенов, 1984]. Непосредственным предшественником ОЧВП является островодужный вулканизм раннемезозойской Удско-Мургальской островной дуги. Внутреннюю зону этой дуги представляют юрские базальты полуостровов Кони и Пьягин, близкие по химизму к островодужным толеитам [Парфенов, 1984]. Нижнемеловые шошонитовые брекчии, очень бедные редкими элементами [Захаров, 1983], вероятно, относятся к островодужным образованиям тыловой зоны Удско-Мургальской дуги. Разнообразные палеогеновые базальтоиды отражают условия тектонического растяжения, в частности процессы сводообразования в связи с внедрением в континентальную кору мантийных диапиров [Белоусов, 1978].

В изученных разрезах вулканогенных образований шошониты появляются трижды: как представители тыловой зоны активной континентальной окраины девонского возраста, в тыловой зоне нижнемезозойской островной дуги и в связи со щелочно-базальтовым магматизмом при континентальном сводообразовании.

ХИМИЧЕСКИЙ И РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНИТОВ

Химический и редкоэлементный состав изученных вулканитов Северо-Востока СССР приводится в таблице.

На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ вулканиты ОЧВП попадают в поле известково-щелочной серии (рис. 4). Толентовые базальты среди них отсутствуют. Наименьшие содержания К отмечаются в верхнемеловых магнезиальных базальтах Хетинского поля, максимальные — в нижнемеловых и девонских шошонитах. Эти последние образования принадлежат к щелочной серии. Девонские шошониты отличаются ярко выраженной калиевой специализацией ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,26$). Большинство палеогеновых лав Пареньского и Верхнегигигинского вулканических полей относятся к высококалиевой известково-щелочной серии, тихоокеанская тенденция выражена в них слабо ($\sigma = 3,3-4$) или не проявляется совсем ($\sigma = 4,1-6,4$). Среди палеогеновых вулканитов к известково-щелочной серии относятся только трахиандезитобазальты Хетинского поля, характеризующиеся несколько пониженными значениями отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,43—0,58). К натровому ряду принадлежат породы нижнемелового эссексит-тешенитового комплекса ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,22-0,28$).

Для разделения базальтов, принадлежащих к толентовой, известково-щелочной и щелочной сериям, используется диаграмма $\text{Zr} - \text{Ti} - \text{Y}$. Среди изученных базальтоидов толеиты отсутствуют (рис. 5). К континентальной щелочно-базальтовой серии на данной диаграмме могут быть отнесены только породы эссексит-тешенитового комплекса и абсарокит Верхнегигигинской вулканооструктуры. Большинство изученных базальтоидов Северо-Востока СССР хотя и тяготеют к границам поля известково-щелочной серии на диаграмме $\text{Zr} - \text{Ti} - \text{Y}$, но лежат за его пределами, что связано с обогащенностью лав Zr и с относительной бедностью их Ti и Y.

Изученные базальтоиды существенно различаются по уровням концентрации РЗЭ (см. таблицу). Сумма РЗЭ изменяется от 55 г/т в нижнемеловых до 263 г/т в девонских шошонитах.

Химический (мас. %) и редкоземельный (г/т) состав

Компонент	Хетинское вулканическое поле									
	Нижний мел		Верхний мел				Палеоген			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	52,42	54,62	68,65	71,44	71,32	50,62	52,04	53,35	52,42	49,84
TiO ₂	0,99	1,09	0,23	0,16	0,23	1,04	1,99	2,09	1,87	1,62
Al ₂ O ₃	15,90	17,00	11,80	12,60	12,05	16,80	15,80	15,90	15,80	20,53
Fe ₂ O ₃	7,16	6,52	0,80	1,70	0,80	2,33	4,32	3,97	2,63	3,6
FeO	1,44	1,97	He обн.	He обн.		7,00	5,30	4,94	6,82	7,96
MnO	0,11	0,10	0,04	0,06	He обн.	0,13	0,15	0,21	0,15	0,12
MgO	2,70	2,40	0,12	He обн.	0,03	6,30	3,95	4,25	4,20	3,30
CaO	5,60	3,90	2,10	1,60	1,25	8,70	7,05	7,00	7,40	10,15
Na ₂ O	6,23	6,07	3,51	3,75	3,08	3,75	3,41	3,38	3,75	3,61
K ₂ O	3,96	3,81	3,26	4,08	4,14	0,84	1,95	1,95	1,62	0,78
P ₂ O ₅	0,41	0,32	0,02	0,04	0,02	0,18	0,92	0,71	0,80	0,28
CO ₂										
H ₂ O ⁺										
П. п. п.	2,92	2,30	9,40	4,45	6,28	2,40	2,92	1,86	2,35	—
Сумма . . .	99,84	100,10	99,93	99,88	99,85	100,00	99,80	99,61	99,51	—
K ₂ O/Na ₂ O	0,64	0,63	0,93	1,09	1,34	0,22	0,57	0,58	0,43	0,22
Серийный индекс	11,0	8,4	1,8	2,16	1,84	2,76	3,18	2,75	3,06	2,82
Cr	28	32	8	—	—	240	110	100	140	—
Zr	160	200	170	220	220	200	550	460	480	—
Y	17	16	12	20	18	20	25	22	21	—
La	7,5	10	18	23	18	10	39	34	31	13
Ce	15	15	32	44	33	19	84	73	64	30,7
Pr	1,4	1,8	2,7	4,5	3,3	1,6	8	6,7	6,3	—
Nd	13	12	14	26	25	14	52	48	45	22
Sm	3,3	2,7	2,4	5,4	5,1	3,4	9,7	7	6,7	4,28
Eu	0,82	0,84	0,31	0,07	0,04	0,83	2,52	2,28	1,50	1,57
Gd	3,7	3,7	2,5	5,3	4,2	4,2	6,6	5,9	5,9	7,35
Dy	4	3,3	2,4	4,3	4,1	4,5	5,9	5,3	4,6	4,5
Ho	0,72	0,62	0,54	0,84	0,68	0,84	1,1	0,87	0,83	0,87
Er	3	2,3	2,0	2,5	2,8	3,1	3,1	3,2	2,5	2,9
Yb	3,1	2,6	2,0	2,6	3,0	3,4	3,2	2,9	2,7	2,2
Lu	0,27	0,21	0,21	0,20	0,22	0,20	0,36	0,34	0,3	0,325
ΣPЗЭ	55,8	55,0	79,0	118,7	99,4	65,0	215,5	189,5	171,3	90,0
Eu/Eu *	0,72	0,82	0,39	0,04	0,03	0,67	0,91	1,06	0,86	0,86
K _{PЗЭ}	0,31	0,40	0,72	0,77	0,53	0,33	0,97	0,92	0,90	0,60

В лавах разновозрастных шошонитовых ассоциаций различно содержание Y. Максимальные количества его наблюдаются в девонских (60 г/т), минимальные — в нижнемеловых (16—17 г/т) шошонитах. Очень бедны Y субщелочные базальтоиды Ичингейского грабена (9,5—22 г/т). Палеогеновые лавы Хетинского и Верхнегизигинского полей содержат от 20 до 30 г/т Y. Несколько выше концентрации этого элемента в мондогаббро интрузивной фации шошонитовой ассоциации (34 г/т).

Для качественных оценок состава плавящихся субстратов и для решения вопроса об относительных глубинах магмообразования полезно использовать предложенный Ю. П. Трошиным [Трошин и др., 1983] коэффициент редкоземельности: $K_{PЗЭ} = 0,1La/Yb + Ho/Yb + (Dy + Ho)/Yb + Lu$ (исходные данные нормированы по хондриту). В основе этой формулы лежит экспериментально установленное резкое различие в распре-

пород вулканических полей ОЧВП и его фундамента

Пареньское вулканическое поле									
Палеоген								Верхний мел	
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
52,92	52,59	56,43	62,08	59,67	62,10	57,97	53,16	64,02	68,50
1,54	1,49	1,23	0,73	0,91	0,85	1,15	1,12	0,60	0,21
16,50	17,00	16,48	16,30	16,40	17,47	16,80	16,70	14,40	11,75
3,91	6,26	6,45	4,25	6,04	4,41	5,80	6,06	3,06	1,15
4,67	3,23	1,17	1,89	0,36	0,89	1,80	2,87	2,69	0,36
0,17	0,14	0,10	0,08	0,08	0,13	0,11	0,13	0,05	0,06
5,55	3,40	2,65	1,50	2,00	1,60	2,15	3,40	0,41	0,12
7,00	6,90	4,05	3,60	4,00	3,30	2,50	8,10	1,60	4,55
4,18	4,28	4,40	4,56	4,18	4,70	4,87	3,72	3,70	1,45
1,92	2,44	2,59	3,56	4,04	3,35	3,05	2,08	4,39	0,95
0,25	0,41	0,66	0,11	0,15	0,27	0,54	0,13	0,20	Не обн.
0,12	0,92	—	0,44	0,55	—	—	0,75	—	—
1,15	1,37	—	1,54	1,88	—	—	1,31	—	—
—	—	2,96	—	—	1,37	2,32	—	4,88	10,42
99,88	100,43	99,17	10,064	100,26	100,44	99,06	99,53	100,00	99,52
0,46	0,57	0,59	0,78	0,97	0,71	0,65	0,56	1,20	0,66
3,75	4,70	3,60	3,5	4,1	3,35	4,2	3,3	3,1	0,23
110	40	—	40	21	42	—	26	27	3
320	400	450	310	360	100	310	300	220	340
17	9,5	22	12	12	14	18	13	11	8
33	31	77	28	28	32	54	21	46	43
71	63	84	48	57	60	80	46	83	60
5,9	6,3	12	3,8	4,2	—	9,5	4,1	7,8	3,4
37	44	46	28	27	32	40	32	33	14
5,3	5,9	6,8	4,2	3,8	4,2	5,8	5,2	4	1,4
1,44	1,44	2,6	1,2	1,13	1,32	2,4	1,44	1,32	0,23
4,6	5,5	6,6	4,5	3,5	3,9	6,0	4,1	3,1	2,0
4,0	4,6	4,4	3,4	2,6	3,0	4,0	3,4	2,1	1,2
0,71	0,8	0,81	0,6	0,49	0,52	0,68	0,6	0,28	0,15
—	—	2,2	1,5	—	1,7	1,8	—	—	—
2,0	2,3	2,2	2,0	1,7	1,4	1,6	2,0	1,2	1,5
0,16	0,25	Не обн.	0,21	0,15	0,16	Не обн.	0,22	0,16	0,19
165,1	165,1	244,6	125,4	129,6	140,2	205,8	120,0	182,0	127,1
0,87	0,76	1,18	0,84	0,93	0,98	1,24	0,92	1,11	0,42
1,26	1,06	2,46	1,06	1,20	1,64	2,45	0,84	2,49	1,81

деления редких земель между мантийными минералами — главными носителями РЗЭ и расплавом, образующимся при их частичном плавлении [Шодер, 1979]. Частичное плавление граната дает жидкость с исключительно высокими значениями ($\gg 10$) отношений La/Yb, Ho/Yb, (Dy + Ho/Yb + Lu). Такое же плавление клинопироксена и амфибола дает более низкие значения La/Yb, а отношения Ho/Yb, (Dy + Ho/Yb + Lu) заметно меньше единицы. Несколькo сложный вид формулы обусловлен также необходимостью понизить влияние случайной ошибки определения элементов на величину критерия. При небольшой степени плавления одного граната $K_{РЗЭ} > 7$.

В изученных базальтоидах Северо-Востока СССР $K_{РЗЭ}$ изменяется от 0,33 в верхнемеловых базальтах Хетинского поля до 2,46 в палеогеновых трахиадезитобазальтах Ичингейского грабена. Низкие значения $K_{РЗЭ}$

Верхнестуромчинская и Хадаранджинская вулкано-

Компонент	Верхний мел		Мел						
	21	22	23	24	25	26	27	28	29
	SiO ₂	60,42	52,56	57,62	57,22	66,80	67,31	56,16	71,74
TiO ₂	1,02	1,22	0,86	0,90	0,42	0,34	0,84	0,07	0,93
Al ₂ O ₃	15,50	19,40	17,04	17,22	16,20	15,71	17,20	12,64	16,92
Fe ₂ O ₃	4,62	6,71	5,34	7,38	3,30*	3,65*	3,32	0,58	1,86
FeO	0,08	1,62	1,67	—	—	—	3,77	1,30	6,65
MaO	0,05	0,12	0,10	0,13	0,10	0,07	0,10	0,11	0,15
MgO	1,90	2,80	2,94	3,04	1,11	0,96	2,60	0,27	4,07
CaO	3,80	7,70	5,02	5,57	2,55	2,39	6,20	0,65	7,18
Na ₂ O	3,08	4,14	3,75	3,38	3,62	3,54	3,55	4,93	3,90
K ₂ O	3,24	1,38	2,53	2,59	3,40	4,17	2,70	2,14	1,98
P ₂ O ₅	0,26	0,22	0,38	0,69	0,27	0,02	0,56	He обн.	0,36
CO ₂	1,70	He обн.							
H ₂ O ⁺	3,53	2,22							
П. п. и.	—	—	2,85	2,13	1,56	1,63	2,49	5,88	1,24
Сумма	99,20	100,09	100,12	100,25	99,33	99,79	99,49	100,31	99,52
K ₂ O/Na ₂ O	1,05	0,33	0,67	0,77	0,94	1,18	0,76	0,43	0,51
Серпальный индекс	2,29	3,19	2,70	2,50	2,07	2,45	2,97	1,74	3,07
Cr	12	5	34	41	—	—	5	—	79
Zr	350	270	220	260	370	180	300	150	120
Y	9,6	16	24	20	18	14	19	11	27
La	28	21	31	38	38	46	57	14	21
Ce	45	42	44	45	65	61	75	28	36
Pr	5,9	—	6,3	5,6	5,5	6	9,5	2,5	5,0
Nd	24	25	21	18	25	29	38	12	18
Sm	4,2	2,8	3,9	4,6	4,1	5,3	6,4	2,3	2,8
Eu	0,76	1,02	1,3	1,6	0,96	1,1	2,2	0,11	1,4
Gd	2,2	3,4	5	4,6	4,3	3,8	5,9	2,1	4
Dy	2,2	3,4	4,1	3,2	3,5	3,4	3,5	2,6	3,2
Ho	0,27	0,64	0,44	0,76	0,6	0,72	0,77	0,14	0,7
Er	—	1,6	3,1	3,0	2,4	—	2,2	—	—
Yb	1,7	1,8	2,4	2,6	2,2	1,9	2,6	2,3	5,0
Lu	0,20	0,24	0,35	0,38	0,22	0,24	0,4	0,25	—
ΣPЗЭ	114,5	102,8	122,9	127,4	151,8	158,4	203,5	66,3	97,1
Eu/Eu *	0,69	1,01	0,9	1,06	0,695	0,71	1,08	0,15	1,28
K _{PЗЭ}	1,12	0,93	0,92	1,06	1,24	1,70	1,51	0,44	0,38

Примечание. 1, 2 — шшониты, 3 — гнадонгмбриты, 4, 5 — перлиты, 6 — магне Орегон, США (по Helmke, Haskin, 1973). 11 — трахибазальты, 12, 13 — шшониты, 14—17 — ла 20 — перлиты, 21 — латиты, 22 — натровые андезитобазальты, 23, 24 — калиевые андезиты, 25, подиориты, 30 — трахибазальты, 31 — абсарокиты, 32 — шшониты, 33 — латиты, 34 — монцоланократовые сиениты. Звездочкой помечено общее железо в пересчете на Fe₂O₃.

Eu/Eu * = $C_{Eu} / 0,5(C_{Sm} + C_{Gd})$, C_{Eu}, C_{Sm}, C_{Gd} — нормированные концентрации элементов
Силкатные анализы выполнены в ГЕОХИ СО АН СССР, аналитики Н. М. Бехтерева и И. В. Е. Смирновой [1982] в ГЕОХИ СО АН СССР.

имеют нижнемеловые (?) шшониты Хетинского (0,31—0,36) и нижнемеловые диориты Верхнегижигинского (0,38) вулканических полей. В верхнемеловых андезитовых лавах Верхнегижигинского и Пареньского вулканических полей $K_{PЗЭ}$ изменяется от 0,92 до 1,51. Палеогеновые трахиандезитобазальты Ичингейского грабена характеризуются более высокими значениями $K_{PЗЭ}$ (0,84—2,46) по сравнению с аналогичными лавами Хетинского поля (0,9—0,97). В породах нижнемелового эссекит-тешенитового комплекса величина $K_{PЗЭ}$ варьирует от 1,33 в тешенитах до 1,65 в меланократовых сиенитах. В разновозрастных шшонитах значения

тектонически: структуры

Палеогеновые базальтоиды						Фундамент ОЧВП		
30	31	32	33	34	35	36	37	38
51,06	48,9	56,07	57,35	51,85	52,94	53,20	43,21	46,13
1,35	1,48	1,16	0,98	1,35	1,24	1,86	4,05	2,01
16,63	15,68	14,59	16,19	17,09	15,98	15,64	16,05	17,40
5,80	3,78	3,37	4,21	3,51	2,96	2,35	4,69	4,36
3,59	5,93	4,94	2,60	5,80	5,50	6,47	7,76	4,94
0,15	0,20	0,12	0,12	0,17	0,14	0,17	0,17	0,16
4,69	5,74	3,78	2,16	4,21	4,21	3,71	4,40	4,95
7,22	9,30	6,48	5,11	7,32	6,98	4,66	10,70	10,05
3,46	2,82	3,62	3,94	4,02	3,64	3,73	3,95	4,02
2,05	2,85	3,10	3,04	3,49	3,27	4,71	1,09	0,88
0,76	0,59	0,36	0,55	0,81	0,53	1,14	0,45	0,21
2,35	2,24	2,43	3,23	0,47	2,29	2,34	3,80	5,03
99,11	99,51	100,02	99,48	100,09	99,68	99,98	100,32	100,14
0,60	1,01	0,86	0,77	0,87	0,90	1,26	0,28	0,22
5,5	5,45	3,5	3,4	6,4	4,8	7,0	121,0	7,7
100	130	120	10	42	120	10	37	28
300	150	220	220	240	215	370	220	260
30	28	20	29	34	25	60	20	21
45	27	23	53	29	28	60	28	51
70	42	52	77	70	42	100	45	105
7,7	6,2	4,8	12	8,3	6,7	11	5,5	10
48	24	29	41	36	25	52	26	73
14	6,8	5	7,6	9,8	6	17	5,7	4,5
2,5	2,8	1	2,4	3,0	2,2	4	2,3	1,44
5,9	7,5	4,8	8,6	10	6	4,4	6,4	5,1
3,9	5,3	4,2	6,5	8,1	4,2	4,1	4,5	4,8
0,74	0,97	0,67	1,2	1,3	0,75	0,9	0,71	0,84
2,1	—	2,5	3,3	2,6	3,3	2,6	—	3,3
2,7	3,3	2,3	2,8	2,8	3,0	6,6	1,8	2,2
0,25	0,39	0,24	—	0,28	0,6	0,87	—	0,28
202,8	126,3	129,5	202,8	181,2	127,7	263,5	125,9	261,4
0,72	1,20	0,62	0,91	0,92	1,11	1,04	1,16	0,92
1,20	0,69	0,82	1,54	0,96	0,71	0,63	1,33	1,65

зиальные базальты, 7—9 — трахиандзитобазальты, 10 — высокогликоземистые базальты серии В, титы, 18 — керсутитовые трахибазальты, 19 — вулканические стекла трахидацитового состава, 26 — невадиты трахидацитового состава, 27 — трахиандзитобазальты, 28 — перлиты, 29 — мон-габбро, 35 — субвулканические шошониты, 36 — девонские шошониты, 37 — тешениты, 38 — ме-

[Балашов, 1976].

Г. Я. Стречнева, на РЗЭ — химико-спектральным методом по методике В. В. Конусовой

$K_{РЗЭ}$ следующие: 0,63 — в девонских, 0,36 — в нижнемеловых, 0,82 — в палеогеновых. Таким образом, судя по величине $K_{РЗЭ}$, большинство изученных базальтоидов образовалось при частичном плавлении мантийного субстрата с участием клинопироксенов и, в значительно меньшей степени, гранатов.

Распределение РЗЭ в сериях пород удобно рассматривать с использованием графиков нормированных концентраций [Балашов, 1976].

Кривые распределения нормализованных концентраций редкоземельных элементов (кривые р. н. к. РЗЭ) в нижнемеловых шошонитах (обр.

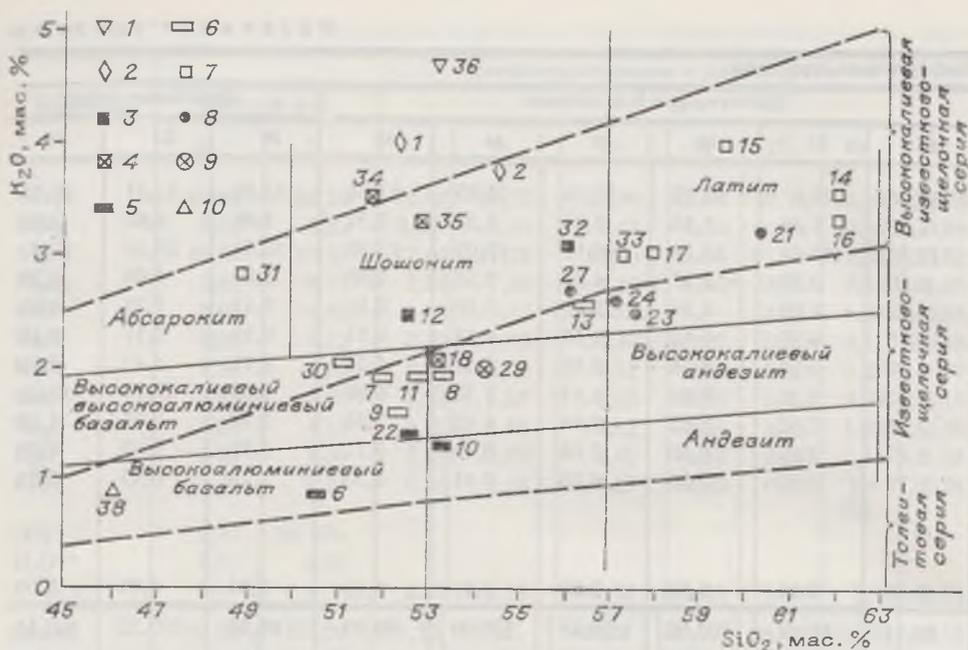


Рис. 4. Диаграмма SiO_2 — K_2O для базальтопдов Северо-Востока СССР (классификация по [Mackenzie, Chapel, 1972; Whitford e. a., 1979]).

1—4 — девонские (1), нижнемеловые (?) (2), палеогеновые (3) и олигоценовые субвулканической фации (4) шошониты; 5 — магнесиальные базальты; 6 — трахиандезитобазальты; 7, 8 — палеогеновые (7) и верхнемеловые (8) высококалийные андезиты и латиты; 9, 10 — нижнемеловые монциодириты (9) и меланократовые слениты (10); 1—38 — номера проб в таблице.

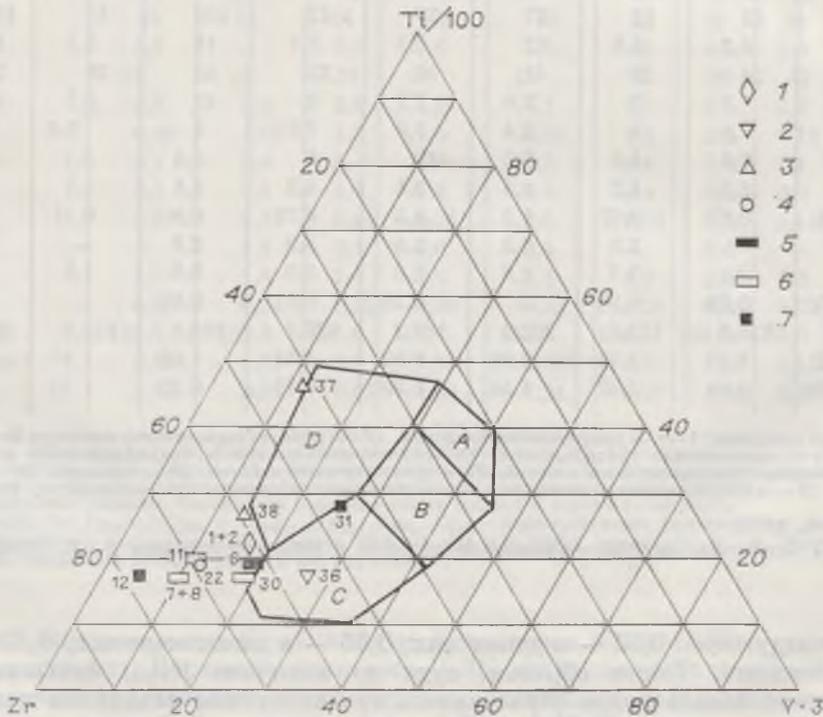


Рис. 5. Диаграмма Zr — Ti — Y [по Pearce, Cann, 1973] для базальтопдов Северо-Востока СССР.

1, 2 — нижнемеловые (?) (1) и девонские (2) шошониты; 3 — породы эссекпит-тешенитового комплекса; 4 — натровые андезитобазальты, 5 — высокомагнесиальные базальты; 6, 7 — палеогеновые трахиандезитобазальты (6), шошониты (7).

Поля базальтов: А и В — бедных калием толейитовых, В и С — известково-щелочных высокоглиноземистых, D — щелочных океанических островов и континентов.

Цифры на рисунке соответствуют номерам проб в таблице.

1 + 2), верхнемеловых магнезиальных базальтах (обр. 6) и трахиандезитобазальтах (обр. 7) Хетинского поля, в латитах из Ичингейского грабена (обр. 17) и девонских шошонитах фундамента ОЧВП (обр. 36) показаны на рис. 6, а. Кривые р. н. к. РЗЭ нижнемеловых шошонитов (1) и верхнемеловых магнезиальных базальтов (2) располагаются рядом с одинаковым наклоном линий в сторону Yb. Кривые р. н. к. РЗЭ палеогеновых трахиандезитобазальтов (3), латитов (4) и девонских шошонитов (5) ложатся существенно выше в области легких лантаноидов и наклонены круче, чем линии меловых лав. Для легких лантаноидов цериевой группы различия внутри рассматриваемой группы вулканитов несущественны, но в области тяжелых лантаноидов кривые расходятся. Кривая р. н. к. РЗЭ девонских шошонитов на отрезке от Ho до Yb приобретает отрицательный наклон, что связано с повышенными концентрациями последнего. Как было показано выше, те же шошонитовые лавы характеризуются повышенными концентрациями Y. На рассматриваемом графике наиболее низкие концентрации РЗЭ иттриевой группы наблюдаются в палеогеновом латите (4). Относительно высокие концентрации Yb, такие же как в верхнемеловых базальтах (2), отмечаются в палеогеновых трахиандезитобазальтах Хетинского поля.

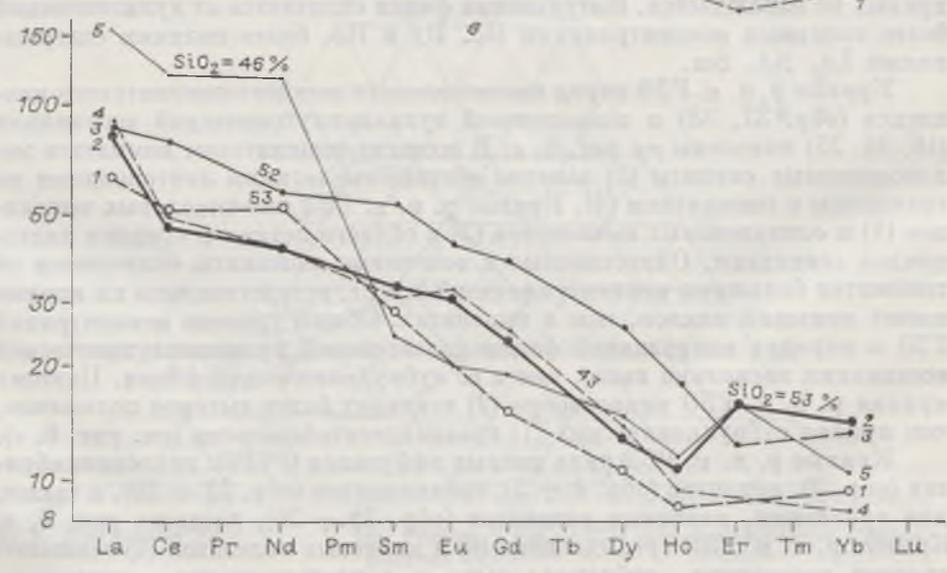
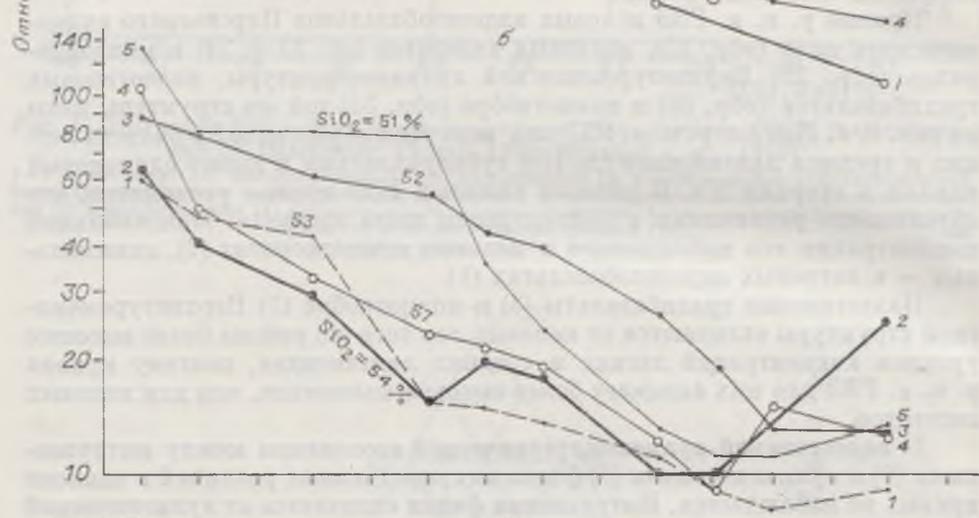
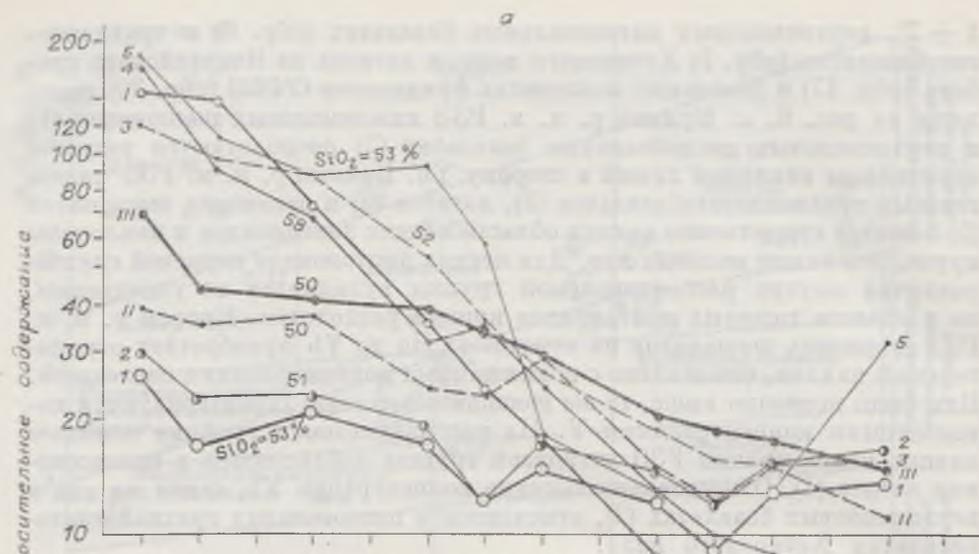
Кривые р. н. к. РЗЭ меловых андезитобазальтов Пареньского вулканического поля (обр. 22), калиевых андезитов (обр. 23 + 24) и монцодиоритов (обр. 29) Верхнетуромчинской вулканоструктуры, палеогеновых трахибазальтов (обр. 30) и монцогаббро (обр. 34) той же структуры даны на рис. 6, б. Кривые р. н. к. РЗЭ для всех этих образований в области легких и средних лантаноидов (до Ho) субпараллельны и имеют одинаковый наклон в сторону Yb. В области тяжелых РЗЭ кривые расходятся, что обусловлено различиями в концентрации этого элемента. Максимальные концентрации его наблюдаются в меловых монцодиоритах (2), минимальные — в натровых андезитобазальтах (1).

Палеогеновые трахибазальты (3) и монцогаббро (5) Верхнетуромчинской структуры отличаются от меловых лав того же района более высоким уровнем концентраций легких и средних лантаноидов, поэтому кривая р. н. к. РЗЭ для них занимает более высокое положение, чем для меловых андезитов.

В палеогеновой вулканоплутонической ассоциации между интрузивными (5) и вулканическими (3) фациями существенных различий в наклоне кривых не наблюдается. Интрузивная фация отличается от вулканической более высокими концентрациями Gd, Dy и Ho, более низкими содержаниями La, Nd, Sm.

Кривые р. н. к. РЗЭ пород нижнемелового эссексит-тешенитового комплекса (обр. 37, 38) и палеогеновой вулканоплутонической ассоциации (18, 34, 35) показаны на рис. 6, в. В эссексит-тешенитовом комплексе меланократовые снениты (5) заметно обогащены легкими лантаноидами по сравнению с тешенитами (4). Кривые р. н. к. РЗЭ нижнемеловых тешенитов (4) и олигоценых шошонитов (2) в области легких и средних лантаноидов совпадают. Олигоценые и эоценовые шошониты отличаются от тешенитов большими концентрациями Yb и Er, вследствие чего их кривые имеют меньший наклон, чем в тешенитах. Общий уровень концентраций РЗЭ в породах интрузивной фации палеогеновой вулканоплутонической ассоциации несколько выше, чем в ее субвулканической фации. Поэтому кривая р. н. к. РЗЭ монцогаббро (3) занимает более высокое положение, чем кривая субвулканических (1) трахиандезитобазальтов (см. рис. 6, в).

Кривые р. н. к. РЗЭ ряда кислых эффузивов ОЧВП: гиалоигнимбригов (обр. 3), перлитов (обр. 4 + 5), трахидацитов (обр. 25 + 26), а также, для сравнения, калиевых андезитов (обр. 25 + 26), даны на рис. 6, г. Кривые р. н. к. РЗЭ трахидацитов (6) и калиевых андезитов (4) занимают сходное положение, субпараллельны и характеризуются одинаковым наклоном линий. Трахидациты отличаются от андезитов только слабыми европиевыми минимумами. Кривые трахипаритовых гиалоигнимбригов (2) имеют отчетливый, а у перлитов — очень глубокий европиевый мини-



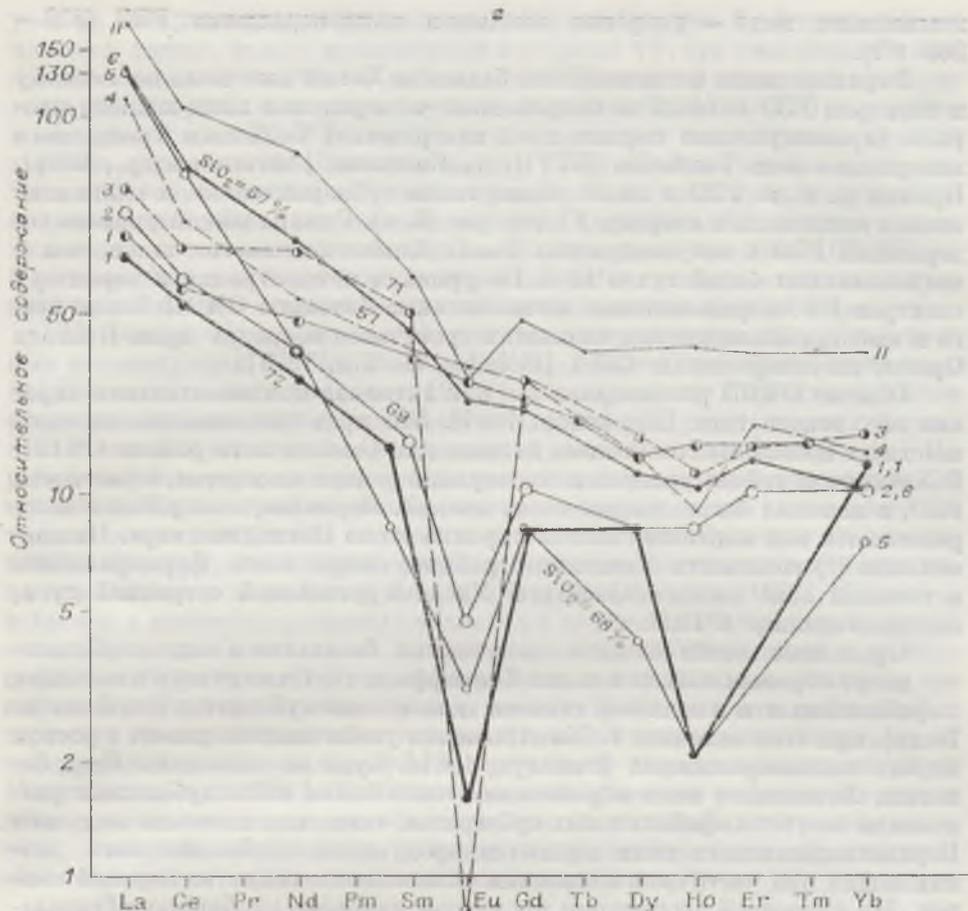


Рис. 6. Графики распределения нормированных концентраций РЗЭ в породах Северо-Востока СССР (нормирование) по хондритам [Haskin e. a., 1968]).

а: 1 — нижнемеловые (?) шонониты (обр. 1, 2); 2 — верхнемеловые магнетазные базальты (обр. 6); 3 — палеогеновые трахиандезитобазальты (обр. 7); 4 — палеогеновые латиты (обр. 17); 5 — девонские шонониты (обр. 36). 1—1 — кривая распределения нормированных концентраций РЗЭ при частичном плавлении граната (0,3) — клинопироксенового (0,7) субстрата [по Zielinski, Lirnan, 1976]; II — высокогликоземистые базальты серии В, штат Орегон, США [по Helmke, Haskin, 1973]; III — базальты южного прорыва Большого трещинного извержения влк. Толбачик на Камчатке (промежуточный тип) [по Антипину и др., 1984].

б: 1, 2 — верхнемеловые андезитобазальты (обр. 22) (1) и мощдиориты (обр. 29) (2); 3 — палеогеновые монцогаббро (обр. 34); 4 — верхнемеловые калиевые андезиты (обр. 23 + 24); 5 — палеогеновые трахизабальты (обр. 30).

в: 1, 2 — палеогеновый (обр. 18) (1) и олигоценый (обр. 35) (2) субвулканические шонониты; 3 — ащеповые монцогаббро; 4, 5 — нижнемеловые тешицит (обр. 37) (4) и меланократовый сеницит (обр. 38) (5).

г: 1 — верхнемеловые перлиты Верхнегигинского вулканического поля (обр. 28); 2, 3 — трахилипаритовые гналоитгимбриты (обр. 3) (2) и верхнемеловые перлиты (обр. 4 + 5) (3) Хетинского вулканического поля; 4 — калиевые андезиты Верхнегигинского вулканического поля (обр. 23 + 24); 5 — верхнемеловые перлиты Пареньского вулканического поля (обр. 20); 6 — трахидацитовые невадиты Верхнегигинского вулканического поля (обр. 25 + 26).

мум. Кривые р. н. к. РЗЭ гналоитгимбритов и перлитов располагаются заметно ниже трахидацит-андезитовой линии, что говорит о бедности трахилипаритов редкими землями (см. рис. 6, г). Четко выделяются кривые р. н. к. РЗЭ двух типов перлитов. Богатые щелочами и калием перлиты Хетинского района (3) характеризуются наибольшим дефицитом Eu. Богатые водой и бедные щелочами перлиты Омолонского района (1, 5), кроме Eu, в отличие от всех других лав, обеднены Ho.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Меловые базальтоиды ОЧВП Хетинского и Омолонского районов обнаруживают существенные различия в распределении РЗЭ, при этом лавы Хетинского вулканического поля характеризуются низкими уровнями содержания лантаноидов (РЗЭ = 65 г/т), а калиевые андезиты Верхнегигинского вулканического поля характеризуются высокими уровнями содержания лантаноидов (РЗЭ = 100 г/т).

жигинского поля — умеренно высокими концентрациями РЗЭ (123—203 г/т).

Верхнемеловые магнезиальные базальты Хетинского поля по химизму и спектрам РЗЭ похожи на современные четвертичные лавы южного прорыва (промежуточные первых дней извержения) Большого Трещинного извержения влк. Толбачик (ВТТИ) на Камчатке [Аптин и др., 1984]. Кривые р. н. к. РЗЭ в лавах обоих типов субпараллельны и одинаково полого наклонены в сторону Yb (см. рис. 6, а). Однако общий уровень содержания РЗЭ в островодужных лавах Камчатки заметно выше, чем в магнезиальных базальтах ОЧВП. По уровням концентраций и характеру спектров РЗЭ верхнемеловые магнезиальные базальты ОЧВП ближе всего к высокоглиноземистым базальтам третичного возраста серии В штата Орегон на северо-западе США [Helmke, Haskin, 1973].

Обычно ОЧВП рассматривается как активная континентальная окраина индийского типа [Нарфенов, 1984]. Это представление вполне соответствует нашим геохимическим данным для Омолонского района ОЧВП. В Хетинском районе уровень концентраций редких элементов, в частности РЗЭ, в меловых базальтоидах очень низкий. Вероятно, этот район в мелу развивался как континентальная окраина «типа Каскадных гор». Нижнемеловые (?) попомиты Хетинского района, скорее всего, формировались в тыловой зоне палеозойской Удско-Мургальской островной дуги, предшественнице ОЧВП.

Орогенные магмы высокоглиноземистых базальтов и андезитобазальтов могут образовываться в зонах Веньоффа за счет частичного плавления амфиболитовых и в меньшей степени эклогитовых субстратов (глубины до 70 км), при этом величина К/Na отношения увеличивается вместе с ростом глубин магмообразования [Рингвуд, 1981]. Судя по значениям $K_{РЗЭ}$, базальты Хетинского поля образованы относительно малоглубинными расплавами за счет амфиболитовых субстратов, тогда как калиевые андезиты Верхнежигинского поля являются продуктами глубинных магм, возникающих при частичном плавлении эклогитового вещества верхней мантии. На изученной территории продуктом наиболее глубинных образований может служить палеогеновый латит Ичингейского грабена (обр. 17). Положение кривой р. н. к. РЗЭ палеогенового латита совпадает с положением линии, отражающей распределение редких земель в расплаве, полученном при частичном (25%) плавлении гранат (0,3Cr)-пироксенового (0,7 Crx) субстрата, имитирующего состав верхней мантии [Zielinski, Lipman, 1976] (см. рис. 6, а).

Как известно [Балашов, 1976], продукты первичных мантийных расплавов могут отличаться от вторичных производных андезитовых и латитовых выплавок по «европиевому критерию». Верхнемеловые андезиты Верхнежигинского вулканического поля ОЧВП, судя по отсутствию в них европиевого минимума, можно рассматривать как продукты первичных расплавов.

Коэффициент распределения Eu между кристаллами плагиоклаза и расплавом равен 1,3 [Балашов, 1976]. Поэтому любое фракционирование с удалением плагиоклаза в твердую фазу должно привести к существенно снижению его концентраций в остаточном расплаве. В Шареньском вулканическом поле примером такого фракционирования может служить образование верхнемелового латита за счет дифференциации андезитобазальтового расплава (обр. 22). Когда дифференциация идет главным образом за счет отсадки темновесных минералов и магнетита, европиевый минимум в поздних дифференциатах может быть слабым, как это имело место при образовании трахиданитовых невадитов (обр. 25, 26) за счет калиевых андезитов (обр. 23, 24).

Недавно было высказано мнение о внутрикоревой природе расплавов островодужной серии Большой Курильской гряды [Дуничев, 1982]. Автор этой работы полагает, что андезитобазальты образуются в результате плавления тугоплавкого остаточного вещества земной коры, которое остается после выплавки из нее кислых липаритовых расплавов. Кривая

р. н. к. РЗЭ для среднего состава земной коры (см. рис. 6, з) представляет плавную линию, полого наклоненную в сторону Yb, при этом никаких аномалий в содержаниях Eu не наблюдается. Изученные нами трахиандезитовые игнимбриты и перлиты, судя по высоким (0,714—0,776) значениям в них отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, могут рассматриваться как типичные внутрикоровые образования [Плюсини и др., 1985]. Следовательно, если считать изученные кислые эффузивы продуктом частичного плавления вещества земной коры, реститовый остаток, андезитовый по составу, должен содержать заметный избыток Eu. В изученных андезитах ОЧВП избыточного Eu не наблюдается, поэтому они не могут быть отнесены к продуктам плавления остаточного реститового вещества земной коры.

Петрохимические параметры лав, высокие значения $K_{\text{РЗЭ}}$, повышенные концентрации Ti, Zr, P и Sr, наблюдаемые в трахиандезитобазальтах Хетинского поля [Захаров, 1983], не согласуются с представлениями о принадлежности этих образований к латеральному ряду меловых формаций известково-щелочной серии активной континентальной окраины. По редко-элементному составу пород палеогеновый трахиандезитобазальтовый магматизм ближе криптогенному внутриплитовому, чем к вулканизму активных континентальных окраин и островных дуг. Существуют классические примеры, когда субщелочные и щелочные базальты подобного типа проявляются в рифтогенных структурах [Логачев, 1977]. Поэтому, встречая в консолидированных областях с континентальной корой проявления щелочно-базальтового магматизма, исследователь ищет в районе рифтовые структуры. В Хетинском районе, который в геологическом отношении изучен достаточно хорошо, никаких рифтовых или рифтогенных структур до сих пор не обнаружено. Однако трахиандезитобазальтовый вулканизм хорошо увязывается с географией Верхисколымского свода [Умитбаев и др., 1981]. В Хетинском и Омолонском районах мы имеем дело с «рассеянным» щелочно-базальтовым магматизмом внутриплитового типа, который проявляется в связи с процессами сводообразования, обусловленными подъемом мантийных диапиров.

ВЫВОДЫ

1. В двух изученных районах Северо-Востока СССР меловые базальтоиды ОЧВП имеют различные уровни концентраций РЗЭ. Высокие уровни концентраций РЗЭ с существенным накоплением легких лантаноидов по сравнению с тяжелыми наблюдаются в породах Омолонского района, низкие — в Хетинском вулканическом поле.

2. Высокоглиноземистые базальты и андезиты ОЧВП, судя по характеру распределения в них редкоземельных элементов и, в частности, по отсутствию европиевого минимума в породах, являются продуктами первичных мантийных расплавов. Кислые вулканы ОЧВП отличаются от базальтоидов по наличию европиевых минимумов разной интенсивности.

3. В Хетинском вулканическом поле наблюдаются резкие различия в спектрах и уровнях концентрации РЗЭ между меловыми и палеогеновыми базальтоидами, последние резко обогащены легкими лантаноидами. В Омолонском районе различия в распределении РЗЭ между меловыми и палеогеновыми лавами менее существенны.

4. Шонозитовые лавы Северо-Востока СССР, сформированные в разных геодинамических обстановках, отличаются по спектрам и уровням концентраций РЗЭ.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипина В. С., Вольнец О. П., Флеров Г. Б. и др. Распределение редкоземельных элементов в базальтах Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. — Вулканология и сейсмология, 1984, № 3, с. 45—56.
Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. — М.: Наука, 1976. — 267 с.
Белоусов В. В. Эпигенные режимы материков. — М.: Недра, 1978. — 232 с.

- Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1977.— 171 с.
- Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1978.— 213 с.
- Белый В. Ф. Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Масштаб 1 : 1 500 000. Объяснительная записка. Магадан, 1981, с. 56.
- Белый В. Ф. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— Тихоокеанская геология, 1982, № 3, с. 101—109.
- Блибин Ю. А. Эссексит-тешинитовый комплекс Омолонского района.— В кн.: Избранные труды. Т. I. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 103—214.
- Гундобин Г. М., Захаров М. Н., Смирнов В. Н., Кравцова Р. Г. Новые данные по хронологии магматических формаций Эвенской вулканической зоны Охотско-Чукотского пояса и связанной с ними рудной минерализации.— В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980, с. 145—156.
- Дупичев В. М. О причинах вулканизма Большой Курильской дуги.— В кн.: Рельеф и вулканизм Курильской островодужной системы. Владивосток, 1982, с. 91—99.
- Захаров М. Н. Некоторые петрохимические особенности базальтоидов континентальных сводов Востока СССР.— Геол. и геофиз., 1983, № 9, с. 30—38.
- Захаров М. Н., Коусова В. В., Смирнова Е. В. О происхождении трахибазальтов южного обрамления Омолонского массива.— В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Ежегодник СибГЕОХИ, 1978 г. Иркутск, 1979, с. 25—29.
- Захаров М. Н., Коусова В. В., Смирнова Е. В. Редкие земли в базальтоидах Омолонского района.— Геол. и геофиз., 1984, № 4, с. 62—70.
- Нодер Х. Образоваше базальтовой магы.— М.: Мир, 1979.— 237 с.
- Котляр И. Н., Белый В. Ф., Милов А. П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Наука, 1981.— 222 с.
- Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки.— М.: Наука, 1977.— 180 с.
- Осипов А. П. Позднемезозойское тектономагматическое развитие западной части Охотско-Кольмского водораздела.— Новосибирск: Наука, 1975.— 159 с.
- Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии.— Новосибирск: Наука, 1984.— 190 с.
- Плюснин Г. С., Захаров М. Н., Николаев В. М. и др. Изотопы стронция и рубидий-стронциевый возраст кислых эффузивов внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— Геол. и геофиз., 1986 (в печати).
- Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.— 584 с.
- Смирнова Е. В., Коусова В. В. Спектральное и химико-спектральное определение редкоземельных элементов в геологических материалах.— В кн.: Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982, с. 3—31.
- Таусон Л. В., Захаров М. Н., Гундобин Г. М., Смирнова Е. В. Редкие земли в породах латитовой серии Северо-Востока СССР.— В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Ежегодник СибГЕОХИ, 1977 г. Иркутск, 1979, с. 65—69.
- Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И., Бойко С. М. Геохимия и петрология редкометаллических пиямзитовых гранитов.— Новосибирск: Наука, 1983.— 181 с.
- Умитбаев Р. Б., Садовский А. И., Сидоров А. А., Смирнов В. Н. Основные черты строения и металлогении Охотско-Чукотской области.— Сов. геология, 1981, № 9, с. 77—88.
- Haskin L. A., Haskin M. A., Frey F. A., Weldeman T. R. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths.— In: Origin and distribution of the elements/Ed. by L. H. Ahrens. N. Y.: Pergamon Press, 1968, p. 889—912.
- Helmke Ph. A., Haskin L. A. Rare-earth elements Co, Sc and Hf in the Steens Mountain basalts.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1973, N 37, p. 1513—1529.
- Keller J. Petrology of some volcanic rocks series of the Aeolian arc, Southern Tyrrhenian sea.— Contrib. Mineral. Petrol., 1974, v. 44, p. 101—115.
- Mackenzie D. E., Chapel B. W. Shoshonitic and calcs-alkaline lavas from the Highland of Papua New Guinea.— Contrib. Mineral. Petrol., 1972, v. 35, p. 50—62.
- Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analyses.— Earth Plane. Sci. Lett., 1973, v. 19, N 2, p. 290—300.
- Whitford D. J., Nicholls I. A., Taulor S. R. Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda Arc in Java and Bali.— Contrib. Mineral. Petrol., 1979, v. 70, p. 341—356.
- Zielinski R. A., Lipman P. W. Trace-element variations at Summer Con volcano, San Juan Mountains, Colorado and the origin of continental — interior andesite.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, v. 87, N 10, p. 1477—1485.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ КАМЧАТКИ

Высококалийевые лавы — характерный, хотя и не слишком распространенный тип пород островных дуг, однако встречаются они в островодужной обстановке преимущественно с развитием достаточно мощной коры континентального типа. Более обычны высококалийевые породы на активных континентальных окраинах и во внутриконтинентальных вулканических поясах. Согласно современным петрохимическим классификациям [Pescerillo, Taylor, 1976; Gill, 1981; и др.], среди высококалийевых пород по уровню содержания К выделяют высококалийевую известково-щелочную (ВКИЩ), абсарокит-шононит-латитовую субщелочную (АШЛ) и калиевую щелочную (КЩ) серии. Преобладающим типом высококалийевых пород в островных дугах являются лавы ВКИЩ-серии, на активных континентальных окраинах широко развиты лавы как ВКИЩ-, так и АШЛ-серий [Jorlin, 1968], а во внутриконтинентальных поясах — лавы АШЛ-серии [Таусон и др., 1984]. Лавы КЩ-серии достаточно редки как в островных дугах (Италия, Индонезия), так и на активных окраинах (Северная Америка, ФРГ) и некоторых зон молодого вулканизма на древних щитах (Алдан, Австралия и др.).

Камчатка представляет собой одну из немногих островодужных систем, где в позднем кайнозое проявились все три серии высококалийевых пород. Задача настоящей работы — проанализировать распределение РЗЭ в каждой из этих серий, а также сравнить полученные данные с распределением РЗЭ в лавах высококалийевых серий, проявленных в других геодинамических обстановках.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КАМЧАТКИ

С. И. Набоко [1960], рассматривая петрохимические особенности четвертичных вулканических пород Камчатки, обратила внимание на повышение щелочности лав в этом регионе с востока на запад. Последующие более детальные петро-геохимические исследования подтвердили и уточнили эти наблюдения. Было показано, что возрастание щелочности вулканических пород от фронтальных к тыловым зонам наблюдается в обоих вулканических поясах Камчатки: Восточно-Камчатском¹ и поясе Среднего хребта [Памира и др., 1980; Пополитов, Волынец, 1981; Патока, 1983; и др.]. Установлено также, что возрастание щелочности пород происходит главным образом за счет роста содержания К, так что в тыловых зонах вулканических поясов появляются образования высококалийевых серий. Последние установлены в тыловой части вулканической зоны Южной Камчатки (вулканы Явинский, Кашегочек, Голыгинский, Бол. Ипелька, Опала), Центральной Камчатской депрессии (вулканы Кичокла, Плоские Сопки, Плоский Толбачик, Толбачинская зона шлаковых конусов), но особенно обильны и разнообразны они в тыловой части вулканического пояса Среднего хребта (вулканы Ичинский, Уксичан, Кекук-

¹ В трактовке Г. М. Власова и А. Е. Святловского [Геология..., т. XXXI, 1964] Восточно-Камчатский вулканический пояс объединяет вулканические зоны Южной и Восточной Камчатки и Центрально-Камчатской депрессии.

Рис. 1. Схема расположения исследованных высококальциевых пород Камчатки.

1 — четвертичные вулканы; 2 — центры проявления высококальциевых вулканических серий (вулканы Уксичан (1), Кекукнайский (2), Бол. Кетепана (3), 4 — Южный прорыв БТГП); 3 — район опробования калиевых базальтоидов Западной Камчатки.



найский, Бол. Кетепана и др.). Именно здесь наряду с лавами ВКЩС-серии проявлены и вулканисты АШЛ-серии. Кроме того, в указанной зоне установлены также лавы калий-натровой щелочно-оливин-базальт-трахит-комендитовой серии [Шатока, Успенский, 1977; Волинец и др., 1984а], которые в данной статье подробно не рассматриваются. К западу от вулканического пояса Среднего хребта уже в Западно-Камчатской структурно-фацальной зоне располагается область проявления неогеновых субвулканических тел калиевых щелочных базальтоидов [Гузиев, 1964, 1966, 1967].

Данные по петрохимии и геохимии щелочных и субщелочных вулканистов Камчатки были недавно обобщены О. И. Волинцом с соавторами [1984а, б], однако полные спектры редкоземельных элементов были приведены пока только для высококальциевых субщелочных мегаплагиофировых базальтов Большого Трещинного Толбачикского извержения (БТГП) 1975—1976 гг. [Антипин и др., 1984] и калиевых базальтоидов Западной Камчатки [Волинец и др., 1985]. Задавшись целью выяснить особенности распределения РЗЭ в высококальциевых вулканических породах Камчатки, авторы в качестве объектов исследования выбрали вулканы Среднего хребта: Уксичан, Кекукнайский и Бол. Кетепана. Калиевые субвулканические породы Западной Камчатки опробованы в верховьях р. Напана и в устье р. Хлебной. Для сравнения привлечены также данные по базальтам БТГП. Расположение исследованных объектов показано на рис. 1.

Вулканы Уксичан, Бол. Кетепана и Кекукнайский представляют собой крупные щитообразные сооружения, достигающие 50 км в диаметре, и входят в число самых крупных вулканических построек Камчатки. Возраст их на основании палеомагнитных и геоморфологических данных [Югородов и др., 1972] принимается нижне-среднеплейстоценовым. Нижние части разрезов вулканов лавово-пирокластические, верхние — существенно лавовые. Вершина влк. Уксичан осложнена кальдерой диаметром 12 км, с формированием которой связаны покровы игнимбритов, залегающие на склонах постройки. Небольшая кальдера (4,5 км в поперечнике) имеется и на влк. Кекукнайском, однако она в отличие от предыдущей имеет, по-видимому, эрозионное происхождение. Состав лав и пирокластического материала, слагающих вулканические сооружения, изменяется по содержанию SiO_2 от базальтов до андезитов, хотя на влк. Уксичан отмечены также потоки андезиодацитов и дацитов. Преобладающие типы пород стратифицированного разреза на вулканах Кекукнайский и Бол. Кетепана отвечают базальтам и андезиобазальтам, а на влк. Уксичан — андезиобазальтам и андезитам. Игнимбриты кальдеры Уксичан имеют андезиодацитовый состав. На заключительных стадиях формирования вулканов происходило внедрение многочисленных экструзий: андезиобазальтовых и андезитовых на влк. Бол. Кетепана, андезитовых, андезиодацитовых и дацитовых — на Кекукнайском, андезиодацитовых, дацитовых и риодацитовых в кальдере Уксичан. Одна риолитовая экстружия установлена и у подножия влк. Бол. Кетепана.

Калиевые породы Западной Камчатки слагают обычно разнообразные по форме субвулканические тела (купола, лакколитообразные тела, силлы, дайки), залегающие среди палеоген-неогеновых осадочных толщ. Собственно эффузивные разности крайне редки. Мощность даек и силлов достигает 20 м, диаметр куполов 1—2 км. Состав пород преимущественно базальтовый, однако отмечают андезитобазальты и реже андезиты. В массиве горы Седло обнаружены спекишиезы туфы дацитового состава. Среди собственно базальтоидов наряду с породами эффузивного облика присутствуют и более глубинные полнокристаллические разновидности (шонкиниты, снелиты). Возраст западно-камчатских калиевых лав считается миоценовым, т. е. время их проявления отвечает эпохе интенсивного известково-щелочного вулканизма в осевой части Срединного хребта. Таким образом, формирование этого комплекса пород происходило в тыловой зоне неогеновой островной дуги Центральной Камчатки.

Лавы Большого Трещинного Толбачикского извержения слагают обширное лавовое поле (~35 км²), а по составу и облику аналогичны довольно широко развитым в Центральной Камчатской депрессии мегаплаггиофировым базальтам вулканов Кинчокла, Плоские Сопки, Плоский Толбачик и Толбачикской региональной зоны шлаковых конусов.

По уровню содержания К подавляющая часть лав вулканов Бол. Кетепана и Кекукнайский, как и субщелочных лав Толбачикского извержения, относятся к ВКШЦ-серии, однако некоторые базальты попадают в поле АШЛ-серии (рис. 2, а). Большую часть вулканитов кальдеры Уксичан по этому признаку следует отнести к АШЛ-серии, и лишь андезитовые и дацитовые экструзии Центрального купола и некоторые потоки базальтов и андезитобазальтов соответствуют ВКШЦ-серии. Среди западно-камчатских калиевых пород выделяют разности, относящиеся к КШЦ- и АШЛ-сериям.

На классификационной диаграмме Петрографического комитета [Классификация..., 1981] фигуративные точки составов лав кальдеры Уксичан, за исключением уже упомянутых известково-щелочных экструзий Центрального купола, лежат в поле субщелочных пород (рис. 2, б). Сюда же попадают базальты БТТН (Южный прорыв), базальты и часть андезитобазальтов вулканов Бол. Кетепана и Кекукнайский, а также некоторые андезиты и дациты Кекукнайского вулкана. Другая часть фигуративных точек пород этих вулканов лежит в поле известково-щелочных вулканитов вблизи границы с полем субщелочных разновидностей. Фигуративные точки калиевых пород Западной Камчатки располагаются как в поле субщелочных, так и в области щелочных фельдшпатоидных образований.

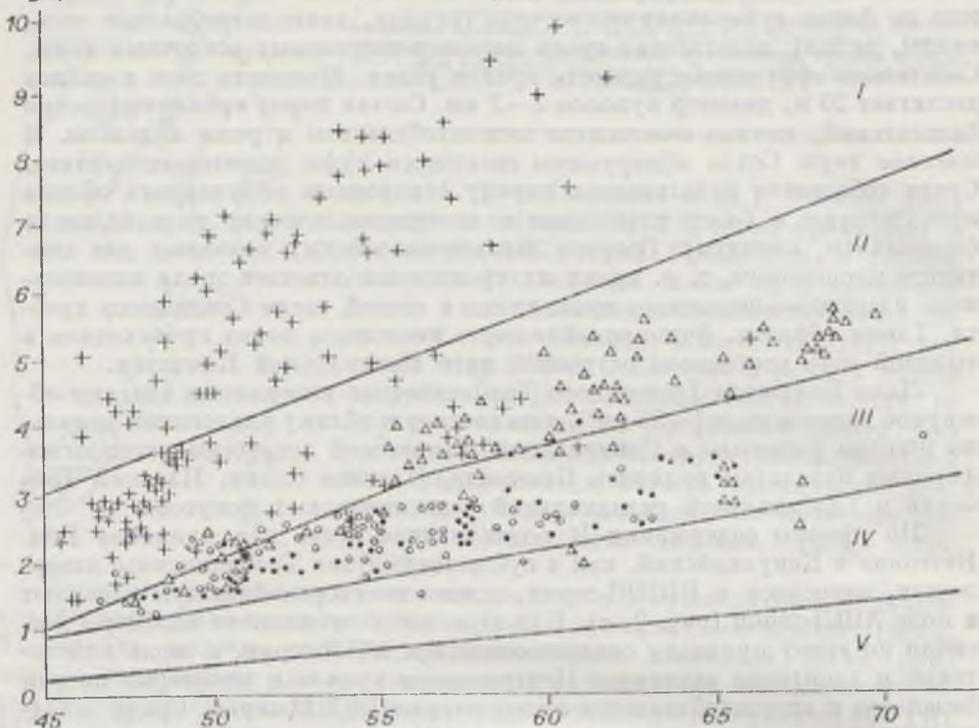
В соответствии с приведенными данными в нашей статье используется следующая номенклатура для пород разных вулканов. Для кальдеры Уксичан²: высококалийный субщелочный базальт — шононит — латит — кварцевый латит — кварцевый трахит (последнее для пород, фигуративные точки которых лежат выше нижней границы распространения щелочных пород на рис. 2, б). Для лав вулканов Кекукнайский и Бол. Кетепана: высококалийный субщелочный базальт, андезитобазальт; высококалийный андезитобазальт, андезит и т. д. Для лав Южного прорыва Толбачикского извержения: высококалийный субщелочный базальт. Наконец, в случае калиевых пород Западной Камчатки можно говорить о существовании двух серий: абсарокит-шононит-латитовой³ и абсарокит-трахибазальтовой. Полнокристаллические аналоги последней серии пород, проявленные также в виде субвулканических тел, отвечают шонкинитам, слюдяным шонкинитам и щелочным снелитам.

Высококалийные субщелочные базальты и шонониты характеризуются оливин-клинопироксен-плаггиоклазовой ассоциацией вкрапленников.

² Данные по известково-щелочным высококалийным лавам этого вулкана в статье не приводятся.

³ Данные по РЗЭ для пород этой серии в статье тоже не приводятся.

K_2O , мас. %



$Na_2O + K_2O$, мас. %

6

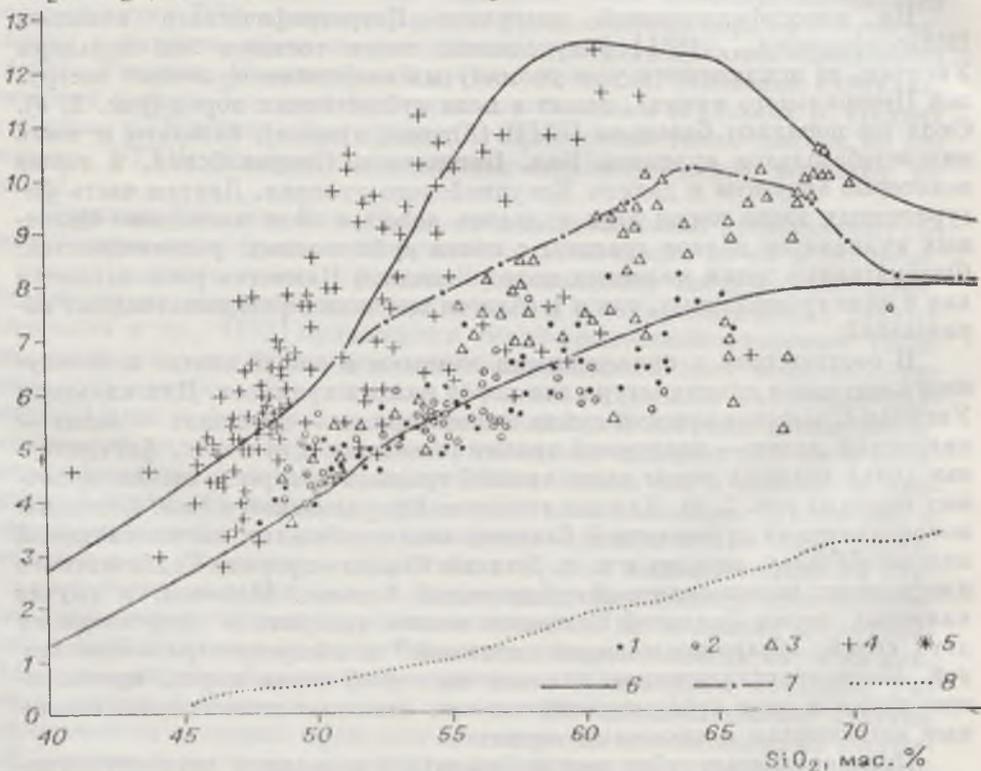


Рис. 2. Классификационные диаграммы $K_2O - SiO_2$ (а) и $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ по Классификации..., 1981] (б) для пород высококальциевых вулканических серий Камчатки.

1-5 — центры проявления высококальциевых вулканических серий: вулканы Икекувайский (1), Бол. Кетена (2), Уксичан (3), Южный прорыв БТТИ (5); 4 — Западная Камчатка; 6-8 — границы полей составов субщелочных пород (6), верхняя поля бесфельдшпатоидных щелочных пород (7), нижняя поля составов магматических пород (8). I-V — поля составов серий пород (по Рессерилло, Taylor, 1976): щелочная (КЩ) (I), субщелочная (АШЛ) (II), высококальциевая (ВКЩ) (III), известково-щелочная (IV), низкокальциевая (V) серии.

В шонкинитах среди вкрапленников отмечаются также ортопироксен (кальдера Уксичан) и биотит (Западная Камчатка). Главный минерал-вкрапленник абсарокитов — оливин, реже встречается клинопироксен, а плагиоклаз отсутствует. Во вкрапленниках трахибазальтов, напротив, преобладает клинопироксен, наряду с которым присутствуют оливин и флогопит. В высококальциевых андезитобазальтах, андезитах и латитах вкрапленники представлены в основном плагиоклазом, клино- и ортопироксеном. При этом в лавах вулканов Бол. Кетепана и Кекукнайский обычны также вкрапленники амфибола, в латитах кальдеры Уксичан — оливина, а в латитах Западной Камчатки — оливина, амфибола и биотита. Высококальциевые дациты содержат амфибол-биотит-плагиоклазовую ассоциацию вкрапленников, кварцевые латиты — биотит-плагиоклазовую, а кварцевые трахиты — либо биотит-плагиоклазовую, либо биотит-клинопироксен-калиевый полевой шпат-плагиоклазовую ассоциацию.

В основных массах высококальциевых пород всех типов, включая базальты, присутствует щелочной полевой шпат с высоким, особенно в породах КЩ-серии, содержанием O_2 -минала. При этом в основных и средних их разновидностях, наряду с калинатовым полевым шпатом и плагиоклазом, обычны и тройной полевой шпат (Са-анортотлаз). Большинство абсарокитов и все калиевые базальтоиды КЩ-серии содержат микролиты биотита. Биотит характерен также для основных масс кварцевых латитов и трахитов.

Шонкиниты — полнокристаллические аналоги абсарокитов и трахибазальтов КЩ-серии — состоят из клинопироксена, щелочного полевого шпата и биотита с большей или меньшей примесью плагиоклаза и оливина. Сенииты также имеют клинопироксен-биотит-ортоклазовый минеральный состав, однако клинопироксена в них немного, а преобладающим минералом служит щелочной полевой шпат.

Для всех типов пород КЩ-серии характерно присутствие анальцима. Иногда он встречается также в средних и кислых породах АШЛ-серии. В составе рудных минералов наряду с преобладающим титано-магнетитом во многих разновидностях пород установлен также ильменит, а в абсарокитах — Al-Cr-Fe-шпинель. Пироксены, амфиболы и слюды из пород ВКИЩ- и АШЛ-серий обычно незональны и имеют умеренные и низкие содержания Ti. При этом клинопироксены в разных по кремнекислотности породах этих серий слабо изменяются по железистости, хотя содержания Ti и Al в них уменьшаются от базальтов в сторону более кремнекислых разновидностей. Вкрапленники клинопироксена и слюды в лавах КЩ-серии, напротив, как правило, резко зональны, причем в краевых зонах вкрапленников и микролитах заметно возрастают железистость и содержание Ti. В клинопироксенах такое изменение составов сопровождается уменьшением концентрации Si, возрастанием Al при повышении доли W_0 -минала (фассаитовая тенденция). Пироксены и слюды в слюдяных шонкинитах и сениитах отличаются высокой титанистостью и повышенной железистостью, и в этом отношении близки к минералам основной массы трахибазальтов и абсарокитов.

В отношении редкоэлементного состава породы высококальциевых серий заметно отличаются от известково-щелочных и особенно низкокальциевых вулканитов Камчатки повышенными содержаниями целого ряда литофильных редких элементов: Rb, F, Ba, Sr и др., причем максимальные концентрации их наблюдаются в породах КЩ-серии [Пузанков и др., 1977; Пополитов, Вольнец, 1981; Вольнец и др., 1984а, б, 1985]. Несколько повышены в высококальциевых лавах также содержания Nb и Zr, однако уровень их концентраций в большинстве случаев остается типично «островодужным»: Nb до 10—13 г/т, Zr до 300—350 г/т, и только в породах КЩ-серии концентрации Zr могут возрастать до 600—1100 г/т.

Содержания TiO_2 в базальтах высококальциевых серий (за исключением калиевых базальтоидов КЩ-серии и субщелочных высококальциевых базальтов Центральной Камчатской депрессии, типичными представителями которых являются изученные нами базальты Южного прорыва БТТИ) сход-

Химический состав (мас. %) и содержание РЗЭ (г/т) в позднекай

№ п/п	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	БТТН	50,69	1,66	17,10	3,55	6,99	0,17	4,87	8,65	3,60	2,10	0,53
2	6561	48,62	0,82	15,14	3,81	6,58	0,18	7,94	12,05	2,84	1,69	0,16
3	6522	50,72	0,73	17,64	4,35	5,81	0,17	4,65	9,69	3,26	2,26	0,36
4	ЭС-635	56,95	1,15	15,71	8,65	—	0,16	2,59	5,97	3,75	3,59	0,56
5	6518	55,82	1,10	17,00	2,87	5,46	0,26	2,88	5,93	3,72	3,41	0,66
6	6619	57,86	0,97	17,49	3,83	3,36	0,22	2,19	4,69	4,05	3,54	0,56
7	6600	58,02	1,11	16,55	3,26	3,88	0,16	3,67	2,98	4,20	4,35	0,43
8	6510	61,40	0,90	17,15	2,11	2,53	0,10	1,60	3,41	4,58	4,48	0,31
9	6638/1	68,64	0,60	15,63	1,64	0,54	0,08	0,21	1,70	4,93	5,65	0,23
10	6744	49,30	1,06	17,69	5,00	5,23	0,20	5,62	10,36	2,84	2,25	0,46
11	6748	52,34	0,93	19,33	3,38	4,45	0,18	3,75	8,45	3,72	2,10	0,43
12	6740	55,62	0,76	18,75	5,05	2,84	0,12	2,70	7,07	3,55	2,19	0,22
13	КТ-607	49,56	1,38	16,55	2,47	7,99	0,25	6,58	10,11	2,70	1,88	0,42
14	КТ-617	49,83	1,34	16,85	7,02	3,66	0,19	5,80	10,31	2,65	1,64	0,38
15	КТ-615	50,00	1,17	16,46	3,56	6,45	0,18	6,49	9,78	2,53	1,80	0,42
16	КТ-610	51,42	1,10	16,78	3,46	6,09	0,29	5,22	8,82	2,70	2,53	0,42
17	КТ-614	54,90	1,24	15,39	3,30	5,76	0,17	5,03	7,89	3,09	2,16	0,48
18	КТ-624	55,23	1,12	17,15	2,86	6,34	0,19	4,38	8,03	3,20	1,33	0,13
19	КТ-629	55,75	0,97	18,07	3,02	4,74	0,15	4,06	7,26	3,50	2,16	0,38
20	КТ-618	56,71	1,03	17,00	5,60	2,33	0,15	3,20	6,80	4,02	2,84	0,40
21	КТ-603	59,75	0,70	15,52	2,61	3,74	0,14	3,29	6,25	3,42	2,46	0,31
22	КТ-601	71,32	0,25	16,22	0,07	0,75	0,13	0,42	2,13	3,76	3,71	0,03
23	КТ-627	45,92	1,15	14,61	3,32	6,00	0,20	9,74	9,85	3,02	1,44	0,42
24	КТ-622	46,82	1,07	16,69	2,87	5,14	0,25	8,91	8,37	3,01	2,65	0,26
25	КТ-621	47,35	0,99	15,81	2,49	5,57	0,16	10,08	7,65	2,70	2,29	0,48
26	КТ-631	48,29	1,80	11,20	6,10	2,25	0,14	11,70	8,00	1,37	4,69	1,07
27	КТ-633	50,72	1,80	13,70	6,90	1,07	0,15	6,70	6,70	1,78	5,44	0,86
28	КТ-632	51,80	2,27	15,00	6,20	1,25	0,12	5,00	6,00	2,10	7,12	0,72

ны с таковыми в известково-щелочных и низкокальциевых базальтах Камчатки ($<1,3\%$ TiO₂), и на диаграмме К—Тi фигуративные точки их ложатся вдоль тренда вулканитов островных дуг по Б. Г. Лутцу [1980]. В базальтах ВКЩ- и АШЛ-серий содержания Mg, Ni, Cr низкие, что также типично для лав островных дуг, и близки к содержаниям этих элементов в глиноземистых базальтах известково-щелочной и низкокальциевой серий. Концентрации этих элементов, а также величина Mg/Ca отношения в базальтах КЩ-серии заметно повышены, и по этому признаку лавы КЩ-серии сходны с магнезиальными известково-щелочными базальтами Камчатки. Однако по сравнению с последними базальты КЩ-серии имеют более высокие концентрации ванадия.

От лав щелочно-оливин-базальт-трахит-комендитовой серии исследуемые высококальциевые породы отличаются по целому ряду признаков, например обладают повышенными содержаниями Rb, Ba, Sr, пониженными — В, Zr, и т. д. Однако наиболее выразительны отличия в величине К/Na отношения и значительно более высоком темпе накопления К с ростом кремнекислотности пород в лавах высококальциевых серий, а также в резко повышенных концентрациях Nb в лавах щелочно-оливин-базальт-трахит-комендитовой серии. Базальты последней характеризуются также относительно более высокой титанистостью [Волюнец и др., 1984а, б].

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ

Определение редкоземельных элементов в рассматриваемых вулканитах Камчатки проводилось химико-спектральным методом: химическим обогащением РЗЭ в породах (навеска тонкоистертого образца до 10 г) с последующим спектральным анализом концентратов. Нижний предел обнаружения элементов для данного метода составляет (г/т): Се, Pr —

нозойских высококальциевых вулканических породах Камчатки

$\Sigma \text{R}_2\text{O}_3$	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
0,17	100,08	25,5	41	6,68	27,2	7,58	2,22	8,07	6,84	1,41	4,03	3,3	0,50
0,38	100,21	13	33	4,6	21	5,3	1,0	4,0	3,2	0,86	2,4	2,6	0,37
0,21	99,85	13	19	—	18	5,5	1,8	5,8	4,8	1,05	1,8	3,0	0,23
0,18	100,36	13	41	4,5	24	8,1	1,9	6,6	5,7	1,00	3,1	3,0	0,30
0,48	99,59	25	50	—	34	8,4	2,9	6,5	5,3	1,40	3,3	3,6	0,36
1,02	99,96	15	32	6,6	21	6,0	2,1	3,8	3,3	0,70	2,5	2,5	0,25
0,92	99,52	10	20	4,0	15	5,0	0,94	4,5	3,5	0,82	2,0	2,5	0,40
1,06	99,63	15	29	4,5	21	5,0	1,8	5,2	3,8	0,90	2,1	2,3	0,35
0,82	100,67	15	28	—	18	4,1	0,85	3,4	3,4	0,76	1,7	2,3	0,30
0,40	100,41	13	16	—	18	5,1	1,7	3,1	2,9	0,67	2,1	2,2	0,29
1,35	100,41	15	24	—	19	6,3	1,5	4,4	3,4	0,93	2,0	2,4	0,30
1,30	100,17	18	22	4,3	16	4,4	0,91	5,0	3,9	0,89	1,9	2,6	0,37
0,38	100,27	13	40	2,8	19	6,6	2,5	5,7	6,2	1,20	3,7	3,5	0,37
1,20	100,87	15	37	2,4	20	5,9	1,9	5,3	4,2	0,79	2,2	2,7	0,13
1,97	99,84	10	31	2,4	20	6,4	1,9	6,4	6,2	1,10	3,5	3,2	0,30
1,07	99,90	11	32	3,2	20	5,3	1,3	6,4	5,6	1,10	3,1	2,7	0,27
0,0	99,35	23	39	3,9	26	6,4	2,0	4,4	3,3	0,91	2,4	2,7	0,20
0,0	99,96	16	32	—	17	4,1	1,6	4,2	4,7	1,2	—	2,2	0,14
0,45	100,51	19	41	2,1	18	5,0	1,4	4,9	4,4	0,70	2,4	2,6	0,18
0,25	100,33	19	42	3,3	23	6,3	1,6	6,0	5,6	1,10	3,9	2,7	0,35
1,31	99,52	20	44	—	18	4,4	1,8	3,7	3,7	0,68	1,7	2,1	0,21
0,88	99,67	18	43	3,4	15	2,9	0,80	2,0	2,0	0,38	0,85	1,3	0,07
4,26	99,93	17	57	4,6	28	7,9	2,0	5,9	4,6	0,87	1,8	2,5	0,12
3,48	99,52	19	54	—	26	5,6	1,1	4,4	3,7	0,88	2,3	1,9	0,13
4,88	100,45	17	26	2,1	23	4,8	1,3	3,0	4,3	0,78	—	2,0	0,25
4,10	100,71	36	100	8,0	54	16	3,6	9,1	5,8	1,0	3,1	2,1	0,25
3,43	99,25	50	150	13	60	10	1,9	8,6	5,2	1,2	3,2	2,4	0,27
2,13	99,71	41	135	7,8	54	10	2,5	5,4	3,2	0,66	1,9	2,2	0,06

20—30; La, Nd, Sm, Gd, Dy, Er, Lu — 5—10; Eu — 1—3; Ho — 1—2; Yb — 0,5—1; Y — 0,8—1. Ошибка воспроизводимости (относительное среднеквадратичное отклонение — S/\bar{C}) варьирует от 0,10 до 0,40 [Смирнова, Конусова, 1982].

Химический состав и содержания редкоземельных элементов для всех изученных образцов позднекайнозойских высококальциевых пород Камчатки приведены в табл. 1. Характер распределения нормированных по хондриту [Haskin e. a., 1968] концентраций РЗЭ для средних составов отдельных типов пород разных вулканических центров дан на рис. 3, а их средние величины для главных типов вулканитов по региону в целом — на рис. 4.

Как видно из приведенных данных, уровень содержания РЗЭ для исследованных пород варьирует достаточно широко. В породах ВКИЩ-, АШЛ-серий и высококальциевых субщелочных базальтах $\Sigma \text{РЗЭ} + \text{Y}$ изменяется в отдельных образцах от 85 до 165 г/т, т. е. почти в два раза; а с учетом данных по отдельным образцам для лав Южного прорыва БТТИ [Антипин и др., 1984] — даже до 188 г/т. В целом более высокое содержание РЗЭ и еще более сильные колебания характерны для пород КЩ-серии: 100 г/т в анальцимовых базальтах, 140—170 г/т в абсарокитах и микрошонкинитах, 265—330 г/т в ультракальциевых базальтах и биотитовых шонкинитах (табл. 2). При этом для пород КЩ-серии наблюдается довольно отчетливая корреляция концентрации РЗЭ с содержанием SiO_2 и K_2O , тогда как для вулканитов ВКИЩ- и АШЛ-серий такая корреляция отсутствует. Вместе с тем концентрация РЗЭ в лавах этих двух последних серий заметно изменяется для разных вулканических центров, хотя в каждом случае (особенно для лав кальдеры Уксичан) вариации содержаний значительны. Минимальные величины $\Sigma \text{РЗЭ} + \text{Y}$ наблюдаются для лав Кекукнайского вулкана (85—100 г/т), промежуточные — для кальдеры Уксичан (85—170 г/т) и влк. Бол. Кетепана (100—140 г/т), а максимальные

№ п/п	№ обр.	Y	La/Yb	Eu/Eu*	ΣPЗЭ+ +Y
1	БТТИ	29	7,7	0,87	163,33
2	6561	21	5,0	0,64	112,83
3	6522	17	4,3	0,97	91,48
4	ЭС-635	24	4,3	0,77	136,20
5	6518	28	6,9	1,16	169,16
6	6619	19	6,0	1,26	115,05
7	6600	16	4,0	0,60	84,66
8	6510	17	6,5	1,08	107,95
9	6638/1	18	6,5	0,68	98,35
10	6744	19	5,9	1,21	85,56
11	6748	20	6,3	0,83	99,23
12	6740	21	6,9	0,59	101,27
13	КТ-607	31	3,7	1,22	135,57
14	КТ-617	22	5,6	1,02	119,52
15	КТ-615	22	3,1	0,90	114,40
16	КТ-610	26	4,1	0,68	117,97
17	КТ-614	25	8,5	1,09	139,21
18	КТ-624	23	7,3	1,17	106,14
19	КТ-629	25	5,0	0,86	120,68
20	КТ-618	26	7,0	0,79	140,85
21	КТ-603	21	9,5	1,34	121,29
22	КТ-601	11	13,8	0,97	100,20
23	КТ-627	22	6,8	0,86	154,29
24	КТ-622	21	10,0	0,65	140,01
25	КТ-621	19	8,5	0,98	103,53
26	КТ-631	26	17,1	0,84	264,95
27	КТ-633	24	20,8	0,61	329,77
28	КТ-632	19	18,6	0,94	282,72

Примечание. Здесь и в табл. 2: 1 — высококальциевые субщелочные базальты Южного прорыва БТТИ (для петрогенных элементов — среднее из 85 анализов, для PЗЭ — среднее из 9); 2—9 — кальдера Уксичан; 2 — высококальциевый субщелочной базальт, 3—5 — шоншнты, 6, 7 — латиты, 8 — кварцевый латит, 9 — кварцевый трахит; 10—12 — влк. Кекукнайский; высококальциевые субщелочные базальты (10, 11), высококальциевый андезитобазальт (12); 13—22 — влк. Бол. Кетепана: высококальциевые субщелочные базальты (13, 14, 15, 16), высококальциевые андезитобазальты (17—20), 21 — высококальциевый андезит, 22 — высококальциевый риодацит; 23—28 — высококальциевые базальтоиды Западной Камчатки: 23 — анальцимовый трахитобазальт, 24, 25 — абсарокиты, 26 — слоистой абсарокит, 27 — слоистой трахитобазальт, 28 — биотитовый шонкинит. Eu/Eu* — отношение нормированных содержаний, где Eu* = 0,5 (Sm + Gd).
Анализ выполнены в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР (1—3, 5—12), аналитики Г. В. Лец, Г. В. Долгова; в ГЕОХИ СО АН СССР (4, 13—28), аналитики В. А. Писарская, Т. Н. Гунчева, В. Н. Владова, PЗЭ — Л. А. Чувашова, Е. В. Смирнова.

(140 — 188 г/т) — для субщелочных высококальциевых базальтов БТТИ [Антипин и др., 1984].

Отсутствие корреляции суммарной концентрации PЗЭ с содержанием SiO₂ и K₂O для лав перечисленных вулканических центров указывает, что в процессах дифференциации магматических расплавов ВКЩЦ- и АПЛ-серий не

происходит интенсивного последовательного накопления PЗЭ. Это, вероятно, может быть связано с удалением из расплава в составе ранних кристаллических фаз аксессуарных минералов с высокими коэффициентами распределения PЗЭ ($K_p > 1$).

Необходимо подчеркнуть, что наблюдаемые вариации в суммарных содержаниях PЗЭ обусловлены в основном различными концентрациями легких PЗЭ, тогда как концентрации тяжелых элементов спектра для большинства пород (включая калиевые базальтоиды Западной Камчатки) близки (см. рис. 3, 4). При этом для всех высококальциевых пород Камчатки характерна общая тенденция к обогащению легкими PЗЭ по сравнению с тяжелыми. Эта особенность резко отличает изученные образования от океанических и островодужных толеитовых серий. Добавим, что общий уровень концентраций PЗЭ в высококальциевых породах Камчатки, несмотря на отмеченные широкие колебания, также значительно более высок, чем в лавах толеитовых серий, что связано с повышенными концентрациями легких PЗЭ, тогда как концентрации тяжелых редких земель близки к наблюдаемым в толеитах или даже более низкие, чем в последних [Шиллинг, 1973; Балашов, 1976].

Обращает на себя внимание своеобразная форма графиков распределения нормированных содержаний PЗЭ изученных образцов высококальциевых вулканитов. Для большинства пород наблюдается отчетливый перегиб кривых распределения на уровне Dy (см. рис. 3, 4). Левые (легкая часть спектра) ветви кривых наклонены (с отрицательным наклоном), тогда как правые (тяжелая часть спектра) — почти горизонтальны. Такая тенденция, характерная для лав многих островных дуг, свидетельствует о заметном фракционировании в высококальциевых лавах легких PЗЭ при слабом фракционировании тяжелых.

Для исследуемых высококальциевых лав Камчатки различной кремнекислотности и калиевости отмеченная выше тенденция к обогащению легкими PЗЭ относительно тяжелых редкоземельных элементов прояв-

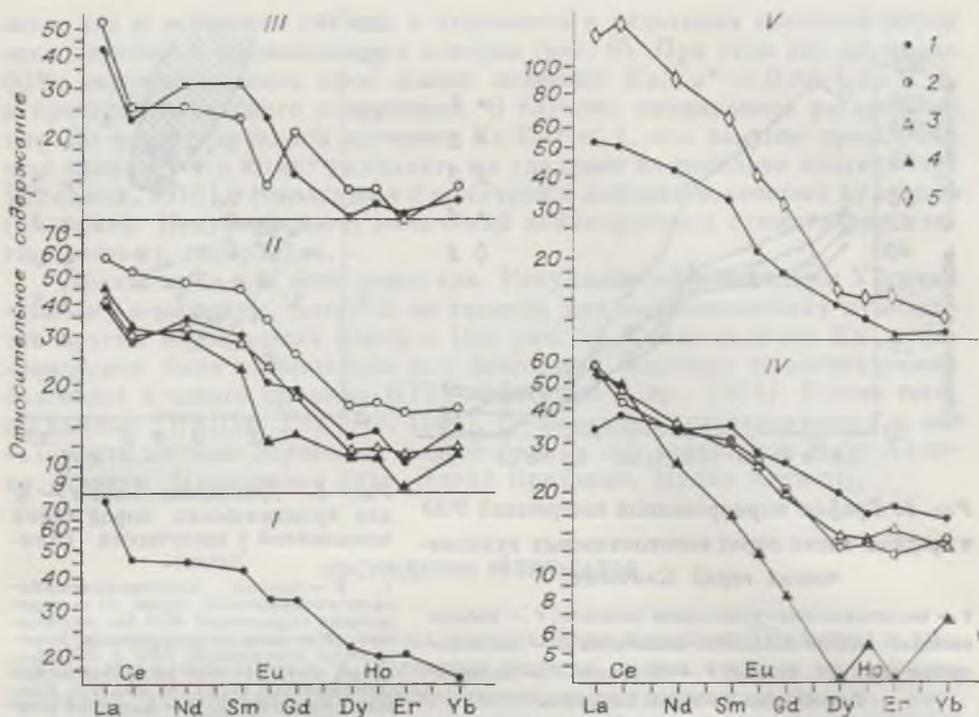


Рис. 3. График нормированных содержаний РЗЭ в средних типах пород высококальциевых вулканических серий для отдельных центров Камчатки.

1—5 — средние типы пород: высококальциевый базальт, абсарокит (1), высококальциевый андезитобазальт; шопонит (2), высококальциевый андезит, латит (3), высококальциевый риолит, кварцевый трахит (4), калиевые базальтоиды (5).

I—V — центры проявления высококальциевых вулканических серий: вулканы Южный прорыв БТТИ (I), Уксунчан (II), Кекукнайский (III), Кетепана (IV); V — Западная Камчатка.

лена не в одинаковой мере. Степень указанного обогащения легкими лантаноидами, фиксируемыми по величине La/Yb отношения, различна как для отдельных рассматриваемых вулканитов, так и для гомодромных рядов пород, характеризующих вещественную эволюцию каждого из них. Значения La/Yb отношения в калиевых щелочных базальтоидах Западной Камчатки выше, чем в вулканитах АШЛ- и ВКЩ-серий. Еще более высокие величины этого параметра характерны для лав щелочно-оливин-базальт-трахит-комендитовой серии Срединного хребта [Вольнец и др., 1984а]. Эффузивы всех упомянутых серий проявляют общую тенденцию к увеличению значений La/Yb отношения с ростом содержаний К в них (рис. 5).

Такая же тенденция наблюдается и при увеличении кремнекислотности пород, хотя уровни накопления легких РЗЭ по отношению к тяжелым резко различаются для пород КЩ-серии, с одной стороны, и АШЛ- и ВКЩ-серий — с другой. В породах КЩ-серии величина La/Yb отно-

Таблица 2

Средние содержания РЗЭ в различных типах высококальциевых вулканических пород Камчатки, г/г

№ п/п	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y	La/Yb	Eu/Eu*	ΣРЗЭ+Y
1 (8)	14,2	29,5	3,9	20,3	6,01	1,74	5,5	4,9	1,04	2,8	2,9	0,33	25	4,89	0,91	118,12
2 (7)	17,6	37,4	3,4	22,1	6,04	1,80	5,3	4,5	0,98	2,6	2,8	0,24	24	6,29	0,95	128,76
3 (5)	15,8	33,4	4,6	19,6	5,34	1,65	4,6	4,0	0,84	2,4	2,4	0,31	20	6,58	1,00	114,94
4 (3)	17,7	45,7	3,4	25,7	6,10	1,47	4,4	4,2	0,84	2,1	2,1	0,17	21	8,3	0,83	134,75
5 (3)	42,3	128,3	9,6	56,0	12,0	2,67	7,7	4,7	0,95	2,7	2,2	0,19	23	19,0	0,79	292,46

Примечание. 1 — высококальциевые субщелочные базальты; 2 — высококальциевые андезитобазальты, шопониты; 3 — высококальциевые андезиты, латиты; 4 — абсарокит; 5 — калиевые базальтоиды Западной Камчатки. В скобках — количество анализов для подсчета среднего.

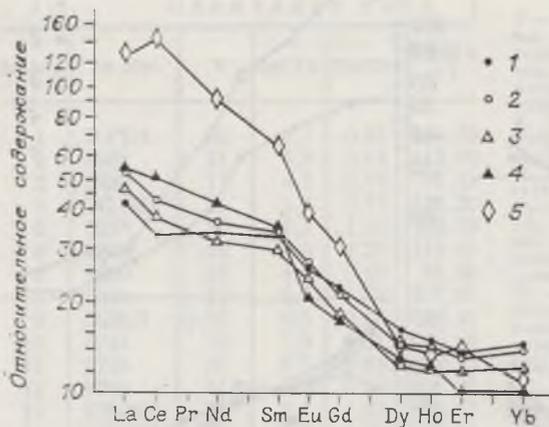


Рис. 4. График нормированных содержаний РЗЭ в средних типах пород высококальциевых вулканических серий Камчатки.

1 — высококальциевые субщелочные базальты; 2 — высококальциевые андезитобазальты, шшониты; 3 — высококальциевые андезиты, латиты; 4 — абсарокит; 5 — калиевые базальтоиды Западной Камчатки.

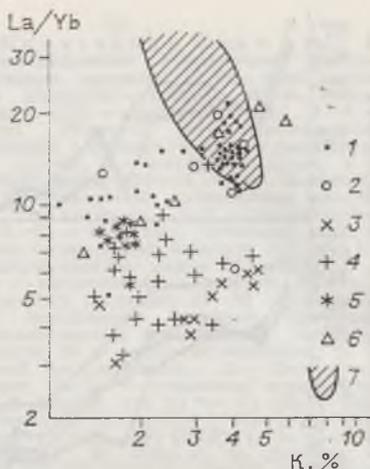


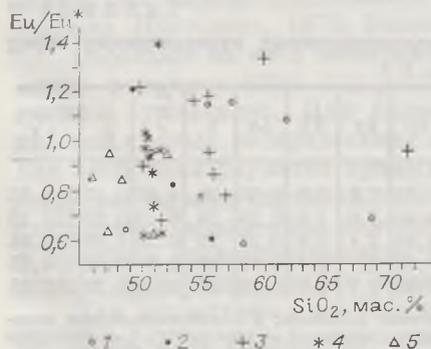
Рис. 5. Диаграмма $La/Yb - K$ для вулканических пород серий повышенной щелочности (Камчатка).

1, 2 — породы щелочно-оливин-базальт-командитовой серии (1 — определения содержаний РЗЭ без обогащения, 2 — химико-спектральные определения содержаний РЗЭ с обогащением); 3, 4 — породы абсарокит-шшонит-латитовой серии (то же), 5 — Южный прорыв БТТН; 6 — Западная Камчатка; 7 — породы шшонит-латитовой серии Забайкалья [Таусон и др., 1984] (5—7 — химико-спектральные определения содержаний РЗЭ с обогащением).

шения очень быстро возрастает с повышением содержания SiO_2 , тогда как в вулканитах двух последних серий величины этих параметров растут значительно медленнее. Особенно слабое увеличение La/Yb отношения с ростом кремнекислотности пород наблюдается для лав кальдеры Уксичан и влк. Кекукнайский.

Однако общая направленность возрастания величины La/Yb отношения с ростом кремнекислотности и калиевости пород каждого вулканического центра свидетельствует о проявлении процессов фракционирования РЗЭ в ходе дифференциации магматических расплавов.

Графики распределения всех средних нормированных концентраций редких земель для главных разновидностей высококальциевых пород Камчатки (абсарокиты, шшониты, высококальциевые базальты, андезитобазальты, латиты и щелочные анальцимовые базальты) характеризуются отсутствием отрицательной европиевой аномалии (см. рис. 4). Это могло бы свидетельствовать о незначительной роли процессов фракционирования минералов, аномально обогащенных Eu (плагиоклазы и др.) при формировании исследуемых серий. Однако для всей совокупности различных по кремнекислотности исследуемых вулканических пород величина (Eu/Eu^*) варьирует в довольно широких пределах.



Отметим, что отрицательная аномалия Eu может наблюдаться на графиках нормированных концентраций РЗЭ для пород как кислого и сред-

Рис. 6. Диаграмма $Eu/Eu^* - SiO_2$ для пород высококальциевых вулканических серий Камчатки.

1—5 — центры проявления высококальциевых вулканических серий: вулканы Уксичан (1), Кекукнайский (2), Бол. Кетепана (3), Южный прорыв БТТН (4); 5 — Западная Камчатка.

него, так и основного состава и отмечается в отдельных образцах пород всех изученных вулканических центров (рис. 6). При этом все же около 60% анализированных проб имеют значения $Eu/Eu^* = 0,8-1,2$, т. е. в пределах случайного отклонения. В случаях аномального распределения Eu чаще отмечаются значения $Eu/Eu^* < 1$, чем заметно превышающие единицу, что может указывать на удаление из расплава плагиоклаза [Балашов, 1976] и согласуется с наличием в породах некоторых вулканов (например, Кекукнайского) включений лейкократовых существенно плагиоклазовых габброидов.

Практически для всех пород влк. Кекукнайский и кальдеры Уксичан отмечен Се-минимум, который не типичен для высококалиевых вулкаников других исследуемых центров (см. рис. 5). Ранее наличие Eu - и $Се$ -минимумов было установлено для некоторых образцов высококалиевых базальтов Южного прорыва БТТИ [Антипин и др., 1984]. Кроме того, по данным [Whithe, Patchett, 1984], $Се$ -аномалия устанавливается в лавах шести из семи изученных ими островных дуг (например, Идзу-Хако-ни, Алеуты, Марианская дуга, Новая Британия, Малые Антилы).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании геохимических данных было показано [Вольнец и др., 1984а], что субщелочные и щелочные породы, в том числе и их высококалиевые разновидности позднеплиоцен-четвертичного возраста, распространены в тыловых зонах, в то время как близкие к ним по возрасту известково-щелочные и толеитовые (низкокалиевые) лавы проявлены преимущественно в центральных и фронтальных частях вулканических поясов Курило-Камчатской островной дуги. Теперь представилась возможность сопоставить полные спектры редкоземельных элементов в породах трех серий исследуемых высококалиевых вулкаников и нормальных известково-щелочных и толеитовых (низкокалиевых) лав Камчатки. Данные по лавам двух последних серий опубликованы в работах Ю. А. Балашова [1976] и Ю. М. Пузанкова и соавторов [1984]. Распределение РЗЭ в породах базальт-андезитового состава всех этих серий показано на рис. 7.

Наиболее выразительной особенностью распределения редких земель в различных по сериальной принадлежности позднекайнозойских высококалиевых породах Камчатки является последовательное обогащение пород легкими РЗЭ с ростом содержания в них K при обратной тенденции к понижению уровня содержания тяжелых РЗЭ (см. рис. 7). Хотя поля распределения содержания этих элементов в вулканитах разных по содержанию K серий пород в области легких РЗЭ частично перекрываются (поля низкокалиевых и известково-щелочных пород, с одной стороны, известково-щелочных и высококалиевых — с другой), указанная выше тенденция не вызывает сомнений. При этом абсарокиты Западной Камчатки по степени обогащения легкими РЗЭ лишь незначительно превышают содержания этих элементов в породах ВКЩ- и АПЛ-серий, однако калиевые щелочные базальтоиды этого района имеют аномально высокие концентрации группы элементов от La до Eu включительно.

В области тяжелых РЗЭ наблюдается полное перекрытие полей нормированных содержаний для вулкаников известково-щелочной и высококалиевой серий (включая калиевые базальтоиды Западной Камчатки), причем кривые распределения РЗЭ в них располагаются в нижней части поля низкокалиевых пород или несколько ниже его. В целом же лавы низкокалиевой серии по сравнению с породами известково-щелочной и высококалиевой серий имеют заметно более высокие концентрации тяжелых РЗЭ (от Dy до Yb). Таким образом, выявляется достаточно постепенная и устойчивая тенденция к накоплению легких лантаноидов и соответствующему увеличению La/Yb отношения от примитивной низкокалиевой серии

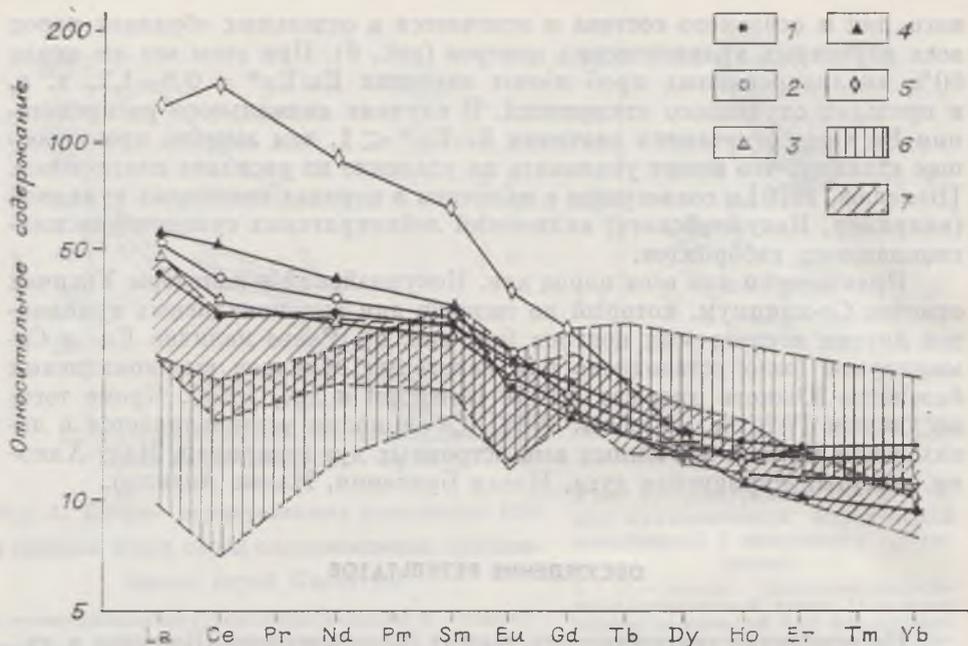


Рис. 7. График нормированных содержаний РЗЭ в вулканических породах различных серий Камчатки.

Усл. обозн. 1—5 см. на рис. 5; 6, 7 — поля вариаций нормированных содержаний РЗЭ для пород низкокальцевой серии [Пузанков и др., 1984] (6) и известково-щелочной [Балашов, 1976; Пузанков и др., 1984] (7) серий.

в сторону высококальцевых пород Камчатки. Однако в целом редкоземельные кривые последних имеют сходство с таковыми для известково-щелочных лав и по уровню содержаний РЗЭ существенно не выделяются среди типичных известково-щелочных серий островодужных систем. Это сходство подчеркивается также наличием почти горизонтальной части кривых распределения нормированных содержаний РЗЭ, соответствующей наиболее тяжелым элементам спектра, в высококальцевых породах, что свидетельствует о слабом фракционировании Dy, Ho, Er и Yb. Кроме того, отмеченное выше появление Се-минимума в высококальцевых породах Камчатки, как указывалось выше, тоже является «островодужной» особенностью распределения РЗЭ. Все эти геохимические черты не свойственны кальцевым щелочным породам Камчатки, которые по распределению РЗЭ имеют большое сходство с щелочно-базальтовыми сериями внутриконтинентальных рифтогенных структур.

Вулканыты ВКИЩ- и АШЛ-серий выявлены и охарактеризованы во многих островных дугах: Папуа Новая Гвинея [Jakes, Smith, 1970; Mackenzie, Chappel, 1972; Jagues, 1976; и др.], о-ва Фиджи [Gill, 1970], Новые Гебриды [Gorton, 1977], Эоловая дуга [Keller, 1974] и в других районах. Кроме того, классическими окраинно- и внутриконтинентальными провинциями проявления указанных серий служат Североамериканские Кордильеры и Анды [Joplin, 1968; Nicholls, Carmichael, 1969; Dostal, 1977; и др.], Монголо-Охотский пояс [Таусон и др., 1984].

Кривые распределения нормированных содержаний РЗЭ для эффузивных пород ВКИЩ- и АШЛ-серий Камчатки совпадают с областью вариаций РЗЭ в петрохимически сходных с ними лавах островодужных серий Новых Гебрид и Фиджи (рис. 8). Однако несмотря на указанное совпадение уровней нормированных содержаний РЗЭ в эффузивах различных систем островных дуг, кривые распределения лантаноидов в породах Камчатки относительно более «плоские» и их правые ветви (тяжелые РЗЭ) тяготеют к верхнему уровню концентраций тяжелых РЗЭ в лавах Фиджи и Новых Гебрид. Следовательно, вулканыты ВКИЩ- и АШЛ-

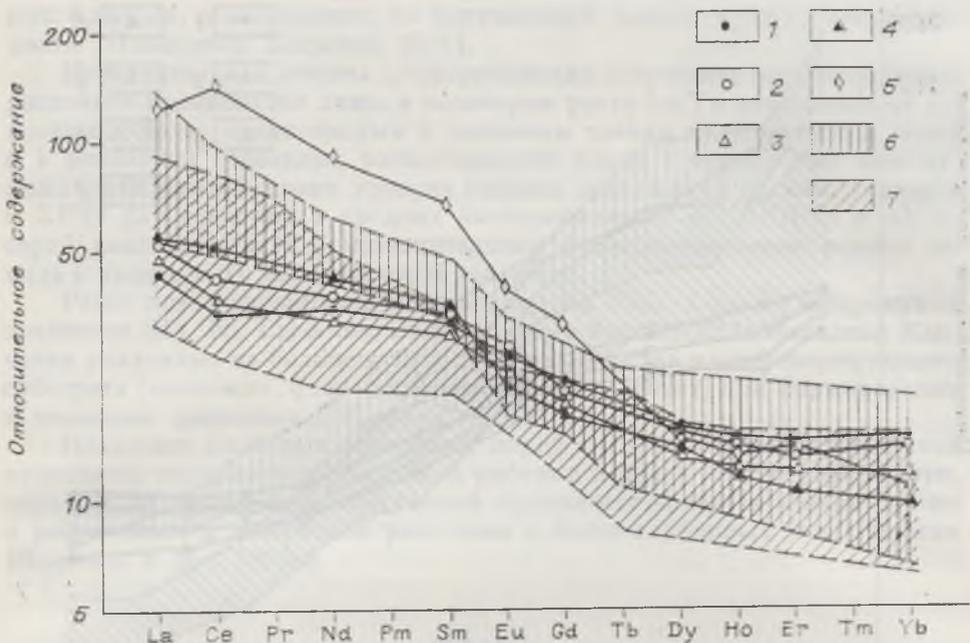


Рис. 8. График нормированных содержаний РЗЭ в породах высококалийных вулканических серий Камчатки, Болгарского Среднегорья, островных дуг Новые Гбриды и Фиджи.

Усл. обозн. 1—5 см. на рис. 5; 6, 7 — поля вариаций нормированных соединений РЗЭ для пород Болгарского Среднегорья [по Manetti e. a., 1979] (6), островных дуг Новые Гбриды и Фиджи [по Gill, 1970; Gorton, 1977] (7).

серий Камчатки характеризуются относительно меньшей степенью фракционирования редких земель, о чем свидетельствуют и более низкие величины La/Yb отношения для этих образований.

Более высокий уровень нормированных содержаний легких редких земель по сравнению с камчатскими имеют эффузивы ВКИЩ- и АПЛ-серий внутриконтинентального Среднегорья Болгарии [Manetti e. a., 1979]. Однако аномально высокими по сравнению с типичными островодужными (Камчатка, Фиджи, Новые Гебриды) и даже высококалийными породами Болгарии являются нормированные концентрации легких лантаноидов в породах (трахибазальты—шонкиниты) КЩ-серии Западной Камчатки (см. рис. 8).

Наконец, сопоставление полученных геохимических данных по распределению РЗЭ для высококалийных пород Камчатки с таковыми для типичных вулканических поясов окраин континентов (Запад Северной Америки) и внутриконтинентальных подвижных зон (Монголо-Охотский пояс) показывает их существенные различия (рис. 9). Во-первых, окраинно и особенно внутриконтинентальные магматические породы ВКИЩ- и АПЛ-серий характеризуются значительно более высоким суммарным содержанием редких земель по сравнению с аналогичными по составу островодужными, в том числе камчатскими, вулканитами. Во-вторых, более «крутое» расположение кривых распределения РЗЭ для континентальных серий свидетельствует о большей степени фракционирования лантаноидов при их формировании и эволюции по сравнению с островодужными вулканическими сериями, имеющими относительно более «пологие» и почти горизонтальные в области тяжелых РЗЭ кривые. Вместе с тем для аномальных в островодужной обстановке Камчатки пород КЩ-серии уровень $\Sigma РЗЭ + Y$ и характер распределения нормированных содержаний этих элементов соответствуют таковым внутриконтинентальных подвижных зон (см. рис. 9).

Таким образом, позднекайнозойские высококалийные породы Камчатки входят в состав разных магматических серий и распространены в

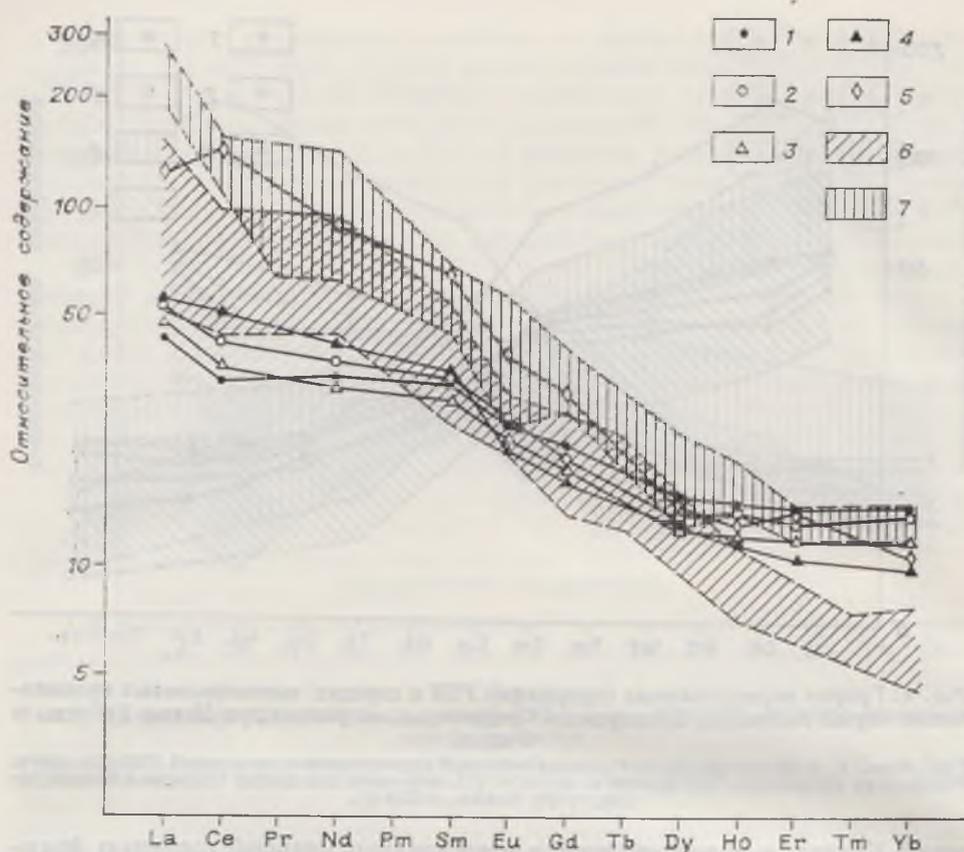


Рис. 9. График нормированных содержаний РЗЭ в породах высококальцевых вулканических серий Камчатки, Запада США и Монголо-Охотского пояса.

Усл. обозн. 1—5 см. на рис. 5; 6, 7 — поля вариаций нормированных содержаний РЗЭ для пород Запада США [по Gest, McBirney, 1979; Van Kooten, 1980] (6), Монголо-Охотского пояса [по Таусон и др., 1984] (7).

различных структурно-формационных зонах Камчатки, подчеркивая общее повышение калиевой щелочности вулканитов в направлении с востока на запад. В Центральной Камчатской депрессии высококальцевые лавы входят в состав ВКИЩ-серии (Южный прорыв БТТИ) и имеют, в отличие от известково-щелочных пород, вероятно, более глубинное происхождение [Вольнец и др., 1977; Антипин и др., 1984]. В вулканическом поле Срединного хребта наряду с вулканитами ВКИЩ-серии широко развиты субщелочные лавы АШЛ-серии, которые далее на запад сменяются вулканитическими образованиями КЩ-серии.

За исключением этих калиевых щелочных разновидностей базальтоидов в тыловой части островной дуги, резко обогащенных легкими РЗЭ, в высококальцевых породах Камчатки распределение РЗЭ достаточно стабильное, что может свидетельствовать об устойчивых условиях выплавления высококальцевых расплавов, отвечающих сходному по составу глубинному субстрату и близкой степени его парциального плавления. Эти условия, по-видимому, будут несколько иными при формировании низкокальцевых (толеитовых) лав Камчатки, которые отличаются по редкоземельным спектрам от высококальцевых лав (низкие Σ РЗЭ + Y и La/Yb). Некоторая обогащенность Ti и элементами его группы (Nb, Zr) высококальцевых вулканитов по сравнению с низкокальцевыми разновидностями пород Камчатки может свидетельствовать о большей степени плавления мантийного субстрата на меньших глубинах при формировании низкокальцевых серий пород. Однако основной причиной обогащения легкими РЗЭ эффузивов ВКИЩ- и АШЛ-серий следует считать влияние мантий-

ных флюидов, извлекающих из окружающей мантии некогерентные элементы [Пополитов, Вольнец, 1981].

Незначительная степень дифференциации первичных высококалиевых расплавов проявляется лишь в некотором росте La/Yb отношения от основных к более кремнекислым и калиевым членам вулканических серий и в появлении отдельных разновидностей пород с европиевым минимумом. Стабильный в целом уровень средних содержаний легких, тяжелых и ΣРЗЭ для основных и средних высококалиевых лав ВКИЩ- и АШЛ-серий свидетельствует о незначительном фракционировании редких земель в процессе их магматической эволюции.

Резко повышенные концентрации легких РЗЭ, а также когерентных элементов (Mg, Ni, Cr) и Nb, Zr в калиевых базальтоидах Западной Камчатки указывают на большую глубину и иной состав магмогенерирующего субстрата (возможно, флогопитсодержащий перидотит) при формировании и эволюции расплавов КЩ-серии.

Появление калиевых щелочных пород с геохимической спецификой вулканитов внутриконтинентальных рифтов в тыловой зоне островной дуги, вероятно, обусловлено резкой сменой тектонической обстановки от сжатия к растяжению и генерацией расплавов в более глубинных зонах мантии [Вольнец и др., 1984а].

ВЫВОДЫ

1. Высококалиевые вулканические породы Камчатки принадлежат к высококалиевой известково-щелочной (ВКИЩ), абсарокит-шошонит-латитовой субщелочной (АШЛ) и калиевой щелочной (КЩ) сериям и по параметрам распределения редких земель отличаются от нормальной известково-щелочной и низкокалиевой (толеитовой) серий.

2. Высококалиевые вулканические породы ВКИЩ- и АШЛ-серий по распределению РЗЭ соответствуют близким к ним по составу породам других островодужных систем и резко обеднены легкими лантаноидами по сравнению с аналогичными магматическими сериями окраин континентов и внутриконтинентальных подвижных зон.

3. Для высококалиевых вулканитов ВКИЩ- и АШЛ-серий различных вулканов и структурных зон характерны устойчивое суммарное содержание РЗЭ и незначительные вариации величин La/Yb отношения, связанные со слабым фракционированием РЗЭ при дифференциации магматических расплавов.

4. Значительная обогащенность легкими лантаноидами, а также такими элементами, как Mg, Ni, Cr, Nb и Zr, калиевых щелочных пород в тыловой зоне островной дуги сближает эти вулканиты с образованиями внутриконтинентальных рифтовых зон и может указывать на обстановку тектонического растяжения в этой зоне и связь процессов генерации исходных расплавов с глубинными горизонтами мантии.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипин В. С., Вольнец О. Н., Флеров Г. Б. и др. Распределение редкоземельных элементов в базальтах Большого трещинного Толбачикского извержения, 1975—1976 гг. — Вулкан. и сейсмол., 1984, № 3, с. 45—56.
- Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. — М.: Наука, 1976. — 267 с.
- Вольнец О. Н., Антипин В. С., Аношин Г. Н. и др. Первые данные по геохимии и минералогии позднекайнозойских калиевых базальтоидов Западной Камчатки. — Докл. АН СССР, 1985, т. 284, № 1, с. 205—208.
- Вольнец О. Н., Пополитов Э. И., Патока М. Г., Аношин Г. Н. Геохимия позднеплиоцен-четвертичных субщелочных и щелочных лав Курило-Камчатской островной дуги. — В кн.: Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан—континент. Новосибирск: Наука, 1984а, с. 108—126.
- Вольнец О. Н., Пополитов Э. И., Патока М. Г., Аношин Г. Н. Две серии лав повышенной щелочности в позднекайнозойской вулканической зоне Среднего хребта Камчатки. — Докл. АН СССР, 1984б, т. 274, № 5, с. 1185—1188.

- Вольнец О. В., Хрснов А. П., Флеров Г. Б., Ермаков В. А. Первые результаты изучения вещественного состава пород Трещинного Толбачинского извержения, 1975—1976 гг.— Бюл. вулканол. станций, 1977, № 58, с. 13—26.
- Вулканиды и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки/Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н., Важевская А. А., Огородова А. С.—М.: Наука, 1972.—190 с.
- Геология СССР. Т. XXXI, ч. 1.— М.: Недра, 1964.— 733 с.
- Геохимия мезозойских латитов Забайкалья/Таусон Л. В., Антипин В. С., Захаров М. Н., Зубков В. С.— Новосибирск: Наука, 1984.— 214 с.
- Гузиев И. С. Редкие щелочные базальтоидные породы.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1964, ч. 93, вып. 3, с. 367—369.
- Гузиев И. С. Щелочной магматизм Тигильского района Западной Камчатки.— В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966, с. 59—62.
- Гузиев К. С. Щелочная оливин-базальтовая формация Западной Камчатки.— В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967, с. 126—144.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород.— М.: Недра, 1981.— 160 с.
- Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.— 247 с.
- Набоко С. И. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав.— В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 44—45.
- Пампура В. Д., Вольнец О. Н., Пополитов Э. П. Геохимические особенности четвертичных вулканидов.— В кн.: Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Недра, 1980, с. 66—76.
- Патока М. Г. Плиоцен-четвертичные кислые щелочные породы центральной части Срединного хребта Камчатки. Автореф. канд. дис.— Владивосток, 1983.— 23 с.
- Патока М. Г., Успенский В. С. Кислые субщелочные и щелочные породы Центральной Камчатки.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1168—1171.
- Пополитов Э. П., Вольнец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса.— Новосибирск: Наука, 1981.— 182 с.
- Пузанков Ю. М., Бобров В. А., Лучков А. Д. Радиоактивные элементы и тепловой поток земной коры полуострова Камчатка.— Новосибирск: Наука, 1977.— 126 с.
- Пузанков Ю. М., Бобров В. А., Шестель С. Т. Редкие земли в четвертичных вулканидах Камчатки и породах кристаллического фундамента.— Докл. АН СССР, 1984, т. 275, № 1, с. 177—181.
- Смирнова Е. В., Конусова В. В. Спектральное и химико-спектральное определение редкоземельных элементов в эндогенных процессах.— В кн.: Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982, с. 3—31.
- Шиллинг Дж. Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 198—241.
- Dostal J., Zutifi M., Caelles J. C., Clos A. H. Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes.— Contrib. Mineral. Petrol., 1977, v. 63, p. 113—128.
- Dostal J., Dupuy C., Lefevre C. Rare earth distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from Southern Peru.— Lithos, 1977, v. 10, N 3, p. 173—183.
- Gest D. E., McBirney A. R. Genetic relations of shoshonitic and absarokitic magmas, Absaroka Mountains Wyoming.— J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1979, v. 6, N 1-2, p. 85—104.
- Gill J. B. Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc.— Contrib. Mineral. Petrol., 1970, v. 27, N 3, p. 179—203.
- Gill J. B. Orogenic Andesites and Plate Tectonics.— N. Y.— L.— Berlin: Springer-Verlag, 1981.— 396 p.
- Gorton M. P. The geochemistry and origin of quaternary volcanism in the New Hebrides.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1977, v. 41, N 9, p. 1257—1270.
- Haskin L. A., Haskin M. A., Frey F. A., Wildeman T. R. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths.— In: Origin and distribution of the elements/Ed. by L. H. Ahrens. N. Y.: Pergamon Press, 1968, p. 889—912.
- Jakš P., Smith J. E. High potassium calc-alkaline rocks from Cape Nelson, Eastern Papua.— Contrib. Mineral. Petrol., 1970, v. 28, p. 259—271.
- Jagues A. I. High-K₂O island arc volcanic rocks from the Finisterre and Adelbert Ranges, northern Papua, New Guinea.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, v. 87, N 6, p. 861—867.
- Joplin G. A. The shoshonite association: A review.— J. Geol. Soc. Austr., 1968, v. 15, p. 275—294.
- Keller J. Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian arc, southern Tyrrhenian Sea: Calc-alkaline and shoshonitic associations.— Contrib. Mineral. Petrol., 1974, v. 46, p. 29—47.
- Mackenzie D. E., Chappell B. W. Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the highlands of Papua New Guinea.— Contrib. Mineral. Petrol., 1972, v. 35, N 1, p. 50—62.
- Manetti P., Peccerillo A., Poli G. REE distribution in Upper Cretaceous calc-alkaline and shoshonitic volcanic rocks from Eastern Srednegorie (Bulgaria)— Chem. Geol., 1979, 26, N 1-2, 51—63.

- Nicholls J., Carmichael J. S. E. A commentary on the absarokite — shoshonite — banakite series of Wyoming, USA.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1969, v. 49, N 1, S. 47—64.
- Peccerillo A., Taylor S. R. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey.— Contrib. Mineral. Petrol., 1976, v. 53, N 1, p. 63—81.
- Van Kooten G. K. Mineralogy, petrology and geochemistry of an ultrapotassic basaltic suite, Central Sierra Nevada, California, USA.— J. Petrol., 1980, v. 21, Pt. 4, p. 651—684.
- Whitfe W. M., Patchett J. Hf — Nd — Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs; implications for magma origin and crust mantle evolution.— Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 67, N 12, p. 167—185.

**А. Б. ПЕРЕПЕЛОВ, Л. И. БАЗАНОВА, И. В. ФЛОРЕНСКИЙ,
Э. Ю. БАЛУЕВ**

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ЮГО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА МАЛКО-ПЕТРОПАВЛОВСКОЙ ЗОНЫ ПОПЕРЕЧНЫХ РАЗЛОМНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ (КАМЧАТКА)

В островных дугах выявлены закономерные временные и латеральные вариации вещественного состава магматических, в большей мере вулканических, пород. Многие исследователи связывают их с положением центров вулканизма по отношению к глубине залегания сейсмофокальной зоны под ними или к расстоянию до глубоководного желоба [Masuda *et al.*, 1975; Gill, 1981; Пополитов, Волюнец, 1981; Авдейко и др., 1983].

В северо-западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса такой характер взаимосвязи между составом вулканитов и геодинамикой установлен для Курпю-Камчатской островной дуги. Непосредственно на п-ове Камчатка в позднекайнозойских вулканических породах увеличивается щелочность (главным образом за счет содержания К) и широко варьируют концентрации других петрогенных и редких элементов (Ti, Ca, Mg, Rb, Ba, Sr, Ni, Cr и др.) по направлению от фронтальных к тыловым зонам этой сложной островодужной структуры [Пополитов, Волюнец, 1981].

Здесь же имеются вулканические районы, вещественная характеристика пород в которых существенно изменялась во времени. Чаще всего исследовались крупные вулканические центры тыловых зон структуры, тогда как для фронтальной зоны Камчатки, участки которой непосредственно примыкают к побережью Тихого океана, изучение геохимической эволюции продуктов магматизма во времени до сих пор не проводилось.

Поставив перед собой задачу выявить особенности эволюции магматизма фронтальной части островной дуги в позднем кайнозое, авторы провели исследования в одном из районов Юго-Восточной Камчатки (рис. 1). Выбор объекта исследований определяется, кроме прочего, необходимостью выяснить геохимические особенности вулканитов, приуроченных к поперечным разломным структурам северо-западного простирания.

Район исследований приурочен к юго-восточному флангу Малко-Петропавловской зоны разломных дислокаций. С юга он ограничен широтой бухты Большая Саранная и северными склонами крупного четвертичного влк. Вилучинский, с запада — грабенom долины р. Паратунка, с севера и востока — акваторией Авачинской бухты и Тихого океана (см. врезку на рис. 1).

Ранее [Фаворская и др., 1965] здесь были выявлены главным образом особенности геоморфологии и геолого-структурная позиция района, а также общие черты петрографии, минералогии и химизма магматических пород.

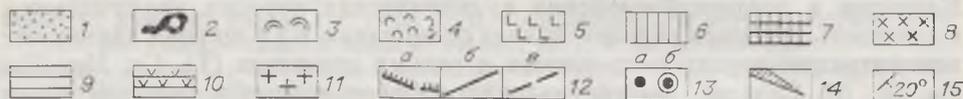
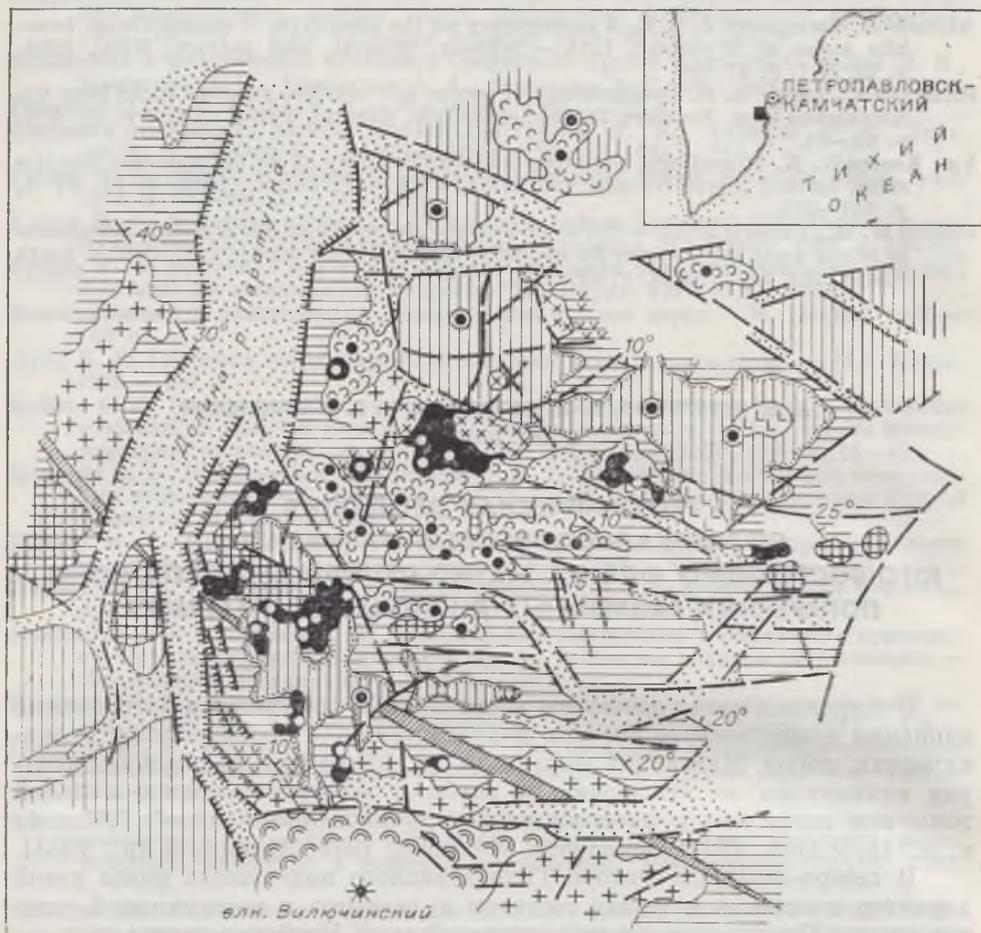


Рис. 1. Геолого-структурная схема исследуемого района.

1—8 — верхний структурный этаж: голоценовые и верхнеплейстоценовые рыхлые отложения (1), голоценовые шлаковые конусы и их лавы (2), верхнеплейстоценовые лавы влк. Вилучинский (3), средневерхнеплейстоценовые стратовулканы и их лавы (4), нижнеплейстоценовые лавовые покровы (5), плиоценовые вулканогенные образования (6), плиоценовые экструзивные купола риодацитов и риолитов (7), плиоценовые субвулканические тела основного и среднего состава (8); 9—11 — нижний структурный этаж: олигоцен-среднемиоценовые вулканогенно-осадочные отложения (9), нижне-среднемиоценовые вулканогенные образования (10), миоценовые интрузии основного и среднего состава (11); 12 — тектонические нарушения (а — сбросы со значительной амплитудой смещения, б — установленные, в — предполагаемые); 13 — вулканические центры (а — четвертичные, б — предполагаемые плиоценовые); 14 — ось антиклинальной складки миоценового возраста; 15 — элементы залегания пород.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНА И МАГМАТИЗМ

В строении района выделяются два крупных структурных этажа, сложенные различными комплексами пород; это нижний — верхнеолигоцен-нижне-среднемиоценовый ($Pg_3^3 - N_1^{1-2}$), и верхний — плиоцен-четвертичный ($N_2 - O_{1-4}$). Они разделены угловым и стратиграфическим несогласиями.

Нижний структурный этаж представлен терригенными мелкообломочными осадочными породами, которые в верхних горизонтах разрезов сменяются грубообломочными и вулканогенно-осадочными отложениями. Породы слагают крупную антиклинальную складку северо-западного про-

стирания (см. рис. 1). В ядре складки отложения подвергнуты контактовому метаморфизму (ороговикование, пропилитизация) в результате внедрения здесь ниже-среднемиоценовых пластовых тел и даек диоритовых порфиритов, а также штокообразной интрузии габбро-диоритов и диоритов. В прибрежной восточной зоне района в этот период произошло формирование субвулканических тел кварцевых порфиров и альбитизированных риодацитов-риолитов.

Структурно-тектонические особенности района в миоцене определялись развитием крупного сводообразного поднятия. Терригенные осадочные образования отвечают этапу развития территории как участка внешней невулканической дуги, а интрузивные и субвулканические тела нижнего — среднего миоцена проявляются уже на фронте вулканического пояса. Вулканические аппараты находились в это время западнее и их продукты в незначительном объеме встречены на западной и северной окраинах района (см. рис. 1).

Ассоциация минералов-вкрапленников в интрузивных и вулканических породах миоцена довольно однообразна. Для ряда базальт—андезит—дацит, которые существенно изменены, а также для габбро-диоритов и диоритов характерны фенокристаллы плагиоклаза, клинопироксена, реже — ортопироксена и амфибола (андезиты, дациты). Вкрапленники в кварцевых порфирах, риодацитах и риолитах субвулканических тел представлены плагиоклазом, кварцем, в ассоциации с которыми иногда присутствуют амфибол, клино- и ортопироксен.

Верхний структурный этаж слагают горизонтально залегающие комплексы вулканических пород и субвулканические тела вулканогенной толщи плиоцен-четвертичного возраста. Вулканогенная толща плиоцена, в основании которой залегают туфоконгломераты, сложена лавами, туфами, туфоагломератами, а также вулканогенно-пролювиальными и водно-ледниковыми отложениями. Для нее характерны субвулканические тела широкого спектра составов. Эффузивные и субвулканические породы представлены базальтами, андезитобазальтами, андезитами и реже — риодацитами и риолитами.

В районе широко развиты экструзивные тела базальтов, андезитобазальтов и андезитов с мегакристами амфибола, реже плагиоклаза. Эти экструзии пространственно приурочены к полям распространения плиоценовых вулканитов и являются, как будет показано далее, продуктами плиоценового этапа вулканизма.

В некоторых из плиоценовых вулканических центров (субвулканический комплекс горы Сельдевой) обнаружены переходы от порфировых пород эффузивного облика до их полнокристаллических разновидностей, представляющие собой, вероятно, систему магмоподводящих каналов вулканов. Вкрапленники в лавах и субвулканических породах основного и среднего состава представлены здесь плагиоклазом, клино- и ортопироксеном, оливином и реже амфиболом.

Внедрение экструзий риодацитов и риолитов произошло на заключительном этапе формирования плиоценовой вулканогенной толщи. Для этих пород характерно присутствие двух различных ассоциаций минералов-вкрапленников: кварц — плагиоклаз — амфибол (риодациты и риолиты горы Медвежьей) и кварц-плагиоклаз-биотит (риолиты горы Бархатной).

Вулканические центры плиоцена присутствуют на юге и более широко на севере района, где они располагаются в зонах северо-западного простирания. Кислые экструзии заключительного этапа также приурочены к поперечным зонам северо-западного простирания, причем биотитсодержащие породы проявляются в центральных и западных участках района. Наличие в плиоцене зон такого простирания отражает, вероятно, миоценовый структурный план, который, в свою очередь, характеризовался наличием антиклинальной складки северо-западного простирания.

Вулканические аппараты и фрагменты лавового плато четвертичного возраста в основном, так же как и плиоценовые образования, сконцентрированы на западной и северной окраинах района, но менее распространены

ны. Их размещение связано с системами разрывных нарушений северо-восточного и субширотного направления, протягивающимися к востоку от Паратунского грабена, а также с разломными зонами северо-западного направления (долина р. Бол. Виллой, южное побережье Авачинской бухты).

Лавы плейстоцена представлены базальтами, андезитобазальтами и андезитами, которые слагают чаще небольшие по величине существенно эродированные вулканические постройки типа стратовулканов (см. рис. 1). В ассоциации минералов-вкрапленников в них присутствуют плагиоклаз, оливин, клино- и ортопироксен.

Заслуживает внимания проявление в районе в нижнем—среднем плейстоцене высококальциевых андезитов. Они локализованы в полосе северо-западного простирания и слагают лавовый покров на мысе Казак и п-ове Крашенинникова (акватория Авачинской бухты) [Балуев и др., 1985]. Ассоциация вкрапленников в высококальциевых андезитах представлена плагиоклазом, клино- и ортопироксеном.

Голоценовые шлаковые конусы с небольшим объемом лав являются образованиями заключительного ареального этапа вулканической деятельности. Вулканыты, соответствующие по составу базальтам и андезитобазальтам, имеют оливин-плагиоклазовую или оливин-плагиоклаз-клинопироксеновую ассоциацию фенокристаллов.

При образовании верхнего структурного этажа в районе происходили дифференцированные блоковые движения на фоне продолжающегося общего поднятия. В этот период здесь произошло заложение Паратунского грабена и грабенообразной депрессии Авачинской бухты. Последняя входит в систему блоков Малко-Петропавловской зоны разломных дислокаций. В голоценовое время в зоне активизировались процессы разломной тектоники [Дмитриев и др., 1974].

Таким образом, в плиоцен-четвертичное время территория имеет высокую степень вулканической активности и в этом отношении развивается уже как участок фронта вулканического пояса.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА

Большинство пород основного и среднего состава, а также амфибол-содержащие риодациты и риолиты ниже-среднемиоценового и плиоценового возраста принадлежат известково-щелочной серии (рис. 2). Лишь некоторые точки составов на диаграмме K_2O-SiO_2 отвечают низкокальциевым разновидностям. Последние для плиоценовых пород соответствуют в большей мере лавам нижних горизонтов вулканогенной толщи, основным по составу членам раннего субвулканического комплекса горы Сельдевой, экструзивным образованиям с мегакристами амфибола и риодацитам экструзии горы Медвежьей, расположенной на побережье океана.

В то же время как в миоценовых, так и в плиоценовых магматических ассоциациях пород имеются разновидности с повышенным содержанием К, тяготеющие к полю высококальциевой известково-щелочной серии (см. рис. 2). Такие образования плиоценового возраста соответствуют достаточно обособленной группе пород андезит-дацит-риолитового состава. Они образуют чаще всего субвулканические тела (дайки, экструзии) поздних этапов вулканической деятельности и расположены вблизи зон северо-западного простирания в центральных и тыловых участках района. Риолиты с повышенным содержанием К обычно содержат биотит.

Поля составов магматических пород ниже-среднемиоценового и плиоценового возраста на диаграмме АФМ совпадают, но имеют вместе с тем некоторые отличия (рис. 3). Так, базальты плиоцена более железистые, а биотитсодержащие риолиты этого возраста обособлены от главного поля составов пород за счет повышенной щелочности. Точки составов и миоценовых, и плиоценовых пород на указанной диаграмме ложатся в поле

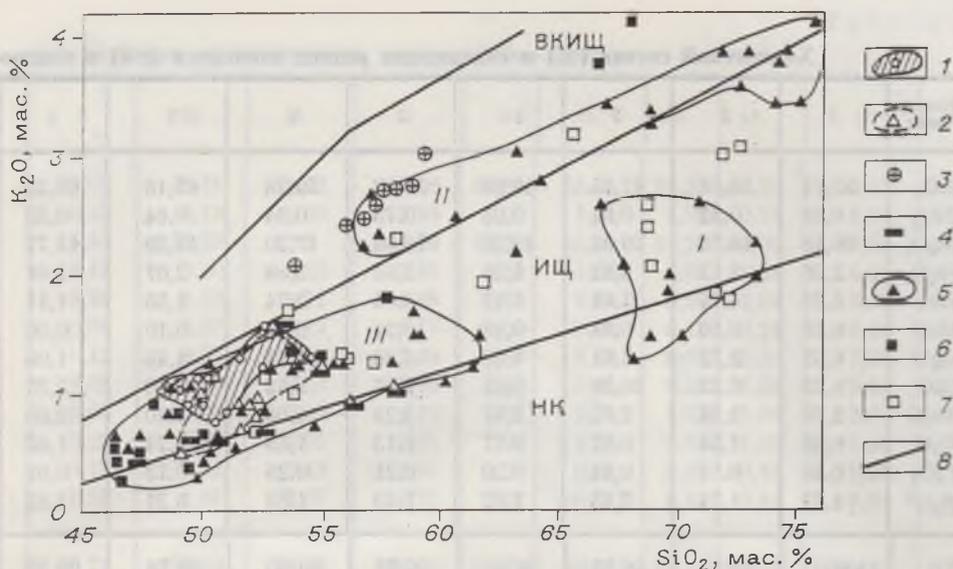


Рис. 2. Диаграмма $K_2O - SiO_2$ для позднекайнозойских магматических пород исследуемого района.

1—7 — поля и точки составов пород: голоцена (1), среднего — верхнего плейстоцена (2), высококальциевых лав нижнего — среднего плейстоцена (3), экструзивных пород с мегакристами амфибола (4), плиоценовых лав и субвулканических тел (5), субвулканического комплекса горы Сельдевой (6), миоцена (7); 8 — границы серий [по Pессерилло, Taylor, 1976].

I — амфиболосодержащие риодациты и риолиты плиоцена; II — высококальциевые вулканыты плиоцена; III — вулканыты основного и среднего составов известково-щелочной серии плиоцена. Поля составов серий: ВКИЩ — высококальциевой известково-щелочной, ИЩ — известково-щелочной, НК — низкокальциевой.

известково-щелочной серии, за исключением низкокальциевых разновидностей, и соответствуют эволюционному тренду составов гиперстеновой серии [по Kuno, 1959].

Распределение петрогенных и редких элементов в породах известково-щелочной серии миоцена и плиоцена указывает на некоторую обогащенность габбро-диоритов и диоритов (миоценовая интрузия юга района) MgO , Rb , Th , Ni , Cr , а также на меньшие уровни содержаний Al_2O_3 , Na_2O , Sr , Pb , Sn и B по отношению к андезитобазальтам и андезитам лавовой толщи плиоценового возраста (табл. 1, 2; рис. 4, 5). Кривые распределения нормированных содержаний для габбро-диоритов и диоритов, с одной стороны, и для базальтов и андезитов, с другой, совпадают (рис. 6). Также существенно не отличаются и суммы $P3Э + Y$ (табл. 3). Спектры $P3Э$ этих образований имеют тенденцию к преобладанию содержаний легких лантаноидов над тяжелыми, что является характерной особенностью пород известково-щелочной серии Камчатки по сравнению с низкокальциевыми образованиями ([Пузанков и др., 1984], см. также статью О. Н. Волынца и соавторов в наст. сборнике).

Базальты плиоценового субвулканического комплекса горы Сельдевой частично наследуют редкоэлементный состав миоценовых интрузивных пород. Они имеют по сравнению с базальтами лавовой толщи плиоцена повышенные содержания Be , W , B и пониженные — Sr , Pb . В свою очередь, базальты экструзивной фации, содержащие мегакристы амфибола, так же как и базальты горы Сельдевой, обеднены Sr , но вместе с тем имеют низкие концентрации еще и Zn , Pb , Sn , Ni , Cr , Cu , Be , F , Th , U .

Высококальциевые риолиты плиоцена, в отличие от своих известково-щелочных и низкокальциевых аналогов, содержат повышенные концентрации Ba , Pb , Be , B и пониженные — Sr , а самые кремнекислые разновидности характеризуются, кроме того, относительно высокими содержаниями еще и Li , Rb , Zn , U , Th (см. табл. 1, 2).

В отношении распределения $P3Э$ в породах плиоцена отмечается следующее. Кривые распределения нормированных содержаний $P3Э$ в обра-

Химический состав (%) и содержания редких элементов (г/т) в поздне

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	53,74	58,06	47,15	49,68	55,03	59,78	67,16	69,25
TiO ₂	0,88	0,82	0,94	0,95	0,75	0,84	0,64	0,33
Al ₂ O ₃	16,18	16,76	19,03	19,38	18,06	17,20	14,39	13,77
Fe ₂ O ₃	2,26	3,13	5,12	4,39	3,85	3,88	2,07	1,61
FeO	6,23	4,74	5,01	5,12	3,84	2,74	1,58	1,11
MnO	0,16	0,10	0,18	0,18	0,21	0,18	0,10	0,06
MgO	6,55	2,72	5,61	4,60	4,20	2,17	1,46	1,08
CaO	8,75	6,37	10,78	9,85	7,57	5,42	2,40	2,35
Na ₂ O	2,70	3,36	2,65	2,87	3,28	4,06	3,90	3,69
K ₂ O	0,98	1,58	0,57	0,77	1,13	1,53	2,74	1,62
P ₂ O ₅	0,16	0,14	0,14	0,20	0,21	0,25	0,13	0,07
H ₂ O [±]	1,42	1,74	2,45	1,82	1,40	1,85	3,21	4,82
Σ ...	100,0	99,52	99,63	99,81	99,53	99,90	99,78	99,76
n	1	4	12	16	6	8	3	5
Li	9	3	4,5(11)	5(12)	6(2)	6(7)	7(2)	9(3)
Rb	20	21	10(10)	11(12)	12(2)	16(7)	30(2)	35(3)
Ba	290	500	232(5)	327(11)	320(2)	628(4)	575(2)	895(2)
Sr	350	340	512(5)	589(11)	585	461(4)	185(2)	415(2)
Zn	170	72	175(4)	177(7)	180	165(4)	128(2)	110(2)
Pb	2,3	4,6	2,4(4)	4,3(5)	4,5	8,7(3)	6,9(2)	8,1(2)
Sn	1,7	1,9	1,9(4)	1,6(5)	2,3	2(3)	2,1(2)	1,4(2)
Co	24	23	31(4)	27(6)	18	14(4)	4(2)	5
Ni	52	10	32(4)	26(6)	11	8(4)	4(2)	1
Cr	110	84	63(3)	52(6)	20	9(3)	6	2,5
V	230	240	443(4)	355(6)	235	134(3)	30(2)	49
Cu	96	36	245(4)	198(6)	82	47(4)	26(2)	7(2)
W	0,24	0,26	0,29	0,24	0,24	0,31	0,81	0,24
Be	1,15	1,85	0,98(3)	0,73(5)	0,60	1,12(3)	1,2(2)	1,0
B	9	5	40(3)	16(5)	32	30(3)	16(2)	3
F	320	390	303(3)	272(5)	365	373(3)	305(2)	240

Примечание. 1—12 — миоцен: 1 — габбро-диорит, 2 — диорит; плиоцен: 3 — базальт 7 — дацит, 8 — риодацит горы Медвежьей, 9 — риодацит, 10 — риолит горы Бархатной, 11 — андезитобазальт, 14 — высококальциевый андезит, 15 — базальт, 16 — андезитобазальт; 17, 18 — как — анализы редких элементов. Химические анализы выполнены в Институте вулканологии В. А. Писарская. Содержания редких элементов в породах определены в ГЕОХИ СО АН СССР, Sr — рентгеноспектральный метод), А. И. Кузнецова (Pb, Zn, Sn — спектральный метод), Y, Cu — спектральный метод), Л. П. Коваль (W — спектрохимический метод).

зования эффузивной фации типичны для пород известково-щелочной серии, а графики РЗЭ для базальтов и андезитобазальтов с мегакристами амфибола и комплекса горы Сельдевой попадают в поле низкокальциевой (толеитовой) серии, хотя имеют относительно более низкие содержания тяжелых РЗЭ (см. рис. 6).

В целом по мере увеличения кремнекислотности пород этого этапа вулканизма сумма содержаний РЗЭ увеличивается и в эффузивных, и в субвулканических образованиях (см. табл. 3). Наибольшие содержания РЗЭ среди плиоценовых вулканитов наблюдаются в дацитах эффузивной фации, а Eu-минимум установлен для базальтов известково-щелочной серии.

Совершенно иной характер распределения РЗЭ отмечается в амфиболсодержащих риодацитах и биотитсодержащих риолитах экструзивной фации плиоцена. Кривые нормированных содержаний для них идентичны, хотя для риодацитов отмечается Eu-максимум, тогда как в риолитах

кайнозойских магматических породах (Юго-Восточная Камчатка)

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
70,05	74,16	48,40	56,93	53,81	58,44	51,22	55,24	50,45	54,70
0,45	0,19	0,90	0,68	1,26	1,14	1,00	0,74	1,04	0,80
14,40	13,23	19,3	18,99	18,38	16,10	17,79	19,05	17,37	18,29
1,12	0,80	5,03	3,61	2,53	4,35	3,69	3,51	4,22	4,62
1,49	1,13	4,72	3,38	4,75	2,83	5,55	4,04	5,47	4,35
0,06	0,07	0,17	0,15	0,09	0,09	0,18	0,21	0,18	0,16
1,12	0,37	5,16	2,98	3,60	3,20	6,05	3,50	7,35	4,01
2,31	1,09	9,63	7,39	7,40	5,85	9,58	7,58	9,10	8,34
4,00	3,95	2,80	4,13	3,68	3,55	3,03	3,89	2,89	2,96
3,29	3,56	0,61	0,84	2,07	2,76	0,95	1,06	1,05	1,27
0,10	0,02	0,13	0,24	0,28	0,31	0,26	0,18	0,26	0,16
1,38	1,66	2,67	0,77	0,92	0,57	0,43	0,44	0,80	0,21
99,77	100,23	99,52	100,09	98,77	99,21	99,73	99,74	100,18	99,87
4	9	6	1	1	3	9	2	12	1
19(3)	28(9)	6(3)	7	11	11(3)	6(8)	8(2)	6,5(11)	7
75(3)	66(9)	9(3)	13	22	66(3)	9(8)	9(2)	16,5(11)	20
855(4)	968(9)	190(3)	400	800	760(2)	284(8)	310(2)	377(11)	500
165(4)	194(9)	477(3)	540	480	550(2)	575(8)	490(2)	553(11)	500
42(4)	61(3)	97(2)	210	85	120(2)	123(8)	72(2)	162(9)	110
15(4)	16(3)	2,7(2)	6,6	10	11(2)	4,4(8)	4,3(2)	5,3(9)	9,1
2,1(4)	1,8(3)	1,2(2)	2,2	2,3	2,7(2)	1,7(8)	1,7(2)	2,0(9)	2,6
20(3)	2	34(2)	14	12	21(2)	31(8)	21(2)	30(10)	28
6,7(3)	3(2)	18(2)	7	20	21(2)	77(8)	11(2)	79(10)	18
10,5(3)	4(2)	17(2)	68	36	32(2)	164(8)	3(2)	179(10)	35
39	12(2)	380(2)	220	240	215(2)	349(8)	330(2)	262(10)	270
33(3)	6(2)	140(2)	45	110	123(2)	113(8)	93(2)	109(10)	180
1,2	0,3	0,24	0,24	0,60	0,34	0,24	0,24	0,27	0,45
1,2(2)	1,05(3)	0,6(2)	1,2	1,55	1,6(2)	0,91(8)	0,98(2)	1,28(8)	1,0
69(2)	61(3)	20(2)	32	110	212(2)	21(8)	28(2)	35(8)	126
440(2)	227(3)	115(2)	210	250	350(2)	323(8)	250(2)	263(8)	400

субвулканического комплекса горы Сельдевой, 4 — базальт, 5 — андезитобазальт, 6 — андезит* базальт, 12 — андезитобазальт с мегакристами амфибола; 13—16 плейстоцен: 13 — высококальциевый голоцен: 17 — базальт, 18 — андезитобазальт. n — число анализов химического состава, в скобках ДВНЦ АН СССР, аналитик Л. Г. Байцаева и в ГЕОХИ СО АН СССР, аналитики Т. Н. Гуничева, аналитики С. И. Шигарова (Li, Rb — метод пламенной фотометрии), А. Л. Финкельштейн (Ba, H. А. Митрофанова, Л. Л. Петров (Be, B, F — спектральный метод), Л. Н. Одарева (Co, Ni, Cr,

с вкрапленниками биотита, наоборот, наблюдается глубокий Eu-минимум. Содержания тяжелых лантаноидов в этих образованиях, по сравнению со всеми другими рассматриваемыми породами, самые низкие, а графики нормированных содержаний легких РЗЭ резко понижаются от уровня андезитобазальтов и базальтов эффузивной фации. Кроме того, в риодацитах и риолитах экструзий района понижены содержания РЗЭ по сравнению с риолитами других вулканических структур Восточной Камчатки (В. Д. Пампура, устное сообщение).

Породы эффузивной фации четвертичных вулканических построек также относятся к известково-щелочной серии. Причем образования заключительного, голоценового, этапа вулканизма по сравнению с породами более раннего возраста несколько обогащены K_2O (см. рис. 2).

Среди пород четвертичного комплекса высококальциевыми разновидностями являются, как уже отмечалось, андезиты южного побережья Авачинской бухты. Они образуют короткий эволюционный ряд составов. Так,

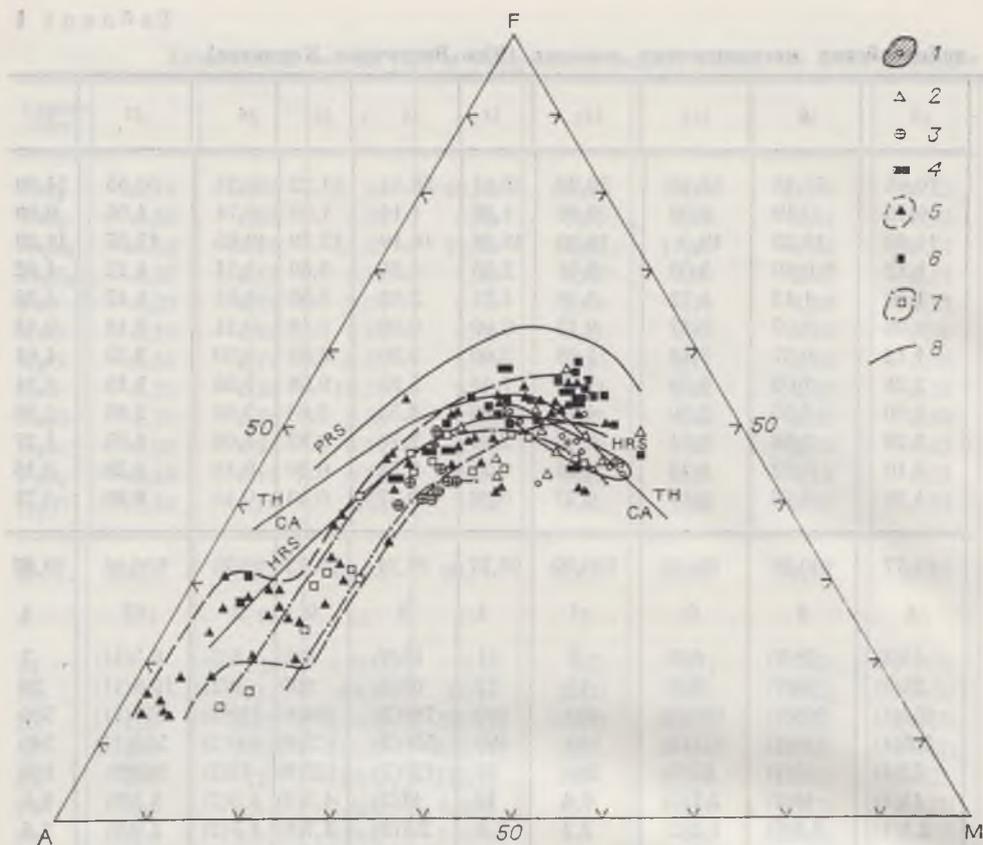


Рис. 3. Диаграмма AFM для позднекайнозойских магматических пород ($A = Na_2O + K_2O$; $F = 0,9Fe_2O_3 + FeO$; $M = MgO$).

Усл. обозн. 1—7 — см. на рис. 2; 8 — граничные линии полей составов серий [по Kuno, 1959]: HRS — гиперстеновой, PRS — пикронитовой, CA — известково-щелочной, TH — толеитовой.

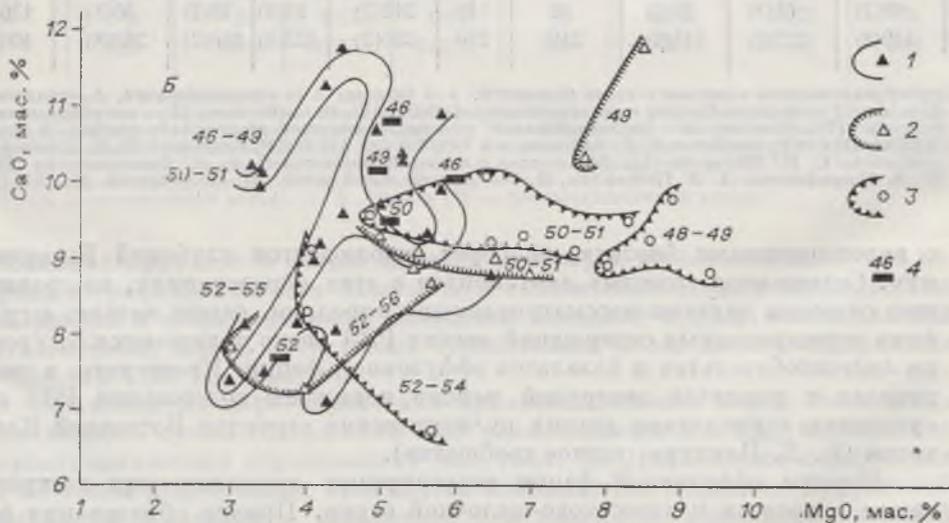


Рис. 4. Диаграмма CaO — MgO для позднекайнозойских магматических пород.

1—3 — точки составов и изолинии кремнекислотности базальтов и андезитобазальтов плиоцена (1), среднего — верхнего плейстоцена (2), голоцена (3); 4 — точки составов и уровень кремнекислотности экструзивных пород с мегакристами амфибола.

Интервалы SiO_2 , выбранные для построения изолиний, мас. %: плиоцен — 46—49; 50—51; 52—55, средний — верхний плейстоцен — 46—49; 50—51; 52—56, голоцен — 48—49; 50—51; 52—54.

Содержание U, Th в магматических породах (Юго-Восточная Камчатка), г/т

№ п/п	SiO ₂	K ₂ O	U	Th	Th/U
1 (1)	58,06	1,58	0,71	2,5	3,52
2 (2)	46,97	0,55	0,21	0,27	1,29
3 (4)	50,36	0,79	0,40	0,56	1,40
4 (1)	54,78	0,72	0,47	0,26	0,55
5 (2)	60,14	1,36	0,80	1,15	1,44
6 (2)	68,57	1,98	1,38	2,20	1,59
7 (2)	73,92	3,69	2,80	5,15	1,84
8 (1)	49,64	0,58	0,08	0,28	3,50
9 (1)	56,93	0,84	0,44	0,55	1,25
10 (1)	58,44	2,76	2,35	3,70	1,57
11 (2)	50,40	0,67	0,18	0,44	2,44
12 (1)	50,62	0,72	0,55	0,57	1,04

Примечание. 1 — диорит, миоцен; 2—9 — плиоцен: 2 — базальт субвулканического комплекса горы Сельдовой, 3 — базальт, 4 — андезитобазальт, 5 — андезит, 6 — риодацит горы Медвежьей, 7 — риодит горы Бархатной, 8 — базальт, 9 — андезитобазальт с метакристами амфибола; 10, 11 — плейстоцен: 10 — высококалийный андезит, 11 — базальт; 12 — базальт, голоцен. В скобках — количество анализов. Содержания U и Th определены гамма-спектральным методом в ИГиГ СО АН СССР Ю. М. Пузанковым.

редкие образцы полосчатых лав покрова относятся к высококалийным андезитобазальтам (см. табл. 1).

На диаграмме AFM породы вулканов четвертичного возраста, по сравнению с плиоценовыми породами, характеризуются относительно низкой железистостью и повышенной магниезальностью. Кроме того, четвертичные образования, так же как и породы миоценового и плиоценового возраста, попадают в поле составов гиперстеновой серии.

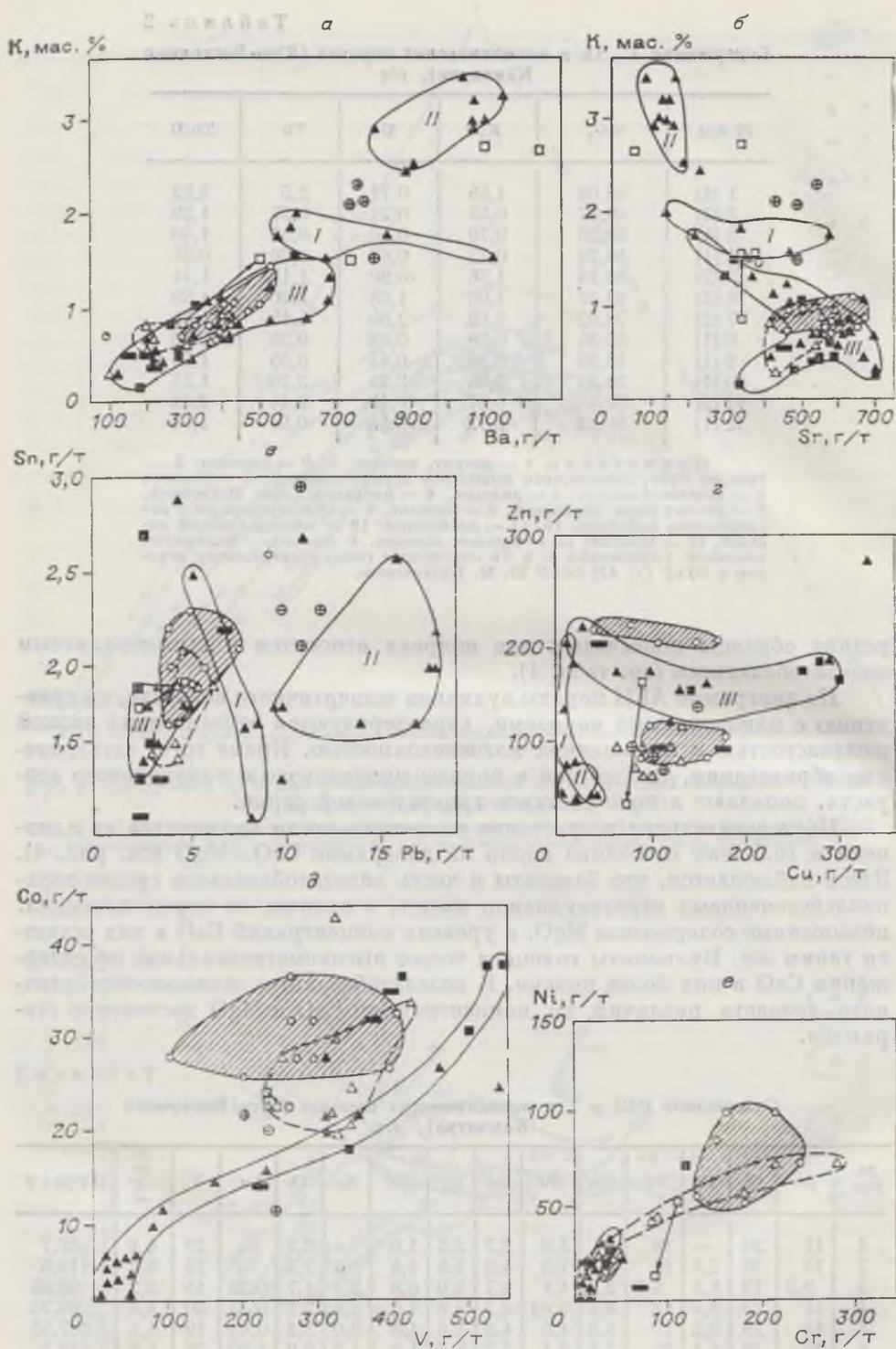
Последовательное возрастание магниезальности вулканитов от плиоцена к голоцену отчетливо видно на диаграмме CaO—MgO (см. рис. 4). Здесь наблюдается, что базальты и часть андезитобазальтов средне-верхнеплейстоценовых стратовулканов имеют, в отличие от пород плиоцена, повышенные содержания MgO, а уровень концентраций CaO в них остается таким же. Вулканиты голоцена также высокомагнезиальны, но содержания CaO в них более низкие. В андезитобазальтах плиоцен-четвертичного возраста различия по концентрациям CaO и MgO постепенно стираются.

Таблица 3

Содержание РЗЭ и Y в магматических породах (Юго-Восточная Камчатка), г/т

№ п/п	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y	La/Yb	Σ РЗЭ+Y
1	11	20	—	19	4	1,0	2,7	3,5	1,0	—	2,5	—	23	4,4	87,7
2	14	33	2,5	18	4,5	1,3	4,9	5,8	1,4	3,5	2,7	—	22	5,2	113,6
3	5,5	13	1,5	9,5	2,9	1,1	2,7	3,0	0,6	2,1	1,7	0,25	15	3,2	58,85
4	11	23	3,5	18	4,7	0,93	4,3	4,6	1,0	2,9	2,5	0,33	20	4,4	96,76
5	14	29	3,2	17	5,5	1,5	4,8	5,6	1,3	3,0	3,2	0,43	19	4,4	107,53
6	18	39	4,4	25	7,8	2,1	7,2	8,2	1,9	4,7	3,9	1,00	26	4,6	149,2
7	10	32	—	12	2,0	1,2	1,8	2,0	—	—	1,5	0,04	12	6,7	74,54
8	13	27	2,5	12	2,2	0,3	2,2	2,0	0,56	1,4	1,6	0,04	16	8,1	80,8
9	7,8	16	—	13	4	1,2	3,2	3,8	0,8	2,9	2,5	0,40	19	3,1	74,6
10	15	35	3,1	22	5,1	1,1	5,8	5,6	1,0	3,1	2,9	0,27	21	5,2	120,97
11	9,6	20	—	15	5,3	0,95	3,1	3,1	0,78	2,1	2,1	0,50	18	4,6	80,53

Примечание. 1, 2 — миоцен: 1 — габбро-диорит, 2 — диорит; 3—9 — плиоцен: 3 — базальт субвулканического комплекса горы Сельдовой, 4 — базальт, 5 — андезит, 6 — дацит, 7 — риодацит горы Медвежьей, 8 — риодит горы Бархатной, 9 — андезитобазальт с метакристами амфибола; 10, 11 — плейстоцен: 10 — высококалийный андезит, 11 — базальт. Анализы выполнены в ГЕОХИ СО АН СССР спектральным методом с предварительным химическим обогащением, аналитики Л. А. Чувашова, Е. В. Смирнова.



На диаграмме CaO—MgO, таким образом, четко разделяются породы разного возраста. В связи с этим на ней можно уточнить возрастную позицию экструзивных пород с мегакристами амфибола, геологически взаимоотношения которых со стратифицированными образованиями до конца не выяснены. Все точки составов этих пород ложатся на изолинии, соответствующие по кремнекислотности породам плиоценовых вулканитов.

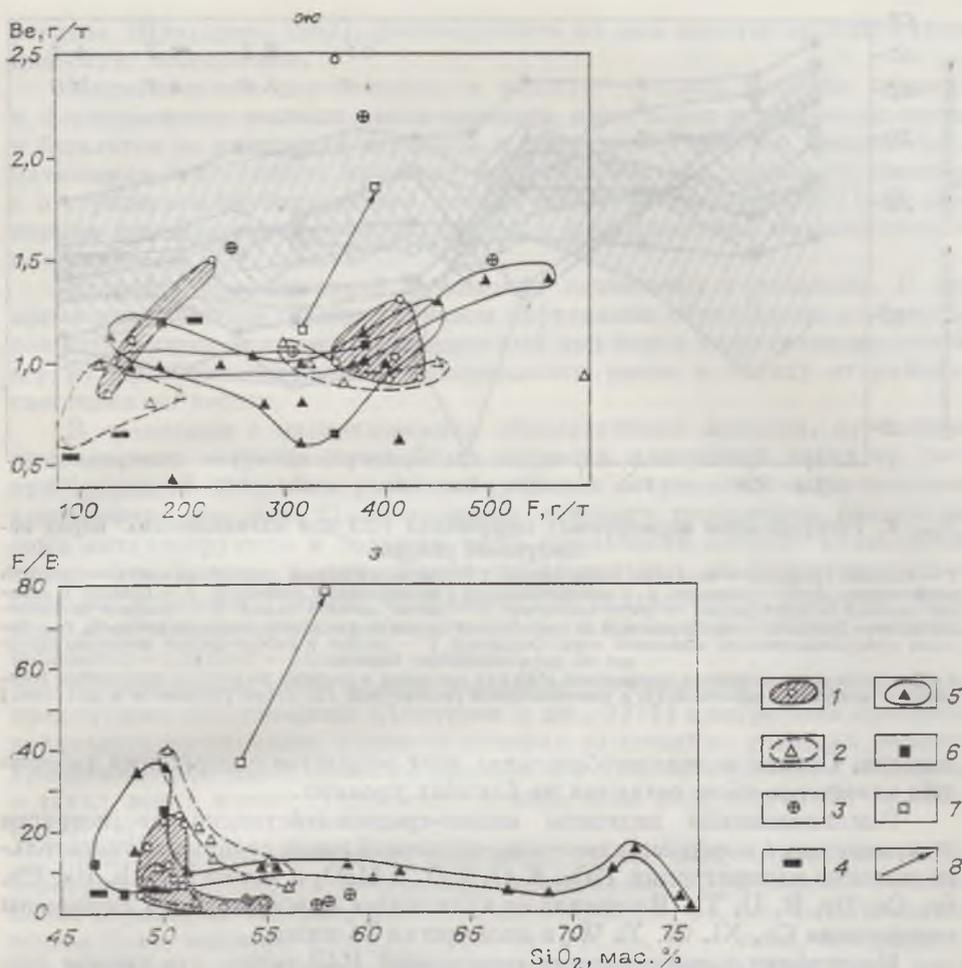


Рис. 5. Диаграммы К — Ва (а), К — Sr (б), Sn — Pb (в), Zn — Cu (г), Co — V (д), Ni — Cr (е), Be — F (ж), F/B — SiO₂ (з).

Усл. обозн. 1—7 см. на рис. 2; 8 — направление изменения составов пород интрузии от габбро-диоритов к диоритам. 1; III — то же, что на рис. 2, II — биотитсодержащие высококальциевые риолиты.

В базальтах стратовулканов среднего—верхнего плейстоцена, в отличие от плиоценовых пород, более высоки содержания MgO, Co, Ni, Cr, Be, В и низки — Al₂O₃, Zn, Cu при сходных концентрациях других элементов. В андезитобазальтах стратовулканов этого возраста отмечается увеличение Co, V, Be и уменьшение Sn, Cr, F (см. табл. 1, рис. 5, в—з). По сравнению с габбро-диоритами миоцена базальты и андезитобазальты плейстоцена имеют повышенные концентрации Sr, Pb, V, В и низкие — Rb, Zn, Ni, Cr.

Содержания РЗЭ в базальтах стратовулканов близки к базальтам известково-щелочной серии плиоцена (см. табл. 3, рис. 6). Здесь следует отметить лишь несколько меньшие концентрации в первых тяжелых лантаноидов и отсутствие в них Eu-минимума. Кроме того, базальты плейстоцена имеют существенно большие содержания легких РЗЭ по отношению к плиоценовым субвулканическим породам с низкими содержаниями К (см. рис. 6).

Базальты и андезитобазальты заключительного, голоценового, этапа вулканизма, по сравнению с плиоценовыми и средне-верхнеплейстоценовыми породами, обогащены Rb, Ba, Pb, Sn, Ni, Cr, Be, W (см. табл. 1, рис. 5). Причем от плейстоцена к голоцену отмечается рост содержаний Zn, Co, U, Th и TiO₂, MgO, K₂O, а концентрации V и Al₂O₃, Na₂O пони-

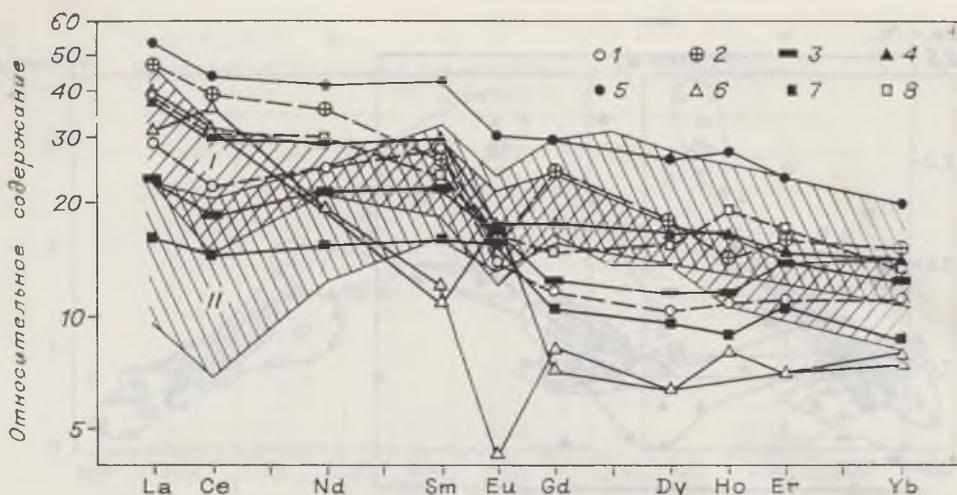


Рис. 6. Распределение нормируемых содержаний РЗЭ для магматических пород исследуемого района.

1 — базальт среднего — верхнего плейстоцена; 2 — высококалийный андезит нижнего — среднего плейстоцена; 3—7 — плиоцен: 3 — андезитобазальт с мегакристами амфибола, 4 — базальт и андезит лавовой толщи (среднее по двум анализам), 5 — дацит лавовой толщи, 6 — графичи биотитсодержащего риолита горы Бархатной и амфиболсодержащего риодацита горы Медвежьей, 7 — базальт субвулканического комплекса горы Сельдовой, 8 — диорит и габбро-диорит интрузии (среднее по двум анализам), миоцен.

I, II — поля нормированных содержаний РЗЭ для основных и средних по составу вулканитов Камчатки — известково-щелочной (I) и низкокальцевой (толеитовой) (II) серий [Пузанков и др., 1984]

жаются. Однако в андезитобазальтах этих возрастов содержания указанных элементов часто остаются на близких уровнях.

Высококальцевые андезиты ниже-среднеплейстоценового возраста по сравнению с породами известково-щелочной серии содержат относительно высокие концентрации TiO_2 , K_2O , P_2O_5 и MgO , а также Li , Rb , Ba , Pb , Sn , Cu , Be , V , U , Th . В отличие от вулканитов плиоцена в них повышены содержания Co , Ni , Cr , Y , W , а количества Zn ниже.

На графике нормированных содержаний РЗЭ видно, что уровни легких лантаноидов в высококальцевых андезитах несколько повышены по отношению к андезитам плиоцена, но в целом отвечают составам пород известково-щелочной серии (см. рис. 6). Эти образования имеют глубокий Eu -минимум. В свою очередь, в высококальцевых андезитобазальтах относительно высоки концентрации TiO_2 , K_2O и Li , Rb , Ba , Pb , Cu , Ni , Cr , W , Be , V и низки — Zn , Sr (см. табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Резюмируя вышеизложенные наблюдения по геолого-структурной и петрогеохимической эволюции магматизма, следует подчеркнуть, что выделяемые в районе структурные этажи соответствуют двум крупным этапам эндогенной активности: миоценовому и плиоцен-четвертичному, которые разделены периодом тектонической перестройки глубинных зон коры и верхней мантии.

Первый этап эндогенной активности начался в ниже-среднемиоценовое время с внедрения в центральной части развивающегося здесь поднятия интрузий основного и среднего состава и субвулканических тел кислого состава на периферии поднятия.

По аналогии с другими интрузиями, развитыми в Центральной Камчатке, интрузивные образования района можно отнести к типу «центральных» массивов, образующихся в обстановке тангенциального растяжения земной коры [Взаимосвязь..., 1982]. Сходные эволюционные ряды составов и одновременность проявления интрузий и эффузивов миоценового возраста позволяют, вслед за другими исследователями юго-восточного

региона [Прохоров, 1962], рассматривать их как единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Магматическая деятельность в нижнем—среднем миоцене привела к формированию полного эволюционного ряда пород от габбро-диоритов и базальтов до кварцевых порфиров и риолитов. В позднем миоцене магматическая деятельность временно прекратилась, что, возможно, связано с отступлением глубоководного желоба на восток [Леглер, 1977]. В этот период преобладают процессы эрозии и перетложения магматического материала.

Второй этап эндогенной активности начинается в плиоцене. В это время проявляются главным образом эффузивные образования от базальтов до риолитов, т.е. весь эволюционный ряд пород известково-щелочной серии. Вулканический пояс, находившийся ранее к западу от района, сместился на восток.

В сравнении с магматическими образованиями миоцена, вулканизм плиоценового возраста имеет более широкий площадной характер распространения, хотя зоны развития вулканов сохраняют северо-западное простирание (см. рис. 1). К позднему плиоцену поперечные разломные зоны активизируются и большая часть проявлений кислого вулканизма приурочена именно к ним. Такая избирательная геолого-структурная позиция отдельных этапов вулканической деятельности плиоцена привела к образованию дискретного ряда составов пород: базальт—андезитобазальт—андезит—риодацит—риолит.

К разломным зонам северо-западного простирания по результатам предыдущих исследований [Дмитриев и др., 1974] приурочены процессы локального растяжения, развитие которых на соседних участках региона прослеживается име с мелового времени. Риодациты и риолиты плиоцена в таких зонах имеют существенно повышенные содержания К, Li, Rb, Be, В, U, Th.

Отдельные геохимические параметры, такие как содержания РЗЭ, позволяют сопоставлять интрузивные миоценовые и эффузивные плиоценовые породы, но концентрации в первых MgO, Ni, Cr, Rb, Be, Th значительно более высокие, а Al_2O_3 , Na_2O , Sr, Pb, Sn, В — ниже. Существующее различие в содержаниях ряда петрогенных и редких элементов этих групп пород может быть объяснено происхождением миоценовых расплавов в зонах растяжения северо-западного простирания, поскольку интрузивные тела этого возраста проявлены в ядре крупной антиклинальной складки того же направления (см. рис. 1). Как раз эти зоны, как показано на примере кислых вулканитов плиоцена, по-видимому, более проницаемы для глубинных флюидов, несущих повышенные концентрации щелочных, летучих и радиоактивных элементов. В этом случае обогащенные рядом редких элементов высококалийевые риолиты и нормальные известково-щелочные кислые вулканиты плиоцена имеют однотипный (кроме Eu) характер распределения РЗЭ, что свидетельствует о близких уровнях глубин, на которых формировались эти расплавы, и о сходной степени частичного плавления родоначального субстрата (см. статью О. Н. Волынца и соавторов в наст. сборнике). Поэтому наблюдаемые отличия по содержаниям редких элементов могут быть обусловлены участием низкотемпературного флюидного потока, который не вызывал дополнительного плавления субстрата.

Вслед за завершением вулканической деятельности плиоцена в районе развивается плейстоценовый вулканизм. На этом этапе формировались породы ряда базальт—андезитобазальт—андезит. Они отчасти наследуют минералогические и петрогеохимические особенности плиоценовых вулканитов, но имеют несколько более повышенные содержания в базальтах MgO, Co, Ni, Cr, Be, В, а доля вкрапленников оливина в них существенно большая.

На этом этапе, кроме того, проявляются высококалийевые андезиты, приуроченные к поперечной разломной структуре, которые содержат

относительно высокие концентрации TiO_2 , MgO , K_2O , Li , Rb , Ba , Pb , Sn , Cu , Be , B , U , Th .

На заключительной стадии вулканизма в голоцене породы представлены базальтами и андезитобазальтами, а более кислые лавы полностью отсутствуют. В этих образованиях наблюдаются еще более высокие содержания MgO , Co , Ni , Cr , Be , Ba , а кроме того и Rb , Ba , Zn , Pb , Sn , W , U , Th , TiO_2 и K_2O .

В целом четвертичные вулканы имеют достаточно локализованное пространственное размещение в районе и приурочены к разломным зонам как северо-восточного, так и поперечного северо-западного простирания. Исходя из петрогеохимической характеристики пород этого возраста, можно предположить увеличение к голоцену роли процессов растяжения и, вероятно, глубины залегания магматических очагов. Последнее в какой-то мере подтверждается ростом во времени концентраций таких элементов, как MgO , TiO_2 , Co , Ni , Cr .

Таким образом, в плиоцен-четвертичное время происходит направленная эволюция вулканизма, выраженная в постепенном сокращении диапазона составов пород, их объемов, а также в вариациях содержаний ряда петрогенных и редких элементов.

В каждый отдельный этап этого крупного цикла эндогенной активности на фоне преимущественно площадного развития вулканизма имели место проявления пород в связи с зонами разломов северо-западного простирания. Вулканы, связанные с такими структурами растяжения, характеризуются высокими содержаниями всех или некоторых из ряда элементов Ti , Mg , K , Li , Rb , Ba , Co , Ni , Cr , Be , B , U , Th по сравнению с другими породами района такой же кремнекислотности. Все отдельные разломные зоны поперечного направления расположены на юго-восточном фланге структуры и входят, вероятно, в ее состав.

В заключение подчеркнем, что петрогеохимические особенности вулканических и интрузивных пород района наиболее отчетливо проявлены на уровне основных по составу образований и к более кислым разновидностям отдельных эволюционных рядов постепенно теряются.

Необходимо также указать, что, несмотря на присутствие в районе низкокальциевых пород, они по ряду других петрогеохимических параметров принадлежат известково-щелочной серии и являются, наряду с высококальциевыми образованиями, ее членами.

ВЫВОДЫ

1. В строении района выделяются верхнеолигоцен-нижне-среднемиоценовый и плиоцен-четвертичный структурные этажи, соответствующие двум крупным этапам магматической активности, которые разделены периодом тектонической перестройки, связанной с отступлением глубоководного желоба островодужной структуры на восток.

2. Магматические ассоциации интрузивных и вулканических пород нижнего — среднего миоцена, а также эффузивных образований плиоцена отвечают полному эволюционному ряду составов от габбро-диоритов и базальтов до кварцевых порфиров и риолитов. На плиоцен-четвертичном этапе эндогенной активности происходит последовательное сокращение диапазонов составов вулканитов, а также их объемов и площади распространения во времени.

3. Интрузивные породы миоценового возраста, в отличие от плиоценовых вулканитов, имеют повышенные содержания MgO , Ni , Cr , Rb , Be , Th и пониженные — Al_2O_3 , Na_2O , Sr , Pb , Sn , B . От плиоцена к голоцену в вулканитах постепенно растут содержания MgO , Co , Ni , Cr , Be , B и понижаются Al_2O_3 , на четвертичном этапе во времени происходит увеличение концентраций в породах Rb , Ba , Zn , Pb , Sn , Co , Ni , Cr , W , Be , B , U , Th , TiO_2 , MgO , K_2O при снижении Al_2O_3 , Na_2O и V .

4. Поперечные разломные зоны северо-западного простирания, расположенные на юго-восточном фланге Малко-Петропавловской структуры, активизируются в конце плиоцена и в четвертичное время. Такие зоны служат участками растяжения и обусловили проявление продуктов вулканизма с повышенными концентрациями прежде всего K_2O , Rb, U, Th, Be, В за счет воздействия на расплавы глубинных флюидных потоков.

5. Большинство магматических пород района относится к известково-щелочной серии. Высококальциевые и низкокальциевые образования по-мимо отличий имеют петрогеохимические признаки, позволяющие считать их членами указанной серии.

6. Особенности магматических пород в районе в отношении распределения в них петрогенных и редких элементов наиболее отчетливо проявляются на уровне основных по составу образований.

Авторы выражают благодарность сотрудникам Института вулканологии ДВНЦ АН СССР и Института геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР П. Е. Шандеру, Т. С. Краевой, М. Ю. Пузанкову и М. И. Кузьмину, В. С. Антипину за помощь и критические замечания при выполнении работы.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г. П., Волюнец О. Н., Бондаренко В. И. и др. Поперечные вулканические зоны Курильской островной дуги. — В кн.: Строение и динамика переходных зон. (Тезисы докладов.) М.: Наука, 1983, с. 60.
- Бадусев Э. Ю., Перепелов А. Б., Ананьев В. В., Тактаев В. Н. Высококальциевые андезиты фронтальной части островной дуги (Камчатка). — Докл. АН СССР, 1985, т. 279, № 4, с. 977—981.
- Взаимосвязь разноглубинного магматизма/ Волюнец О. Н., Ермаков В. А., Колосков А. Б., и др. — М.: Наука, 1982. — 268 с.
- Дмитриев В. Д., Ежов Б. В., Кудя Г. В., Соловьев Л. Л., Яроцкий Г. П. Новейшая тектоника и сейсмичность Малкинско-Петропавловской поперечной зоны. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. (Тезисы докладов). М.: Наука, 1974, с. 45.
- Леглер В. А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: изд. ВИНТИ, 1977, с. 137—169.
- Пополитов Э. И., Волюнец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. — Новосибирск: Наука, 1981. — 182 с.
- Прохоров К. В. О комагматичности третичных гранитоидов и эффузивов Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 10, с. 20—32.
- Пузанков Ю. М., Бобров В. А., Шестель С. Т. Редкие земли в четвертичных вулканитах Камчатки и породах кристаллического фундамента. — Докл. АН СССР, 1984, с. 275, № 1, с. 177—181.
- Фаворская М. А., Волчанская И. К., Фрих-Хар Д. И., Баскина В. А., Дудыкина А. С. Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. — М.: Наука, 1965. — 150 с.
- Gill J. B. Orogenic Andesites and plate tectonic. — Berlin — Heidelberg — New York: Springer-Verlag, 1981. — 390 p.
- Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — Bull. Volcanol., 1959, v. 20, p. 37—76.
- Masuda Y., Nishimura S., Ikeda T., Katsui Y. Rare-earth and trace elements in the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, Japan. — Chemical Geology, 1975, v. 15, N 4, p. 251—273.
- Peccerillo A., Taylor S. R. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. — Contrib. Mineral. Petrol., 1976, v. 58, N 1, p. 63—81.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Л. Л. Петров. Стандартные образцы состава вулканических пород и вопросы геохимической типизации эффузивов	5
З. И. Петрова, В. И. Левицкий. Основные кристаллические сланцы в гранулитогнейсовых комплексах Сибирской платформы и их первичная природа	18
Н. Л. Добрецов, Н. Н. Добрецов, Н. В. Попов, Л. В. Добрецова, А. П. Смелов. Минералогия и геохимия коматитовой серии из Олондинской структуры Алданского щита	34
А. И. Альмухамедов, А. Я. Медведев. К геохимии инициальных стадий базальтового вулканизма	49
П. В. Коваль, О. Гэрэл. Вулканогенные ассоциации районов медно-порфирового оруденения Монголо-Охотской внутриконтинентальной подвижной зоны	69
Ю. П. Трошин. Ассоциация редкометалльных плюмазитовых гранитов с высококальцевыми известково-щелочными вулканоплутоническими сериями пород	93
В. С. Зубков. К сопоставлению щелочно-оливин-базальтовых формаций Минусинской системы впадин и Байкальского рифта	112
М. Н. Захаров, В. В. Конусова, Е. В. Смирнова. Особенности распределения РЗЭ в вулканических образованиях Охотско-Чукотского пояса и в базальтоидах наложенных кайнозойских структур континентальных сводов	133
О. Н. Вольнец, В. С. Антипин, А. Б. Перепелов, Л. А. Чуванова, Е. В. Смирнова. Редкие земли в позднекайнозойских высококальцевых вулканических породах Камчатки	149
А. Б. Перепелов, Л. П. Базанова, И. В. Флоренский, Э. Ю. Балув. Геохимическая эволюция позднекайнозойского магматизма юго-восточного фланга Малко-Петропавловской зоны поперечных разломных дислокаций (Камчатка)	165

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
КОНДАКОВСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

**ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ
различных геодинамических обстановок**

Утверждено к печати Институтом геохимии
им. академика А. П. Виноградова

Редактор издательства **И. С. Цитович**
Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**
Художник **И. А. Пискун**
Технический редактор **Л. П. Минеева**
Корректоры **Н. М. Горбачева, Н. В. Лисина**

ИБ № 29932

Сдано в набор 08.10.85. Подписано к печати 16.05.86. МН-01229. Формат 70×108^{1/16}. Бумага
офсетная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 16,1. Усл. кр.-отт. 16,5.
Уч.-изд. л. 19,2. Тираж 1000 экз. Заказ № 947. Цена 3 р. 10 к.

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

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

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовятся к выпуску следующие книги:

**Морены и динамика оледенений Западной Сибири/С. С. Сухо-
рукова, М. А. Костюк, Л. Л. Подсосова и др.— 14 л.**

В монографии приведен новый фактический материал о содержании, распределении, петрографическом составе обломков в моренах долин Обь, Иртыша, Енисея и данные об ориентировке валунов и галек. Впервые проведены границы максимального действия Уральского и Средне-Сибирского ледниковых покровов, выявлены направления движения их внутренних потоков. Рассматриваются методические и литогенетические вопросы изучения ледниковых отложений.

Для геологов и географов, изучающих проблемы оледенений фанерозоя и общие вопросы палеогеографического анализа.

**Роль рассолов в гидрохимическом режиме рек (Западная Яку-
тия)/А. А. Дзюба, Г. М. Шпейзер, В. Н. Борисов и др.— 7 л.**

Рассмотрены основные особенности гидрологического и гидрохимического режимов рек. Приводятся сведения о химическом составе водных вытяжек донных отложений и полном стоке макрокомпонентов. Освещены геологические предпосылки накопления рассолов, основные этапы их формирования в геологической истории региона, условия разгрузки, их химический и газовый состав. На основе кинематической структуры потоков проведено математическое моделирование процессов смешения речных и сбросных вод. Даются практические рекомендации по оптимизации сброса минерализованных вод в речную сеть.

Для гидрологов, гидрогеологов, гидрохимиков и специалистов, занимающихся геохимией природных вод.

Стандартные образцы состава вулканических пород и вопросы геохимической типизации эффузивов. Петров Л. Л.— В кн.: Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок.— Новосибирск: Наука, 1986.

Показано, что стандартные образцы состава являются источником ценной геохимической информации. Это положение проиллюстрировано на нескольких примерах, касающихся главным образом геохимической типизации вулканитов. Рассмотрена геохимическая характеристика траппов Сибирской платформы; сопоставлен химизм аккредитов континентальной окраины и островной дуги; на материалах по стандартным образцам выявлены элементы и отношения элементов, которые предложено использовать для разделения вулканических серий базальт-андезит-риолит активных континентальных окраин и островных дуг. Ил. 6, табл. 3, библиогр. 11.

УДК 550.42:552.4

Основные кристаллические сланцы в гранулитогнейсовых комплексах Сибирской платформы и их первичная природа. Петрова З. П., Левшицкий В. И.— В кн.: Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок.— Новосибирск: Наука, 1986.

Изучен химический состав, включая уровни содержания 23 редких элементов, постоюнных и весьма характерных составляющих гранулитогнейсовых комплексов Ямнебрля — основных кристаллических сланцев шарыжалгайской, ольхонской, сливанской серии Прибайкальи и Федоровской свиты Алданского щита. Путем сравнительного анализа выявлены черты сходства и различия между ними, а также между ними и синвозрастными толеитовыми базальтами древних зеленокаменных поясов и базальтами современных геодинамических обстановок. Ил. 5, табл. 6, библиогр. 26.

УДК 552.311

Минералогия и геохимия коматитовой серии из Олондинской структуры Алданского щита. Добрецов Н. Л., Добрецов Н. Н., Попов Н. В., Добрецова Л. В., Смельов А. П.— В кн.: Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок.— Новосибирск: Наука, 1986.

Приведены детальные данные по минералогии и геохимии коматитов юга Алданского щита. На основе определения состава слагающих коматиты минералов рассчитаны физико-химические параметры плавления примитивной мантии при образовании коматитовых расплавов. Ил. 5, табл. 6, библиогр. 18.

УДК 550.42

К геохимии инципальных стадий базальтового вулканизма. А. Л. Мухамедов, А. И. Медведев, А. Я.— В кн.: Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок.— Новосибирск: Наука, 1986.

Рассмотрена динамика развития вулканизма в Красноморском регионе, где наблюдается смена щелочных базальтов толеитовыми по мере уточнения сиалической коры. Установлено, что низкокальциевые истощенные толеиты появляются только в участках полного разрыва сплошности литосферы при подъеме зоны магмообразования на минимальные глубины. Проведено сравнение геохимических особенностей базальтов Красноморского региона с вулканизмом начальных стадий магматизма северо-запада Сибирской платформы и показана вероятность эволюции последних в соответствии с моделью мантийного диапира. Ил. 12, табл. 4, библиогр. 55.

УДК 552.313+553.43:552.322(517.3)

Вулканогенные ассоциации районов медно-порфирового оруденения Монголо-Охотской внутриконтинентальной подвижной зоны. Коваль П. П., Гэрэл О.— В кн.: Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок.— Новосибирск: Наука, 1986.

Рассмотрены геологическая связь медно-порфирового оруденения Северной и Центральной Монголии с раннемезозойскими трахибазальт-трахиандезитовыми ассоциациями и геохимическая специфика последних. Раннемезозойские вулканогенные ассоциации отнесены к высокоглиноземистым калцинатовым субщелочному ряду. Вулканиты в них обогащены некогерентными редкими элементами. Выделяются более магнетизованные и относительно менее щелочные ассоциации Предхэнгайского и Орхонского прогибов и более щелочные трахитсодержащие ассоциации Эрдэнэтского района. Формирование порфировых интрузий связывается с заключительными фазами становления трахибазальт-трахиандезитовых вулканогенных ассоциаций. Ил. 7, табл. 5, библиогр. 56.

УДК 550.42

Ассоциация редкометалльных плюмазитовых гранитов с высококальциевыми известково-щелочными вулканопутоническими сериями пород. Трошин Ю. П.— В кн.: Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок.— Новосибирск: Наука, 1986.

Редкометалльные плюмазитовые граниты распространены в областях сочленения океан — континент и в геодинамических обстановках монголо-охотского типа, где они приурочены ко внутриконтинентальным зонам развития высококальциевых известково-щелочных (К-субщелочных) магматических серий. В большинстве случаев эта связь с К-субщелочным магматизмом носит парагенетический характер, но нередко в отдельных массивах устанавливаются геологические и геохимические критерии генетической связи литий-фтористых гранитов с ассоциирующими монцитонитами. Редкометалльные плюмазитовые граниты формируются на заключительном этапе становления серий и проявляются часто в составе бимодальных формаций риолит-базальтового состава, в виде фаз дополнительных интрузий и даек первого этапа. Ил. 7, библиогр. 68.

К сопоставлению щелочно-оливин-базальтовых формаций Минусинской системы впадин и Байкальского рифта. Зубков В. С. — В кн.: Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. — Новосибирск: Наука, 1986.

На основе комплексного анализа развиваются представления о принадлежности эффузивных пород Минусинской системы впадин к формации щелочных оливинных базальтов. Эти впадины, вулканотектонические по происхождению, являются частью расселинного палеорифта, который в девоне располагался ближе к окраине Сибирского континента, чем Байкальский рифт в кайнозое — по отношению к границам Азиатского континента. С разным тектоническим положением сравниваемых рифтов связаны установленные различия в петро- и геохимическом составе продуктов их вулканизма. Ил. 7, табл. 3, библиогр. 40.

Особенности распределения РЗЭ в вулканических образованиях Охотско-Чукотского пояса и в базальтоидах наложенных кайнозойских структур континентальных сводов. Захаров М. Н., Конусова В. В., Смирнова Е. В. — В кн.: Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. — Новосибирск: Наука, 1986.

Среди эффузивов Северо-Востока СССР выделены две группы образований, различные по типам распределения РЗЭ. Первая группа с распределением концентраций РЗЭ, близких к таковому в высокоглиноземистых базальтах, объединяет породы меловых формаций Хетинского поля Охотско-Чукотского пояса ($K_{PZЭ} = 0,3 - 0,4$), ко второй относятся субщелочные кайнозойские базальтоиды Верхнеколымского и Омолонского мегасводов, а также вулканиты нижнемелового и девонского возраста в фундаменте ОЧВП ($K_{PZЭ} = 0,6 - 2,46$). Промежуточное положение между этими группами по спектрам РЗЭ занимают верхнемеловые трахиандезиты Омолонского района ОЧВП.

По РЗЭ четко разделяются шошониты, сформированные в разных геодинамических обстановках. Ил. 6, табл. 1, библиогр. 31.

Редкие земли в позднекайнозойских высококальциевых вулканических породах Камчатки. Волынец О. Н., Антипин В. С., Перенелов А. Б., Чувашова Л. А., Смирнова Е. В. — В кн.: Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. — Новосибирск: Наука, 1986.

Высококальциевые вулканические породы Камчатки принадлежат к высококальциевой известково-щелочной (ВКЩ), абсарокит-шошонит-латитовой (АШЛ) и калиевой щелочной (КЩ) магматическим сериям. Эффузивные породы ВКЩ и АШЛ по параметрам распределения РЗЭ соответствуют вулканитам других островодужных систем и резко обеднены легкими лантаноидами по сравнению с аналогичными магматическими сериями активных окраин континентов и внутриконтинентальных подвижных зон. Для вулканитов ВКЩ и АШЛ-серий Камчатки характерны незначительные вариации суммы РЗЭ и La/Yb отношения. Резкая обогащенность легкими лантаноидами, а также Mg, Ni, Cr, Nb, Zr калиевых щелочных пород (КЩ) в тыловой островной дуге сближает эти образования с породами континентальных рифтовых систем. Ил. 9, табл. 2, библиогр. 40.

Геохимическая эволюция позднекайнозойского магматизма юго-восточного фланга Малко-Петропавловской зоны поперечных разломных дислокаций (Камчатка). Перенелов А. Б., Базанова Л. И., Флоренский П. В., Балдуев Э. Ю. — В кн.: Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. — Новосибирск: Наука, 1986.

Выделяются два структурных этапа, отвечающие верхнеолигоцен-нижнесреднемиоценовому и плиоцен-четвертичному этапам эндогенной активности.

Интрузивные породы миоцена, в отличие от плиоценовых вулканитов, имеют повышенные содержания MgO, Ni, Cr, Rb, Be, Th и пониженные — Al_2O_3 , Na_2O , Sr, Pb, Sn, V. От плиоцена к голоцену в эффузивных образованиях постепенно растут содержания MgO, Co, Ni, Cr, Be, V и понижаются Al_2O_3 , а на четвертичном этапе во времени происходит увеличение концентраций в породах Rb, Ba, Zn, Pb, Sn, Co, Ni, Cr, W, Be, V, U, Th, TiO_2 , MgO, K_2O при снижении Al_2O_3 , Na_2O и V. Поперечные разломные зоны обусловили появление продуктов вулканизма с повышенными концентрациями прежде всего K_2O , Rb, U, Th, Be, V за счет воздействия на расплавы глубинных флюидных потоков. Ил. 6, табл. 3, библиогр. 13.

3 р. 10 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ