

РЕДКИЕ
ЭЛЕМЕНТЫ
В ФОРМАЦИЯХ
ИЗВЕРЖЕННЫХ
ПОРОД

АКАДЕМИЯ НАУК СССР · МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких
элементов (ИМГРЭ)

550.4

РЕДКИЕ
ЭЛЕМЕНТЫ
В ФОРМАЦИЯХ
ИЗВЕРЖЕННЫХ
ПОРОД

174/3



МОСКВА «НЕДРА» 1975



Редкие элементы в формациях изверженных пород. М., «Недра», 1975. 248 с. (ИМГРЭ)

В работе излагаются оригинальные материалы по геохимии редких элементов дифференцированных серий главнейших формационных типов ультраосновных, основных и грайтоидных пород, связанных с этапами формирования геосинклиналей и платформ Урала, Кавказа, Кольского п-ова, Карелии, Средней Азии, Украины и Сибири. Впервые рассматривается геохимическое поведение комплекса рудных (Ti, Cr, Ni), малых (Y, Cu, Sr, В) и редких (Li, Rb, Та, Nb, Zr, TR, Ga, Ge, Sc) элементов в процессе дифференциации вещества верхней мантии и отделении основных и ультраосновных магм. Дается сравнительная геохимическая характеристика базитов, перидотитов и руд гарцбургитовой, дунит-пироксенит-габбровой формаций складчатых областей, пород формаций дифференцированных габбро-норитовых, щелочно-габброидных, щелочно-ультраосновных интрузий, оливин-базальтовых и щелочно-базальтовых эффузивных серий платформ. Рассмотрена редкометалльная (TR, Nb, Zr, Rb, Sn, Li) специализация различных геотипов формаций грайтоидов складчатых областей и особенности редкометалльного минералообразования щелочных гранитных пегматитов и метасоматитов. На основе проведенного анализа делаются выводы о редкоэлементной геохимической специфике изученных магматических комплексов. Работа представляет интерес для широкого круга геологов, геохимиков и петрологов.

Таблиц 69, иллюстраций 31, список литературы — 303 назв.

Ответственные редакторы: *Л. С. Борозин, С. Ф. Соболев*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В связи со все возрастающим применением редких металлов в самых различных отраслях современной науки и техники за последние 10—15 лет резко увеличился и объем исследований по геохимии редких элементов. Этому в значительной степени способствовало появление новых высокочувствительных методов анализа горных пород (фотометрии пламени, нейтронно-активационного и др.). В итоге проведенных к настоящему времени исследований достаточно полно вырисовываются многие общие особенности концентрации большинства редких и малых металлов в различных минералах и горных породах. На этой основе расширяются возможности использования данных об изменении абсолютной и относительной концентрации ряда редких элементов при решении многих важнейших вопросов генезиса изверженных пород и рудных месторождений. Среди подобных элементов — геохимических индикаторов можно назвать литий, рубидий, бериллий, цирконий и гафний, ниобий и тантал и ряд других, нередко представленных в виде парных индикаторных отношений в сравниваемых породах и минералах. Следует, однако, отметить, что большая часть опубликованных для них данных характеризует отдельные типоморфные цветные и акцессорные минералы — слюды, цирконы, сфены, апатиты, а также некоторые из главных порообразующих минералов, особенно полевые шпаты из гранитоидов.

Меньшее число публикаций по редким элементам относится к ультраосновным и основным породам. Правда, за последние несколько лет в связи с проведением исследований по проблеме верхней мантии в литературе появляется все больше сведений об элементах-примесях в некоторых типах глубинных пород, например, океанских базальтах и кимберлитах. Особенно детально изучены особенности распределения редкоземельных элементов как геохимических индикаторов при решении наиболее фундаментальных проблем общей петрологии. В большинстве же работ по базитам и ультрабазитам из различных петрографических провинций основной объем геохимической информации представлен преимущественно главными петрогенными и некоторыми «традиционными» элементами-примесями (хром, никель, титан и др.).

В предлагаемой работе основное внимание уделяется геохимическим особенностям формаций ультраосновных и основных пород, представляющих крупные петрографические провинции СССР — Урал, Сибирь, Кольский п-ов и др. Работа основывается на об-

ширном фактическом материале по распределению редких и малых элементов-примесей — скандия, титана, хрома, никеля, ниобия, циркония и других в породах и минералах (более 13 000 количественных определений), а также обобщении литературных данных. При этом одной из главных целей авторов было привлечение новой геохимической информации для сравнительной характеристики главных формационных типов изверженных пород как из складчатых, так и платформенных областей. Эти данные с учетом результатов новейших исследований в области экспериментальной петрологии и попыток моделирования состава верхней мантии позволяют критически оценить некоторые аспекты общих петрологических концепций — о составе и геохимических отличиях глубинных магм, особенностях их последующей дифференциации в пределах земной коры и др.

В работе рассматривается также ряд вопросов геологии и геохимии редких элементов в гранитоидах и некоторых типах щелочных пород, включая щелочные апоэффузивные метасоматиты. В разделах, относящихся к этим типам пород, также затрагивается проблема редкометальной специализации гранитоидных и щелочных формаций в зависимости от различий в типах тектонических структур, развития процессов их активизации, связи с глубинными магмами, ювенильными щелочными растворами и др.

Работа состоит из трех частей. В первой части изложены материалы по геохимии редких элементов в формациях складчатых областей. Вторая часть посвящена геолого-геохимической характеристике формационных типов из платформенных областей. В третьей части объединены главы, суммирующие геологическую и геохимическую информацию в связи с обсуждением ряда общих проблем современной петрологии и формационного анализа изверженных пород.

В составлении работы принимал участие коллектив научных сотрудников ИМГРЭ, обобщивший результаты геохимических исследований, которые были проведены за последние годы в основном в лаборатории геохимии редких элементов. Как и в некоторых других коллективных монографиях, можно заметить неодинаковый подход отдельных авторов к обсуждению общих, во многом дискуссионных проблем петрологии и формационного анализа. Редакторы не ставили перед собой задачу сгладить подобные различия, считая их неизбежными при обсуждении сложных вопросов.

Авторы выражают надежду, что настоящая работа будет полезной как один из опытов обобщения исследований в актуальном научном направлении — геолого-геохимическом анализе главных типов формаций изверженных пород и использованию редких элементов как геохимических индикаторов.

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ФОРМАЦИЯХ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН

Глава I

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ УРАЛЬСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Характерной особенностью большинства геосинклинальных областей является обязательное присутствие в тех или иных масштабах ультраосновных и основных пород, приуроченных к длительно существующим региональным разломам глубинного заложения. Как правило, эти породы принадлежат к продуктам ранних этапов магматической деятельности собственно геосинклинальных и орогенных этапов развития подвижных зон. Классическим примером подобного рода образований считается Уральская петрографическая провинция, в строении которой значительная роль принадлежит ультраосновным и основным породам.

Среди ассоциаций магматических ультраосновных и основных пород Урала в зоне разлома выделяются по крайней мере две важнейших формации, соответствующие эвгеосинклинальному этапу развития подвижных зон: 1) дунит-пироксенит-габбровая (или как ее еще называют габбро-пироксенит-дунитовая, платиноносная); 2) гарцбургитовая.

Обе формации характеризуются специфическим положением в геологических структурах Урала. Они приурочены к глубинным региональным разломам и образуют ряд поясов, вытянутых в меридиональном направлении, общем для всех складчатых сооружений Урала.

Дунит-пироксенит-габбровая формация, ее характерные черты и особенности

Ультраосновные и основные породы, слагающие дунит-пироксенит-габбровую формацию Урала, образуют почти непрерывную цепь массивов, вошедшую в геологическую литературу под названием платиносного или габбро-пироксенит-дунитового пояса Урала.

По нашим подсчетам общая площадь, занятая породами формации, составляет 12,5 тыс. км². По С. П. Соловьеву, общая площадь магматических пород на Урале равна 103,7 тыс. км², из которых около 24,8 тыс. км² (22,8%) составляют ультраосновные и основные породы. Таким образом, на долю дунит-пироксенит-габбровой формации приходится половина всех ультраосновных и основных пород Урала.

Массивы, входящие в формацию, приурочены к региональному разлому меридионального простираения, расположенному на стыке двух структурно-фациальных зон Уралтауского антиклинория на западе и зоной зеленокаменных прогибов восточного склона Урала. Западная зона представлена метаморфическими породами, относимыми обычно к ордовику. Восточная зона представлена эффузивами зеленокаменного синклинория силурийского возраста. На Полярном Урале западная зона сложена кембрийско-протерозойскими метаморфическими породами, восточная — ордовикскими и силурийскими эффузивами Войкаро-Собского зеленокаменного синклинория, представляющего собой структуру, гомологичную Тагило-Магнитогорскому синклинорию более южных районов Урала.

Породы формации образуют почти непрерывную цепь вытянутых в плане массивов. Большой своей частью массивы располагаются в зоне зеленокаменных пород, прилегая к зоне главного глубинного разлома, и имеют общее восточное падение, несогласное со структурами зеленокаменного прогиба.

Возраст пород формации определяется как среднепалеозойский, охватывающий довольно большой интервал от ордовика до девона.

В отношении длительности времени формирования весьма показательны результаты определения абсолютного возраста пород дунит-пироксенит-габбровой формации Урала, выполненные Л. Н. Овчинниковым (1963), Э. К. Герлингом (1964) и М. А. Гаррисом (1964). Из этих данных видно, что ультраосновные породы древнее остальных, и являются, скорее всего доордовикскими. Наиболее молодые кислые и жильные породы имеют возраст порядка 300 млн. лет. Таким образом, породы формации образовывались на протяжении 150—200 млн. лет и являются продуктом сложной истории развития длительно существующих очагов магматической активности.

Интрузии дунит-пироксенит-габбровой формации Урала сложены пестрым по составу, но генетически тесно связанным между собой комплексом горных пород от ультраосновных до кислых, включая различные метасоматические, авто- и аллометаморфические и жильные породы. Соотношение пород формации весьма характерно (табл. 1). Преобладают породы габбрового состава (65,5%). Ультраосновные породы, в особенности дуниты, находятся в резко подчиненном количестве — всего 6,6%. Почти во всех массивах присутствуют породы гранитоидного состава и, реже, сиениты (Тагило-Баранчинский массив).

Среди ультраосновных пород наибольшим развитием пользуются пироксениты, верлиты (диаллаговые перидотиты) и дуниты.

Явно метасоматические породы (тылаиты, оливиниты, троктолиты) находятся в подчиненном количестве, составляя не более 1% общей площади выходов пород формации в целом.

Значительно большее распространение имеют породы основного состава, представленные различными габброидами, занимающие площадь более 8 тыс. км². Преобладают нормальные, роговообманковые, роговообманково-пироксеновые габбро. Типичны габбро-нориты, биотитовые и кварцевые габбро. Широко развиты амфиболитизированные габбро, габбро-амфиболиты и кытлымиты — апопироксенитовые габбро, причем часто эти породы переходят друг в друга и в более кислые разновидности — диориты, габбро-диориты, гранодиориты. Кислые породы присутствуют в ряде массивов в виде самостоятельной более поздней фазы плагиогранитов.

Комплекс пород формации сопровождается жильными породами различного состава, представленными мелкозернистыми или порфиоровыми разновидностями главных интрузивных типов, пегматоидными породами типа габбро-пегматитов, аплитами типа плагиоклазитов и полевошпатовыми жилами.

Таким образом, дунит-пироксенит-габбровая формация является четко ограниченным естественным образованием, обладающим характерными чертами, позволяющими выделять породы этой формации среди других комплексов ультраосновных и основных пород Урала.

Общие черты химизма и петрологии пород дунит-пироксенит-габбровой формации Урала. Детальная характеристика петрохимических особенностей пород формации выходит за пределы настоящей работы, тем более, что основные породы Урала изучены в этом плане достаточно хорошо и их петрохимические характеристики изложены в работах А. Н. Заварицкого, О. А. Воробьевой, Е. А. Кузнецова и многих других авторов.

Для химической характеристики различных типов пород из наиболее известных и изученных массивов формации используются средние химические анализы, вычисленные на основании 396 частных анализов (табл. 2). Большинство анализов взято из литературы и дополнены оригинальными данными, в основном по Полярному Уралу.

Химический состав пород формации закономерно изменяется от ультраосновных и основных ранних пород к кислым поздним членам. При этом возрастает количество SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O и уменьшается количество Fe₂O₃, Mg и CaO. Сравнение химического состава диоритов, тоналитов с составом гранодиоритов показывает, что последние имеют основность большую, чем наиболее кислые члены габбрового ряда (количество SiO₂ и MgO в них такое же, как в окварцованных габбро, и ниже, чем в тоналитах). Однако количество щелочей в гранодиоритах значительно выше (Na₂O — 3,01, K₂O — 2,11%), что приближает эти породы к монцонитовым разновидностям, хотя они и не обладают монцонитовой структурой.

Площади распространения пород дунит-

Район	Массив	Площадь массива		Ультраоснов			
		км²	%	Дуниты	Верлиты	Пироксениты	Оливиниты, рудные оливиниты и пироксениты
Полярный Урал	Щучьенский	1 882,80	39,60	—	—	—	—
	Масловский	7,20	0,15	—	—	—	0,2
	Собский	678,43	14,20	—	0,73	7,16	—
	Войкарский	2 195,90	46,05	—	27,3	27,3	—
	Всего	4 764,33			28,03	34,46	0,2
в %		100,00	—	0,59	0,72	0,004	
в %		100,00			1,314		
Северный и Средний Урал	Хара-Сюрский	1 873,71	24,4	63,79	197,44	21,26	—
	Чистопский	1 126,96	14,6	24,30	12,15	—	—
	Ивдельский	370,50	4,8	—	—	—	—
	Денежкин Камень	424,74	5,5	2,71	—	16,23	—
	Кумбинский	261,00	3,4	3,4	—	10,9	—
	Кытлымский	751,93	9,8	14,36	—	103,31	1,13
	Павдинский	552,878	6,2	6,08	—	16,20	—
	Бересовый Бор	18,27	0,2	7,85	—	3,47	—
	Светлый Бор	26,90	0,3	15,00	—	1,6	—
	Качканарский	92,30	1,2	—	—	16,8	24,7
	Тагило-Баранчинский	1 475,44	19,2	27,65	2,74	52,82	0,13
Ревдинский	713,28	9,4	—	18,21	12,14	—	
Всего, км²	7 687,81		165,14	230,54	253,73	25,95	
в %		100,0	2,15	3,06	3,30	0,34	
в %		100,0			10,05		
Вся формация	Итого, км²	12 452,14		165,14	258,57	288,19	26,16
	Итого в %		100,0	1,32	2,07	2,31	0,21
	в %		100,0			6,65	

Таблица 1

пироксенит-габбровой формации Урала, км²

ные	Основные			Метаморфические	Средние		Кислые
	Уралитизированные пироксениты, горн-блендиты, тьяланты	Габбро-нориты	Габбро		Уралитизированные, анортитовые и кварцевые габбро	Кытлымиты, амфиболиты	
—	—	1832,80	—	—	—	—	—
—	2,8	5,6	—	—	—	—	—
—	5,71	284,77	—	45,56	167,43	—	167,07
—	—	838,3	—	—	—	862,6	440,4
—	7,11	3011,47	—	45,56	167,43	862,6	607,47
—	0,15	63,23	—	0,96	3,52	18,09	12,74
—	—	63,38	—	0,96	—	21,61	12,74
—	—	1193,3	—	—	318,95	—	78,97
—	—	1023,69	—	—	66,82	—	—
—	—	133,6	—	—	—	—	236,9
—	59,44	70,27	94,5	—	181,59	—	—
—	87,1	159,6	—	—	—	—	—
54,41	266,01	1,38	230,39	49,72	—	31,22	—
—	—	531,5	—	—	—	—	—
—	—	6,95	—	—	—	—	—
3,4	—	—	—	6,9	—	—	—
3,7	—	26,0	15,6	5,5	—	—	—
12,4	—	391,3	232,4	252,6	331,1	—	172,3
18,17	—	610,20	—	—	54,56	—	—
92,08	412,55	4147,79	573,89	314,72	953,02	31,22	488,17
1,20	5,37	53,5	7,45	4,11	12,40	0,41	6,36
—	—	66,32	—	4,11	12,81	—	6,36
92,08	419,66	7159,26	572,89	360,28	1120,45	893,82	1095,64
0,74	3,36	57,57	4,60	2,86	9,02	7,18	8,76
—	—	63,53	—	2,86	16,20	—	8,76

Средние химические составы важнейших пород

Элементы и их соотношения	Дуниты (28)*	Оливинит (4)	Перидотит (9)	Пироксенит (14)	Пироксенит рудный (8)	Горн-блендит (11)	Плагиоклазит (4)	Оливиновое габбро (30)	Габбро-норит (40)
SiO ₂	37,20	36,10	41,39	48,14	40,66	37,70	44,70	42,30	48,22
TiO ₂	0,06	0,16	0,29	0,35	0,12	1,34	0,15	0,48	0,62
Al ₂ O ₃	1,02	1,47	5,60	5,72	5,71	12,57	32,97	17,56	18,44
Fe ₂ O ₃	4,03	7,42	5,39	3,81	11,29	10,21	1,12	5,61	4,50
FeO	7,55	12,05	7,93	6,18	11,31	9,45	1,26	6,55	6,36
MnO	0,15	0,24	0,15	0,09	0,05	0,22	0,02	0,16	0,12
MgO	41,86	37,50	25,94	15,04	13,72	12,41	0,82	9,04	6,28
CaO	0,95	1,34	9,59	19,00	18,96	13,25	17,32	15,61	11,61
Na ₂ O	0,07	0,01	0,24	0,61	0,08	0,81	1,26	0,89	2,41
K ₂ O	0,07	0,01	0,24	0,10	0,08	0,17	0,06	0,29	0,46
H ₂ O	4,02	1,14	1,35	0,82	0,25	0,73	0,10	0,27	0,37
V ₂ O ₅	Следы	—	0,01	0,001	—	0,06	0,02	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,47	0,07	0,11	0,12	0,22	0,02	—	Следы	0,01
NiO	0,06	0,02	0,01	—	—	0,06	—	—	Следы
P ₂ O ₅	—	0,02	—	Следы	—	Следы	0,02	0,38	—
П.п.п.	1,35	3,10	1,44	0,26	—	1,18	—	—	—
Сумма	98,79	100,65	99,47	100,25	102,37	100,14	99,82	99,16	99,42
Na+K	0,1	0,0	1,6	0,2	0,3	2,9	31,1	4,8	34,3
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	9,6	18,2	19,6	27,5	38,3	37,8	37,8	34,2	38,3
Mg	90,3	81,8	78,8	72,3	61,4	59,3	31,3	61,0	27,4
Ca	1,7	2,5	19,6	44,1	46,1	35,5	47,2	41,4	38,3
Al	1,0	1,5	6,3	7,3	7,6	18,4	49,7	25,5	33,1
Mg	97,3	96,0	74,1	48,6	46,3	46,1	3,1	33,1	28,6
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na+K	вс. % 13,57	67,1	4,28	26,76	237,0	13,55	13,13	13,22	4,04
f	0,217	0,302	0,339	0,460	0,626	0,614	0,745	0,574	0,634

* В этой и следующих таблицах в скобках приведено число анализов.

Вмещающие породы — амфиболиты по своему химическому составу занимают промежуточное положение между габбро-норитами и габбро.

Эти особенности химизма нашли свое отражение на диаграмме петрохимического состава А. Н. Заварицкого (рис. 1). Химические составы пород располагаются в определенные комагматические ряды, образуя две ветви: начало «анортозитовой» ветви и «габбровую» ветвь II (Кузнецов, 1961).

Сопоставление вариационных кривых петрохимических диаграмм пород Собского, Войкаро-Сынинского, Денежкина, Кумбинского, Кытлымского и Тагило-Баранчинского массивов платиноносной формации Урала показало исключительную близость расположения кривых. Фигуративные точки химических составов пород всех названных массивов также образуют две ветви (I и II) и в той или иной мере обособленную группу более щелочных пород

дунит-пироксенит-габбровой формации Урала

Рогово-обманковое габбро (11)	Габбро (14)	Соссиорит-рогово-обманковое габбро (28)	Соссиоритовое габбро (28)	Габбро-диорит (8)	Кварцевый диорит (2)	Гранодиорит (11)	Плагиогранит (3)	Снегит (5)
44,14	44,47	45,90	48,91	53,03	61,66	57,67	71,47	55,90
1,00	0,5	0,69	0,54	0,66	0,25	0,66	0,13	0,59
18,91	18,28	17,68	18,63	18,48	18,08	15,48	15,58	18,99
5,14	5,41	2,37	3,75	3,00	1,08	4,19	0,93	3,26
7,09	6,26	8,58	8,26	6,01	5,05	3,48	0,49	2,63
0,10	0,13	0,07	—	0,13	0,08	0,14	0,01	0,39
6,41	8,04	7,43	4,44	4,60	4,60	2,06	5,05	1,69
13,24	14,44	13,11	10,25	8,81	5,45	6,54	3,10	6,19
1,71	1,02	1,86	2,55	2,92	2,09	3,01	4,78	5,96
0,50	0,27	0,41	1,41	0,74	3,14	2,11	1,39	2,77
1,49	0,45	1,83	1,42	1,12	1,05	0,70	0,17	0,82
—	0,04	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,02	0,03	—	—	0,05	—	—	—	0,65
—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,73	99,48	99,93	100,16	99,54	100,00	99,03	100,54	100,49
10,0	5,6	9,7	18,4	13,8	35,6	26,1	63,4	63,9
40,5	35,6	38,0	45,4	40,7	36,8	27,3	9,1	20,8
49,5	58,8	52,3	36,1	45,5	27,6	46,6	27,5	15,3
40,7	40,6	39,7	38,6	34,7	29,7	29,6	22,1	31,8
31,9	28,1	29,3	38,3	40,0	54,5	38,5	51,9	56,0
27,4	31,3	31,0	23,1	25,3	15,8	31,9	16,0	12,2
5,99	11,19	2,58	2,58	2,40	1,04	1,27	0,50	0,70
0,656	0,591	0,597	0,7300	0,661	0,762	0,473	0,602	0,776

(III). Все вариационные кривые лежат в пределах, показанных на рис. 1. Так что из общего типа можно выделить более основной (линии I, II и III) и более щелочной (линии I_a, II_a и III_a) типы ассоциаций. К первому типу относятся породы Тагило-Баранчинского массива и лейкократовые члены анортозитовой ветви пород Кытлыма и Денежкина камня. Ко второму типу относятся породы Собского массива и основные разности Кытлымского и Денежкина массивов. Породы остальных массивов занимают промежуточное положение между этими двумя крайними типами. В целом выявленные отличия невелики. Таким образом, совершенно очевидно, что петрохимические особенности пород Полярного и Среднего Урала идентичны.

Сопоставление петрохимических диаграмм А. Н. Заварицкого для пород Собского, Войкаро-Сынинского, Денежкинского, Кумбинского, Кытлымского и Тагило-Баранчинского массивов поз-

волило установить общность их химизма и вывести сводную диаграмму вариаций типов естественных ассоциаций пород формации, отвечающие основной известково-щелочной толеитовой серии типа Мон-Пеле, Лассен-Пик (Соболев, 1969). На диаграмме четко обособляется группа более щелочных диоритов, гранодиоритов и сиенитов, не являющихся дифференциатами родоначального базальтового расплава. По средним химическим анализам пород были построены петрохимические диаграммы изменения соотношений $Mg-(Fe^{2+}+Fe^{3+})-(K+Na)$ и $Mg-Ca-Al$ (рис. 2). На этих диаграммах точки, характеризующие изменение соотношений магний—железо—щелочи и магний—кальций—алюминий, образуют два ряда пород — главную последовательность и линию гранитоидных пород (анатектонических базальтоидных гранитоидов). Отнесение последних к анатектитам подтверждается данными диаграммы

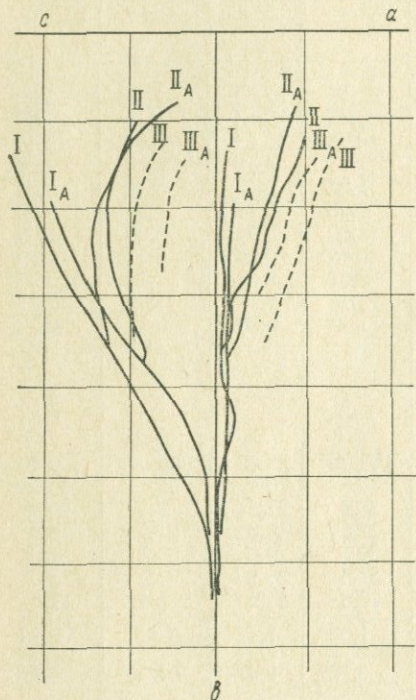


Рис. 1. Сводная диаграмма вариаций типов естественных ассоциаций магматических пород дунит-пироксенит-габбровой (платиноносной) формации Урала

1, II, III — наиболее основная ассоциация;
I_A, II_A, III_A — наиболее щелочная ассоциация

редких элементов, подчеркивая, с одной стороны, единство генезиса названных пород, с другой — минералого-геохимические черты отличия анатектических более поздних гранодиоритов.

Общее количество (по площади) анатектических пород, включая гибридные разности габброидов, составляет 17,78%, что вполне согласуется с данными по ассимиляционной способности базальтовой магмы.

Совершенно очевидно, что в процессе формирования такого сложного природного объекта, каким является дунит-пироксенит-

$$SiO_2 - f \left(f = \frac{FeO + Fe_2O_3}{MgO + FeO + Fe_2O_3} \right),$$

где гранодиориты, сиениты и граниты образуют ряд, полностью совпадающий с линией анатектонических пород базальт-андезитовой серии Каскейда (рис. 3).

С общей последовательной эволюцией пород формации от дунитов до плагиигранитов полностью согласуется распределение акцессорных минералов и

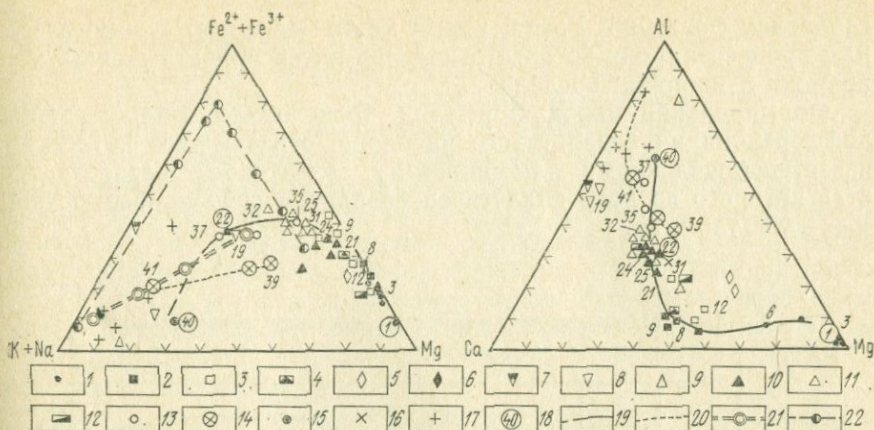


Рис. 2. Вариационные диаграммы состава пород дунит-пироксенит-габбровой формации Урала

1 — дуниты, оливиниты (ранние сегрегации); 2 — пироксениты; 3 — роговообманковые пироксениты, горнблендиты; 4 — тылаиты; 5 — троктолиты; 6 — габбро-пегматиты; 7 — аноктозиты; 8 — плагиоклазиты; 9 — альбититы; 10 — габбро (нориты, оливиниты, пироксениты, роговообманковые и др.); 11 — габбро-биотитовые, соссуриновые, кварцевые, уральнитовые; 12 — кытлымиты; 13 — габбро-диориты, диориты; 14 — гранодиориты; 15 — плагиограниты; 16 — жильные габбро; 17 — жильные аплиты, гранит-аплиты; 18 — состав главных фаз: дунит (№ 1), габбро-норит (№ 22), плагиогранит (№ 40); 19 — линия дифференциации пород дунит-пироксенит-габбровой формации Урала (главная последовательность); 20 — линия анатектонических гранитоидных пород (базальтоидные гранитоиды); 21 — линия средних составов по Дэли; 22 — линия дифференциации Скаргаэрдской магмы (цифры у значков — номера средних химических анализов из табл. 3)

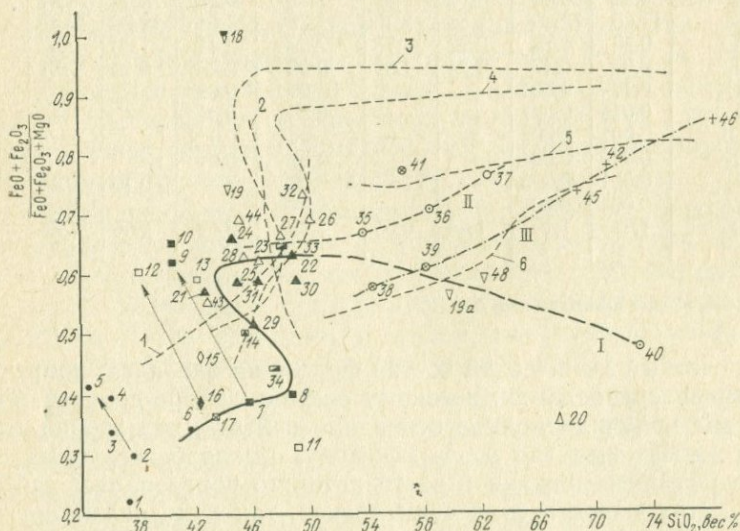


Рис. 3. Вариационная диаграмма (железистость — SiO_2) для пород дунит-пироксенит-габбровой формации Урала и для типичных базальтовых серий (тонкий пунктир)

I — главная последовательность; II — метаморфизованные разности; III — анатектонические гранитоидные разности
 I — Норильск-1; 2 — Скаэргэрдская интрузия; 3 — Кирьяка-Тас (о. Таймыр); 4 — Анакитская интрузия; 5 — серия горы Черной (Закарпатье); 6 — базальт-аидзитовая серия Каскадных гор. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 2

габбровая формация Урала, имели место несколько взаимосвязанных процессов, роль которых и степень интенсивности менялась во времени в широких пределах.

Формирование пород формации происходило путем сложной дифференциации базальтового расплава, отвечающего по составу известково-щелочному алюминийстому толеитовому базальту, состав которого во всем аналогичен базальтам современных островных дуг (табл. 3).

Таблица 3
Средние взвешенные химические составы главных пород

Элементы и их соединения	Урал						Островные дуги		
	Ультраосновные	Основные	Средние	Кислые (плагиограниты)	Состав родоначальной магмы	Габбро-нориты (среднее из 40)	Япония	Сахалин	Океанический толеитовый базальт
	7,29*	74,94	9,90	7,87	100	3,66	—	—	—
SiO ₂	43,55	44,99	55,96	71,47	47,74	48,22	47,40	48,62	49,34
TiO ₂	0,28	0,89	0,57	0,13	0,75	0,62	0,20	0,71	1,49
Al ₂ O ₃	5,23	17,49	17,99	15,58	17,15	18,44	18,60	18,02	16,04
Fe ₂ O ₃	4,18	0,03	3,16	0,93	4,47	4,50	6,60	6,06	1,99
FeO	7,72	6,95	5,12	0,49	6,30	6,36	6,50	4,30	6,82
MnO	0,13	0,11	0,12	0,01	0,10	0,12	0,10	0,08	0,17
MgO	24,92	6,48	3,78	1,60	7,16	6,28	5,30	4,41	7,19
CaO	11,75	13,29	7,83	3,10	11,73	11,61	12,20	10,48	11,72
Na ₂ O	0,36	1,78	2,72	4,78	2,59	2,41	1,80	2,31	2,73
K ₂ O	0,07	0,47	1,31	1,39	0,59	0,46	0,40	0,84	0,16
Cr ₂ O ₃	0,17	0,001	—	—	0,01	0,01	—	—	—
NiO	0,016	0,001	—	—	0,01	0,01	—	—	—
CoO	0,001	0,002	—	—	0,001	0,001	—	—	—
V ₂ O ₅	0,006	0,004	—	—	0,01	0,01	—	—	—
P ₂ O ₅	0,001	0,025	—	—	0,01	—	0,10	0,13	0,16
SO ₃	0,001	0,003	—	—	0,001	—	—	0,21	—
H ₂ O	1,61	1,49	1,44	0,55	1,39	0,37	2,00	1,83	1,27

* Соотношение площадей пород, %

Расчетный химический состав формации оказался, практически, идентичен среднему химическому составу габбро-норитов. Тем самым мы получили полное основание считать, что вторая главная фаза магматизма (по А. А. Ефимову) имела базальтовый состав, из недифференцированной части которого образовались габбро-нориты. Этот вывод весьма существенен, так как доказывает многократное поступление расплава в камеры, где происходило формирование пород.

Родоначальный базальтовый расплав, генерация и подъем которого происходил вдоль всей зоны глубинного разлома, служил, по-видимому, и источником образования спилит-кератофировой

толщи в зоне прогиба. Подъем базальтового расплава сопровождался процессами глубинной кристаллизационной дифференциацией, гравитационного осаждения тяжелых кристаллов оливина и фракционирования. Формирование дунитов происходило, видимо за счет гравитационного накопления оливина в крутопадающих столбах оливино-базальтовой магмы в подводящих каналах. Общность строения, минералогического состава и металлогении дунитовых тел Урала и массивов центрального типа на платформах (например, Кондер, Инагли на Алдане) заставляет предполагать близость условий их формирования. Тем самым необходимо допустить, что формирование дунитов происходило в предгеосинклинальный субплатформенный период в относительно спокойной тектонической обстановке.

Последующая магматическая активизация сопровождалась мощными последовательными внедрениями того же расплава (II фаза) в магматические камеры, в которых в результате кристаллизационной дифференциации происходило формирование оливиновых пироксенитов, пироксенитов, магнетитовых пироксенитов, погруженных в тот же вновь поступающий базальтовый расплав. Этот процесс сопровождался аутометасоматическими изменениями ранее образовавшихся ультраосновных пород, при котором большое значение приобретало изменение потенциалов кислорода и воды. Этот процесс обусловил появление полосчатого пироксенит-гилеитового комплекса пород. Кристаллизация новых порций расплава обеспечила формирование оливиновых, оливин-пироксеновых габбро и габбро-норитов. Сегрегация богатых водой фаз вызвала образование пегматитовых пород. За счет глубинной дифференциации произошло отделение и последующее поступление прогрессивно более кислых расплавов, из которых формировались плагиограниты третьей, рвущей габбро-фазы.

На сформировавшийся комплекс базальтоидных пород наложился процесс регионального метаморфизма, с которым связаны амфиболитизация, сосюритизация и биотизация габброидов. После этого, вдоль восточной части массивов произошло внедрение гранодиоритов, сиенитов, гранитов, которые также воздействовали на более ранние габбро (окварцевание, гранитизация).

Формирование анатектических магм связано с дальнейшим процессом общего развития магматизма в зоне глубинного разлома, вызвавшего частичное расплавление и ассимиляцию сиалических корневых частей Уральской геосинклинали. Позднее внедрение гранодиоритов и гранитов подтверждается их абсолютным возрастом. Таким образом, породы дунит-пироксенит-габбровой формации сформировались в результате длительного и сложного развития мощного базальтового очага, эволюция которого предопределила характер всего среднепалеозойского магматизма на Полярном и Среднем Урале.

Гарцбургитовая формация, ее характерные черты и особенности

В структуре Уральской геосинклинали гипербазитовые массивы гарцбургитовой формации образуют вытянутые в меридиональном направлении пояса, согласные с общим направлением структур. Наиболее широким распространением гипербазиты пользуются на Полярном и Приполярном Урале, где расположены с севера на юг массивы Сyum-Кеу, Хепче-Рузь, Рай-Из, Войкаро-Сыненский, Хулгинский (от Щучьинского синклинория до широты Саранпауля). Южнее полоса гипербазитов сменяется цепью массивов дунит-пироксенит-габбровой формации. Гипербазиты вновь появляются только на широте Североуральска и приурочены они к восточному склону Урала (среди пород зеленокаменного антиклинория). К зоне главного разлома приурочена западная полоса массивов, называемая Сакмаро-Кемпирсайским поясом, который протягивается на юг до широты Эмбы и Мугоджар.

На широте Магнитогорска несколько западнее Сакмаро-Кемпирсайского пояса в зоне развития силурийских пород особняком расположен крупный массив Крака.

Все эти массивы относятся к палеозойскому этапу формирования Уралид и возраст их меняется от древних ($O-S_1$) на западе до более молодых (D_2-C_1) на востоке.

Почти все изучавшиеся массивы, исключая массив Крака, приурочены к зоне глубинного разлома и представляют собой пластовые или грубопластовые тела, сложенные преимущественно дунит-гарцбургитами, гарцбургитами, лерцолитами с подчиненным количеством пироксенитовых и габбровых пород (табл. 4). Лерцолиты приурочены к краевым и прикровлевым частям и, по-видимому, как-то связаны с влиянием боковых пород.

В качестве объектов исследования были изучены шесть наиболее хорошо исследованных достаточно обнаженных гарцбургитовых массивов Полярного и Южного Урала (см. табл. 4), породы которых незначительно или совсем не затронуты процессами серпентинизации. В качестве примера массива, в котором широко представлены пироксениты и габбро, был опробован массив Уктус, расположенный на южной окраине г. Свердловска.

При описании особенностей пород формации мы сознательно опускаем подробное изложение петрографии пород, так как в большом количестве великолепно выполненных работ ряда авторов содержатся исчерпывающие данные по этому вопросу.

Общие черты химизма и петрологии пород гарцбургитовой формации. Для суждения о химическом составе пород гипербазитовых массивов зоны главного разлома Урала мы располагаем 168 полными химическими анализами, взятыми, преимущественно, из литературных источников с добавлением ряда собственных анализов. В общем количество анализов по каждому массиву примерно пропорционально их площади.

17/3

Соотношение площадей пород (в км²) массивов гарцбургитовой формации Урала
(Западная полоса)

Массив	Площадь массива	Типы пород									
		ультраосновные						основные			кислые
		дуниты	дунит-лерцониты	дунит-гарцбургит	гарцбургиты	верлиты	серпентиниты	пироксениты (диаллаговые)	габбро	гранатпироксеновые породы	плагнограниты
Сьум-Кеу	1919,80	—	—	—	1919,80	—	—	—	—	—	—
Рай-Из	381,64	—	—	—	381,40	—	—	0,24	—	—	—
Войкарский	20, 50, 60	—	—	—	1931,60	—	—	119,0	—	—	—
Хулгинский	121,40	—	—	—	85,00	—	—	18,2	18,2	—	—
Крака	764,03	1,01	46,10	243,9	278,70	—	193,1	—	—	1,22	—
Кемпирсайский	855,80	175,00	231,80	—	367,40	—	82,6	—	—	—	—
Всего	6094,27	176,01	277,9	243,9	4693,90	—	275,7	137,44	18,2	1,22	—
в %	100	2,87	4,56	4,0	81,48	—	4,52	2,25	0,3	0,02	—
Уктус	78,90	8,0	—	—	—	13,0	—	24,0	33,90	—	—
Хабарный	293,72	37,4	—	—	184,95	—	—	33,8	40,29	—	7,28
Всего	382,62	45,4	—	—	184,95	13,0	—	57,8	74,19	—	7,28
в %	100	11,85	—	—	48,30	3,39	—	15,09	19,37	—	1,90
Итого	6476,59	221,41	277,9	243,9	5148,85	13,0	27 567	195,24	92,39	1,22	7,28
в %	100	3,40	4,29	3,76	79,54	0,20	4,25	3,02	1,42	0,01	0,11
По типам пород, %	100	95,44						4,45		0,11	



Средние химические составы пород вышеперечисленных массивов приведены в табл. 5. Основной особенностью главного типа пород гарцбургитовой формации Урала, представленного гарцбургитами, дунит-гарцбургитами, гарцбургит-лерцолитами, т. е. породами, состоящими из оливина и переменных количеств ромбического и моноклинного пироксенов, является высокая магнезиальность и низкое количество окиси кремния. Общая тенденция такова, что дуниты и перидотиты массивов Полярного Урала (Сыум-Кей), Рай-Из), которые наименее серпентинизированы, содержат в среднем большее количество магния и кремния, чем дуниты и перидотиты массивов Южного Урала, серпентинизация которых значительно выше.

Средние содержания порообразующих элементов в породах

Порода	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Дуниты	37	35,20	0,05	2,10	3,86	4,94	0,11	38,92	1,23	0,23	0,06
Перидотиты	43	40,09	0,09	2,06	4,18	3,97	0,09	38,73	1,46	0,22	0,09
Серпентиниты	13	38,01	0,08	1,63	5,27	3,12	0,11	38,14	0,39	0,12	0,07
Верлиты	3	42,37	0,21	2,37	2,79	6,40	0,14	29,16	9,51	—	0,66
Пироксениты:											
а) с ромбическим пироксеном,	2	49,15	0,08	2,39	0,88	7,31	0,16	31,53	5,70	—	0,90
б) диаллагиты	17	47,79	0,17	3,55	2,35	4,79	0,11	20,69	16,80	0,46	0,09
в) жильные	4	43,64	0,39	7,38	3,04	6,21	0,12	18,66	12,53	0,77	0,25
г) магнетитовые	2	39,60	0,86	3,46	13,65	11,55	0,23	15,41	14,03	—	0,16
д) амфиболизированные	5	46,47	0,38	9,28	4,48	4,04	0,09	19,40	11,81	1,19	0,21
Габбро	11	45,62	0,35	15,48	3,19	6,40	0,17	10,69	12,12	1,40	1,54
Форелленштейн	1	41,88	0,18	2,99	12,66	1,97	0,10	24,67	8,52	0,32	0,07
Анартозиты	3	51,76	0,10	28,17	1,33	1,73	0,01	0,58	11,66	3,99	0,1
Сульфидированные руды	5	28,65	0,06	6,34	6,83	5,11	0,04	10,04	0,11	—	—
Хромшпинелиды	22	1,31	0,15	13,02	5,69	13,06	0,05	19,73	—	—	—

Суммарная железистость пород (FeO+Fe₂O₃) колеблется в пределах 6—9%, причем в дунитах и перидотитах Полярного Урала преобладает FeO, а в породах массивов Южного Урала — Fe₂O₃, что свидетельствует о большей степени окисленности пород Южного Урала, обусловленной интенсивной серпентинизацией.

Характерной чертой гипербазитов являются низкие содержания алюминия, кальция, калия, натрия, титана. Содержания TiO₂, Al₂O₃ и щелочей закономерно меняются в породах массивов с севера на юг. Наиболее высокие содержания алюминия, кальция и щелочей характерны для мало измененных серпентинизацией по-

род массивов Полярного Урала, где этих элементов содержится в 2—3 раза больше, чем в соответствующих породах Южного Урала. Породы массива Крака занимают промежуточное положение. Количество титана примерно во всех породах одинаковое, но перидотиты Полярного Урала содержат повышенное его количество (0,15%).

Указанные особенности химических составов пород весьма четки и являются, видимо, не столько следствием процесса серпентинизации пород южноуральских массивов, сколько провинциальными отличиями, которые подчеркиваются также спецификой размещения хромитовых месторождений: с севера на юг увеличиваются масштабы хромитового оруденения, хотя по содержанию

Таблица 5

гарцбургитовой формации главного разлома Урала

NiO	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Cr ₂ O ₃	CoO	V ₂ O ₅	CO	S	CC ₂	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
0,17	0,92	5,36	0,99	0,008	—	0,012	0,09	—	—	5,75	100,00
0,09	0,30	3,34	0,375	0,004	0,007	0,032	—	—	—	4,87	100,00
0,20	0,51	3,00	1,17	—	—	—	0,09	—	—	3,09	100,00
0,10	0,40	—	0,44	—	—	—	0,51	—	—	4,96	100,00
—	0,31	—	—	—	—	—	—	—	—	1,59	100,00
0,01	0,30	0,80	0,25	Не обн.	—	0,004	0,35	—	—	1,50	100,00
0,01	0,13	4,76	0,22	—	—	Следы	—	—	0,38	1,51	100,00
0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100,00
0,14	0,10	—	0,50	—	—	—	0,16	—	—	1,75	100,00
0,06	0,50	1,36	0,01	—	—	—	0,09	0,09	0,22	0,23	100,00
—	0,57	5,48	0,16	—	0,03—0,04	—	0,02—0,03	—	—	—	99,69
—	0,56	—	—	—	0,04	—	—	—	—	0,10	100,00
0,05	0,90	1,02	40,68	—	Следы	—	0,16—0,006	—	—	—	100,00
0,13	—	—	46,32	0,007	—	0,05	—	—	0,177	0,31	100,00

хрома породы рассматриваемых массивов отличаются незначительно, и более того, дуниты Сyum-Кеу характеризуются очень высоким содержанием Cr₂O₃ (2,88%).

Во многих массивах, представленных главным образом гарцбургитами, присутствуют в подчиненном количестве пироксениты, представленные несколькими разновидностями. Это, с одной стороны, жильные пироксениты, сложенные энстатитом и диопсидом, с другой — пироксенит-перидотитовые породы полосчатого комплекса, расположенного всегда в краевой части массивов (Рай-Из, Войкарский, Уктус, Хабаровинский) и представленные диал-

лагитами, амфиболизированными пироксенитами, горнблендитами и очень редко, магнетитовыми пироксенитами. Энстатиты содержат небольшое количество кальция (5,7%) и высокое MgO (31,53%). Химический состав диопсидовых пироксенитов довольно обычный. В амфиболизированных разностях и горнблендитах количество Al_2O_3 , Na_2O , K_2O повышается соответственно до 9,28; 1,19; 0,21%.

С полосчатым комплексом ассоциируются и габбро, которые в ряде случаев (Сыум-Кей, Хабарнинский массив) являются продуктами глубокого метаморфизма вмещающих пород; с ним связаны мелкие тела форелленштейнов, анортозитов, габбро-пегматитов. Плагιοграниты, габбро-диориты в виде мелких тел отмечены только в Хабарнинском массиве.

Для вычисления средних взвешенных содержаний элементов в породах гарцбургитовой формации Урала были подсчитаны площади распространения пород (см. табл. 4).

При расчете массивы были объединены в две группы — собственно гарцбургитовые массивы (шесть массивов) и массивы Уктус и Хабарнинский, в которых широко представлены пироксенит-габбровые породы, относимые к сопряженной с гарцбургитами габбровой формации. Расчеты показали, что как первая, так и вторая группы массивов характеризуются резким преобладанием гарцбургитов и подчиненным развитием пироксенит-габбрового комплекса — соответственно 97,5% в первой и 63,7% во второй группе. В целом по формации соотношение пород составило: гарцбургиты 95,44%, пироксен-габбровый комплекс 4,45%, кислые породы 0,11%, т. е. породы гарцбургитовой формации Урала представляют собой яркий пример типично перидотитового магматизма.

На основании подсчета соотношений площадей распространения пород (см. табл. 4) и средних химических анализов пород формации были вычислены средневзвешенные химические составы ультраосновных и основных пород и всей гарцбургитовой формации в целом (см. табл. 5). Средневзвешенный состав формации отвечает перидотитам (табл. 6), причем в нем по сравнению с гарцбургитами закономерно увеличивается содержание Al, Ca, Na, K. Остальные элементы содержатся в несколько меньшем количестве или остаются без изменения.

Химический состав пироксенитов и габбро близок к известным мировым составам. Основные породы (при расчете бралась сумма пироксениты+габбро+более кислые дериваты) по составу отвечают низкоалюминистому пикрит-базальту или оливиновому базальту.

Большинство исследователей, начиная с Г. Хесса и А. Н. Заварицкого и кончая последними работами Д. С. Штейнберга, Н. Д. Соболева, Ю. М. Шейнмана, Г. С. Йодера и многих других, однозначно признают, что породы гарцбургитовой формации яв-

Средневзвешенные химические составы пород
гарцбургитовой формации Урала

Элементы и их соединения	Перидо- титы	Пироксе- ниты	Габбро	Ультра- основные (все перидо- титовые)	Основные (все базальто- идные)	Формация в целом
	91,19*	3,02	1,54	95,44	4,56	100
SiO ₂	39,41	47,79	45,58	38,96	46,78	39,32
TiO ₂	0,08	0,17	0,35	0,08	0,23	0,09
Al ₂ O ₃	2,07	3,55	15,49	2,05	7,39	2,29
Fe ₂ O ₃	4,14	2,35	3,21	4,19	2,63	4,12
FeO	4,09	4,79	6,38	4,05	5,30	4,11
MnO	0,09	0,11	0,17	0,09	0,13	0,09
MgO	38,75	20,69	10,70	38,72	17,48	37,75
CaO	1,43	16,80	12,14	1,38	15,30	2,01
Na ₂ O	0,22	0,46	1,39	0,22	0,76	0,24
K ₂ O	0,09	0,09	1,53	0,09	0,55	0,11
Cr ₂ O ₃	0,452	0,25	0,02	0,484	0,18	0,47
NiO	0,15	0,05	0,12	0,10	0,05	0,10
CoO	0,005	0,01	0,001	0,005	0,004	0,005
V ₂ O ₅	0,007	0,001	0,01	0,07	0,01	0,007
CO ₂	0,03	0,004	0,09	0,12	0,004	0,12
P ₂ O ₅			0,22		0,22	0,01
S	0,09	0,35	0,09	0,09	0,27	0,10
H ₂ O ⁻	0,38	0,30	0,50	0,39	0,36	0,39
H ₂ O	3,59	0,80	1,36	3,56	0,96	3,44
П.п.п.	4,83	1,40	0,65	5,42	1,36	5,23
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

* Площади распространения пород, %.

ляются продуктом перидотитовой магмы, связаны с глубинными подкоровыми зонами верхней мантии земли.

Таким образом, изучение вещества гипербазитов позволяет до некоторой степени судить о составе подкорового вещества, по отношению к которому они являются своего рода тугоплавкими рестидами, так как сами гипербазиты имеют состав, практически исключающий возможность образования кислых дифференциатов, обогащенных кальцием, алюминием, щелочами и редкими элементами.

Распределение средних содержаний рудных и редких элементов в породах дунит-пироксенит-габбровой формации Урала. В настоящее время почти любые петрологические концепции не могут быть построены без учета геохимических аспектов. Более того, закономерности распределения рудных и редких элементов во многих случаях являются даже более информативными, чем изменение количеств петрогенных элементов. Редкие элементы как

индикаторы петрологических процессов являются особенно эффективными при сопоставлении близких по химизму пород, таких, как базальты, гипербазиты и т. д.

Рассмотрим последовательно по группам элементов черты, отличающие средние содержания элементов в породах формации от мировых кларков (табл. 7).

Титан, ванадий. Средние содержания титана в ультраосновных разностях характеризуются закономерным пятикратным увеличением от дунитов (360 г/т) к пироксенитам (1500 г/т). Такая же тенденция увеличения содержаний в 2—3 раза характерна и для ультраосновных метасоматитов в ряду оливиниты — пегматидные пироксениты — горнблендиты. Основные породы характеризуются умеренными количествами титана (1500—5000 г/т), содержание которого в метасоматитах резко падает в 3—4 раза. В средних породах количество титана соизмеримо с концентрациями в основных интрузивных разностях.

Распределение ванадия, средние содержания которого на 1—1,5 порядка ниже содержаний титана, в общем подчиняется такой же закономерности.

В породах формации средние содержания этих элементов в целом для ультраосновных разностей выше, а в основных — ниже кларковых величин. В дунитах содержатся почти кларковые значения титана, однако в перидотитах, пироксенитах, и в особенности в их метасоматических разностях содержание титана в 3—25 раз выше кларка. В то же время основные породы характеризуются пониженным в 2—8 раз против кларка количеством титана (1000—5000 против 9000 г/т). В габбро-пегматитах, троктолитах и анортозитах количество титана еще ниже и составляет 1/15—1/20 кларка. Столь низкое по сравнению с кларком содержание титана объясняется, видимо, тем, что при расчете кларков основных пород значительная доля анализов приходится на базальты с высокими содержаниями этого элемента. Интрузивные же породы характеризуются более низкими содержаниями титана.

В средних породах количество титана примерно равно содержанию в основных разностях и несколько снижается в кислых плагиогранитах.

Средние содержания ванадия в ультраосновных породах в 2—4 раза выше, а в основных породах (габбро-норитах, оливиновых, пироксеновых и анортитовых габбро) в 3—5 раз ниже кларка. Только оливин-биотитовые и роговообманковые габбро характеризуются кларковым и выше кларкового содержаниями. Выше кларка среднее содержание ванадия в троктолитах и анортозитах. В плагиогранитах количество ванадия резко падает и составляет 1/10 кларка.

Высокие концентрации титана и ванадия, характерные для оливин-пироксеновых и роговообманковых ультраосновных пород, являются специфической провинциальной чертой дунит-пироксенит-габбровой формации Урала.

Хром, никель, кобальт. Концентрации этих элементов меняются в значительных пределах. В ультраосновных породах соотношение между ними всегда $Cr > Ni > Co$ при содержаниях 1000—3700; 200—1400; 100—120 г/т соответственно.

В основных и средних по составу породах концентрации хрома и никеля падают, а кобальта несколько возрастают. При этом изменяется соотношение между элементами: $Cr \leq Ni > Co$. Особенно низкие содержания хрома отмечаются в полевошпатовых основных метасоматитах (5—20 г/т).

В ультраосновных породах формации только хром в дунитах и оливинитах, а кобальт в оливинитах содержится в количествах, равных или несколько выше кларковых. В остальных разностях ультраосновных пород содержания ниже кларков: хрома в 2—6 раз, никеля — в 1,5—6 раз, кобальта — в 2—4 раза.

В основных породах картина несколько меняется. Количество хрома остается в 4—5 раз ниже кларкового, но никель и в особенности кобальт присутствуют в количестве, соответственно, 2—3 и 6—10 раз больше кларкового. В метасоматитах основных пород их содержание падает и только кобальт содержится примерно в кларковых количествах. В плагиогранитах содержания этих элементов равны кларкам.

Указанные особенности в распределении хрома, никеля и кобальта также, видимо, имеют провинциальный характер.

Галлий и германий содержатся в весьма малых количествах. Концентрации галлия в основных породах примерно в 2 раза выше, чем в ультраосновных и средних. Содержания германия остаются постоянными во всех типах пород формации. Во всех ультраосновных породах, исключая дуниты, галлий содержится в повышенных количествах, превышающих в 3—30 раз кларк. В основных породах он содержится в кларковом количестве и только габбро-нориты характеризуются повышенным количеством галлия (33 г/т при кларке 18 г/т). Содержание германия постоянно и примерно в 2—3 раза выше кларка или равно ему.

Скандий, бор. Количество скандия возрастает от дунитов к пироксенитам, убывает в основных и кислых разностях с 80—100 до 20—30 г/т. Ультраосновные породы формации, в особенности их пегматоидные диаляговые и роговообманковые разности характеризуются резко повышенным содержанием скандия, которое в 10—25 раз превышает кларк этих пород. Эта геохимическая особенность является характернейшей чертой интрузивных и автометасоматических пироксенитов и горнблендитов. Содержание скандия в основных породах также несколько превышает кларк скандия. Низкие содержания скандия имеют место в анортозитах, плагиоаплитах, диоритах и плагиогранитах, что вызвано обычным геохимическим поведением скандия.

Содержание бора в породах почти не меняется. В ультраосновных породах оно равно кларку, но в метасоматических их разностях его количество в 3—13 раз превышает кларк. В основных

Среднее содержание элементов в породах дунит-габбровой формации Урала, в вес. %

Порода	Fe	Cr	Ni	Co	Ti	V	Sc	Ge
Перидотиты	9,45 (37)	0,236 (37)	0,082 (21)	0,006 (5)	0,0154 (52)	0,0065 (10)	0,0014 (10)	0,00019 (6)
Пироксениты	7,90 (29)	0,124 (20)	0,027 (14)	0,006 (9)	0,19 (21)	0,0143 (7)	0,0091 (11)	0,00028 (8)
Метасоматиты	14,39 (22)	0,161 (27)	0,027 (10)	0,010 (6)	0,077 (23)	0,0247 (6)	0,0028 (13)	0,00002 (8)
Метасоматиты амфиболизировавшиеся	12,63 (6)	0,054 (4)	0,079 (4)	0,0086 (2)	0,65 (19)	0,029 (14)	0,0082 (7)	0,0003 (5)
Метасоматиты полевошпатовые	9,56 (12)	0,15 (4)	0,025 (5)	0,0096 (2)	0,299 (4)	0,0044 (9)	0,0213 (5)	0,00022 (9)
Орто-породы	8,81 (66)	0,19 (57)	0,059 (35)	0,0068 (14)	0,169 (73)	0,0098 (17)	0,0042 (22)	0,00023 (14)
Мета-породы	11,24 (40)	0,13 (35)	0,036 (19)	0,0095 (10)	0,321 (46)	0,0242 (25)	0,0048 (29)	0,00019 (22)
Ультраосновные (все)	9,15 (106)	0,18 (92)	0,056 (54)	0,007 (24)	0,19 (119)	0,0118 (42)	0,00024 (36)	0,00058 (19)
Кларк ультраосновных пород	9,85	0,2	0,2	0,2	0,03	0,004	0,0005	0,0001
Ортогаббро	8,58 (101)	0,0018 (23)	0,0091 (19)	0,014 (21)	0,358 (25)	0,059 (16)	0,0059 (30)	0,00012 (20)
Метагаббро	8,66 (15)	0,0023 (7)	0,028 (5)	0,011 (6)	0,372 (11)	0,0025 (6)	0,0026 (20)	0,0003 (13)
Амфиболизировавшиеся габбро	8,68 (36)	0,0017 (17)	—	0,004 (2)	0,38 (6)	—	0,0024 (2)	—
Габбро-нориты	8,08 (8)	0,0052	0,05	0,03	0,17	0,003	0,0021	0,0003
Основные (все)	8,59 (152)	0,0018 (47)	0,0098 (24)	0,013 (29)	0,36 (42)	0,0544 (22)	0,0046 (52)	0,00012 (33)
Кларк основных пород	8,59	0,02	0,016	0,0045	0,9	0,02	0,0024	0,00015
Диориты	5,94 (17)	—	—	—	0,4 (4)	—	0,0012 (2)	0,00015 (4)
Плагнограниты	1,33 (10)	0,001 (2)	0,02 (2)	0,005 (2)	0,261 (4)	0,002 (2)	0,0004 (3)	0,00001 (2)
Кларк кислых пород	27	0,0025	0,0008	0,0005	0,23	0,04	0,0003	0,00014
Формация в целом	7,77 (285)	0,015 (141)	0,015 (80)	0,011 (35)	0,34 (169)	0,042 (66)	0,0039 (109)	0,00012 (75)

Порода	Ga	B	Li	Rb	TR	Zr	Nb	Be	Sr
Перидотиты	0,00043 (4)	0,00043 (6)	0,00054 (8)	0,0018 (6)	0,001 (6)	0,0024 (8)	Следы (2)	— (3)	0,0357 (6)
Пироксениты	0,00088 (5)	0,00089 (14)	0,00051 (13)	0,0020 (11)	0,019 (7)	0,001 (5)	" (6)	— (3)	0,0209 (11)
Метасоматиты	0,00094 (4)	0,0005 (8)	0,00034 (11)	0,0004 (9)	0,016 (6)	0,0014 (6)	" (8)	$3,5 \cdot 10^{-7}$ (7)	0,0134 (11)
Метасоматиты амфиболдизи- рованные	—	0,0005 (5)	0,00022 (8)	0,0011 (6)	0,001 (3)	0,0014 (8)	" (3)	$1,6 \cdot 10^{-7}$ (5)	0,0302 (6)
Метасоматиты полевошпа- товые	0,0015 (6)	0,0004 (7)	0,00058 (13)	0,0023 (10)	0,012 (4)	0,002 (5)	0,0002 (6)	— (3)	0,8250 (9)
Орто-породы	0,0005 (9)	0,00047 (20)	0,00053 (21)	0,0019 (17)	0,0082 (13)	0,0018 (13)	Следы (8)	— (6)	0,0296 (17)
Мета-породы	0,0011 (10)	0,0004 (20)	0,00046 (32)	0,0016 (25)	0,0106 (13)	0,0007 (19)	" (17)	$1,95 \cdot 10^{-7}$ (14)	0,057 (26)
Ультраоснов- ные (все)	0,00046 (40)	0,00052 (53)	0,0019 (42)	—	0,0085 (2)	0,0016 (32)	0,0001 (25)	$1 \cdot 10^{-7}$ (20)	0,034 (4)
Кларк ультра- основных пород	0,0002	0,0001	0,00005	0,0002	0,0035	0,003	0,0001	$2 \cdot 10^{-5}$	0,001
Ортогаббро	0,0017 (18)	0,0006 (26)	0,00038 (35)	0,0019 (29)	0,0062 (19)	0,0016 (30)	0,0002 (13)	$1,59 \cdot 10^{-6}$	0,086 (32)
Метагаббро	0,0012 (6)	0,0003 (17)	0,000056 (15)	0,0016 (13)	0,0033 (8)	0,0015 (14)	0,0005 (9)	$4,68 \cdot 10^{-6}$ (10)	0,049 (12)
Амфиболдизи- рованные габбро	—	0,001 (2)	0,0005 (2)	0,003 (2)	—	0,0022 (3)	—	—	0,04 (5)
Габбро-нориты	0,0033	0,0002	0,0012	0,0014	0,017	0,0019	0,0003	$5 \cdot 10^{-5}$	0,092
Основные (все)	0,0015 (24)	0,0006 (45)	0,00039 (52)	0,0020 (44)	0,0054 (17)	0,0016 (47)	0,001 (47)	$6,3 \cdot 10^{-6}$ (25)	0,084 (49)
Кларк основ- ных пород	0,0018	0,0005	0,0015	0,0045	0,012	0,01	0,002	$4 \cdot 10^{-5}$	0,044
Диориты	—	0,0006 (11)	0,0066 (16)	0,003 (16)	—	0,0059 (9)	0,0005 (4)	$1 \cdot 10^{-4}$ (5)	0,089 (7)
Плагиограниты	0,002 (2)	0,00009 (3)	0,0015 (7)	0,003 (5)	0,0078 (3)	0,0044 (7)	—	$1 \cdot 10^{-4}$ (2)	0,10 (4)
Кларк кислых пород	0,002	0,0015	0,004	0,02	0,0258	0,02	0,002	$5,5 \cdot 10^{-4}$	0,03
Формация в целом	0,0014 (45)	0,0005 (99)	0,0005 (128)	0,0022 (105)	0,006 (53)	0,0023 (95)	0,0013 (76)	$2,4 \cdot 10^{-5}$ (52)	0,0825 (103)

породах содержание бора в общем отвечает кларку. Только рудные габбро и габбро-амфиболиты содержат бор в несколько большем количестве. Повышенные содержания бора в последних вызвано, видимо, заимствованием его из первоначальных эффузивов.

Редкие земли в породах формации содержатся в количестве от 10 до 200 г/т. В ультраосновных породах содержатся в количестве в 2—3 раза превышающем кларк. Особенно высокие их концентрации содержатся в пироксенитах (280 г/т) пегматондных пироксенитах (590 г/т) и тылантах (140 г/т). В основных и средних типах пород содержания редких земель равно или значительно ниже кларка.

Цирконий в породах содержится в количестве 10—20 г/т. По отношению к кларку его содержания понижены. В особенности это характерно для основных пород, где средние содержания циркония в 2—7 раз ниже кларка. Наибольшие концентрации циркония характерны для кислых пород (40—60 г/т).

Ниобий, бериллий. Оба элемента содержатся в количествах меньше кларка. Их содержания лежат на границе или ниже чувствительности применявшихся методов исследования. В силу этого для большинства проб получены отрицательные результаты, так как чувствительность методов недостаточна. Эти элементы не характерны для пород формации.

Калий, натрий, кальций. Поведение этих элементов разбиралось выше, в разделе петрохимии. В целом наблюдается увеличение количества калия и натрия от ультраосновных пород и основных. Обычно $Na > K$, но в оливинитах соотношение обратное — $K > Na$. Содержание этих важных породообразующих элементов в целом значительно отличается от кларков. Для большинства ультраосновных пород и их метасоматитов средние содержания калия и кальция значительно, в 3—20 раз, выше, а натрия в 2—9 раз ниже кларков. Только в уралитовых пироксенитах содержания натрия в два с лишним раза выше, чем кларк. Большинство основных пород содержат калий и натрий в пониженном в отношении к кларку количестве. Средние содержания кальция, напротив, в большинстве типов пород превышают кларк в 1,5 раза. Только анортозиты и плагиограниты характеризуются пониженным количеством кальция.

Литий, рубидий. Содержания этих элементов в породах изменяются мало. Обычно количество рубидия на порядок выше количества лития, только в основных габбро они равны. В ультраосновных породах редкие щелочи содержатся в количестве, которое в 4—15 раз превышает кларковое содержание. Основные и средние породы, наоборот, характеризуются пониженными концентрациями лития и рубидия. Наиболее близки к кларкам содержания лития в габбро-норитах, оливиновых габбро и плагиогранитах; рубидия в рудных габбро, габбро-диоритах, диоритах и плагиогранитах.

Стронций. Наибольшие количества стронция содержатся в дунитах (600 г/т), тылантах (800 г/т) и габбро (500—900 г/т). Максимум падает на анортозиты (2600 г/т) и на габбро-диориты (3600 г/т). Средние содержания стронция в ультраосновных и основных породах в целом выше кларка. Особенно высокие содержания стронция имеют место в ультраосновных породах — дунитах, пироксенитах, тылантах, где его количество в 60—80 раз выше кларка. В средних породах этот разрыв уменьшается. В кларковых количествах стронций содержится в пироксеновых, кварцевых, рудных и габбро-амфиболитах. В остальных типах пород его количество в 1,5—2 раза выше кларка, а в таких породах, как анортозиты и габбро-диориты — в 6—8 раз.

Изучение геохимии 26 рудных, редких и петрогенных элементов дало возможность впервые получить среднее содержание 20 элементов в 29 типах пород формации (табл. 8).

В целом для пород формации характерны низкие средние содержания названных элементов. Так, только Ti, Cr, Ni, K, Sr содержатся в количествах больше 0,1%; V, Co, Ca, TR и Sg (в некоторых типах) — в количествах 0,01—0,1%, остальные элементы присутствуют в количествах меньше 0,01%.

Распределение элементов в породах формации в целом следует известным закономерностям протокристаллизации. От ультраосновных пород к кислым уменьшается содержание Cr, Ni, Co, Sc и повышается количество Ti, TR, Zr, Rb, Sg.

Средние содержания элементов в породах дунит-пироксенит-габбровой формации Урала значительно отличаются от известных мировых кларков соответствующих типов пород.

В ультраосновных породах содержания Ti, V, Ga, Ge, Sc, В в магматических разностях и TR, K, Ca, Li, Rb, Sg в метасоматитах выше кларкового. В кларковых количествах присутствуют Ti, Ga в дунитах, V, Co в оливинитах, Cr в оливинитах и пироксенитах, и в большинстве типов пород — Co, Zr, Nb, Be. Ниже кларка содержания Co, Cr, Zr, Na в метасоматитах.

В основных породах выше соответствующего кларка содержания Co, Ca, Sr, Ni в габбро-норитах. В кларковых количествах в габбро-диоритах и плагиогранитах присутствуют Ga, Ge, Sc, В, Be, TR.

В большинстве основных пород Ti, V, Ni, Tr, Zr, Nb, K, Na, Li, Rb содержатся в количествах ниже кларка.

Изменение средних содержаний Ti, V, Cr, Ni, Co, Sc, Ga, Zr, Ca и некоторых других элементов зависит от происхождения пород и условий их образования. Изменение содержаний этих элементов позволяет отличить однотипные породы магматического и метасоматического генезиса. Так, в отличие от дунитов, оливиниты содержат повышенные количества Ti, Co, Sc, Ga и пониженные Cr, Ni; по сравнению с габбро-норитами рудные метасоматические габбро содержат повышенное количество Ti, V, Ca и низкое Cr. В комп-

Сопоставление формационных кларков дунит-пироксенит-габбровой формации Урала
с кларками мировых типов пород, %

Элемент	Формация в целом	Основные породы		Ультраосновные породы		Кислые породы	
		По А. П. Вино- градову	Урал	По А. П. Вино- градову	Урал	По А. П. Вино- градову	Урал
Cr	0,015	0,02	0,0018	0,2	0,18	0,0025	0,0028
Ni	0,015	0,016	0,0098	0,2	0,056	0,0008	0,02
Co	0,011	0,0045	0,013	0,02	0,007	0,0005	0,005
Ti	0,344	0,9	0,36	0,03	0,19	0,23	0,26
V	0,042	0,02	0,054	0,004	0,012	0,004	0,002
Pt	0,0000046	0,00001	—	0,00002	0,000046	—	—
Pd	0,0000008	0,0000019	—	0,000012	0,000008	—	—
Sc	0,0039	0,0024	0,0046	0,0005	0,0043	0,0003	0,0004
Ge	0,00012	0,00015	0,00012	0,0001	0,00024	0,00014	—
Ga	0,0014	0,0018	0,0015	0,0002	0,00058	0,002	0,002
B	0,0005	0,0005	0,0006	0,0001	0,00043	0,0015	0,00039
TR	0,006	0,0128	0,0054	0,0005	0,0085	0,0258	0,0078
Zr	0,0023	0,01	0,0016	0,003	0,016	0,02	0,0044
Nb	0,00013	0,002	0,0001	0,0001	0,0001	0,002	—
Be	0,000024	0,00004	0,00001	0,00002	0,00001	0,00055	0,0001
Na	0,96	1,94	0,66	0,57	0,38	2,77	2,79
K	0,37	0,83	0,26	0,03	0,12	3,34	0,98
Li	0,00051	0,0015	0,0004	0,00005	0,00052	0,004	0,0015
Rb	0,0022	0,0045	0,0020	0,0002	0,0019	0,02	0,003
Ca	9,38	6,72	10,57	0,7	5,00	1,58	2,26
Sr	0,082	0,044	0,084	0,001	0,034	0,03	0,1

Примечание. Величины, превышающие кларковые, выделены полужирным шрифтом.

лексе с аксессуарными минералами указанные особенности могут служить геохимическими критериями генезиса пород.

На основании средних содержаний были вычислены средние взвешенные содержания для типов пород и для всей формации в целом с учетом площадей распространения пород. Оказалось, что подавляющая часть пород формации представлена габбро и формация, в сущности, является габбровой. После исключения анатектических пород, не являющихся дифференциатами родоначальной базальтовой магмы (см. рис. 2, 3), соотношение пород формации следующее: дуниты, перидотиты 3,72%, пироксениты и их метасоматические разности 3,57%, магматические габбро 66,74%, метасоматические габбро 5,05%, метаморфизованные амфиболитовые разности 3,13%, габбро-диориты, диориты 9,90%, кислые дифференциаты (плагиограниты) 7,87%. Исходя из полученных соотношений, были рассчитаны средневзвешенные составы главных типов пород и формации в целом (см. табл. 8), которые являются первыми, пока ориентировочными формационными кларками. По сравнению с кларком основных пород формация в целом характеризуется повышенными содержаниями Co, V, Sc, Ca, Sr; кларковыми Cr, Ni, Ge, Ga, B. Остальные элементы содержатся в количествах ниже кларка. Особенно существенны расхождения кларка и содержаний в ультраосновных породах, характеризующихся повышенными количествами Ti, V, Sc, Ge, Ga, B, TR, K, Ca, Li, Rb, Sr.

Распределение средних содержаний элементов в породах гарцбургитовой формации Урала. Определение содержаний рудных и редких элементов в породах гарцбургитовой формации Урала позволило уточнить, а в ряде случаев получить впервые средние содержания следующих элементов: титана, ванадия, хрома, никеля, кобальта, скандия, германия, галлия, бора, элементов группы редких земель, циркония, бериллия, кальция, стронция, калия, натрия, лития и рубидия (табл. 9).

В изменении средних содержаний перечисленных выше элементов четко проступают геохимические черты, характеризующие специфические, провинциальные особенности гарцбургитовой формации Урала. Эти черты явственно проступают на фоне кларковых содержаний данных элементов.

Титан, ванадий. В целом от ультраосновных пород к основным наблюдается постепенное повышение средних содержаний обоих этих элементов: с 300 до 1000 г/т в первых и до 3800 г/т во вторых и с менее чем 10 до 180 г/т в первых и до 162 г/т во вторых.

В ультраосновных породах титана содержится в 2—10 раз больше кларкового. В то же время в основных породах содержание титана в 4—10 раз ниже кларкового. Это вызвано, видимо, тем, что в основе расчета кларков основных пород значительная доля анализов приходится на базальты с высоким содержанием этого элемента.

Средние содержания элементов в породах гарцбургитовой формации Урала, вес. %

Типы пород	Породы	Ti		V		Cr		Ni		Co		Sc		Ge		Ga	
		n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	10 ⁻⁴ %	n	10 ⁻⁴ %	n	10 ⁻⁴ %
Ультра- основные	<i>Кларк</i> (по К. К. Турекьяну и К. Г. Веденолю)		0,03		0,004		0,16		0,2		0,015		7,3		1,5		1,5
	Дунит-гарцбургиты	37	0,03	He опр.	10	0,14	17	0,158	1	0,016	12	7,9	8	0,1	4	1,0	
	Гарцбургиты	49	0,06	2	0,001	13	0,18	11	0,15	7	0,0007	16	7,2	10	1,0	5	1,0
	Пироксениты (диалагиты)	17	0,10	3	0,012	5	0,247	4	0,088	2	0,014	10	31	3	10	2	6
	Гранат-пироксеновые породы	2	0,35	2	0,018	2	0,096	2	0,028	He опр.	5	58	2	0,1	2	8	
	Серпентиниты	13	0,05	He опр.	13	0,08	13	0,148	22	" "	6	8	1	1			
Хромитовые шилры	22	0,10	" "	22	0,032	22	0,1	22	0,005	4	3	2	13	2	12		
Основ- ные	<i>Кларк</i> (по К. К. Турекьяну и К. Г. Веденолю)		1,38		0,025		0,017		0,013		0,0048		30		1,3		17
	Габбро	12	0,38	6	0,0162	6	0,017	6	0,009	4	0,0011	14	40	6	1,5	5	15
	Микрогаббро		He опр.		He опр.		He опр.		He опр.		He опр.	2	60	2	3	2	20
	Габбро-биотиты (жилыные)		" "		" "		" "		" "		" "	2	16	2	0,7	2	21
	Габбро-пегматиты	1	0,12		" "		" "		" "		" "	2	30	2	1,5	1	15
	Анортозиты	3	0,06		" "		" "		" "		" "	3	6,5	2	0	1	10

Типы пород	Породы	B		TR		Zr		Ca		Sr		K		Na		Li		Rb	
		n	10 ⁻⁴ %	n	10 ⁻⁴ %	n	10 ⁻⁴ %	n	%	n	%	n	%	n	%	n	10 ⁻⁴ %	n	10 ⁻⁴ %
		Ультра- основные	<i>Кларк</i> (по К. К. Турекьяну и К. Г. Веденолю)		3,0		0,Х		45		2,50		0,001		0,0040		0,42		0,Х
Дунит-гарцбургиты	13		14,5		He	9	22	7	0,18	7	0,01	10	0,062	9	0,05	11	2	2	10
Гарцбургиты	11		8,5	1	2,5	14	33	2	0,16	9	0,01	11	0,085	11	0,16	15	0,9	4	10
Пироксениты (диалагиты)	6		5,3	2	39	6	30	4	3,00	7	0,011	10	0,246	9	0,87	9	6,0	5	10
Гранат-пироксеновые породы	4		10	2	10	4	60	2	8,00	1	0,003	2	0,27	2	1,00	3	12	2	11
Серпентиниты Хромитовые шпиры	5 2		4,5 3	1	10 He опр.	4	59 He опр.	2 3	4,70 0,072	3 1	0,35 0,000Х	2 1	0,08 0,09	2	0,05 He опр.	5	5 0,Х	3	30 He опр.
Основ- ные	<i>Кларк</i> (по К. К. Турекьяну и К. Г. Веденолю)		5		98		140		7,60		0,0465		0,83		1,80		17		30
	Габбро	8	10,5	4	26	9	22	4	0,805	6	0,011	9	0,38	8	0,86	8	4	4	10
	Микрогаббро	2	20	1	43	2	43		He		He	2	0,72	2	2,45	2	10	1	
	Габбро-биотиты (жильные)	2	10	2	17	2	8,2		опр. То же	1	0,007	2	0,08	2	1,62	3	15	1	20
	Габбро-пегматиты Анартозиты	2 2	6 26	2	86 He опр.	2	11 15	2 1	1,10 5500	2 1	0,06 0,0100	3 2	0,44 3,00	3 2	1,13 4,26	2 2	12 1	1 1	1 20

Ванадий в гарцбургитах содержится в меньшем, чем кларк количестве, но в пироксенитах его содержание в 3—4 раза выше. Пониженно, по сравнению с кларком, содержание ванадия в габбро.

Хром, никель, кобальт. Хром находится в кларковых количествах, хотя в пироксенитах его содержание несколько повышается, а в гранат-пироксеновых породах и серпентинитах понижается в 1,5—2 раза. Содержание никеля и кобальта в целом ниже кларкового, особенно кобальта в гарцбургитах и габбро.

Скандий. Этот элемент содержится в кларковых количествах в гарцбургитах, габбро и серпентинитах. Повышенные содержания в 2—3 раза более кларка отмечены в пироксеновых породах и микрогаббро.

Германий и галлий. Названные элементы присутствуют почти во всех типах пород в кларковых количествах. Несколько повышенное содержание галлия имеет место в пироксенитах, гранат-пироксеновых породах и особенно (в 10 раз) в хромитах.

Бор. Средние содержания бора в целом в 2—4 раза выше соответствующих кларков, и только в хромитах и габбро-пегматитах содержание кларковое. Особенно высокая концентрация бора характерна для дунит-гарцбургитов (в 4 раза выше кларка), микрогаббро (в 4 раза) и анортозитов (в 5 раз).

Редкие земли, цирконий. Хотя это все типично литофильные элементы, их средние содержания распределены по-разному. В ультраосновных породах их содержания либо кларковые, либо несколько выше. В основных породах, наоборот, средние содержания их в 5—10 раз ниже кларков.

Кальций, стронций. Для кальция характерно пониженное по сравнению с кларком содержание во всех типах пород, исключая пироксениты и серпентиниты.

Стронций, напротив, содержится в очень высоких концентрациях в ультраосновных породах (в 100 раз выше кларка), но в остальных породах он содержится в пониженных против кларка количествах.

Калий, натрий. Все ультраосновные породы содержат резко повышенные количества калия (в 20—60 раз более кларка) и пониженное в 3—4 раза количество натрия. Исключение составляют пироксениты, в которых содержание натрия в 2 раза выше кларка. В основных породах содержание щелочей в целом ниже кларкового в 1,5—2 раза. В то же время содержание натрия в микрогаббро, а калия и натрия в анортозитах в 1,5—2,5 раза выше, что вполне естественно, тем более для анортозитов.

Литий, рубидий. За исключением пироксенитов и габбро литий во всех породах имеет кларковые содержания. В пироксенитах и гранат-пироксеновых породах содержание лития на порядок и более выше, а в габбро в 4 раза ниже кларка. Содержание рубидия также на порядок выше в ультраосновных и несколько ниже кларка в основных породах формации.

Опираясь на средние содержания элементов в породах формации (см. табл. 9) и соотношение площадей распространения этих пород (см. табл. 4) можно получить величины средневзвешенных содержаний по типам пород и в целом по формации (табл. 10).

Таблица 10

Сравнение кларков мировых пород и пород гарцбургитовой формации Урала, %

Элементы	Кларки гарцбургитовой формации Урала			Кларки по А. П. Виноградову		Каменные метеориты (L-хондриты)
	формации в целом	ультраосновных пород	основных пород	основных пород	ультраосновных пород	
Fe	6,09	6,09	5,97	8,56	9,85	25,0
Cr	0,150	0,15	0,014	0,02	0,2	0,25
Ni	0,148	0,152	0,062	0,016	0,2	1,35
Co	0,002	0,0014	0,014	0,0045	0,02	0,08
Ti	0,05	0,047	0,20	0,9	0,03	0,05
V	0,0097	0,004	0,013	0,002	0,004	0,007
Sc	0,00084	0,00086	0,0034	0,0028	0,00073	0,0006
Ge	0,0001	0,0001	0,00005	0,00013	0,00015	0,001
TR	0,0002	0,00026	0,0035	0,0098	0,1	0,0031
Zr	0,0033	0,0033	0,0027	0,014	0,003	0,003
Nb	0,0003	0,00031	0,0007	0,002	0,0001	0,00003
Ga	0,00014	0,0001	0,00096	0,0018	0,0002	0,0003
B	0,00088	0,0009	0,00066	0,0005	0,0001	0,0002
Na	0,19	0,15	0,87	1,94	0,57	0,7
K	0,077	0,0079	0,28	0,83	0,03	0,085
Li	0,00014	0,00012	0,00054	0,0015	0,00005	0,0003
Rb	0,003	0,0031	0,001	0,0045	0,0002	0,0005
Ca	1,10	0,85	6,81	6,72	0,7	1,40
Sr	0,0067	0,0068	0,045	0,044	0,001	0,001

Примечание. Величины, превышающие кларковые, выделены полужирным шрифтом.

Из этой таблицы видно, что кларки ультраосновных пород гарцбургитовой формации Урала по сравнению с мировыми кларками ультраосновных пород содержат повышенные количества Ti, Sc, TR, Nb, B, K, Li, Rb, Sr. Основные породы формации, напротив, содержат в пониженном, по отношению к кларкам основных пород, количестве почти все элементы, за исключением Ni, Co, Sc, B.

Кларки гарцбургитовой формации Урала естественно сравнивать с мировыми кларками ультраосновных пород.

Для формации в целом характерно повышенное содержание Ti—1,5 раза; V—2 раза; TR—10 раз; Nb—3 раза; K—2,5 раза; Li—3 раза; Rb—10 раз; Ca—1,5 раза; Sr—6 раз. В то же время

содержания Fe, Cr, Co, Ga, Na лежат ниже кларков. Обращает на себя внимание тот факт, что породы формации в целом содержат повышенные количества преимущественно литофильных элементов (TR, Nb, K, Li). Очевидно, здесь имеют место чисто провинциальные особенности, характерные для гарцбургитовой формации именно Урала.

В основных породах (габбро) содержание выше кларкового характерно для скандия и бора и кларковые для хрома, германия и галлия. Остальные элементы содержатся в количествах меньше кларка.

Сопоставление особенностей химического состава главных типов пород обеих формаций. Как уже отмечалось, в пределах Урала распространены два генетически различных типа перидотитов: перидотиты, относимые к гарцбургитовой формации, которые считаются производными перидотитовой магмы, и перидотиты, часто весьма к ним близкие по химизму и внешнему виду, являющиеся дифференциатами базальтового расплава и входящие в состав самостоятельной дунит-пироксенит-габбровой формации. В числе пород сложно дифференцированных массивов всегда присутствуют такие породы, как дуниты, верлиты, перидотиты, оливиниты, горнблендиты и т. д. Все эти породы как первой, так и второй формации имеют близкий минералогический состав, внешний облик и химический состав. Поэтому сравнение особенностей химизма названных пород приобретает большой научный и практический интерес.

В табл. 11 приведены средние содержания наиболее важных пороодообразующих элементов для однотипных пород двух формаций Урала.

Различия в средних содержаниях главнейших элементов возрастают от ультраосновных пород к основным по мере увеличения кремнекислотности. Наименьшие отличия наблюдаются между составами дунитов, но и здесь разница достаточно четкая. Наиболее существенным является то, что дуниты дунит-пироксенит-габбровой формации (гб) по сравнению с дунитами гарцбургитовой формации (грц) содержат большое количество SiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O} + \text{FeO}$, MgO и меньшее количество Al_2O_3 , CaO и щелочей. То обстоятельство, что ультраосновные породы дунит-пироксенит-габбровой формации являются дифференциатами базальтового расплава, а ультраосновные породы гарцбургитовой формации представляют собой реализацию перидотитового слабо дифференцированного расплава, лежит в основе существенных различий в химизме сопоставляемых пород. Эта тенденция выражается в следующем:

1. Породы гарцбургитовой формации сопоставляемых составов по сравнению с соответствующими породами дунит-пироксенит-габбровой формации содержат больше MgO , Na_2O , K_2O и всегда меньше TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, Al_2O_3 , CaO , т. е. характерных базальтоидных элементов,

Изменение средних содержаний главных породообразующих элементов в породах гарцбургитовой (грц) и дунит-пироксенит-габбровой (гб) формаций

Элементы и их соединения	Грц. дуниты (37)	Гб. дуниты (28)	Грц. гарцбургиты (43)	Гб. перидотиты (9)	Грц. энстатиты (2)	Гб. диаллазиты (17)	Грц. пироксениты (29)	Гб. горнблендиты (2)	Грц. горнблендиты (11)	Грц. габбро (11)	Гб. габбро (102)
SiO ₂	35,20	37,87	40,09	42,39	49,15	47,79	47,01	41,22	37,70	45,62	44,70
TiO ₂	0,05	0,06	0,09	0,29	0,08	0,17	0,38	0,80	1,34	0,35	0,95
Fe ₂ O ₃	3,86	4,03	4,18	5,39	0,88	2,35	4,01	7,03	10,21	3,19	5,18
FeO	4,94	7,55	3,97	7,93	7,31	4,79	6,51	6,38	9,45	6,40	6,99
MgO	38,92	42,54	38,73	26,38	31,53	20,69	16,02	16,27	12,41	10,69	6,50
Al ₂ O ₃	2,10	1,02	2,06	5,60	2,39	5,60	2,39	3,55	4,94	12,85	12,57
CaO	1,23	0,95	1,46	9,59	5,70	16,80	19,48	10,46	13,25	12,12	13,26
Na ₂ O	0,23	} 0,07	0,22	} 0,20	0,46	0,49	1,98	0,81	0,81	1,40	1,74
K ₂ O	0,06		0,09		0,90	0,09	0,06	0,31	0,17	1,54	0,48
Fe ₂ O ₃ + FeO	8,80	11,58	8,15	13,32	8,19	7,14	10,52	13,41	19,66	9,59	12,17
$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$	18,6	21,4	17,4	33,6	20,6	25,6	39,7	45,2	61,2	47,2	65,3
Na ₂ O + K ₂ O	0,29	0,07	0,31	0,20	0,90	0,55	0,55	2,29	0,98	2,94	2,22

Исключение составляют только дуниты (гб), которые, как уже говорилось, в силу их генезиса содержат пониженное количество Al_2O_3 , CaO и более высокое количество MgO , сохраняя тенденцию относительно Fe и щелочей.

2. Общая железистость грц-пород ниже, чем железистость соответствующих гб-пород. $Fe_2O_3 + FeO$ в грц-породах почти не меняется и за исключением горнблендитов не превышает 10%. Во всех породах сохраняется соотношение: $(Fe_2O_3 + FeO)_{грц.} < (Fe_2O_3 + FeO)_{гб.}$

Той же тенденции подчинены величины относительной железистости: $f_{грц.} < f_{гб.}$

3. Общая щелочность всегда выше у пород гарцбургитовой формации, т. е. $(Na_2O + K_2O)_{грц.} > (Na_2O + K_2O)_{гб.}$

4. Поведение кремнезема менее характерно. В дунитах и перидотитах $(SiO_2)_{грц.} < (SiO_2)_{гб.}$ в пироксенитах $(SiO_2)_{грц.} \geq (SiO_2)_{гб.}$ и, наконец, в горнблендитах и габбро $(SiO_2)_{грц.} > (SiO_2)_{гб.}$

Установленная тенденция в различии химических средних составов пород носит общий принципиальный характер и может служить хорошим петрохимическим критерием для их различия при петрографических исследованиях.

Таким образом, очевидно, что широко бытующее представление о химической тождественности гипербазитов гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой формации не находит подтверждения.

Сопоставление средних взвешенных содержаний (табл. 12) показывает четкую геохимическую специализацию ультраосновных и основных пород обеих формаций, а также этих формаций в целом.

Как уже говорилось выше, породы обеих формаций значительно отличаются от мировых кларков по содержанию большинства редких элементов. Наравне с этим, в табл. 12 четко видны специфические геохимические отличия формационного характера, возникающие в силу различного генезиса сравниваемых пород. Рудные и редкие элементы выступают здесь как индикаторы формационной принадлежности ультраосновных и основных пород.

Так, ультраосновные породы гарцбургитовой формации по сравнению с ультраосновными породами дунит-пироксенит-габбровой формации характеризуются более высокими содержаниями кобальта, бора, циркония, ниобия, рублидия. В примерно равных количествах содержится только хром. В пониженных количествах содержатся титан, ванадий, скандий, германий, галлий, редкие земли, литий, стронций, калий, натрий, кальций.

Примерно такая же закономерность характерна и для основных пород. Для основных пород гарцбургитовой формации по сравнению с основными породами дунит-пироксенит-габбровой формации характерны более высокие содержания хрома, никеля, циркония, ниобия и лития. Расширяется количество элементов с равными содержаниями: они примерно равны для кобальта, бора, калия и натрия. В основных породах гарцбургитовой форма-

Сопоставление средних взвешенных содержаний (формационных кларков) в главных типах пород гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций Урала, %

Элементы и их отношения	Ультраосновные породы			Основные породы			Средневзвешенное	
	Кларк по А. П. Виноградову	Гарцбургитовая формация	Дунит-пироксенит-габбровая формация	Кларк по А. П. Виноградову	Гарцбургитовая формация	Дунит-пироксенит-габбровая формация	Гарцбургитовая формация	Дунит-пироксенит-габбровая формация
Cr	0,2	0,15	0,18	0,02	0,014	0,0018	0,15	0,015
Ni	0,2	0,15	0,056	0,016	0,062	0,0098	0,148	0,015
Co	0,02	0,0014	0,007	0,0045	0,014	0,013	0,002	0,011
Ti	0,03	0,047	0,19	0,9	0,2	0,36	0,05	0,34
V	0,004	0,004	0,012	0,02	0,013	0,054	0,0097	0,042
Sc	0,0005	0,0009	0,0043	0,0024	0,0034	0,0046	0,00084	0,0039
Ge	0,0001	0,0001	0,00024	0,00015	0,00005	0,00012	0,0002	0,0001
Ga	0,0002	0,0001	0,00058	0,00018	0,00096	0,0015	0,00014	0,001
B	0,0001	0,0009	0,00046	0,0005	0,00066	0,0006	0,0009	0,0005
TR	0,0005	0,00026	0,0085	0,128	0,0035	0,0054	0,0002	0,006
Zr	0,003	0,0033	0,0016	0,01	0,0027	0,0016	0,0033	0,0023
Nb	0,0001	0,0003	0,0001	0,002	0,0007	0,0001	0,0003	0,0013
Be	0,000002	—	0,00001	0,00004	0,00001	0,00001	0,00001	0,00
Li	0,00005	0,00012	0,00052	0,0015	0,00054	0,0004	0,00014	0,0005
Rb	0,0002	0,0031	0,0019	0,0045	0,001	0,002	0,003	0,0022
Sr	0,001	0,0068	0,034	0,044	0,045	0,084	0,007	0,082
K	0,03	0,079	0,12	0,83	0,28	0,26	0,077	0,37
Na	0,57	0,15	0,38	1,94	0,87	0,66	0,19	0,96
Ca	0,7	0,85	5,00	6,72	6,31	10,57	1,10	9,38
Na/K	19	1,9	3,2	2,2	3,1	2,5	2,5	2,6
K/Rb	150	26	63	185	280	130	26	168
Rb/Li	4	26	3,6	3	1,9	5	2,1	4,4
Cr/Ni	1	1	3,2	1,25	0,23	0,18	1	1
Cr/Co	10	100	26	4,5	1	1,4	74	1,36

ции фиксируются пониженные содержания титана, ванадия, скандия, германия, галлия, редких земель, рублидия, стронция и кальция.

Сопоставление средних взвешенных содержаний формаций в целом показывает, что гарцбургитовая формация по сравнению с дунит-пироксенит-габбровой формацией характеризуется повышенными содержаниями хрома, никеля, бора, циркония, ниобия. Равны содержания германия и рублидия. Пониженные количества фиксируются для кобальта, титана, ванадия, скандия, галлия, редких земель, лития, стронция, калия, натрия, кальция.

Таким образом, родоначальный расплав, формирующий породы гарцбургитовой формации, содержит относительно повышенные количества хрома, никеля, бора, циркония, ниобия, в то время как

расплав, образовавший породы габбровой формации, относительно обогащен титаном, ванадием, скандием, редкими землями, литием, стронцием и щелочами.

Эта геохимическая особенность носит принципиальный характер, так как определяется различным генезисом сравниваемых пород: перидотитовым и базальтовым характером родоначальных магм.

Глава 2

РЕДКИЕ И МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В УЛЬТРАБАЗИТАХ МАЛОГО КАВКАЗА

На территории Малого Кавказа среди ультраосновных пород широко распространены серпентинизированные перидотиты, относящиеся к гипербазитовой формации. Подчиненное положение занимают ультрабазиты габбро-монзонит-сиенитовой формации.

Массивы ультраосновных пород гипербазитовой формации встречаются в Армении и Азербайджане. На территории Армении они образуют два пояса: Севано-Амасийский (протяженность 220 км) и Вединский (50 км), вытянутых в юго-восточном направлении.

В Азербайджане Севано-Амасийский пояс занимает бассейны рек Тертер, Тутхун, Акер. Массивы Вединского пояса прослеживаются по направлению городов Арташат, Веди, Нахичевань. Оба пояса являются частью более крупного Понтийского офиолитового пояса Тавро-Кавказской геосинклинали.

Внедрение ультрабазитов и базитов тесно связано с развитием глубинных разломов и, согласно А. Т. Асланяну (1958), приурочено ко времени интенсивного погружения Присеванской мегасинклинальной зоны.

В табл. 13 приведена геолого-петрографическая характеристика исследованных нами ультрабазитов гипербазитовой формации Малого Кавказа.

Возраст ультраосновных пород данной формации определяется как верхнеэоценовый (Паффенгольц, 1959; Вартапетян, 1964; Абовян, 1966 и др.). Для ультрабазитов Азербайджана некоторые исследователи полагают более широкий диапазон их образования: от мела до палеогена (Кашкай, 1947; Леонтьев, Хаин, 1949 г. и др.). Некоторые исследователи считают ультраосновные породы гипербазитовой формации Малого Кавказа досреднеюрскими (Морковкина, Арутюнян, 1971); А. Л. Книппер (1970) относит гипербазиты Альпийской зоны к докембрию. А. Л. Книппер, В. Ф. Морковкина, Г. С. Арутюнян считают ультрабазитовые тела Малого Кавказа протрузиями, выжатыми в более молодые образования.

Среди главных петрографических разновидностей ультраосновных пород наибольшее распространение имеют серпентинизиро-

ванные гарцбургиты и развившиеся по ним серпентиниты. Подчиненное положение занимают серпентинизированные дуниты, лерцолиты и образовавшиеся по ним серпентиниты. Редко встречаются пироксениты (энстатиты, диопсидиты, вебстериты) и верлиты (см. табл. 13). Соотношение различных типов ультраосновных пород гипербазитовой формации Армении по С. Б. Абовяну, следующее: перидотиты (гарцбургиты и лерцолиты) ~90%, дуниты ~7% и пироксениты ~3%. Для Азербайджана, по З. Б. Абдуллаеву и С. Ф. Гусейновой (1970 г.), соответственно 82; 6 и 12%. В табл. 14 приведены данные, характеризующие основной химический состав изученных ультрабазитов.

Главные пороодообразующие минералы ультрабазитов гипербазитовой формации Малого Кавказа в основном представлены оливином и энстатитом. Как правило, оба эти минерала сильно изменены, а иногда полностью замещены серпентином, хризотилом, антигоритом, баститом. В ограниченно распространенных пироксенитах (Шоржинский и Караиман-Зодский массивы) главный пороодообразующий минерал представлен диопсидом.

Среди дунитов и развившихся по ним серпентинитов данной формации встречаются незначительные по масштабам скопления хромита. Среди рудных хромшпинелидов выделяются: магнохромиты, алюмохромиты и хромпикотиты (Абовян, Геворкян, 1969 г.).

Массивы габбро-монцонит-сиенитовой или щелочно-габброидной формации, среди которых встречаются шлировидные обособления ультрабазитов, известны в Армении (Мегринский плутон и Лернашен-Дарабасский массив Баргушатского хребта). Оба массива имеют сложное строение. Петрографическое сходство главных типов пород этих массивов, их пространственная близость позволяет предполагать для них общность магматического очага (Татевосян, 1966 г.).

Мегринский плутон и Лернашен-Дарабасский массив приурочены к Мисхан-Зангезурской зоне (или Центральной геотектонической зоне Армении). В структурном отношении Мегринский плутон приурочен к крупному антиклинорию, имеющему общекавказское простирание. Главными интрузивными породами, слагающими этот плутон, являются гранитоиды, монцониты и габбро, среди которых и встречаются небольшие шлировидные обособления пироксенитов (до 0,1 км²). Размер всего плутона около 800 км².

Лернашен-Дарабасский массив сложен монцонитами, граносиенитами, габбро. Среди пород габбрового состава встречаются довольно многочисленные шлиры ультрабазитов размером до 0,1—0,2 км². Среди ультрабазитов наиболее распространены оливиниты, значительно меньше — верлиты и пироксениты. Общая площадь, занятая массивом, составляет около 150 км².

Главные пороодообразующие минералы ультрабазитов габбро-монцонит-сиенитовой формации Малого Кавказа представлены диопсидом и оливином. Диопсид преимущественно распространен

Геолого-петрографическая характеристика ультраба

Магматическая формация	Структурное положение массивов	Название массива	Форма, строение массива (площадь, км ²)
Гипербазитовая	Севано-Акеринская складчатая зона (Севано-Амасийский пояс)	Шоржинский	Лакколитообразное тело (1,5)
	То же	Джил-Сатанахачский	Вытянутый в субширотном направлении лакколлит (~60)
	"	Караиман-Зодский	Вытянутое в северо-западном направлении тело (~65)
	Араксинская складчатая зона (Вединский пояс)	Мелкие массивы в окрестностях с. Азизкенд	Дайкообразные и штокообразные тела. Отдельные выходы ультрабазитов (до нескольких сотен квадратных метров)
	Севано-Акеринская складчатая зона	Гейдаринский	Вытянутое в северо-западном направлении тело (~40)
		Зульфугарлинский	Вытянутое в северо-западном направлении тело (~30)
	Мелкие тела: Калычлы, Аджарис, Ванк, Багдыпая, Черектар, Кязимбина	Форма массивов изометричная, иногда слегка удлиненная (от 0,4 до 1,5)	

зитов Малого Кавказа (Армения, Азербайджан)

Возраст по данным различных авторов	Главные разновидности ультрабазитов	Характер оруденения ультрабазитов
Верхний эоцен (К. Н. Паффенгольц, 1959 г.; С. Б. Абовян, 1966 г.; Вартапетян, 1964)	Серпентинизированные гарцбургиты, верлиты, серпентиниты, пироксениты	Небольшое месторождение хромита
То же	Серпентинизированные лерцолиты, гарцбургиты, верлиты, дуниты, серпентиниты. Редкие выходы пироксенитов	Рудопроявления хромита
"	Серпентинизированные гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, серпентиниты, Редкие выходы дунитов, пироксенитов	То же
(Вартапетян, 1964)	Серпентинизированные гарцбургиты, пироксениты, серпентиниты	"
Мел — палеоген (Кашкай, 1947) или верхний эоцен (К. Н. Паффенгольц, 1959 г.)	Серпентинизированный гарцбургит, лерцолит, дунит, редко энстатиты, диопсидиты, вебстериты	Небольшие месторождения хромита
То же	То же	Мелкие месторождения хромита
"	"	Рудопроявления хромита

Магматическая формация	Структурное по- ложение массивов	Название массива	Форма, строение массива (площадь, км ²)
Габбро- монцонит- сиенитовая или щелочно- габброидная	Мисхано- Зангезурская складчатая зона	Мегринский плутон	Крупная батолитовая интрузия гранитоидов, монцонитов, габбро (~800), среди которых расположены шпировид- ные обособления пирок- сенитов; отдельные вы- ходы ультрабазитов (до 0,1)
		Лернашен- Дарабасский массив Баргу- шатского хребта	Крупный шток (150) монцонитов, граносиени- тов, габбро, среди по- следних шпирь ультра- базитов (до 0,1—0,2)

среди ультраосновных пород Мегринского плутона, а оливин среди ультрабазитов Лернашен-Дарабасского массива.

Возраст интрузивных пород Мегринского плутона и Лернашен-Дарабасского массива определяется как верхний эоцен (Адамян, 1966; Гатевосян, 1966 и др.).

Значительная часть ультрабазитов габбро-монцонит-сиенитовой формации содержит титано-магнетитовое оруденение (см. табл. 13).

В табл. 15, 16 приведены средние содержания редких и малых элементов, полученные нами в результате исследования ультраосновных пород, относящихся к гипербазитовой и габбро-монцонит-сиенитовой формациям Малого Кавказа. В дальнейшем мы детально не останавливаемся на формах нахождения редких и малых элементов в ультрабазитах; это было рассмотрено одним из авторов на примере ультраосновных пород Урала (Борисенко, 1966).

Скандий. Повышенные содержания скандия характерны для рудных пироксенитов Мегринского плутона (0,006%) и Лернашен-Дарабасского массива (0,013%). Меньшие концентрации скандия установлены в пироксенитах гипербазитовой формации (Шоржинский, Караиман-Зодский и Вединский массивы: 0,0045, 0,0046, 0,0035%). Среднее содержание скандия в гарцбургитах и развившихся по ним серпентинитах еще ниже и составляет 0,001%. Минимальные концентрации скандия были установлены в аподунитовых серпентинитах (0,0005%) Шоржинского массива. Также невысокими содержаниями скандия характеризуются рудные оливиниты габбро-монцонит-сиенитовой формации. Основные тенденции распределения скандия в ультрабазитах Малого Кавказа и Урала подобны (Борисенко, 1966). Так, для ультраосновных пород Шор-

Возраст по данным различных авторов	Главные разновидности ультрабазитов	Характер оруденения ультрабазитов
Верхний эоцен (А. И. Адамян, 1966 г.)	Рудные пироксениты, рудные верлиты	Среднее по запасам месторождение титаномагнетита, а также Еркитаджурское, Пальчихлинское, Севадан-Куджертское проявления
Верхний эоцен-миоцен (Т. Ш. Татевосян, 1966 г.)	Оливиниты, рудные оливиниты, верлиты, пироксениты	Крупное по запасам месторождение титаномагнетита (Сваранцкое)

жинского массива скандий убывает в следующем направлении: пироксенит > гарцбургит > дунит, а для Сваранцкого месторождения: пироксенит > перидотит > оливинит.

Главным концентратом скандия в пироксенитах и верлитах обеих формаций (табл. 17—19) является диопсид (до 0,017% Sc), в гарцбургитах — энстатит ($\leq 0,003\%$ Sc). В оливине, а также в хромите концентрация скандия обычно составляет 0,0n%. В титаномагнетите установлено до 0,002% Sc. Во вторичном магнетите содержится не более 0,000n% Sc (Абовян, Борисенко, 1971).

Титан. Повышенные концентрации титана установлены в ультрабазитах габбро-монцонит-сиенитовой формации (см. табл. 16). Концентрации титана в пробах гарцбургитов, дунитов и развешенных по ним серпентинитов гипербазитовой формации оказались ниже кларка или примерно ему соответствовали (см. табл. 15). Только в оливиновом пироксените Караиман-Зодского массива было определено 0,12% титана. В изученных ультрабазитах главным концентратом титана является титаномагнетит (см. табл. 17). Так, в титаномагнетите из оливинитов Сваранцкого месторождения установлено до 2,22%, а в титаномагнетите из пироксенитов Мергинского плутона 1,92% Ti. Содержание титана в оливине и в ромбическом пироксене составляет 0,0n%. (см. табл. 19), в хромшпинелидах до 0,13% (Кашкай, 1947). Также низкими концентрациями титана (0,02—0,05%) характеризуется вторичный магнетит из ультраосновных пород гипербазитовой формации (Абовян, Борисенко, 1971). Поэтому только ультрабазиты габбро-монцонит-сиенитовой формации, обогащенные титаномагнетитом, содержат повышенные количества титана. Это хорошо видно на примере рудных и безрудных ультрабазитов и базитов, отобранных из зоны

$$3,12 \frac{1}{\tau} = 3,2 \text{ Мл/г}$$

Таблица 14

Результаты химических анализов ультрабазитов

Компоненты	Габбро-монцитит-сиенитовая					Гипербазитовая		
	3037-0*	3064-0	3058	5231	5207	3184	3208	3099
SiO ₂	26,17	26,76	41,43	36,61	21,52	40,34	46,78	48,07
TiO ₂	2,12	2,60	0,91	1,90	2,06	Следы	0,12	0,05
Al ₂ O ₃	4,89	4,38	2,36	6,83	4,78	0,66	5,05	1,89
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	19,38	21,80	11,10	15,11	24,44	1,43	1,44	2,15
FeO	18,18	15,95	8,23	8,66	15,50	6,84	5,56	5,28
MnO	0,36	0,31	0,26	0,26	0,39	0,13	0,10	0,10
MgO	24,85	22,07	15,25	11,57	23,14	42,20	19,92	25,13
CaO	0,33	2,18	17,64	18,00	0,73	0,78	19,55	14,78
Na ₂ O	0,12	0,17	0,68	0,55	0,08	0,04	—	—
K ₂ O	0,11	0,01	0,09	0,12	0,07	0,01	—	—
P ₂ O ₅	—	0,09	1,48	—	—	0,04	—	—
H ₂ O ⁻	0,16	0,22	He обн.	0,13	0,57	0,36	He обн.	He обн.
H ₂ O ⁺	3,72	3,27	0,75	0,36	6,27	4,84	1,98	2,30
П.п.п.	—	—	—	—	—	2,07	—	—
С у м м а	100,39	99,81	100,18	100,10	99,55	99,74	100,50	99,75
Sc	0,0002	0,0005	0,0091	0,0072	0,0008	0,0008	0,0042	0,0065
V	0,055	0,038	0,024	0,025	0,04	0,0035	0,0145	0,0073
Cr	0,051	0,068	0,03	0,0093	0,0132	0,25	0,19	0,21
Co	0,02	0,003	0,01	0,0056	—	0,008	0,006	0,008
Ni	0,04	0,034	0,01	0,006	0,023	0,16	0,029	0,042
Ga	0,0019	0,0018	0,0014	0,0015	0,0018	0,0004	0,0003	0,0003
Sr	0,03	0,03	0,02	0,0015	0,009	0,017	0,016	0,01
B	0,0010	0,0032	0,0008	0,0007	0,0005	—	0,0006	0,003
Ti/V	3,09	41,05	22,92	45,60	31,00	—	4,83	4,11
Cr/V	0,93	1,78	1,25	0,37	0,33	71,4	13,10	28,76
Cr/Ti	0,04	0,04	0,05	0,08	0,11	—	2,71	7,00
MgO/FeO	2,43	2,46	3,32	2,37	2,66	11,04	6,33	8,42
f'	44,55	47,45	40,00	52,00	47,63	9,72	16,27	12,37

* Номера образцов: 1. Лернашен-Дарабасский массив (рудный оливинит 3037-0; 3064-0; пироксенит 3058); 2. Мегринский плутон (рудный оливинит 5207; рудный пироксенит 5231); 3. Джил-Сатанахачский массив (дунит 3184); 4. Шоржинский массив (пироксенит 3208); 5. Вединский массив (верли т 3099). Аналитик В. Н. Архангельская.

контакта (см. табл. 16). Так как титаномагнетит нехарактерен для пород гипербазитовой формации, все они отличаются от ультрабазитов габбро-монцит-сиенитовой формации пониженной титаноносностью.

Ванадий. Повышенные содержания ванадия установлены в рудных ультрабазитах габбро-монцит-сиенитовой формации (см. табл. 16). Во всех пробах перидотитов, дунитов и развившихся по ним серпентинитов гипербазитовой формации установленные концентрации ванадия оказались меньше кларка (см. табл. 15). Несколько более высокие содержания ванадия определены в вебстерите Вединского (0,016%) и пироксените Каранман-Зодского (0,025%) и Шоржинского (0,0082%) массивов.

Главным концентратором ванадия в ультрабазитах является титаномагнетит (см. табл. 17). В титаномагнетите Сваранцкого месторождения, например, установлено до 0,34% V. В оливине, ортопироксенах и клинопироксенах содержания его не превышают 0,0n% (см. табл. 19 и 20). Так же как на Урале и в других районах, повышенные содержания ванадия в основном связаны с присутствием в ультрабазитах заметного количества титаномагнетита. В безрудных перидотитах гипербазитовой формации главным концентратором ванадия является диопсид. Содержание ванадия в хромите составляет 0,036—0,04%.

О существенном влиянии титаномагнетита на ванадиеносность исследованных пород можно судить по результатам анализов проб, взятых из зоны контакта рудных оливинитов с безрудными габбро и троктолитами (табл. 21). Между содержаниями ванадия и титана в оливинитах Сваранцкого месторождения установлена тесная корреляционная связь. Выборочный коэффициент корреляции r между этими элементами оказался равным +0,961, что значительно превышает r_g , равное 0,661 при 0,5%-ном уровне значимости и 12 степенях свободы (для подсчета использовано 14 проб). Установленная корреляционная зависимость между ванадием и титаном подтверждает наличие тесной геохимической связи между этими элементами.

Хром. Повышенными концентрациями хрома, как правило, характеризуются дуниты, лерцолиты, гарцбургиты и развившиеся по ним серпентиниты (0,27%) гипербазитовой формации Малого Кавказа. В оливинитах, верлитах и пироксенитах габбро-монцит-сиенитовой формации содержание хрома заметно меньше (см. табл. 16).

Главным концентратором хрома в дунитах и гарцбургитах гипербазитовой формации является аксессуарный хромшпинелид. Особенно сильно его влияние сказывается в приконтактных с хромитовыми телами участках ультрабазитов. Так, среднее содержание хрома в серпентинитах таких участков на Гейдаринском месторождении составляет, по нашим данным, 1,13%, на Кязимбинском 1,06%, Аджарис 1,20%, Шоржинском 1,12%.

Средние содержания редких и малых элементов в ультраосновных породах гипербазитовой формации
Малого Кавказа, вес. %

Массив	Порода	Sc	V	Ti	Cr	Mn	Co
Шоржинский	Серпентинит аподунитовый	0,0005 (9)	0,0036 (7)	0,021 (3)	0,33 (8)	0,078 (4)	0,010 (3)
	Серпентинит апоперидотитовый	0,0012 (10)	0,0056 (8)	0,033 (4)	0,22 (10)	0,040 (1)	0,010 (1)
Джил-Сатанахачский	Пироксенит	0,0045 (9)	0,0135 (9)	0,033 (2)	0,21 (11)	0,075 (2)	0,007 (1)
	Серпентинит аподунитовый	0,0005 (7)	0,0026 (2)	0,016 (3)	0,25 (7)	0,086 (6)	0,010 (12)
	Серпентинит апоперидотитовый	0,0012 (6)	0,0039 (7)	0,022 (6)	0,27 (7)	0,82 (6)	0,012 (4)
Караиман-Зодский	То же	0,0011 (18)	0,0046 (18)	0,028 (10)	0,26 (18)	0,090 (16)	0,009 (11)
	Верлит	0,0034 (1)	0,0110 (1)	0,036 (1)	0,27 (1)	0,090 (1)	0,008 (1)
	Оливиновый пироксенит с плагиоклазом	0,0046 (1)	0,0250 (2)	0,120 (2)	0,21 (2)	0,120 (2)	0,006 (2)
Вединский	Лерцолит	0,0038 (4)	0,0047 (4)	0,028 (2)	0,27 (3)	0,07 (3)	0,008 (2)
	Вебстерит	0,0035 (1)	0,0160 (1)	0,025 (1)	0,21 (1)	0,07 (1)	0,006 (1)
	Серпентинит апоперидотитовый	0,0010 (8)	0,0070 (16)	0,010 (1)	0,14 (16)	0,047 (8)	0,010 (7)
Гейдаринский	Серпентинит аподунитовый	0,0005 (6)	0,0032 (3)	0,012 (6)	0,25 (7)	0,036 (8)	0,010 (2)
	Серпентинит апоперидотитовый	0,0010 (11)	0,0035 (11)	0,020 (12)	0,24 (12)	0,065 (13)	0,010 (6)
Зульфугарлинский	Гарцбургит	0,0008 (4)	0,0033 (4)	0,022 (2)	0,17 (4)	0,052 (4)	0,010 (3)
	Серпентинит апоперидотитовый	0,0007 (11)	0,0027 (10)	0,018 (10)	0,18 (11)	0,054 (11)	0,011 (7)
Кязим-Бина	То же	0,0010 (4)	0,0030 (4)	0,014 (6)	0,24 (5)	0,062 (6)	0,009 (6)
	Кылычлы	0,0013 (7)	0,0038 (7)	0,018 (6)	0,25 (7)	0,074 (7)	0,007 (1)
Аджарис-Банк	Серпентинит аподунитовый	0,0007 (3)	0,0026 (3)	0,016 (3)	0,17 (2)	0,043 (3)	0,009 (3)
	То же	0,0007 (2)	0,0028 (1)	0,018 (1)	0,16 (2)	0,070 (2)	0,008 (1)
Баглыпая	Серпентинит	0,0005 (1)	0,0032 (1)	0,012 (3)	0,35 (3)	0,047 (3)	0,012 (3)
	Гарцбургит	0,0012 (2)	0,0054 (1)	0,017 (2)	0,29 (2)	0,070 (1)	0,017 (2)
Чайкенд	Серпентинит апоперидотитовый	0,0010 (7)	0,0040 (6)	0,017 (5)	0,25 (6)	0,066 (4)	0,012 (1)

Массив	Порода	Ni	Cu	Ga	Sr	B	Au (10 ⁻⁴)	Ti/V	Cr/V	Cr/Ti
Шербинский	Серпентинит аподунитовый	0,125 (5)	0,0007 (1)	0,0001 (1)	0,017 (2)	0,0016 (3)	0,05 (1)	5,8	91,7	15,7
	Серпентинит апоперидотитовый	0,150 (7)	0,0008 (2)	0,0010 (1)	0,017 (1)	0,001 (1)	—	5,9	39,3	6,7
Джил-Сатанахачский	Пироксенит	0,041 (10)	0,022 (1)	0,0004 (2)	0,011 (2)	0,0006 (2)	0,003 (1)	2,4	15,6	6,4
	Серпентинит аподунитовый	0,150 (7)	0,0009 (11)	0,0004 (2)	0,007 (2)	0,0021 (10)	—	6,15	93,0	15,6
	Серпентинит апоперидотитовый	0,160 (7)	0,0010 (3)	0,0002 (1)	0,016 (2)	0,004 (3)	—	5,6	69,3	12,3
Караиман-Зодский	То же	0,170 (18)	0,0023 (11)	0,0004 (2)	0,003 (1)	0,0031 (11)	—	6,1	57,0	9,3
	Верлит	0,049 (1)	0,0080 (1)	0,0001 (1)	0,008 (1)	0,0023 (1)	—	3,3	25,0	7,5
	Оливиновый пироксенит с плагиоклазом	0,028 (2)	0,0085 (2)	0,0004 (2)	0,014 (2)	0,0015 (2)	—	4,8	8,4	1,8
Вединский	Лерцолит	0,049 (3)	0,0048 (1)	0,0003 (1)	0,021 (1)	0,0030 (1)	0,15 (1)	6,0	57,5	9,6
	Вебстерит	0,033 (1)	0,0040 (1)	0,0003 (1)	0,016 (1)	0,0020 (1)	—	1,6	12,9	8,4
	Серпентинит апоперидотитовый	0,130 (13)	0,0008 (7)	0,0001 (1)	0,004 (1)	0,0028 (7)	—	10,0	35,2	3,5
Гейдаринский	Серпентинит аподунитовый	0,220 (8)	0,0016 (2)	0,0002 (2)	0,006 (1)	0,0014 (2)	—	3,8	78,2	20,8
	Серпентинит апоперидотитовый	0,170 (13)	0,0030 (5)	0,0004 (1)	0,003 (1)	0,0030 (5)	—	5,7	68,5	12,0
Зульфугарлинский	Гарцбургит	0,160 (4)	0,0013 (3)	0,0003 (1)	0,02 (1)	0,0005 (3)	—	6,7	51,5	7,7
	Серпентинит апоперидотитовый	0,170 (11)	0,0015 (7)	0,0004 (2)	0,002 (1)	0,0090 (5)	—	6,7	66,6	10,0
Кязим-Бина	То же	0,160 (6)	0,0010 (6)	0,0004 (1)	0,02 (1)	0,0060 (6)	—	4,7	80,0	17,1
	Кылычлы	0,130 (7)	0,0005 (1)	0,0006 (1)	0,02 (1)	0,0010 (1)	—	4,7	65,8	13,9
Аджарис	Серпентинит аподунитовый	0,150 (3)	0,0008 (3)	0,0003 (1)	0,02 (1)	0,0100 (3)	—	6,2	65,4	10,6
	Банк	0,170 (1)	0,0010 (1)	0,0003 (1)	0,037 (1)	0,0100 (1)	—	6,4	57,1	8,9
Баглыная	"	0,180 (3)	0,0007 (3)	0,0001 (1)	0,02 (1)	0,0050 (3)	—	3,2	109,2	29,2
Чаректар	Гарцбургит	0,180 (2)	0,0038 (2)	0,0001 (1)	0,003 (1)	0,0280 (2)	—	3,2	53,7	17,0
Чайкенд	Серпентинит апоперидотитовый	0,160 (6)	0,0036 (1)	0,0004 (1)	0,003 (1)	0,0100 (1)	—	4,2	62,5	14,7

Среднее содержание редких и малых элементов в ультраосновных породах габбро-монзонит-сиенитовой формации
Малого Кавказа, вес. %

Массив	Порода	Sc	V	Ti	Cr	Mn	Co	Ni
Мегринский плутон	Оливинит рудный	0,0007 (3)	0,045 (3)	0,76 (3)	0,0116 (3)	0,21 (3)	0,023 (1)	0,023 (3)
	Пироксенит рудный	0,0061 (19)	0,035 (19)	0,84 (19)	0,0073 (9)	0,116 (19)	0,005 (1)	0,0066 (19)
Лерна- шен- Дарабас- ский	Оливинит	0,0012 (4)	0,018 (3)	0,19 (3)	0,100 (4)	0,10 (1)	0,01 (1)	0,050 (4)
	Оливинит рудный	0,0009 (19)	0,034 (18)	0,82 (18)	0,0553 (18)	0,28 (1)	0,003 (1)	0,033 (18)
	Верлит рудный	0,0051 (6)	0,031 (5)	0,62 (4)	0,031 (5)	0,16 (1)	0,010 (2)	0,022 (4)
	Оливиновый пироксенит рудный	0,013 (3)	0,048 (3)	0,87 (3)	0,048 (3)	0,11 (3)	0,010 (1)	0,014 (3)
	Серпентинит рудный апооливинитовый	0,0006 (5)	0,046 (7)	1,01 (7)	0,084 (3)	0,16 (1)	0,010 (1)	0,035 (6)

Массив	Порода	Cu	Ga	Sr	Au (10 ⁻⁴)	Li	B	Ti/V	Cr/V	Cr/Ti
Мегринский плутон	Оливинит рудный	0,0014 (1)	0,0016 (2)	0,009 (1)	—	0,0006 (1)	0,0005 (1)	16,9	0,26	0,015
	Пироксенит рудный	0,0057 (7)	0,0015 (7)	0,027 (2)	—	0,0011 (1)	0,0006 (7)	24,0	0,21	0,009
Лерна- шен- Дарабас- ский	Оливинит	0,0050 (1)	0,0012 (1)	0,018 (1)	—	0,0008 (1)	—	10,8	5,6	0,53
	Оливинит рудный	0,0040 (3)	0,0018 (3)	0,024 (2)	0,150 (1)	0,0006 (1)	0,0022 (2)	24,2	1,6	0,07
	Верлит рудный	0,0019 (2)	0,0016 (2)	0,021 (4)	0,005 (1)	0,0006 (1)	0,0015 (2)	20,0	1,0	0,05
	Оливиновый пироксенит рудный	0,0015 (1)	0,0016 (1)	0,026 (2)	0,020 (1)	0,0007 (3)	0,0008 (2)	18,3	1,0	0,05
	Серпентинит рудный апооливинитовый	0,0026 (1)	0,0018 (1)	0,012 (2)	—	0,0005 (1)	—	22,0	1,8	0,08

Таблица 17

Среднее содержание редких и малых элементов в минералах ультрабазитов габбро-монзонит-сиенитовой формации

Массив (порода)	Минерал	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Ga
Лернашен-Дарабасский (оливинит)	Оливин	0,002 (1)*	0,08 (1)	0,002 (3)	0,0045 (1)	0,22 (1)	0,028 (1)	0,045 (1)	0,0002 (1)
	Титаномагнетит	0,002 (19)	1,46 (19)	0,22 (19)	0,29 (19)	0,27 (19)	0,033 (1)	0,025 (19)	0,005 (5)
Мегринский плутон (пироксенит)	Диопсид	0,012 (4)	0,40 (3)	0,014 (4)	0,005 (1)	0,088 (4)	0,0043 (1)	0,003 (2)	0,0006 (4)
	Титаномагнетит	0,0008 (7)	1,50 (7)	0,45 (7)	0,0052 (7)	0,30 (7)	0,028 (7)	0,022 (7)	0,0038 (7)

* Число проб.

Таблица 18

Распределения скандия в минералах ультрабазитов

Порода (район)	Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание скандия в минерале, вес. %	Количество скандия, приходящееся на минерал, вес. %	Процент скандия, приходящийся на минерал (от 100%)
Оливинит (г. Арамаз, Баргушатский хребет, Армения)	Оливин и серпентин	60,0	0,00045	0,00027	24,6
	Плагиоклаз шпинель	3,2	—	—	—
	Титаномагнетит	35,9	0,0023	0,00083	75,4
Оливиновый пироксенит (Малый Кавказ, Азербайджан*)	Диопсид	42,8	0,0091	0,00389	82,1
	Энстатит	32,3	0,0021	0,00068	14,3
	Оливин	12,5	0,0004	0,00005	1,1
	Серпентин	10,9	0,0011	0,00012	2,5
	Магнетит	1,5	Не обн.	—	—

Примечание. * По Г. Х. Эфендиеву и др. (1966 г.).

Таблица 19

Среднее содержание элементов-примесей в оливине и пироксенах гипербазитовой формации Малого Кавказа

Минерал	Число проб	Sc	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu
Оливин из дунитов	4	Не обн.	0,012	—	0,049	0,035	0,30	0,006
Оливин из перидотитов	1	Не обн.	—	—	0,042	0,042	—	—
Ортопироксен из перидотитов	8	0,0036	0,053	0,013	0,43	0,016	0,12	0,0038
Клинопироксен из перидотитов	3	0,017	0,28	0,039	0,50	0,005	0,058	0,0053

Распределение ванадия в минералах ультрабазитов

Порода, (район)	Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание ванадия в минерале, вес. %	Количество ванадия, приходящееся на минерал, вес. %	Процент ванадия (от 100 % приходящийся на минерал)
Оливинит (Баргушатский хребет, Армения)	Оливин	38,1	0,0016	0,001	1,41
	Сerpентин	22,4			
	Титаномагнетит	25,8	0,27	0,070	98,59
Прочие*	13,7	—	—	—	
Лерцолит (Азербайджан)**	Диопсид	22,0	0,060	0,013	68,4
	Энстатит	13,3	0,019	0,003	15,9
	Оливин	44,1	Не обн.	—	—
	Сerpентин	18,3	0,011	0,002	10,5
	Магнетит	2,3	0,031	0,001	5,2

* Вторичный магнетит, плагиоклаз, шпинель.

** По З. Б. Абдуллаеву и С. Ф. Гусейновой (1970).

Таблица 21

Содержания ванадия, титана, хрома и никеля в рудных оливинитах и габбро из зоны контакта, вес. %

Порода	V	Ti	Cr	Ni
Оливинит рудный	0,036	0,51	0,066	0,035
Оливиновое габбро	0,015	0,16	0,016	0,009
Оливинит рудный	0,043	0,33	0,055	0,032
Троктолит	0,010	0,07	0,019	0,016

Содержание хрома в оливине составляет около 0,005—0,05%, тогда как в ромбическом пироксене достигает 0,5%, а в диопсиде — 0,3%.

В оливинитах габбро-монзонит-сиенитовой формации (табл. 22) главным концентратором хрома является титаномагнетит, в котором максимальное содержание хрома достигает 0,75%. Возможно, что часть хрома, содержащегося в титаномагнетите, находится в виде микровключений хромита. Корреляционная связь хрома и ванадия ($r=+0,790$), хрома и титана ($r=+0,687$) в рудных оливинитах подтверждает наличие тесной геохимической связи между этими элементами. Все они в указанных породах накапливаются в титаномагнетите. Однако эта особенность в распределении хрома в основном характерна для рудных оливинитов Сваранцкого месторождения. Рудные верлиты и пироксениты Мегринского плутона (см. табл. 16) характеризуются пониженной хромитонностью.

Распределение хрома в минералах оливинита (Баргушатский хр., Армения)

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание хрома в минерале, вес. %	Количество хрома, приходящееся на минерал, вес. %	Процент хрома (от 100%) приходящийся на минерал
Оливин	38,1	0,0045	0,003	12,6
Серпентин	22,4 } 60,5			
Титаномагнетит	25,8	0,082	0,021	87,4
Прочие	13,7	—	—	—

Марганец. В ультраосновных породах гипербазитовой формации марганец в общем характеризуется невысокими средними содержаниями. Несколько больше его в ультрабазитах Армении (обычно 0,08—0,12%). В гарцбургитах и апоперидотитовых серпентинитах Азербайджана (бассейны рек Тертер и Тутхун) содержится 0,04—0,07% марганца. Еще более низкие концентрации его (около 0,01%) были установлены З. Б. Абдуллаевым и С. Ф. Гусейновой в апоперидотитовых серпентинитах бассейна р. Тутхун.

Более высокие содержания марганца определены нами в рудных верлитах (0,16%) и рудных оливинитах (0,28%) габбро-монцит-сиенитовой формации. Повышение концентрации его в этих породах связано главным образом с титаномагнетитом, в котором содержится от 0,17 до 0,34% Mn. В оливине же содержание последнего обычно составляет 0,1—0,13%, а в клинопироксене 0,08—0,09%. В хромшпинелидах концентрации марганца колеблются от следов до 0,н%, в среднем составляя около 0,1—0,2%. Естественно, что невысокие концентрации марганца в пороодообразующих и рудных минералах являются причиной низкого его содержания в дунитах и гарцбургитах гипербазитовой формации Малого Кавказа.

Никель и кобальт. Согласно проведенному нами исследованию, ультраосновные породы гипербазитовой формации Армении и Азербайджана характеризуются невысокими содержаниями никеля (см. табл. 15). Наиболее близки к нашим данным результаты Ф. И. Векиловой (1966). По ее данным, в дунитах Малого Кавказа в среднем содержится 0,195% Ni, в перидотитах 0,180% Ni, в пироксенитах 0,022% Ni. Однако по данным С. А. Паланджяна (1967) концентрации никеля в ультраосновных породах гипербазитовой формации Малого Кавказа примерно в 1,5 раза выше полученных нами значений. Содержание кобальта в ультраосновных породах в 12—18 раз меньше содержания никеля. Эти данные близки к результатам Ф. И. Векиловой (1966), которая приводит следующие величины отношения Ni к Co: для дунитов 10, перидотитов 18 и пироксенитов 4. По З. Б. Абдуллаеву и др. (1967), отношение Ni к Co для перидотитов равно 13, а для пироксенитов 4—7.

Вероятно, основная часть никеля и кобальта, содержащаяся в ультраосновных породах гипербазитовой формации Малого Кавказа, приходится на железо-магнезиальные силикаты, главным образом на оливин и ортопироксен (см. табл. 19). Однако присутствующая в серпентинитах сера (до 0,36%) позволяет предполагать, что часть этих элементов может содержаться в виде сульфидов. Кроме того, Ni и Co присутствуют в заметных количествах во вторичном магнетите (в среднем 0,19% Ni и 0,034% Co). Содержащие Co в хромите составляет 0,02—0,03% (табл. 23). Таким обра-

Таблица 23

Содержание кобальта и скандия в хромитах, вес. %

Месторождение или рудопроявление	Co	Sc	Месторождение или рудопроявление	Co	Sc
Гейдаринское	0,019	0,0002	Джанахмедское	0,032	0,0001
То же	0,019	0,0003	То же	0,026	0,0002
Кязим-Бина	0,022	0,0002	Ефимовское	0,034	0,0002
То же	0,022	0,0003	То же	0,026	0,0002
Шоржинское	0,028	0,0003	Нижне-Даринское	0,033	0,0001
Джилское	0,024	0,0002			

зом, все главные минералы ультраосновных пород гипербазитовой формации являются потенциальными носителями никеля и кобальта. Однако выполненный подсчет баланса распределения никеля по минералам (табл. 24) показывает, что главным его концентратом в ультрабазитах обеих магматических формаций является оливин. Это же относится и к кобальту, хотя и в несколько меньшей степени, что обусловлено более высокими его концентрациями в пироксенах. Согласно подсчетам З. Б. Абдуллаева и др. (1967) на долю пироксенов приходится 16% никеля (см. табл. 24), но 22% кобальта, содержащихся в пробе.

Помимо указанных минералов, в ультрабазитах габбро-монцит-сиенитовой формации никель содержится в титаномagnetите, не образуя, однако, заметных концентраций (0,014—0,05%).

Медь. Результаты анализов (см. табл. 15, 16) показывают, что большинство проб ультрабазитов габбро-монцит-сиенитовой и гипербазитовой формаций характеризуются низкими концентрациями меди (0,00n%—0,000n%). Так, в рудном пироксените Мегринского плутона содержится 0,0057%, а в рудных перидотитах и оливинитах Сваранцского месторождения 0,0019—0,0040% Cu. В перидотитах, дунитах и пироксенитах гипербазитовой формации установлено 0,0005—0,0085% Cu. Только в одной пробе диаллагита Шоржинского массива содержание меди составляет 0,022%. Наличие в некоторых пробах ультрабазитов Армении до 0,36% серы позволяет высказать предположение, что повышенные кон-

Распределение никеля в минералах ультрабазитов

Порода (район)	Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание никеля в минерале, вес. %	Количество никеля, приходящееся на минерал, вес. %	Процент никеля, приходящийся на минерал (от 100%)
Оливинит (Баргушатский хр., Армения)	Оливин	38,1	0,0450	0,027	79,4
	Серпентин	22,4			
	Титаномагнетит	25,8	0,0260	0,007	20,6
	Прочие*	13,7	—	—	—
Лерцолит (Азербайджан)**	Диоксид	22,00	0,04	0,009	5,0
	Энстатит	13,26	0,15	0,020	11,1
	Оливин	44,12	0,31	0,137	75,6
	Серпентин	18,32	0,08	0,015	8,3
	Магнетит	2,30	Не опр.	—	—

* Плагноклаз, шпинель, вторичный магнетит.

** По З. Б. Абдуллаеву и др. (1967).

центрации меди могут быть связаны с присутствием небольшого количества тонко вкрапленных сульфидов.

Галлий. Только в рудных ультрабазитах габбро-монцит-сиенитовой формации установлены повышенные содержания галлия (см. табл. 16). Его среднее содержание в рудных оливинитах и серпентинитах Сваранцского месторождения составляет 0,0018%. Концентрации галлия в ультраосновных породах гипербазитовой формации не превышают 0,000n%.

Главным концентратором галлия является титаномагнетит, содержание галлия в котором колеблется от 0,0025 до 0,0051%. Однако во вторичном магнетите присутствие галлия не было установлено. Содержание галлия в оливине, орто- и клинопироксенах составляет 0,0002—0,0006%. На долю титаномагнетита приходится около 80—90% галлия, содержащегося в ультрабазитах габбро-монцит-сиенитовой формации (табл. 25).

Бор. Ультрабазиты габбро-монцит-сиенитовой и гипербазитовой формаций Малого Кавказа характеризуются повышенной

Таблица 25

Распределение галлия в минералах оливинита (Баргушатский хр.)

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание галлия в минерале, г/т	Количество галлия, приходящееся на минерал, г/т	Процент галлия (от 100%), приходящийся на минерал
Оливин Серпентин Титаномагнетит Прочие	38,1	2,0	1,2	13,3
	22,4			
	25,8	31,0	8,0	86,7
	13,7	—	—	—

бороносностью (см. табл. 15, 16). Концентрации бора в серпентинизированных рудных оливинитах и верлитах Сваранцкого месторождения составляют 0,0015—0,0032%. В диаллагитах и апоперидотитовых и аподунитовых серпентинитах гипербазитовой формации содержания бора достигают иногда 0,028%. Вероятнее всего, так же как на Урале, повышенные концентрации бора в ультраосновных породах связаны с их серпентинизацией (Борисенко, 1966).

Литий. Единичные определения лития показывают, что его содержание в рудных пироксенитах Мегринского и Лернашен-Дарабасского массивов не превышает 0,0011%.

Стронций. Повышенные содержания стронция установлены в рудных оливинитах, серпентинитах и пироксенитах (0,009—0,030%) габбро-монзонит-сиенитовой формации. Близкие концентрации стронция определены в апоперидотитовых серпентинитах (0,011%) гипербазитовой формации (см. табл. 15). Немного меньшее содержание стронция в аподунитовом серпентините (0,009%). Установленные концентрации стронция в ультрабазитах Малого Кавказа того же порядка, что и на Урале.

Редкие земли (РЗЭ). В ультрабазитах Малого Кавказа концентрация редких земель не превышает 0,00n%. В пироксените габбро-монзонит-сиенитовой формации установлено 0,007%, в верлите — 0,003% TR_2O_3 . Полученные данные близки к концентрациям РЗЭ в ультраосновных породах Урала (0,00n% TR_2O_3). По сравнению с относительным кларком РЗЭ, по А. П. Виноградову, исследованные ультрабазиты Малого Кавказа несколько обеднены лантаном и церием, но обогащены иттриевыми элементами (табл. 26). Главным концентратором РЗЭ, вероятнее всего, является клинопироксен.

Таблица 26

Содержание TR_2O_3 (в вес. %) и относительные количества РЗЭ в ультрабазитах (Лернашен-Дарабасский массив, Сваранцкое месторождение)

Порода	TR_2O_3	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y
Пироксенит	0,007	4,3	22,9	2,1	20,7	5,8	—	7,9	—	6,0	—	3,5	—	3,8	—	23,0
Верлит	0,003	4,2	20,8	4,7	21,2	6,6	—	9,2	—	4,1	—	4,6	—	—	—	24,7

Золото в ультраосновных породах Малого Кавказа характеризуется большими колебаниями содержаний (0,003—0,15 г/т). Повышенные концентрации золота (0,15 г/т) были установлены в гарцбургитах Вединского массива и в рудных оливинитах Сваранцкого месторождения. Более низкие его содержания определены в ультрабазитах Шоржинского массива (0,003—0,05 г/т) и Сваранцкого месторождения (0,005—0,02 г/т). Резкие колебания содержаний золота в ультрабазитах Малого Кавказа, вероятнее всего, так же как и на Урале, объясняются наличием мельчайших

включений самородного золота, для которых характерно неравномерное распределение в породах (Борисенко, Усков, 1971).

Платина и палладий. Ограниченное количество определений Pt и Pd, выполненных для ультрабазитов Шоржинского массива, показывает, что концентрации указанных элементов (табл. 27) ниже, чем для аналогичных пород Урала. Однако недо-

Таблица 27

Содержание платины и палладия в ультрабазитах
Шоржинского массива, г/т

Порода	Pt	Pd	Au
Дунит	Не обн.	0,034	0,05
Гарцбургит	То же	0,009	—
Пироксенит	Следы	Не обн.	0,003

статочное количество анализов позволяет считать полученные результаты сугубо предварительными, требующими дальнейшей проверки и уточнения.

В табл. 28 приведены средние содержания и коэффициенты накопления Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni. Ультрабазиты габбро-монцонит-сиенитовой формации Малого Кавказа в среднем богаче ванадием и титаном по сравнению с ультраосновными породами гипербазитовой формации, но беднее хромом и никелем. Отношения Cr:V (12,9:82,9) и Cr:Ti (6,4:16,8) заметно выше в гипербазитовой формации; они того же порядка, что и для дунитов, перидотитов, серпентинитов гипербазитовой формации Урала. Эти же отношения для оливинитов и пироксенитов габбро-монцонит-сиенитовой формации имеют сходство с аналогичными отношениями для ультрабазитов габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала, а также с щелочно-габброидной формацией Кольского полуострова. Показательно, что отношение Ti:V (1,6:6,2) в ультраосновных породах гипербазитовой формации меньше этого же отношения в рудных ультрабазитах (10,8:24,0) габбро-монцонит-сиенитовой формации (табл. 29). Эта тенденция характерна для большинства исследованных массивов Малого Кавказа.

Таким образом, так же как на Урале и Кольском полуострове, хром, никель и кобальт предпочтительно накапливаются в наиболее магнезиальных породах, а ванадий, титан и скандий предпочитают ультрабазиты габброидного ряда. Марганец, как и в ультраосновных породах других регионов, характеризуется наименее контрастным распределением. Галлий дает некоторое повышение концентраций только в обогащенных титаном магнетитом ультрабазитах, что также согласуется с его распределением в ультраосновных породах Урала и других регионов.

Среднее содержание и коэффициент накопления редких и

Элемент	Ультрабазитовая формация (по А. П. Ви- ноградову, 1962)	Гипербазитовая			
		Пироксенит	Оливиновый пироксенит	Серпентинит апоперидо- титовый	Гарцбургит

Среднее содер

Sc	0,0005	0,0045 (9)	0,0046 (1)	0,0010 (82)	0,0009 (6)
Ti	0,03	0,033 (2)	0,12 (2)	0,021 (60)	0,020 (4)
V	0,004	0,0135 (9)	0,025 (2)	0,0045 (87)	0,0037 (5)
Cr	0,2	0,21 (11)	0,21 (2)	0,22 (92)	0,21 (6)
Mn	0,15	0,075 (2)	0,12 (2)	0,068 (72)	0,055 (2)
Co	0,02	0,007 (1)	0,006 (2)	0,010 (44)	0,013 (5)
Ni	0,2	0,04 (10)	0,028 (2)	0,16 (88)	0,165 (6)
Ga	0,0002	0,0004 (2)	0,0004 (2)	0,0004 (11)	0,0002 (2)
Sr	0,001	0,011 (2)	0,014 (2)	0,011 (9)	—
B	0,0001	0,0006 (2)	0,0015 (2)	—	—
Au	$0,005 \cdot 10^{-4}$	$0,003 \cdot 10^{-4}$ (1)	—	—	—
Cu	0,002	0,022 (0)	0,0085 (2)	0,0015 (43)	0,0023 (5)

Коэффициент

Sc	—	9	9	1	1,8
Ti	—	1,1	4	0,7	0,7
V	—	3,3	6,2	1	0,9
Cr	—	1	1	1,1	1
Mn	—	0,5	0,8	0,4	0,4
Co	—	0,4	0,3	0,5	0,6
Ni	—	0,2	0,1	0,8	0,8
Ga	—	2	2	2	1,0
Sr	—	11	14	11	—
B	—	6	15	—	—
Au	—	0,6	—	—	—
Cu	—	22	42	1	1

малых элементов в ультрабазитах Малого Кавказа

формация	Габбро-монцит-сиенитовая формация				
	Серпентинит апоунитовый	Лерцолит	Пироксенит рудный	Верлит рудный	Оливинит рудный

жание, вес. %

0,0005 (28)	0,0038 (4)	0,0061 (19)	—	0,0009 (22)	0,0012 (4)
0,015 (19)	0,028 (2)	0,84 (19)	0,62 (4)	0,81 (21)	0,19 (3)
0,0032 (17)	0,0047 (4)	0,035 (19)	0,031 (5)	0,036 (21)	0,018 (3)
0,27 (29)	0,27 (3)	0,0073 (9)	0,031 (5)	0,049 (21)	0,100 (4)
0,058 (26)	0,07 (3)	0,116 (19)	0,16 (1)	0,23 (4)	0,10 (1)
0,010 (24)	0,008 (2)	0,005 (1)	0,010 (2)	0,013 (2)	0,01 (1)
0,170 (27)	0,049 (3)	0,0066 (19)	0,022 (4)	0,032 (21)	0,050 (4)
0,0002 (8)	0,0003 (1)	0,0015 (7)	0,0016 (1)	0,0017 (5)	0,0012 (1)
0,009 (1)	0,021 (1)	0,027 (2)	0,021 (4)	0,019 (3)	0,018 (1)
—	—	0,0006 (7)	0,0025 (2)	0,0009 (3)	—
$0,05 \cdot 10^{-4}$ (1)	$0,15 \cdot 10^{-4}$ (1)	$0,02 \cdot 10^{-4}$ (1)	$0,005 \cdot 10^{-4}$ (1)	$0,15 \cdot 10^{-4}$ (1)	—
0,0011 (22)	0,0048 (1)	0,0057 (7)	0,0019 (2)	0,0034 (3)	0,005 (1)

накопления

1	7,6	12,2	—	4,5	2,4
0,5	1	28,0	20,6	27,0	6,3
0,8	1,2	8,7	7,7	9,0	4,5
1,4	1,4	0,04	0,2	0,2	0,5
0,4	0,5	0,8	—	1,5	0,7
0,5	0,4	—	0,5	0,6	0,5
0,8	0,2	0,03	0,1	0,02	0,2
1,0	1,5	7,5	8,0	8,5	6,0
9,0	21	27	21	19,0	18,0
—	—	6	15	9	—
10,0	30,0	4,0	1,0	30,0	—
0,5	2,4	2,8	1,0	1,7	2,5

Отношения Ti/V; Cr/V и Cr/Ti для ультрабазитов Малого Кавказа

Формация	Порода	Ti/V	Cr/V	Cr/Ti
Гипербазитовая	Гарцбургит	4,8	52,6	12,4
	Верлит	3,3	25,0	7,5
	Лерцолит	6,0	57,5	9,6
	Вебстерит	1,6	12,9	8,4
	Диаллагит	2,4	15,6	6,4
	Серпентинит:			
	а) апоперидотитовый	6,2	60,2	10,6
б) аподунитовый	5,3	82,9	16,8	
Габбро-монцонит-сиенитовая	Оливинит	10,8	5,6	0,53
	Оливинит рудный	20,6	0,93	0,042
	Верлит рудный	20,0	1,0	0,05
	Оливиновый пироксенит рудный	18,3	1,0	0,05
	Пироксенит рудный	24,0	0,21	0,009
	Серпентинит рудный апооливинитовый	22,0	1,8	0,08

Глава 3

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ
ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА
УРАЛА

На Урале были известны и достаточно хорошо изучены щелочные метасоматиты нефелин-сиенитового (миаскитового) комплекса Вишневых—Ильменских гор (Еськова, 1964) и полярно-уральские щелочно-гранитоидные метасоматиты (Апельцин и др., 1967). В последнее время нами исследованы щелочные метасоматиты на западном склоне Южного Урала в генетической связи со щелочно-базальтовым магматизмом. Они приурочены к небольшой неэквальной жерловине (1,3×0,8 км), выполненной вулканогенно-обломочными породами (эруптивными брекчиями, агломератовыми лавами, ксенотуфами и др.) пироксен-амфиболовых порфиритов. Жерловина локализована в пределах Башкирско-Уралтауского мегантиклинория в низах бакальской свиты протерозоя (рис. 4). Авторами статьи были установлены дайки гипабиссальных щелочных пород (пегматоидных арфведсонитовых сиенитов) и впервые обращено внимание на субщелочной характер вулканитов. Для последних характерно высокое суммарное содержание щелочей (6—9% Na₂O+K₂O), обычно в 2—3 раза более высокое, чем в эффузивах основного состава, и повышенные содержания редких элементов (Nb, Ta, Zr, TR и др.), близкие к содержаниям в щелочно-базальтоидных сериях некоторых районов.

Эти данные, а также абсолютный возраст и наличие в вулканитах вкрапленников керсутита и диопсид-салита дают возможность относить пироксен-амфиболовые порфириды не к докембрийским коагматам мешакской свиты, как было принято считать, а к более молодой трахибазальтовой формации западного склона Урала, впервые выделенной для Уральского региона Н. А. Румянцевой

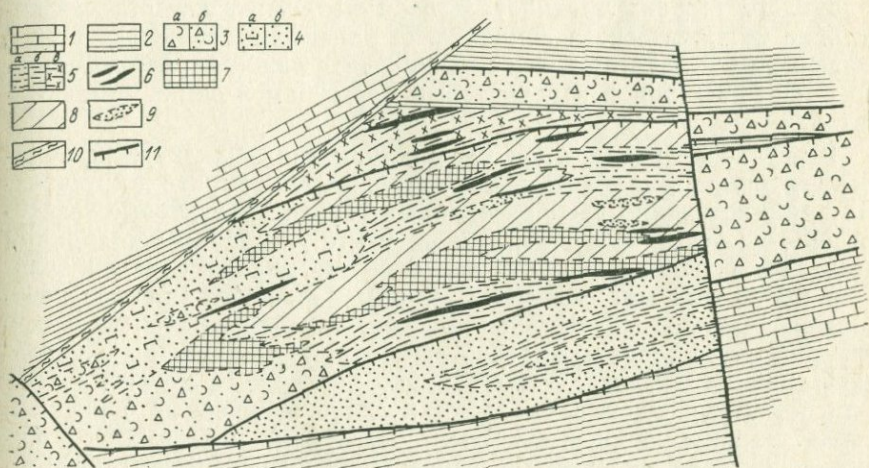


Рис. 4. Схема геологического строения участка щелочных метасоматитов западного склона Урала (по П. М. Титаурову и Н. А. Юринскому)

1 — карбонатные породы саткинской свиты; 2 — сланцы и песчаники бакальской свиты; 3 — вулканогенно-обломочные породы субщелочного основного состава (а — эруптивные брекчи, б — агломеративные лавы и туфы диопсид-салит-керсутитовых порфиритов); 4 — эгириниты и эгирин-микроклиновые метасоматиты (а — альбитизированные, апоэффузивные; б — сложномещенные апокарбонатные); 5 — биотитовые и биотит-микроклиновые (альбитизированные) метасоматиты (а — апоэффузивные, б — апокарбонатные, в — апосланцевые); 6 — лейкократовые мономинеральные микроклиниты, реже альбититы; 7 — рибекит-альбитовые (актинолитовые, арфведсонитовые) метасоматиты; 8 — гематит-микроклиновые (альбитовые) метасоматиты; 9 — серицит (флогопит-хлорит)-кварц-альбитовые метасоматиты; 10 — зона дробления и милонитизации; 11 — тектонические нарушения

(Остроумова, Румянцева, 1967). Возраст вулканогенно-обломочных, гиабиссальных щелочных пород и метасоматитов, полученный калий-аргоновым методом по нашим валовым пробам (определения ВАГТ) и рубидиево-стронциевым методом, варьирует в узких пределах (387—420 млн. лет) и говорит об их коагматичности. Последняя дает основание предполагать наличие на глубине щелочного вулканоплутона.

Щелочной метасоматоз в связи с трахибазальтовой формацией обычно развит слабо. Он по существу отсутствует и в трахибазальтах дворецкой свиты. Поэтому узко локальное и интенсивное проявление щелочного метасоматоза в трахибазальтах Южной Урала представляется чрезвычайно интересным.

Геологическое строение

Западноуральские щелочные метасоматиты локализованы в тектонической зоне северо-западного простирания, опережающей крупный Юрюзано-Зюраткульский глубинный разлом (Петрова, 1963; Лисицын, 1965; Лисицын, Таланцев, 1965). Они развиты в тектонически нарушенном блоке вулканогенно-осадочных пород с западной стороны трахибазальтовой жерловины на остатках постройки вулканического аппарата. О характере первичных пород, подвергшихся метасоматозу, можно судить лишь по реликтам слабозамещенных пород и реликтовым текстурам в самих метасоматитах.

Восстановление площади распространения вулканогенно-обломочных трахибазальтовых пород затрудняется тем, что в интенсивно и многостадийно преобразованных породах реликтовые текстуры обычно не сохраняются. Тем не менее указанная реставрация позволяет предположить, что первично эти породы слагали большую часть тела метасоматитов, занимая наиболее мощную центральную часть его. Неизмененные и слабо измененные метасоматизирующими растворами вулканогенно-обломочные породы сохранились лишь на флангах; в центральных частях тела метасоматитов есть небольшие реликтовые участки слабо измененных брекчий и туфов. Характерными реликтовыми текстурами метасоматитов являются очковые, брекчиевые, узловатые и кавернозные с нечетко выраженной полосчатостью. Для апоэффузивных метасоматитов, кроме того, крайне типична невыдержанность состава, линзовидный характер распространения всех метасоматических фаций с причудливыми конфигурациями очертаний тел и переходов одной фации в другую.

Апоглинисто-карбонатные метасоматиты развиты на южном фланге тела метасоматитов. К типоморфным особенностям их следует отнести массивные текстуры, пластовую форму залегания и монотонно однообразный состав ранних типов метасоматитов. Мощность их не превышает 100—150 м. Среди метасоматитов довольно часто встречаются реликты неизмененных карбонатных пород, апокарбонатных метасоматитов начальной стадии замещения, даек диабазов, развитых регионально в осадочных породах бакальской свиты.

На северном фланге представлено поле апоэффузивных метасоматитов с реликтами эруптивных брекчий и туфолов и многочисленными прослоями апосланцевых метасоматитов. Последние характеризуются прекрасно выраженными сланцеватыми текстурами, тонкополосчатым строением, свойственным осадочным толщам, и биотитовым, биотит-полевошпатовым составом. В апосланцевых метасоматитах есть реликты сланцев, диабазов и пластовые тела слабозамещенных лав. Мощность апосланцевых метасоматитов составляет несколько десятков метров.

В целом тело метасоматитов состоит из многократно чередующихся полос и линз разнообразного состава, что обусловлено неоднородным составом замещенных пород, различной степенью их тектонической подготовки и пропитанности щелочными растворами. Среди них преимущественное развитие имеют меланократовые разновидности эгирина-, биотит-, рибекит- и гематит-полевошпатового состава. Мономинеральные микроклиниты и альбититы встречаются сравнительно редко. Внутри метасоматитов и особенно в периферических зонах, отмечается большое количество реликтовых останцов эруптивных брекчий и вмещающих осадочных пород. Между всеми разновидностями метасоматитов наблюдаются постепенные переходы по простираанию и падению.

От периферии к центру тела метасоматитов нами была установлена нечетко выраженная зональность. Периферические наиболее меланократовые зоны представлены эгириновыми и эгирин-микроклиновыми метасоматитами, в той или иной степени альбитизированными и содержащими реликты первичных пород. Зона прерывиста. Содержание полевого шпата в ней составляет не более 20—30%.

Промежуточная зона состоит из биотит-микроклиновых метасоматитов, более интенсивно альбитизированных по сравнению с предыдущей зоной. В ней увеличивается количество биотит-альбитовых и рибекит-альбитовых пород, развивающихся по биотит-микроклиновым метасоматитам, появляются единичные тела мономинеральных микроклинитов, альбититов, а также гематит-полевошпатовые и серицит-кварц-полевошпатовые тела. Для этой зоны, по сравнению с предыдущей, характерна большая лейкократовость (содержание полевого шпата достигает 40—60%). Наблюдаются постепенные переходы между эгирин- и биотит-микроклиновыми метасоматитами.

Ядро метасоматического тела сложено существенно калишпатовыми породами, содержащими небольшое количество биотита (15—20%) и обычно интенсивно альбитизированными, гематитизированными и окварцованными. Здесь наблюдаются многочисленные тела микроклинитов неправильной формы длиной в сотни и мощностью в десятки метров, образующие постепенные переходы с биотит-микроклиновыми метасоматитами, а также жилообразные и пластовые тела микроклинитов, секущие как биотит-микроклиновые, так и эгирин-микроклиновые метасоматиты. В центральной полевошпатовой зоне локализованы в подавляющей своей части рибекит-альбитовые, гематит-альбитовые и гематит-микроклиновые метасоматиты, развивающиеся как по биотит-микроклиновым разностям, так и по микроклинитам. Рибекит-альбитовые метасоматиты образуют линзовидные тела мощностью до десятков метров, нередко совместно с гематит-полевошпатовыми метасоматитами. Гематит-полевошпатовые метасоматиты, кроме того, представлены пластовыми и секущими телами мощностью до 50—100 м и протяженностью в сотни метров; последние пересекают все типы

метасоматитов вплоть до рибекит-альбитовых. Таким образом, к центральной части тела метасоматитов приурочены более поздние разности щелочных пород.

Отмеченная зональность часто затушевывается наличием в ряде зон многочисленных реликтов предыдущей или даже нескольких предыдущих зон, неравномерностью щелочных процессов на различных глубинах тела метасоматитов, когда отдельные зоны либо гипертрофированы, либо почти отсутствуют, и широким развитием более поздних метасоматических процессов (флюоритизация, карбонатизация, окварцевание, нефелинизация, содалитизация, канкринитизация и др.).

Парагенетические типы метасоматитов

Щелочные метасоматиты можно сгруппировать в пять парагенетических групп: 1) начальной стадии замещения, 2) процесса микроклинизации, 3) процессов нефелинизации и ранней содалитизации, 4) процесса альбитизации и 5) позднегидротермальных процессов.

Метасоматиты начальной стадии замещения. В эту группу входят мелкозернистые меланократовые породы актинолитового, эпидот-актинолитового, диопсид-тремолитового и тремолитового составов. Состав метасоматитов зависит от типа замещаемых первичных пород: актинолитовые и эпидот-актинолитовые развиваются по эруптивным брекчиям трахибазальтов, диопсид-тремолитовые — по глинисто-карбонатным породам, тремолитовые — по филлитовидным сланцам.

Актинолитовые и эпидот-актинолитовые породы широко распространены, ими замещена большая часть (свыше 90%) выхода первичных эффузивов. Замещению подвергаются как обломки, так и цементирующая масса. При полном замещении образуется мелкозернистая порода нематобластовой структуры, состоящая в большинстве своем (70—90%) из равномерно-зернистого агрегата переплетенных, беспорядочно ориентированных иголок светло-зеленого актинолита ($2V_{Np}=76^\circ$, $cNg=30^\circ$) и изометричных зерен эпидота ($2V_{Np}=75^\circ$, $aNg=22^\circ$, $bNm=0$), интерстиции между которыми заполнены мелкозернистым агрегатом калиевого полевого шпата и альбита. Актинолит замещает не только вулканическое стекло цементирующей массы, но также и вкрапленники керсутита ($2V_{Np}=80-86$, $cNg=16-19^\circ$). Совместно, с актинолитом появляется большое количество сфена, магнетита, и иногда эшинита.

Метасоматиты начальной стадии замещения эруптивных брекчий отличаются от других, более поздних, наличием реликтовых пятнистых текстур, свойственных эффузивным породам, и реликтов очень характерного для этих пород бурого амфибола — керсутита. На заключительном этапе начальной стадии метасоматоза при интенсивном ходе процесса актинолитовые и эпидот-актинолитовые породы замещаются эгириновыми, вплоть до мономинеральных спутанно-волоконистых эгиринитов (табл. 30). Иногда эти ме-

Средний минеральный состав апоэффузивных метасоматитов Урала, вес. %

Тип метасоматитов	Эги-рин	Микро-клин	Альбит	Биотит	Рибекит	Карбо-нат	Каль-цит. кварц	Гематит	Прочие ак-цессорные минералы
Метасоматиты начальной стадии									
Эгириниты (17)	79,9	7,1	1,5	5,6	0,3	1,5	—	—	4,2
Слюдиты (21)	0,4	9,8	1,8	83,3	—	—	—	—	4,7
Метасоматиты стадии микроклинизации									
Эгирин-микроклиновые (34)	55,8	24,2	1,4	4,8	0,3	10,7	—	—	2,9
Эгирин-биотит-микроклиновые (13)	25,1	27,0	2,1	33,2	0,05	4,4	—	—	7,9
Карбонатизированные эгирин-микроклиновые (8)	39,5	20,7	—	0,7	0,4	33,5	—	—	5,2
Биотит-микроклиновые (41)	—	52,7	14,8	26,9	—	1,5	—	—	4,1
Микроклиниты (11)	—	72,4	13,3	1,6	—	11,4	—	—	1,3
Карбонатизированные микроклиниты (5)	—	50,8	14,1	0,05	—	33,8	—	—	1,2
Метасоматиты стадии альбитизации									
Эгирин-альбитовые (23)	52,5	1,3	29,3	7,3	—	7,0	—	—	2,6
Биотит-альбитовые (18)	—	3,0	59,9	5,9	—	27,3	—	—	3,8
Рибекит-альбитовые (29)	—	5,6	32,7	13,3	33,3	10,8	—	—	2,8
Метасоматиты позднегидротермальной стадии									
Гематит-микроклиновые (20)	—	30,2	0,9	3,6	0,4	—	33,9	30,8	0,05
Гематит-альбит-микроклиновые (7)	—	26,6	27,6	13,9	4,3	—	10,3	16,8	—
Гематит-биотит-альбитовые (6)	—	1,4	32,8	20,6	1,6	—	14,8	27,4	1,6
Гематит-альбитовые (15)	—	1,0	36,7	4,4	0,2	—	20,4	36,2	1,0
Гематит-рибекит-альбитовые (19)	—	—	21,7	34,6	13,7	—	7,26	22,5	—

* Подсчет произведен в шлифах на интеграционном столике (в скобках указано количество шлифов).

тасоматиты, минуя стадию эгиринизации, альбитизируются. По актинолиту в этом случае псевдоморфно развивается гастингсит и рибекит.

Диопсид-тремолитовые породы менее распространены, чем предыдущие. Они развиты на флангах тела метасоматитов. При замещении глинисто-карбонатных пород вначале появляются отдельные игольчатые кристаллы тремолита ($2V_{Np}=58^\circ$, $cNg=42^\circ$), затем очень мелкие изометричной формы выделения диопсида ($2V_{Np}=88^\circ$, $cNg=23^\circ$), и постепенно первично-полосчатая текстура породы сменяется массивной. Между тремолитом и диопсидом располагается небольшое количество реликтов первичного карбоната и изометричных зерен калиевого полевого шпата. Для породы характерна нематогранобластовая структура. Часто наблюдается обогащение флюоритом и турмалином. В полностью замещенных породах тремолит сменяется полущелочным амфиболом типа рихтерита ($2V_{Np}=77^\circ$, $cNg=26^\circ$). Диопсид-тремолитовые породы замещаются эгириновыми метасоматитами и эгиринитами.

Тремолитовые породы распространены очень незначительно. Преобразование сланцев начинается с появления спорадически вкрапленного тремолита, который затем сменяется зеленым мелкочешуйчатым биотитом. Последний постепенно укрупняется и порода переходит в среднезернистый слюдит (см. табл. 30) с лепидобластовой структурой. В процессе укрупнения агрегата биотита появляются первые бласты калиевого полевого шпата, количество которого постепенно увеличивается, и слюдит переходит в биотит-микроклиновый метасоматит.

Метасоматиты процесса микроклинизации представлены тремя разновидностями: эгирин-микроклиновыми, биотит-микроклиновыми и микроклинитами, образующими в теле метасоматитов (от периферии к центру) три крупных зоны и являющимися как бы канвой, на которую при развитии последующих процессов накладываются более поздние ассоциации метасоматических пород.

Эгирин-микроклиновые породы широко развиты на южном и северном флангах тела метасоматитов, где слагают периферическую зону. Макроскопически они представлены обычно массивной (в случае апоглинисто-карбонатных типов) и слабодисланцованной (при апоэффузивных типах) мелкозернистой породой от светло-серого до темно-зеленого и темно-бурого цвета. Для них характерно наличие большого количества реликтов первичных пород, преимущественно эруптивных брекчий и глинисто-карбонатных. Состав породы и мощность зоны колеблются в очень широких пределах. Изменение состава происходит как вследствие вариации соотношений между эгирином и калиевым полевым шпатом, так и в результате наложения более поздних минеральных парагенезисов (см. табл. 30).

Эгирин ($2V_{Np}=64^\circ$; $cNg=0-5^\circ$) образует удлиненно-шестоватые, спутанно-волокнистые и радиально-лучистые выделения из кристаллов размером 0,2—0,3 мм; полевой шпат представлен

короткопризматическими кристаллами и неправильной формы выделениями (до 2—3 мм) микроклина с изопертитовым типом двойникования. Содержание калиевого полевого шпата варьирует от 0 (в мономинеральных эгиринах) до 20—40% (в эгирин-микроклиновых метасоматитах). Структура породы гетеробластовая, нематогранобластовая, местами порфиробластовая.

Эгирины слагают обычно периферические зоны эгирин-микроклиновых метасоматитов и образуют среди них разрозненные реликтовые обособления небольших размеров. В процессе интенсивной микроклинизации эгиринов происходит замещение эгирина микроклином. При этом можно проследить все стадии замещения: от коррозии удлиненно-шестоватых и спутанно-волокнистых кристаллов эгирина микроклином до полного их растворения.

Эгирин-микроклиновые метасоматиты замещаются биотит-микроклиновыми, биотит-альбитовыми, рибекит-альбитовыми и гематит-полевошпатовыми разностями, микроклинитами, альбититами. Они интенсивно карбонатизируются, флюоритизируются, содалитизируются и канкринитизируются. Последние процессы и нефелинизация развиты в апоглинисто-карбонатных типах.

Биотит-микроклиновые породы слагают довольно мощную промежуточную зону. Для них характерны реликтовые структуры первичных пород, за исключением тех случаев, когда биотит-микроклиновые метасоматиты развиваются по филлитовидным сланцам. В большинстве своем этот тип метасоматитов формируется путем замещения эгирин-микроклиновых метасоматитов, причем биотит никогда не развивается отчетливо по эгирину. В массе эгирина на начальных этапах замещения появляются отдельные чешуйки биотита и их число в породе синхронно увеличивается с увеличением количества микроклина. Таким образом, эгириновая порода через биотит-эгирин-микроклиновый метасоматит постепенно переходит в биотит-микроклиновую. При этом происходит постепенная смена массивной текстуры слоистой и сланцеватой.

Для породы характерны значительные колебания в содержании главных минералов (см. табл. 30). Наиболее распространенная разновидность содержит обычно 30—50% биотита (Nm 1,640—1,645) и 40—50% калиевого полевого шпата. Встречаются также участки почти мономинеральных биотитовых слюдитов (до 80—90% биотита) и лейкократовые разности с содержанием микроклина до 60—65%. Последние наиболее широко развиты ближе к ядру тела метасоматитов. Структура порфиробластовая и лепидогранобластовая.

Биотит-микроклиновые метасоматиты внутренних зон интенсивно альбитизированы, хлоритизированы, карбонатизированы, гематитизированы, окварцованы. По ним развиваются микроклиниты, биотит-альбитовые, рибекит-альбитовые, гематит-полевошпатовые и хлорит-полевошпатовые метасоматиты.

Микроклиниты распространены преимущественно в центральной части тела метасоматитов. Они не слагают здесь сплошной зоны, а представлены густой сетью мощных тел (мощность до 30—50 м, протяженность — первые сотни метров), разделенных лейкократовыми биотит-микроклиновыми метасоматитами, с которыми микроклиниты связаны постепенными переходами. Здесь наблюдаются и отчетливо жильные тела мощностью до 10 м, располагающиеся согласно слоистости биотит-микроклиновых сиенитов или секущие их. Вокруг жильных тел микроклинитов развивается околожильная полевошпатизация. Иногда наблюдается пересечение ими как биотит- так и эгирин-микроклиновых метасоматитов; при этом вокруг мощных тел микроклинитов в эгирин-микроклиновых метасоматитах образуется оторочка биотит-микроклиновых пород, а в маломощных телах вместо обычных биотитовых микроклинитов образуются эгириновые.

Микроклиниты — светло-серые крупнокристаллические или пегматоидные породы массивной, реже трахитоидной текстуры; они интенсивно альбитизируются, карбонатизируются, окварцовываются и гематитизируются. Калиевые полевые шпаты представлены обычно микроклином с изопертитовым типом двойникования. Их диффрактограммы показывают предельную упорядоченность.

Метасоматиты процесса нефелинизации и ранней содалитизации. Этот процесс представлен двумя типами щелочных метасоматитов: эгирин-содалитовым и нефелин-(микроклин)-эгириновым, которые по сравнению с другими типами довольно редки.

Эгирин-содалитовые породы образуют в эгирин-микроклиновых метасоматитах южного фланга выделения пластообразной и неправильной формы мощностью до 10 м и протяженностью в несколько десятков метров. Они представляют собой зеленовато-серую крупнозернистую породу массивной текстуры, состоящую из крупных округлых выделений содалита (50—80%) и цементирующего тонковолокнистого эгирина (20—50%). Содалит образует зерна до 2,5 см в поперечнике темно-серого цвета ($N=1,485$). В них встречаются реликтовые участки эгиринитов и эгирин-микроклиновых метасоматитов, с которыми они связаны постепенными переходами. По эгирин-содалитовым породам развивается биотит-альбитовый, альбитовый и канкринит-содалитовый замещающий комплекс, в виде выделений неправильной формы при площадном развитии процесса и прожилковой серии с характерной голубой окраской для мелкозернистого позднего вторичного содалита.

Структура породы порфиробластовая. Порода образуется на переднем фронте альбитизации.

Эгирин-нефелиновые и эгирин-микроклин-нефелиновые породы развиты локально, только на южном фланге тела — в зоне апоглинисто-карбонатных метасоматитов. Они образуются в участках тектонически ослабленных эгиринитов и эгирин-микроклиновых пород путем нефелинизации. Наблюдается несколько зон нефелинизации по сланцеватости метасоматитов. Мощность зон от не-

скольких сантиметров до 5—6 м; иногда встречаются мономинеральные нефелиновые прослои до 10—20 см мощности. Нефелин в зонах распределен крайне неравномерно: от 1—3 до 30—40%. Зерна нефелина размером до 2×2 мм имеют изометричные очертания и красно-бурый, реже зеленоватый цвет. Обычно интенсивно шпругунизированы.

Метасоматиты процесса альбитизации. Щелочные метасоматиты этого процесса имеют широкое распространение. Максимальные размеры тел альбитовых метасоматитов достигают сотен метров по простиранию при мощности до первых десятков метров. Обычно эти тела залегают согласно слоистости микроклиновых метасоматитов, реже являются секущими.

Альбитизация накладывается на все без исключения метасоматиты стадии микроклинизации, но наиболее интенсивно на метасоматиты центральной части. При этом процесс альбитизации идет с различной степенью интенсивности, в связи с чем формируются породы крайне невыдержанного состава, неоднородной текстуры и структуры с массой реликтовых минералов. При интенсивно проявленной альбитизации чаще образуются породы более или менее постоянного состава и структуры с отчетливой сменой (замещением) темноцветных минералов.

Для данной стадии выделяются следующие типы метасоматитов: биотит-альбитовые, рибекит-альбитовые и мономинеральные альбититы. Первые два типа развиваются по эгирин-микроклиновым и биотит-микроклиновым разностям метасоматитов.

Биотит-альбитовые породы наиболее ярко выражены как замещающий биотит-альбитовый комплекс эгириновых и эгирин-микроклиновых метасоматитов. На начальных стадиях замещения мелкозернистый агрегат альбита как бы пропитывает первичную ткань породы по плоскостям сланцеватости с образованием полосчатых разностей эгирин-альбитовых метасоматитов. При более интенсивной альбитизации происходит сопряженное замещение темноцветных минералов, причем фронт ослюденения эгирина нередко опережает альбитизацию и образуются биотитизированные разности эгирицитов и эгирин-микроклиновых метасоматитов без альбита.

Биотит-альбитовые метасоматиты представляют собой буровато-серую мелкозернистую породу с массивной и сланцевой текстурой. Биотит представлен мелкочешуйчатой бурой разностью (феррофлогопитом) с показателем преломления $N_m = 1,605—1,625$ и повышенным содержанием лития (0,90% Zi_2O). Они слагают в зоне эгириновых метасоматитов несколько полос мощностью в десятки метров при протяженности 200—300 м.

Биотит-альбитовые метасоматиты широко представлены также и в зоне биотит-микроклиновых метасоматитов, где образуют многочисленные прослои мелкозернистых светло-серых массивных пород мощностью от первых метров и даже сантиметров до десятков метров. Обычно они располагаются согласно с полосчатостью вме-

щающих биотит-микроклиновых метасоматитов, имея с ними довольно четкие контакты.

Наблюдается карбонатизация, содалитизация и канкринитизация биотит-альбитовых метасоматитов.

Рибекит-альбитовые породы развиты в северо-западной и центральной частях тела метасоматитов, где образуют линзовидные тела в десятки метров мощности, обычно меньше. Они развиваются по всем типам метасоматитов процесса микроклинизации. Особенно широко эти породы представлены в зоне биотит-микроклиновых метасоматитов, где встречаются как промежуточные рибекит-биотит-микроклин-альбитовые и рибекит-биотит-альбитовые, так и собственно рибекит-альбитовые разности.

При замещении рибекит-альбитовым агрегатом биотит-микроклиновых метасоматитов рибекит не замещает непосредственно биотит, количество его возрастает по мере уменьшения количества биотита и микроклина.

Замещение эгириновых и эгирин-микроклиновых метасоматитов рибекит-альбитовыми породами менее распространено, чем замещение биотит-микроклиновых метасоматитов. Однако оно всегда отчетливо проявлено. Эгирин всегда замещается рибекитом с образованием псевдоморфоз, причем можно проследить все стадии этого замещения. При этом рибекитизация и альбитизация являются близко сопряженными процессами, но не полностью синхронными. Иногда рибекитизация опережает альбитизацию и идет по меланократовым эгириновым породам в тонкопрожилковой форме. Для микроклинитов наложение рибекит-альбитового агрегата нехарактерно.

Рибекит-альбитовые метасоматиты представляют собой голубовато-серую и темно-серую мелкозернистую породу, часто полосчатой текстуры. Структура немагнотгранобластовая. Идиоморфные игольчатые кристаллы черного рибекита ($N_g=1,685$; $N_p=1,680$; $cN_p=3-6^\circ$, $2V=89^\circ$) беспорядочно ориентированы; промежутки между ними заполнены лейстовым или мелкозернистым альбитом.

Альбитизированные микроклиниты и альбититы развиты преимущественно в центральной части тела метасоматитов. Альбитовые породы здесь имеют сугубо лейкократовый облик и практически не содержат темноцветных минералов, но в то же время переполнены гематитом.

Наблюдаются все стадии альбитизации микроклинитов от пород с незначительным количеством мелкопрожилкового и рассеянного агрегата альбита до практически мономинеральных альбититов.

Альбититы представляют собой плотные массивные тонкозернистые породы, чаще всего фиолетово-белого цвета, образующие постепенные переходы с микроклинитами и секущие последние. Они слагают тела неправильной и линзовидной формы до 20—30 м в поперечнике и жилкообразные образования мощностью до 5 м и значительной протяженности. Характерная особенность этих по-

род — присутствие гематита, реликтовых минералов: микроклина, рибекита, биотита и многочисленных карбонатных, кварцевых и поцнемикроклиновых прожилков.

Метасоматиты позднегидротермальных процессов. Позднегидротермальные метасоматические процессы включают в себя флюоритизацию, карбонатизацию, позднюю содалитизацию, канкринитизацию, позднюю микроклинизацию, гематитизацию и окварцевание. При развитии большинства процессов не образуется самостоятельных разновидностей пород, сложенных только минералами одной стадии. Основу таких пород всегда составляют метасоматиты процесса микроклинизации и альбитизации, а флюорит, карбонаты, гематит, кварц и другие минералы лишь более или менее равномерно рассеяны в ней, составляя обычно около 20—30%.

Флюоритизация проявлена в периферической зоне эгириновых и эгирин-полевошпатовых метасоматитов, где слагает несколько довольно протяженных зон (мощностью до первых десятков метров), в общем согласных, в ряде случаев несколько секущих сланцеватость и слоистость этих пород. Зоны флюоритизации имеют сложное и разнообразное строение. Иногда они располагаются на переднем фронте альбитизации. В этом случае флюорит образует периферический ореол (мощностью до нескольких метров) вокруг тел биотит-альбитового замещающего комплекса, внутри которой наблюдается мелкозернистая равномерная вкрапленность с содержанием флюорита до 30—60%. Реже выделяются небольшие участки флюоритовых альбититов.

Чаще локализация флюорита идет без видимой связи с процессом альбитизации. В этом случае зоны флюоритизации приурочены к тектонически ослабленным участкам, где флюорит развивается по плоскостям сланцеватости с образованием почти мономинеральных флюоритовых зон многократно перемежающихся с пустыми породами. Широко представлены также прожилковые серии, состоящие из тонких согласных и секущих жилок флюорит-альбитового, флюорит-содалит-канкринитового, флюорит-кальцитового и флюорит-кварцевого состава. Содержание флюорита в зонах флюоритизации достигает 30—40%. В большинстве своем он развивается метасоматически с замещением лейкократовых минералов и эгирина.

Карбонатизация имеет наиболее широкое развитие. Различаются два типа ее проявлений: 1) площадная карбонатизация и 2) прожилки выполнения.

Площадная карбонатизация накладывается на все без исключения типы метасоматитов вплоть до альбитовых и флюоритизированных разновидностей, пропитывая их субстрат по порам, мельчайшим капиллярным трещинам, плоскостям слоистости и тектонически ослабленным зонам. Обычное содержание карбоната (кальцита, сидерита, анкерита) в породах составляет 3—5%. Часто встречаются, особенно в центральной зоне тела метасоматитов, участки и довольно протяженные зоны, где содержание карбоната дости-

гает 30—40% и более (гематитовые карбонатиты). Карбонат обычно развивается в основном за счет полевых шпатов, реже темноцветных минералов.

Прожилки выполнения наблюдаются во всех метасоматитах; особенно широко они представлены в периферической зоне и ядре тела. Независимо от состава вмещающих метасоматитов обычно они имеют лейкократовый облик, реже встречаются обогащенные биотитом, флогопитом и хлоритом. Прожилки редко выходят из метасоматитов во вмещающие породы. Различаются мономинеральные кальцитовые, сидеритовые и анкеритовые, биотит-, хлорит-, альбит-, апатит-, кварц-кальцитовые и другие прожилки. Наблюдаются пересечения кальцитовыми прожилками альбитовых и флюоритовых, в то время как прожилки кальцит-кварцевого и кварцевого состава секут кальцитовые. Сидеритовые и анкеритовые прожилки обычно секут кальцитовые.

Окварцевание проявлено локально и выражено в виде общей пропитанности пород по микротрещинам и порам мелкозернистым кварцевым агрегатом и в образовании маломощных мономинеральных кварцевых прожилков, секущих кальцитовые и гематитовые жилки. Особенно широко окварцевание в центральной и северной частях метасоматического тела, где выделяются довольно протяженные зоны субмеридионального простирания, секущие нередко сразу несколько видов щелочных метасоматитов. Содержание кварца в таких зонах достигает 30—50%. Иногда биотит-полевошпатовые метасоматиты при окварцевании превращаются в серицитовые и хлоритовые разности, образующие небольшие согласные линзовидные тела.

Поздняя содалитизация и канкринитизация распространены незначительно и характерны для эгириновых метасоматитов периферической зоны. Обычно эти процессы идут последовательно — сначала содалитизация ($N=1,480$), затем канкринитизация ($Ng=1,518$, $Np=1,495$), и их проявления, как правило, пространственно совмещены. При этом содалит замещается канкринитом.

Отмечается площадное и прожилковое проявление этих процессов. При площадном проявлении содалит и канкринит либо являются составной частью сложного замещающего комплекса, в котором содержание их соответственно достигает 10—25 и 40—50%, либо вытесняют альбит, благодаря чему формируются содалитизированные и канкринитизированные эгириновые, эгирин-микрклиновые и эгирин-содалитовые метасоматиты без видимой альбитизации. Содалит и канкринит метасоматически замещают микроклин, альбит и ранний темно-серый содалит.

Прожилковая серия представлена согласными и секущими маломощными (до 1—5 см) прожилками альбит-содалитового, содалитового, содалит-канкринитового, канкринитового и канкринит-содалит-кальцитового состава.

Поздняя микроклинизация и гематитизация. Процесс образования рудных минералов (магнетита и гематита) протекает при разложении главных породообразующих темноцветных минералов (эгирина, рибекита, биотита), происходящем в течение нескольких стадий метасоматического процесса, начиная с микроклинизации и кончая позднегидротермальной карбонатизацией и окварцеванием. Основная же масса этих минералов образуется в конце процесса альбитизации, когда формируются гематит-альбитовые метасоматиты, и параллельно с развитием карбонатизации и окварцевания или несколько позднее с формированием более поздних мелкозернистых гематит-микроклиновых метасоматитов. Гематитовые метасоматиты являются наиболее сложными из всех метасоматических образований по составу и структуре. Они развиты в северо-восточной и центральной частях тела метасоматитов, где слагают пачки и линзовидные тела согласно с общим простиранием пород, реже являются секущими. Размер тел гематит-полевошпатовых метасоматитов варьирует по мощности от 15—20 до 50—60 м, протяженность достигает 300 м и более.

Породы мелко- и тонкозернистые имеют серую или темно-серую окраску; для них характерна массивная, пятнистая, реликтовая обломочная, реже сланцеватая текстуры. Структура лепидогранобластовая. Содержание гематита колеблется в пределах 10—70%. Различаются полосчатые и вкрапленные разновидности гематит-полевошпатовых метасоматитов. Минеральный состав отличается непостоянством и зависит от интенсивности процесса и состава первичных более ранних типов метасоматитов. Гематитизация захватывает биотит-микроклиновые метасоматиты, микроклиниты и разнообразные альбитовые породы (биотит-рибекитовые, эгириновые). Подобно другим позднегидротермальным процессам для нее также характерны площадные и прожилковые проявления. При этом гематит-альбитовые, гематит-микроклиновые и гематитовые прожилки секут альбитовые метасоматиты и в свою очередь пересекаются кальцитовыми, сидеритовыми, анкеритовыми, кальцит-кварцевыми и кварцевыми прожилками.

Наиболее интересна тесная пространственная и генетическая связь гематитизации с поздней микроклинизацией, широко распространенной в центральной части тела метасоматитов. Позднее микроклиновые породы представляют собой очень тонкозернистый агрегат калиевого полевого шпата, развивающийся отчетливо с замещением метасоматитов ранней стадии микроклинизации и альбитизации и содержащей большое количество тонкозернистых железистых карбонатов (анкерита) и кварца. Содержание указанных компонентов в отдельных участках породы достигает 30—50%.

Прожилковая серия представлена очень разнообразно; в отдельных участках наблюдается до 20 типов жильных образований. Прожилки развиты как в собственно щелочных метасоматитах, так и в первичных породах. В последних прожилковый ореол развит в зоне мощностью до нескольких десятков метров. Прожилки

обычно представлены согласными со слоистостью пород небольшими жильными телами, мощностью от долей миллиметра до десятка сантиметров; наиболее распространены прожилки мощностью 1—2 см. Кососекущие прожилки имеют подчиненное значение. Протяженность прожилков не превышает нескольких метров.

Состав прожилков в щелочных метасоматитах и первичных породах различен. В первичных породах широко представлены прожилки, отвечающие по составу метасоматитам главных стадий (мономинеральные биотитовые, эгириновые и рибекитовые, разнообразные микроклиновые, альбитовые), а также поздним метасоматическим процессам (флюоритизации, кальцитизации и окварцеванию). Из последних наиболее широко развиты кальцитовые прожилки. В сланцах и глинисто-карбонатных породах более широко представлены кварцевые прожилки, в пирокласталитах трахибазальтов — гематитовые, кальцитовые, анкеритовые, а также меланократовые биотитовые, пироксеновые и амфиболовые. Особенно обильна прожилковая серия в первичных породах бакальской свиты и прилегающих к ним апоглинисто-карбонатных метасоматитах. В собственно метасоматитах развиты преимущественно прожилки заключительных процессов метасоматоза: карбонатизации, флюоритизации, содалитизации, канкринитизации, окварцевания и других; и почти совсем отсутствуют прожилки ранних стадий процесса метасоматоза: микроклинизации, альбитизации, а также эгиринизации и биотитизации.

Для различных типов метасоматитов (апоглинисто-карбонатных, апосланцевых, апоэффузивных) характерен свой набор прожилков. Наиболее разнообразны прожилки в апоглинисто-карбонатных метасоматитах, особенно в южной части тела. Здесь широко представлены кальцитовые, флюоритовые и особенно нефелиновые, содалитовые, канкринитовые и цеолитовые прожилки, наблюдаемые только в этом типе пород. Для апосланцевых метасоматитов характерны альбитовые (биотитовые, рибекитовые), кварц-карбонатные (кальцитовые, анкеритовые, сидеритовые), рибекит-асбест-кварцевые, хлорит-кварцевые и кварцевые прожилки. В апоэффузивных метасоматитах преимущественное развитие приобретают гематитовые, анкеритовые, кальцитовые и кварцевые (рибекит-асбестовые, серицит-хлоритовые, кальцитовые, анкеритовые) прожилки.

Во вмещающих породах и щелочных метасоматитах наблюдается одна и та же временная последовательность прожилков, устанавливаемая по немногочисленным пересечениям. Наиболее ранними являются меланократовые, микроклиновые и альбитовые прожилки, затем следуют прожилки флюоритового, карбонатного, кварцевого и сульфидного состава. Из карбонатных прожилков обычно кальцитовые по времени образования предшествуют анкеритовым и сидеритовым. В фациях метасоматитов с максимальной щелочностью (апоглинисто-карбонатных) представлены содалито-

вые, канкринитовые и цеолитовые прожилки, которые развиваются позже флюоритовых и кальцитовых.

Обычно прожилки только в единичных случаях характеризуются зональным строением. Чаще всего темноцветные минералы (биотит, эгирин и рибекит) тяготеют к их зальбандам. Из зональных прожилков развиты: эгирин-микроклин-альбитовые с периферическими зонками эгирин-микроклинового состава и центральным эгирин-альбитовым ядром (с рибекитом), флюорит-кальцитовые и кальцит-кварцевые соответственно с кальцитовой и кварцевой центральной частью и др.

Стадийность метасоматических процессов

Образование щелочных метасоматитов — процесс сложный и многостадийный (табл. 31). Выделяется четыре главные стадии метасоматоза: 1) начальная, 2) ранняя щелочная, 3) кислотного выщелачивания, 4) поздняя щелочная (осаждения).

На начальной стадии щелочного метасоматоза происходит постепенное связывание сильных катионов, в первую очередь щелочей, магния, кальция, железа, с образованием эпидот-актинолитовых, диопсид-тремолитовых и тремолитовых метасоматитов. При этом только на первом этапе этой стадии процесса наблюдается прямая зависимость минерального состава метасоматитов от состава первичных пород. Для глинистых и глинисто-карбонатных пород, обогащенных магнием и практически не содержащих железа, характерна более магнезиальная ассоциация метасоматитов (Na-тремолитовые или диопсид-Na-тремолитовые) по сравнению с апоэффузивными метасоматитами (эпидот-актинолитовыми), обогащенными железом. По мере возрастания щелочности к концу начальной стадии происходит постепенное замещение полущелочных темноцветных минералов эгирином, гастингситом (арфведсонитом), биотитом (в случае апосланцевых метасоматитов) вплоть до полного их исчезновения с формированием мономинеральных эгиринитов (апоглинисто-карбонатные метасоматиты), слюдитов (апосланцевые метасоматиты) и эгирин-биотит-гастингситовых пород (апоэффузивные метасоматиты).

Ранняя щелочная стадия играет главную роль при образовании метасоматитов. К ней относятся последовательные процессы микроклинизации и альбитизации. Проявление этой стадии следует непосредственно за начальным изменением первичных пород и сопровождается общим понижением их основности преимущественно за счет выноса двухвалентных оснований, а к концу стадии повышением кислотности.

В процессе микроклинизации метасоматитового тела идет формирование последовательных фаций: эгирин-, биотит-, арфведсонит-микроклиновых метасоматитов и микроклинитов.

Последующий процесс выразился в интенсивной альбитизации щелочных метасоматитов начальной стадии и микроклиновых ме-

Генетическая схема формирования щелочных метасоматитов Южного Урала*

Апоэффузивные	Апогливисто-карбонатные	Апосланцевые
I. Начальная стадия		
Эпидот-актинолитовые и актинолитовые Меланократовые эгирин-биотит-гастингситовые (арфведсонитовые)	Диопсид-тремолитовые Эгириниты	(Тремолитовые) Биотититы (слюдиты)
II. Ранняя щелочная стадия		
а. Микроклинизация		
Эгирин-микроклиновые, биотит-микроклиновые, арфведсонит-микроклиновые Микроклиниты (биотитовые, магнетитовые)	Эгирин-микроклиновые Микроклиниты (эгириновые)	Биотит-микроклиновые Микроклиниты (биотитовые)
б. Альбитизация		
Биотит-альбитовые Рибекит-альбитовые Гематит-альбитовые Альбититы (биотитовые, рибекитовые, гематитовые)	Флокопит-альбитовые Рибекит-альбитовые в. (Нефелинизация, содалитизация) Альбититы (эгириновые)	Биотит-альбитовые Рибекит-альбитовые Альбититы (биотитовые)
III. Стадия кислотного выщелачивания		
а. (Флюоритизация) б. Кальцитизация + анкеритизация в. Окварцевание	а. Флюоритизация б. Кальцитизация в. (Окварцевание)	а. (Флюоритизация) б. Кальцитизация в. Окварцевание
IV. Поздняя щелочная стадия		
а. Поздняя микроклинизация и гематитизация	а. Поздняя содалитизация б. Канкринитизация в. (Цеолизация)	а. (Содалитизация)

* В скобках даны фации и процессы, имеющие ограниченное распространение.

тасоматитов и в последовательном образовании тел биотит-альбитовых, рибекит-альбитовых метасоматитов и мономинеральных альбититов. На переднем фронте альбитизации или в зонах развития интенсивного натриевого метасоматоза формируются нефелин- и содалитсодержащие фации метасоматитов.

Стадия кислотного выщелачивания развита хотя и повсеместно, но в значительно меньших масштабах по сравнению с ранней щелочной. В эту стадию происходит флюоритизация, карбонатизация, окварцевание щелочных метасоматитов как микроклиновых, так и альбитовых. Характерная особенность этих процессов заключается в том, что они протекают в условиях дальнейшего понижения температуры, непрерывно сменяют процессы ранней щелочной стадии и сопровождаются продолжающимся выщелачиванием из пород оснований с замещением минералов щелочных метасоматитов кальцитом, флюоритом, кварцем. Для перечисленных минералов характерно как площадное развитие, так и выполнение тонких трещин и тектонически ослабленных зон. В результате, наряду с общим пропитыванием пород этими минералами (с содержанием 5—20% каждого из них) образуются довольно мощные (десятки метров) и протяженные (сотни метров) зоны почти мономинеральных флюоритовых, кальцитовых и кварцевых пропластков, многократно чередующихся с «пустыми» породами, и прожилковые серии мономинерального или полиминерального состава. Содержание флюорита, кальцита, кварца в таких зонах достигает 30—60%.

Поздняя щелочная стадия непосредственно следует за стадией кислотного выщелачивания или развивается параллельно с ней, когда выщелоченные основания осаждаются в порядке возрастающей основности. Метасоматоз этой стадии проявляется процессами канкринитизации, поздней содалитизации, поздней микроклинизации и гематитизации. При этом процессы поздней содалитизации и канкринитизации характерны для внешней эгирин-полевошпатовой зоны метасоматитов, а процессы поздней микроклинизации и гематитизации — для зон биотит-полевошпатовых метасоматитов и микроклинов внутренних зон.

В зоне эгириновых метасоматитов при площадном развитии процессов содалитизации и канкринитизации формируются сложноразмещенные эгирин-микроклин-биотит-альбит-содалит-канкринитовые метасоматиты, образовавшиеся за счет альбитизированных эгирин-микроклиновых метасоматитов. Прожилковые аналоги этих процессов выражены альбит-содалитовыми, кальцит-содалитовыми, содалитовыми, содалит-канкринитовыми и канкринитовыми разностями, слагающими тонкие (1—5 см) согласные и секущие прожилки.

При поздней микроклинизации и сопряженной с ней гематитизации образуются гематит-полевошпатовые метасоматиты.

Установлено, что каждой стадии щелочного метасоматоза свойственны типоморфные ассоциации редкометальных аксессуарных минералов (Ефимов, Еськова, 1972). На начальной стадии мине-

ралы редких элементов не образуются. Главная масса их приурочена к ранней щелочной стадии — к процессу альбитизации. В эту стадию образуется подавляющее большинство тантал-ниобиевых (ильменорутил, уранпирохлор, Nb-эшинит), циркониевых (циркон), редкоземельных (Nb-эшинит, бастнезит, монацит), бериллиевых (барилит), литиевых (полилитнионит), стронциевых (стронцианит) минералов. Наиболее обогащены редкометальными минералами меланократовые разновидности альбитовых пород (эгириновых, биотитовых, рибекитовых и гематитовых). Для стадии кислотного выщелачивания и главным образом для процесса карбонатизации характерна ассоциация тантал-ниобиевых (пандаит, баотит) и редкоземельных фторкарбонатов (бербанкит, анкилит). Здесь же и в позднюю щелочную стадию образуется колумбит и происходит колумбитизация ранних тантало-ниобатов (ильменорутила, Nb-эшинита, уранпирохлора). Колумбит при развитии поздней микроклинизации и гематитизации ассоциирует с брит-онитом, ортитом и гентгельвином.

Стадийность щелочного метасоматоза в западноуральских метасоматитах соответствует общей стадийности послемагматических метасоматитов нефелин-сиенитовых комплексов и проявлена здесь в наиболее полной и развитой форме.

Геохимическая специализация

Щелочной метасоматоз в той или иной степени проявлен в большинстве щелочных и субщелочных комплексов Урала. Однако редкометальные метасоматиты известны редко и только в двух формационных типах — щелочно-базальтовом (западный склон Южного Урала) и щелочно-гранитоидном: а) нефелин-сиенитовом (миаскитовом; комплексы Вишневых-Ильменских Гор, Мугодзар) и б) щелочных гранитов (Полярный Урал). Для редкометальных метасоматитов этих типов характерна, с одной стороны, приуроченность к региональным субмеридиональным глубинным разломам, а с другой — их развитие по разнотипным и разновозрастным первичным интрузивным, эффузивным и осадочным породам (миаскитам, щелочным сиенитам, фенитам, гранито-гнейсам, гранитам, трахибазальтам, сланцам и глинисто-карбонатным толщам). Постоянное обогащение метасоматитов ювенильными и первично-базальтовыми редкими и рассеянными элементами свидетельствует лишний раз о глубинном источнике щелочных метасоматозпроизводящих растворов.

Редкометальные метасоматиты западного склона Урала, а также комагматичные с ними трахибазальты и щелочные сиениты, по содержанию редких и рассеянных элементов характеризуются рядом специфических черт (табл. 32). Для всех них (за редким исключением) типоморфно: обогащение ювенильными (Nb, Ta, Zr, Hf, TR), первично-базальтовыми (V, Co, Ni, Cr) и коровыми (Rb, Li, Be, Mo, Pb, Zn, Sn) элементами с постепенным увеличением концентрации от вулканогенно-обломочных пород трахибазальтов

Средние содержания редких и рассеянных элементов в щелочных метасоматитах Южного Урала, $n \cdot 10^{-4}$, вес. %

Элементы	Трахит-зальты (эруптивные брекчин)	Коэффициент концентрации*	Арфведсоновитовые сиениты (дайки)	Коэффициент концентрации	Щелочные метасоматиты	Коэффициент концентрации
Ювенильные элементы						
Nb	60	0,6	840	8,4	800 (142)	8,0
Ta	8	1,0	65	8,1	60 (142)	7,5
Zr	440	1,1	1800	4,6	2900 (102)	7,5
Hf	—	—	20	—	50 (12)	—
TR	440	1,2	1000	2,9	1000 (57)	3,0
Первично-базальтовые элементы						
Sr	690	0,6	460	0,4	1160 (74)	1,0
Ba	1500	0,9	1000	0,6	1200 (84)	0,8
V	140	2,0	140	2,0	202 (10)	3,0
Co	11	2,0	14	2,6	16 (10)	5,4
Ni	15	0,8	25	1,3	72 (10)	3,8
Cr	95	2,5	50	1,3	198 (10)	5,2
Коровые элементы						
Li	58	1,4	150	3,7	200 (154)	5,0
Rb	100	0,5	110	0,6	300 (143)	1,5
Be	4,7	1,0	11	2,4	20 (92)	4,5
Mo	6	1,5	8,5	2,1	11 (10)	4,0
Pb	110	6,0	130	7,2	67 (10)	3,7
Sn	15	3,0	20	4,0	17 (10)	3,5
Zn	150	1,8	150	1,8	153 (10)	1,8

* Дан по отношению к содержанию в щелочных породах (Осокин, 1970).

к щелочным сиенитам и метасоматитам. Провинциальной особенностью является пониженное содержание Ba и Sr.

Наиболее характерны для щелочных метасоматитов редкие ювенильные элементы: Nb, Ta, Zr, Hf и TR. Они наблюдаются в них в повышенных количествах, образуя разнообразную редкометальную минерализацию. Концентрация этих элементов закономерно возрастает с увеличением интенсивности щелочного метасоматоза в первичных породах (Еськова, Ефимов, 1970). Тантал и ниобий концентрируются в продуктах двух стадий: альбитизации и позднего гидротермальной. При этом наблюдается обратная пропорциональная зависимость между суммарной щелочностью в метасоматитах (от ранних стадий к поздним) и содержанием Nb и Ta. Относительная концентрация тантала (по отношению к ниобию) характерна для калиевых метасоматических фаций ранней и поздней щелочных стадий (1 : 9,6 и 1 : 10,2). Обогащены этими элементами меланократовые фации метасоматитов; лейкократовые мономинеральные микроклиниты и альбититы содержат обычно в 3—5 раз меньше тантала и ниобия.

Цирконий и гафний в максимальных количествах отмечаются в микроклиновых метасоматитах с последующим уменьшением концентрации к конечным стадиям метасоматоза. Отношение Hf/Zr варьирует от 1:34 до 1:125, в среднем составляя 1:80. Наблюдается относительное обогащение гафнием (по отношению к цирконию) метасоматитов поздних метасоматических процессов (поздняя микроклинизация и гематитизация). Редкоземельные элементы достигают максимальной концентрации в позднегидротермальной стадии. При этом не устанавливается прямой зависимости между суммарным содержанием щелочей, абсолютной концентрацией РЗЭ и составом лантаноидов. Средний их состав: $\text{La}_{22,8}\text{Ce}_{49,4}\text{Pr}_{3,2}\text{Nd}_{17,7}\text{Sm}_{1,9}\text{Eu}_{0,3}\text{Gd}_{1,5}\text{Tb}_{0,2}\text{Dy}_{1,3}\text{Ho}_{0,1}\text{Er}_{0,6}\text{Tm}_{0,1}\text{Yb}_{1,2}\text{Lu}_{0,1}$ при $\text{La} - \text{Nd} = 92,7\%$, $\text{Sm} - \text{Ho} = 5,3\%$, $\text{Er} - \text{Lu} = 2\%$. Обогащение метасоматитов поздних стадий тяжелыми лантаноидами не наблюдается.

Щелочные метасоматиты западного склона Урала, несмотря на повышенные содержания редких элементов (в первую очередь тантала и ниобия) и комплексность, не могут пока считаться объектом практического использования из-за нерешенности проблем их обогащения. Помимо Ta-Nb-Zr-TR -оруденения для метасоматитов характерна (барилитовая, типа Сил-Лейка), молибденитовая, гематитовая и флюоритовая минерализации.

Выявление источника метасоматизирующих растворов и места магматических образований этого объекта в общем ряду магматизма Урала имеет большое значение для направления поисковых работ на редкометальные метасоматиты данного типа. Перспективной площадью поисков следует считать всю зону сочленения Русской платформы с Уральской геосинклиналью и в первую очередь участок, расположенный между выходами трахибазальтов Среднего и Южного Урала.

Аналоги подобного типа месторождений щелочных метасоматитов, образовавшихся в основном по жерловым меланократовым фациям трахибазальтов при воздействии щелочных растворов, нам не известно, хотя сам тип послемагматических щелочных метасоматитов не нов, за исключением характерных для этих образований эшинитового и пандайт-пирохлорового типов минерализации.

В Советском Союзе апоэффузивные метасоматиты с тантала-ниобиевой минерализацией установлены еще в ряде районов, но пока они не изучены и генетическая позиция их не совсем ясна. Западноуральским метасоматитам близки щелочные метасоматиты юга европейской части СССР. Последние, в отличие от западноуральских, развиты по лейкократовым членам щелочно-базальтового ряда (существенно калиевым трахитам-ортофиром) и с менее интенсивным проявлением метасоматоза. Здесь развит преимущественно метасоматоз калиевого типа — микроклинизация с незначительным развитием последующих процессов флюоритизации, карбонатизации (кальцит, анкерит) и окварцевания. Характерна гадолинит-бертрандитовая и флюоритовая минерализация, а также повышенные содержания Zr , Nb и TR .

РЕДКИЕ И МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ФОРМАЦИЙ
УСТОЙЧИВЫХ ОБЛАСТЕЙ

Глава I

РЕДКИЕ И МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Территория Кольского полуострова и Северной Карелии, известная как район уникального проявления щелочного магматизма, чрезвычайно интересна также широким распространением ультраосновных пород, разнообразием их петрографических и формационных типов и наличием в связи с этими породами крупных месторождений медноникелевых (Мончегорское, Печенгское, Аларечинское), титаномагнетитовых (Цагинское, Гремяха-вырмес, Ельть-Озеро, Колвицкое и др.), перовскит-титаномагнетитовых (Африканда, Салма, Вуори-ярви, Лесная варака), редкометальных апатит-магнетитовых и карбонатитовых (Ковдор, Вуори-ярви и др.), а также флогопитовых, вермикулитовых и других типов руд. На этой сравнительно небольшой территории, являющейся частью древнего Балтийского щита, ультраосновные породы представлены практически всеми своими формационными типами, характерными для областей завершенной складчатости, древних щитов и платформ. Здесь известны также породы гипербазитовой и других формаций, относящихся к доплатформенному этапу геологического развития территории Кольского полуострова и Северной Карелии.

Краткая геолого-петрографическая характеристика изучавшихся массивов приведена в табл. 33. Разнообразие петрографических и формационных типов ультраосновных пород, характеризующихся к тому же отчетливой рудной специализацией, позволяет проследить некоторые закономерности распределения в этих породах редких и малых элементов и наметить специфические геохимические отличия ультраосновных пород различной формационной принадлежности со свойственными им различными типами рудных концентраций. В работе использованы данные количественного спектрального определения Ni, Cr, Mn, V, Sc, Co, Cu и Ga, химического определения Se, Nb, Ta, Zr и TR, а также фотометрического определения Li и Rb, полученные в лабораториях ИМГРЭ.

Никель. Как следует из приведенных в табл. 34 данных, средние содержания никеля в ультраосновных породах Кольского полуострова и Северной Карелии существенно варьируют в зависимости от петрографического состава пород и условий их образования. Максимальные содержания никеля наблюдаются в ультраосновных породах существенно оливинового состава. Однако со-

Магматическая формация	Массив	Возраст	Основные разновидности пород	Характер оруденения ультраосновных пород
Гипербазитовая	Падос, Чапес, Ханлаута и др.	Нижний протерозой	Дуниты, бронзититы, гарцбургиты	Хромит
Анортозитовая	Цагинский	То же	Анортозиты, рудные титаномагнетитовые оливиниты	Титаномагнетит, ильменит, магнетит
Слабодифференцированных ультрабазитовых интрузий	Аларечинский	" "	Гарцбургиты	Сульфидные медно-никелевые руды
Габбро-перидотитовая	Печенгская группа (Котсельвара, Камикиви, Кириеджипори и др.)	Средний протерозой	Верлиты, пироксениты, габбро	То же
Дифференцированных габбро-норитовых интрузий	Мончегорский	Конец нижнего протерозоя (1800—2000 млн. лет)	Оливиниты, гарцбургиты, бронзититы, габбро-нориты, габбро	" "
	Бол. Плотичье	Средний протерозой	Оливиниты, гарцбургиты, габбро-нориты	" "
Дифференцированных ультраосновных интрузий	Ковлицкий (уч. „Железный“)	Верхний протерозой (1417 млн. лет)	Оливиниты, верлиты, пироксениты	Титаномагнетит, ильменит
Щелочно-габброндная	Гремяха-вырмсс Ельть-Озеро	Верхний протерозой (1820—1860 млн. лет)	Оливиниты, перидотиты, пироксениты, габбро, нефелиновые слениты	То же
Щелочно-ультраосновная	Ковдор, Лесная варакка, Салма, Африканда, Вуори-ярви	Нижний — средний палеозой (340—590 млн. лет)	Оливиниты, пироксениты, ийолиты, карбонатиты	Титаномагнетит, перовскит, флогопит и др.

держание никеля в существенно оливиновых породах заметно меняется в зависимости от их формационной принадлежности. Наиболее высокие средние содержания никеля характерны для дунитов гипербазитового пояса западной части Кольского полуострова, которые по содержанию последнего вполне сопоставимы с дунитами гипербазитовых поясов более молодых геосинклинальных зон Урала и Малого Кавказа. По данным автора, последние содержат в среднем 0,25% Ni, для дунитов гипербазитовой формации Урала И. И. Эдельштейн приводит среднее содержание никеля, равное 0,26% (Эдельштейн, 1960 г.). Содержание никеля в оливинитах и перидотитах Мончегорского плутона в среднем несколько ниже, чем в дунитах гипербазитового пояса, но значительно превосходит содержание этого элемента в существенно оливиновых породах других магматических формаций Кольского полуострова и Северной Карелии. Наиболее низкие содержания никеля свойственны рудным перидотитам из анортозитовой и щелочно-габброидной формаций, в которых оливин характеризуется высокой железистостью и представлен гиалосидеритом и гортонолитом.

Содержание никеля в пироксенитах из различных магматических формаций также закономерно уменьшается от гипербазитовой формации к формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий, дифференцированных ультраосновных интрузий Колвицких тундр, габбро-перидотитовой формации Печенги, щелочно-ультраосновной и щелочно-габброидной формаций. При этом в породах, сложенных ромбическим пироксеном, содержание никеля, как правило, существенно выше, чем в клинопироксенитах; что в значительной степени обусловлено более высокой изоморфной емкостью магнезиальных ортопироксенов в отношении этого элемента. Данные о распределении никеля в главных минералах ультрабазитов (табл. 35, 36, 37) наряду с формационными отличиями, аналогичными установленным в целом для ультраосновных пород, показывают закономерное изменение изоморфной емкости этих минералов в отношении никеля в ряду оливин \leq титаномагнетит $>$ ортопироксен $>$ клинопироксен. Выше мы отметили повышенное содержание никеля в ультраосновных породах гипербазитовой формации; следует, однако, подчеркнуть, что этот элемент присутствует в них только в силикатной форме, входя в кристаллические решетки породообразующих силикатов в особенности оливина и, в меньшей степени, ромбического пироксена. В то же время в ультраосновных породах Мончегорского плутона, Печенгских и некоторых других интрузий при более низких содержаниях никеля, находящегося в силикатной форме, этот элемент в определенных условиях (придонные горизонты дифференцированного Мончегорского плутона, породы лежащего бока перидотитовых интрузий Печенги и др.) присутствует также в сульфидной форме и при этом в значительно более высоких, промышленных концентрациях. Что касается гипербазитовых интрузий, то они мало перспективны в отношении месторождений сульфидного никеля. Выявленные особенно

Средние содержания редких и малых элементов в
Кольского полуострова и

Магматическая формация	Массив	Название породы	Ni	
Гипербазитовая	Падос	Дунит	0,243 (8)	
		Гарцбургит	0,108 (5)	
		Бронзитит	0,08 (5)	
Анортозитовая	Цагинский	Анортозит	0,025 (1)	
		Рудный оливинит	0,044 (4)	
Дифференциро- ванных габбро- норитовых интрузий	Мончегорский	Оливинит древний (?)	0,256 (6)	
		Оливинит сингенетичный	0,22 (9)	
		Перидотит	0,175 (24)	
		Бронзитит	0,070 (19)	
		Габбро-норит	0,061 (12)	
		Оливинит	0,180 (6)	
	Бол. Плотичье	Перидотит	0,125 (4)	
		Аларечинский	Гарцбургит	0,17 (8)
			Печенгская группа (Котсель- ваара и др.)	Серпентинизированный перидотит
		Пироксенит		0,024 (12)
Габбро	0,011 (8)			
Дифференцирован- ных ультраоснов- ных интрузий	Колвицкий (уч. „Железный“)	Оливинит	0,128 (9)	
		Перидотит	0,042 (3)	
		Пироксенит	0,044 (10)	
Щелочно- габброидная	Гремяха-вырмес,	Перидотит	0,0034 (4)	
		Габбро	0,03 (1)	
	Ельть-Озеро	Перидотит	0,0065 (3)	
		Пироксенит	0,0054 (5)	
		Габбро	0,003 (5)	
Щелочно- ультраосновная	Ковдор, Лесная варака, Салма и др.	Оливинит	0,138 (53)	
		Пироксенит	0,023 (22)	
Кимберлитовая	Трубки Якутии	Кимберлит	0,102 (103)	
Среднее содержание по А. П. Виноградову (1962)			0,2	

Таблица 34

ультраосновных породах различных магматических формаций
Северной Карелии, вес. %

Co	Cr	Mn	V	Ti	Sc	
0,035 (8)	0,70 (9)	0,12 (7)	0,0029 (7)	Следы—0,05 (2)	0,00054 (10)	
0,016 (1)	0,50 (5)	0,099 (5)	0,0036 (6)		0,10 (2)	0,00069 (6)
0,013 (7)	0,52 (5)	0,078 (5)	0,0037 (5)		0,08 (1)	0,00136 (5)
0,0052 (1)	0,0055 (2)	0,07	0,013 (3)	0,40 (2)	0,00026 (2)	
0,016 (1)	0,091 (4)	0,20 (4)	0,20 (4)	4,95 (4)	0,0017 (3)	
0,025 (5)	1,00 (6)	0,088 (6)	0,0020 (8)	0,10 (6)	0,00056 (6)	
0,034 (5)	0,16 (10)	0,118 (10)	0,0031 (7)	0,05 (7)	0,00074 (3)	
0,029 (4)	0,24 (17)	0,11 (20)	0,005 (10)	0,080 (16)	0,00146 (4)	
0,015 (6)	0,40 (13)	0,092 (24)	0,005 (11)	0,117 (16)	0,0020 (6)	
0,015 (5)	0,14 (4)	0,098 (27)	0,0095 (4)	0,133 (21)	0,0028 (3)	
0,026 (2)	0,47 (6)	0,125 (6)	0,0058 (6)	0,17 (6)	0,0008 (4)	
0,024 (1)	0,425 (4)	0,115 (4)	0,0106 (4)	0,49 (4)	0,00117 (2)	
0,016 (3)	0,20 (8)	0,128 (5)	0,0150 (8)	0,72 (5)	0,0015 (5)	
0,024 (8)	0,185 (27)	0,123 (27)	0,011 (33)	0,368 (27)	0,0017 (17)	
0,015 (7)	0,060 (11)	0,186 (12)	0,064 (16)	1,75 (11)	0,0066 (9)	
0,008 (6)	0,020 (8)	0,173 (7)	0,044 (9)	2,41 (7)	0,0027 (7)	
0,033 (4)	0,022 (7)	0,20 (9)	0,0045 (7)	0,171 (7)	0,00094 (5)	
—	0,063 (3)	0,118 (2)	0,020 (3)	0,73 (2)	0,00282 (2)	
0,010 (4)	0,160 (9)	0,120 (9)	0,022 (9)	0,55 (1)	0,0048 (5)	
0,013 (2)	0,04 (4)	0,60 (10)	0,024 (4)	4,01 (10)	0,00322 (4)	
—	0,004 (1)	0,15 (11)	0,05 (8)	1,90 (11)	0,00065 (1)	
0,0094 (2)	0,004 (3)	0,27 (8)	0,067 (6)	4,12 (8)	0,00278 (2)	
0,009 (5)	0,009 (5)	0,16 (8)	0,045 (7)	2,71 (8)	0,00338 (4)	
0,008 (7)	0,004 (5)	0,14 (19)	0,05 (16)	2,44 (19)	0,0018 (4)	
0,021 (37)	0,146 (58)	0,16 (28)	0,0044 (34)	0,66 (28)	0,00082 (33)	
0,010 (21)	0,029 (22)	0,122 (13)	0,020 (26)	2,01 (13)	0,0056 (10)	
0,0104 (33)	0,100 (129)	0,097 (104)	0,0155 (83)	0,77 (104)	0,00099 (29)	
0,02	0,2	0,15	0,004	0,03	0,0005	

Магматическая формация	Массив	Название породы	Cu		
Гипербазитовая	Падос	Дунит	0,0024 (5)		
		Гарцбургит	0,0078 (1)		
		Бронзитит	0,0027 (4)		
Анортозитовая	Цагинский	Анортозит Рудный оливинит	0,020 (1) 0,018 (1)		
Дифференциро- ванных габбро- норитовых интрузий	Мончегорский	Оливинит древний (?)	0,0031 (3)		
		Оливинит сингенетичный	0,109 (4)		
		Перидотит	0,20 (4)		
		Бронзитит	0,005 (4)		
		Габбро-норит	0,026 (3)		
		Оливинит	0,0092 (2)		
	Бол. Плотичье	Перидотит	0,0092 (1)		
		Слабодифферен- цированных ультраосновных интрузий	Аларечинский	Гарцбургит	0,037 (3)
		Габбро- перидотитовая	Печенгская группа (Котсель- ваара и др.)	Серпентинизированный перидотит	0,037 (8)
				Пироксенит	0,024 (6)
Габбро	0,0114 (4)				
Дифференцирован- ных ультраоснов- ных интрузий	Колвицкий (уч. „Железный“)	Оливинит	0,025 (4)		
		Перидотит	—		
		Пироксенит	0,0054 (4)		
Щелочно- габброндная	Гремяха-вырмес,	Перидотит	0,016 (1)		
		Габбро	—		
		Перидотит	0,023 (2)		
	Еletz-Озеро	Пироксенит	0,0154 (4)		
		Габбро	0,0122 (3)		
Щелочно- ультраосновная	Ковдор, Лесная варака, Салма и др.	Оливинит	0,0022 (12)		
		Пироксенит	0,011 (7)		
Кимберлитовая	Трубки Якутии	Кимберлит	0,015 (3)		
Среднее содержание по А. П. Виноградову (1962)			0,002		

Примечание. В таблице и в тексте данного раздела для удобства сопоставления приво- геолого-геохимическая характеристика этой формации дается в одном из последующих разделов.

Ga	Li	Rb	Se, n·10 ⁻⁶	Ni/Co	Cr/V	Cr/Ti	Ti/V
<0,0005 (7)	≤0,0001 (5)	<0,001 (3)	9 (1)	7,4	240	14	17
<0,0005 (1)	<0,0001 (2)	<0,0001 (1)	10 (1)	6,8	140	8,3	28
<0,0005 (5)	<0,0001 (3)	<0,001 (7)	7 (1)	6,7	140	6,5	22
0,0015 (2)	0,0015 (2)	<0,001—0,0015 (2)	—	4,8	<0,6	<0,012	31
—	—	—	—	2,8	0,45	0,02	25
0,0005 (4)	≤0,0001 (4)	<0,001 (3)	8 (2)	9,1	400	10	50
≤0,0005 (5)	0,0001 (8)	<0,001 (8)	19 (3)	6,7	52	3,2	16
0,0005 (3)	0,0002 (5)	<0,001 (4)	19 (3)	5,2	48	3,0	16
≤0,0005 (5)	0,0002 (5)	<0,001 (4)	19 (3)	4,1	66	3,4	19
0,0007 (4)	0,00013 (4)	<0,001 (2)	—	2,9	15	1,05	14
0,0006 (2)	0,0003 (4)	0,004 (3)	12 (2)	—	81	2,8	29
0,0007 (1)	0,0009 (2)	0,005 (2)	22 (3)	—	40	0,87	46
0,0006 (3)	0,00065 (2)	0,005 (2)	62 (2)	10,8	16	0,28	48
0,00086 (9)	0,0012 (26)	<0,001 (5)	44 (3)	5,8	21	0,5	33
0,0012 (7)	0,0008 (9)	<0,001—0,001 (5)	63 (2)	1,6	11	0,03	27
0,0021 (4)	0,002 (7)	<0,001 (2)	—	1,4	0,46	0,008	55
0,0005 (5)	0,00046 (5)	0,005 (1)	29 (5)	—	5	0,13	38
—	0,0005 (3)	0,004 (1)	—	—	3,1	0,086	36
0,0008 (5)	0,00067 (6)	0,0048 (3)	15 (3)	—	7,1	0,3	25
0,0009 (1)	0,0003 (2)	0,005 (2)	17 (1)	0,3	0,16	<0,001	167
—	—	—	—	—	0,08	<0,002	38
0,0009 (3)	0,00025 (2)	0,005 (2)	14 (1)	0,6	≤0,06	<0,001	62
0,0013 (5)	0,00065 (4)	0,0057 (4)	19 (1)	0,6	0,2	0,003	60
0,0016 (4)	0,00035 (2)	0,0055 (2)	—	—	0,08	0,0016	49
0,00080 (11)	0,00024 (17)	<0,001—0,002 (7)	12 (4)	6,6	36	0,22	150
0,00105 (10)	0,00025 (8)	<0,001—0,001 (6)	12 (2)	2,3	1,4	0,014	100
0,00067 (28)	0,0016 (10)	0,005 (10)	—	10	6,7	0,17	50
0,0002	0,00005	0,0002	5	10	50	6,7	7,5

дятся данные о содержаниях редких и малых элементов в кимберлитах Якутии, однако, общая

Содержание редких и малых элементов в оливинах из ультраосновных пород Кольского полуострова, вес. %

Магматическая формация	Массив	Типы пород	Ni	Co	Mn	Sc	V	Cr	Ti
Гипербазитовая	Падос	Дунит	0,24	—	0,122	0,00026	0,0025	0,065	0,048
		Перидотит	0,26	—	0,085	0,00026	0,0025	0,14	0,048
Дифференцированных габбро-норитовых интрузий	Мончегорский	Оливинит, перидотит	0,183	—	0,126	0,00032	0,0025	0,059	0,048
Дифференцированных ультраосновных интрузий	Колвицкий (уч. „Железный“)	Оливинит	0,14	—	0,23	0,00026	0,0025	0,0055	0,048
Анортозитовая	Цагинский	Рудный оливинит	0,36	—	0,25	0,00052	0,0025	0,0055	0,049
Щелочно-ультраосновная	Ковдор, Лесная варака, Салма и др.	Оливинит	0,131	0,020	0,141	0,00064	0,0012	0,018	0,060
Щелочно-габброидная	Гремяха-вырмсс	Рудный оливинит и перидотит	Следы	0,01	1,185	—	—	—	0,100

Содержание элементов-примесей в титаномагнетитах из ультраосновных пород, вес. %

Магматическая формация	Массив	Тип породы	Ti	V	Cr	Mn	Ni	Mg	Sc	Ga
Анортозитовая	Цагинский	Рудные оливиниты, анортозиты и массивные руды	7,26 (11)	0,36 (7)	0,182 (11)	0,24 (11)	0,051 (7)	1,61 (11)	0,0037 (9)	0,0046 (5)
Дифференцированных ультраосновных интрузий	Колвицкий (уч. „Железный“)	Рудные оливиниты и массивные руды	5,0 (8)	0,361 (8)	0,0196 (7)	0,155 (8)	0,091 (9)	1,42 (8)	—	0,0046 (5)
Щелочно-ультраосновная	Ковдор, Лесная варака и др.	Рудные оливиниты и пироксениты	5,46 (51)	0,081 (53)	0,66 (103)	0,30 (107)	0,126 (104)	3,5 (107)	0,00192 (9)	0,0052 (8)
Щелочно-габбродная	Ельть-Озеро, Гремяха-вырмес	Рудные перидотиты и пироксениты	7,14 (20)	0,31 (17)	0,08 (9)	0,28 (35)	0,023 (1)	0,92 (21)	0,0020 (19)	0,0030 (2)

Таблица 37
Содержания редких и малых элементов в пироксенах из ультраосновных пород Кольского полуострова, вес. %

Магматическая формация	Массив	Типы пород	Ni	Mn	Sc	V	Cr	Ti	Минерал
Гипербазитовая	Падос	Перидотит	0,061	0,06	0,0013	0,0033	0,38	0,048	Бронзит
Дифференцированных габбро-норитовых интрузий	Мончегорский	Бронзитит	0,065	0,07	0,00135	0,0042	0,50	0,048	То же
		То же	0,050	0,094	0,0022	0,0066	0,35	0,053	"
Габбро-перидотитовая Дифференцированных основных интрузий	Печенга Ковицкий (уч. "Железный")	Бронзитит	—	0,085	0,0021	0,0152	0,60	0,124	Диопсид
		Пироксенит	0,005	0,10	0,012	0,045	—	—	Бронзит
Щелочно-габброидная Щелочно-ультраосновная	Ельць-Озеро Салма, Вуори-ярви	То же	0,024	0,106	0,0060	0,022	0,19	0,40	Авгит
		"	0,066	0,16	0,004	0,04	0,07	1,20	"
		"	0,016	0,12	0,0076	0,017	0,032	0,84	"

сти распределения никеля в ультраосновных породах различных магматических формаций позволяют выделить новый перспективный тип никеленосных ультраосновных пород, представленный рудными оливинитами из щелочно-ультраосновных комплексов. В ряде массивов с этими породами связаны значительные запасы титаномагнетита, характеризующегося повышенными содержаниями никеля. Так, в Ковдорском массиве геологоразведочными работами оконтурены значительные по площади зоны рудных оливинитов, в которых титаномагнетит содержит от 0,18 до 0,36%, а в среднем 0,26% Ni. Наличие таких участков и зон, обладающих крупными запасами титаномагнетитовых руд, в перспективе дает возможность использовать получаемые из этих руд титаномагнетитовые концентраты в качестве сырья для получения ферроникеля.

Кобальт. По своим геохимическим свойствам кобальт чрезвычайно близок к никелю и его распределение в горных породах подчиняется той же ведущей геохимической тенденции к накоплению в наиболее ранних дифференциатах базит-ультрабазитовых серий. Так же как и для никеля, близость ионных радиусов кобальта (0,72 Å) и магния (0,65 Å) приводит к тому, что кобальт входит в кристаллические решетки магнизиальных силикатов и его распределение в изверженных породах в целом коррелируется с содержанием в них магния. Содержание кобальта в ультраосновных породах Кольского полуострова и Северной Карелии меняется в довольно широ-

ких пределах и зависит как от петрографического состава пород, так и от их формационной принадлежности. Наиболее высокие содержания кобальта установлены в ультраосновных породах существенно оливинового состава, среди которых в свою очередь относительно обогащены этим элементом дуниты гипербазитовой формации, а также оливиниты Мончегорской дифференцированной габбро-норитовой интрузии.

В пироксенитах содержание кобальта ниже, чем в оливиновых породах, причем в породах, сложенных моноклинным пироксеном оно, как правило, ниже, чем в ортопироксеновых породах.

В целом так же, как и для никеля, содержание кобальта в ультраосновных породах сходного петрографического состава закономерно понижается от гипербазитовой формации и формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий к габбро-перидотитовым интрузиям Печенги, щелочно-ультраосновным, анортозитовым и шельочно-габброидным массивам. Характерно, что в том же ряду повышается железистость ультраосновных пород и их породообразующих силикатов, а также понижается величина отношения Ni/Co. Последнее обстоятельство, вероятно, связано с тем, что у кобальта в большей степени, чем у никеля, проявляется геохимическое сродство с двухвалентным железом.

Хром. Распределение хрома в ультраосновных породах различных магматических формаций Кольского полуострова и Северной Карелии во многом сходно с распределением никеля. Однако особенности распределения этих элементов между породообразующими минералами ультрабазитов существенно различаются. В отличие от никеля, хром не проявляет изоморфных отношений с магнием, но сравнительно легко замещает алюминий и трехвалентное железо в решетках породообразующих минералов и, кроме того, образует в ультрабазитах также собственный минерал — хромит. Благодаря этому в ультраосновных породах хром преимущественно концентрируется не в оливине, а в пироксенах и в особенности в клинопироксенах, а в существенно оливиновых разновидностях основная масса хрома обычно бывает заключена в хромите и других рудных минералах.

Хром, так же как и никель, — типичный элемент протокристаллизации, накапливающийся в ультраосновных породах. Среди ультраосновных пород Кольского полуострова и Северной Карелии наиболее высокие содержания хрома отмечаются в породах гипербазитовой формации; для дунитов, гарцбургитов и бронзититов массива Падос оно составляет 0,70; 0,50 и 0,52%. Эти значения несколько превосходят содержания хрома в аналогичных породах гипербазитовых поясов Урала и Малого Кавказа, где, по данным автора, дуниты содержат в среднем 0,45%, а гарцбургиты 0,32%. Однако эти различия не кажутся существенными, если учесть, что гипербазиты Падоса характеризуются относительно равномерным распределением хрома и не содержат сколько-нибудь значительных хромитовых концентраций, в то время как в гипербазитах

Урала и Малого Кавказа нередко присутствуют крупные рудные тела хромита, не включаемые в подсчет при вычислении средних содержаний хрома в породах. Содержание хрома в ультраосновных породах дифференцированных габбро-норитовых интрузий ниже, чем в аналогичных породах гипербазитовой формации, но заметно превосходит содержание этого элемента в ультраосновных породах других магматических формаций. Наиболее низкие содержания хрома, так же как и никеля, свойственны ультраосновным породам щелочно-габброидной и анортозитовой формации.

В распределении хрома между отдельными разновидностями ультраосновных пород в дифференцированных массивах можно заметить две противоположные тенденции. В большинстве массивов содержание хрома понижается от дунитов и оливинитов к пироксенитам и далее к габброидам, что отражает ведущую геохимическую тенденцию в поведении хрома как элемента протокристаллизации. Однако в некоторых массивах (Мончегорский плутон, Колвицкая интрузия) максимальные содержания хрома приходятся не на оливиниты и перидотиты, а на пироксениты, что связано с преобладающим влиянием кристаллохимического фактора, благоприятствующего вхождению хрома в кристаллическую структуру пироксенов и особенно моноклинных пироксенов.

Данные о содержании хрома в главных минералах ультрабазитов приведены в табл. 35—37, из которых следует, что для пород определенного состава и формационного положения содержание хрома в минералах закономерно понижается соответственно с уменьшением их изоморфной емкости в отношении хрома в ряду: моноклинный пироксен > ромбический пироксен > оливин. В то же время распределение хрома в главных минералах ультраосновных пород из различных магматических формаций подтверждает наличие рассмотренных выше формационных особенностей ультрабазитов.

Марганец. Геохимически связан с двухвалентным железом и в гораздо меньшей степени с магнием, что определяет относительное накопление этого элемента в титаномагнетите и в оливинах, обогащенных фаялитовым компонентом. Действительно, как видно из табл. 34, наиболее низкие содержания марганца характерны для ультраосновных пород гипербазитовой формации и формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий, обладающих наиболее низкой железистостью. Напротив, повышенные содержания марганца отмечаются в более железистых ультраосновных породах, в которых присутствует титаномагнетит (рудные оливиниты щелочно-ультраосновной формации, дифференцированных интрузий Колвицких тундр и др.), и, в особенности, в рудных оливинитах и перидотитах анортозитовой и щелочно-габброидной формаций, в которых наряду с титаномагнетитом присутствует оливин гиалосидеритового и гортонолитового состава.

Ванадий. Распределение ванадия в ультраосновных породах существенно отличается от распределения никеля, кобальта и хро-

ма. В силикатах и шпинелидах ванадий присутствует в форме трехвалентного иона, по радиусу близкого к трехвалентному железу, и способен изоморфно входить в структуру минералов, содержащих окисное железо. Известно, что в отличие от хрома ванадий не проявляет тенденции концентрироваться в наиболее ранних фациях пород протокристаллизации, но накапливается в титаномагнетитах — конечных фазах габброидных пород и пироксенитов, а также в пироксенах, в особенности, щелочных пироксенах. Среднее содержание ванадия в ультраосновных породах земной коры, согласно А. П. Виноградову (1962) составляет 0,004%, что в 5 раз ниже содержания этого элемента в основных породах. Таким образом, ванадий как элемент с габброидной тенденцией по геохимическим особенностям может быть противопоставлен таким характерным ультрабазитовым элементам, как хром, никель, кобальт.

Особенности распределения ванадия в ультраосновных породах Кольского полуострова и Северной Карелии подтверждает это заключение. Наиболее низкие содержания ванадия наблюдаются в породах гипербазитовой формации, являющихся, вероятно, производными перидотитовой магмы. Содержание ванадия в ультраосновных дифференциатах габброидных магм выше, чем в аналогичных породах гипербазитовой формации, и возрастает от формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий к формации габбро-перидотитовых интрузий Печенги, достигая максимума в обогащенных титаномагнетитом ультраосновных фациях интрузий щелочно-габброидной и анортозитовой формаций. В пределах отдельных дифференцированных серий содержание ванадия увеличивается от дунитов и перидотитов к пироксенитам и габброидам. Распределение ванадия между отдельными разновидностями ультраосновных пород в значительной степени определяется различиями в изоморфной емкости главных минералов ультрабазитов в отношении этого элемента. Как следует из данных, приведенных в таблицах 35—37 изоморфная емкость минералов в отношении ванадия возрастает в ряду: оливин < ромбический пироксен < моноклинный пироксен < титаномагнетит.

Титан. По своим геохимическим особенностям титан сходен с ванадием и, так же как и последний, может быть противопоставлен хрому, никелю и кобальту. Близость ионных радиусов титана и трехвалентного железа определяет возможность изоморфного вхождения титана в кристаллическую структуру магнетита и моноклинного пироксена. Оливин и ортопироксен обычно содержат очень незначительное количество титана.

Наряду с отчетливой тенденцией титана накапливаться в породах габброидного состава отмечаются также определенные различия между содержаниями этого элемента в ультраосновных породах — дифференциатах базальтовых магм и гипербазитах, являющихся производными перидотитового расплава. Как видно из данных, приведенных в табл. 34, наиболее низкие содержания титана

наблюдаются в ультраосновных породах гипербазитовой формации. Для ультраосновных пород, генетически связанных с габброидами, характерны более высокие содержания титана, которые возрастают от перидотитов и пироксенитов с преобладающим ортопироксеном, характерных для формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий, к ультраосновным породам клинопироксеновой серии, свойственным формации дифференцированных габбро-перидотитовых интрузий Печенги, щелочно-габброидной и другим формациям. Наиболее высокие содержания титана отмечаются в обогащенных титаномагнетитом ультраосновных фациях щелочно-габброидных и анортозитовых интрузий.

В распределении титана между отдельными разновидностями ультраосновных пород дифференцированных интрузий проявляется тенденция к накоплению этого элемента в поздних дифференциатах — пироксенитах и габброидах, совпадающая с возрастанием изоморфной емкости минералов в отношении титана в ряду: оливин < ромбический пироксен < моноклиновый пироксен. Отклонение от обычного распределения наблюдается в случае избирательного обогащения титаномагнетитом ультраосновных фаций, свойственного интрузиям щелочно-габброидной, анортозитовой и некоторых других формаций.

Скандий. Ультраосновные и основные породы характеризуются наиболее высокими по сравнению с другими типами изверженных горных пород содержаниями скандия (Л. Ф. Борисенко, В. В. Щербина, 1960; Г. Виноградов, 1962). Однако распределение скандия отличается от распределения таких характерных элементов ультраосновных магм, какими являются хром, никель и кобальт. Имеющиеся данные свидетельствуют о более сложном распределении скандия и его максимальном накоплении не в дунитах, оливинитах или габброидах, а в пироксенитах и других существенно пироксеновых породах клинопироксенового ряда.

Характер распределения скандия между дифференциатами ультраосновных и основных магм почти во всех случаях одинаков (см. табл. 34). В ряду: оливинит, дунит-перидотит-пироксенит-габбро, габбро-норит содержание скандия минимально в ранних дифференциатах, затем оно постепенно увеличивается, достигая максимума в пироксенитах, и далее вновь несколько снижается при переходе к габбро и габбро-норитам, оставаясь, однако, более высоким по сравнению с оливинитами и дунитами. Лишь в тех немногих сериях, где наблюдается переход от пироксенитов с ромбическим пироксеном к габбро-норитам и нормальному габбро, максимальное содержание скандия приходится не на пироксениты, а на габбро и габбро-нориты (Мончегорский плутон). Таким образом, по характеру распределения скандия могут быть выделены два типа дифференцированных базит-ультрабазитовых серий: наиболее распространенный тип — с максимумом на пироксенитах — включает дифференцированные серии различных магматических формаций с участием оливинитов, перидотитов и пироксенитов с преоб-

ладающим моноклинным пироксеном и габбро; второй — с максимумом на габбро и габбро-норитах — представлен дифференцированными сериями с участием оливинитов (дунитов), гарцбургитов, пироксенитов с ромбическим пироксеном, габбро-норитов и габбро. Заметим, что абсолютные содержания Sc в габброидах тем не менее всегда ниже, чем в пироксенитах, сложенных моноклинным пироксеном.

Таким образом можно наметить следующий ряд петрографических разновидностей ультраосновных и основных пород, характеризующийся последовательным возрастанием содержания скандия: дунит < оливинит ≤ гарцбургит < энстатитит, бронзитит ≤ габбро-норит < габбро, верлит < авгитит. Рассмотрение данных табл. 34 показывает, что содержание скандия, с одной стороны, зависит от петрографического состава пород, коррелируясь с его содержаниями в породообразующих минералах и их количественными соотношениями, а с другой — заметно варьирует в породах сходного петрографического состава, находясь в зависимости от условий генезиса пород и их формационной принадлежности.

Анализ имеющихся данных о содержании Sc в породообразующих минералах ультраосновных пород (см. табл. 35—37) позволяет наметить следующий ряд минералов с закономерно меняющейся относительной концентрацией скандия: оливин < хромит < < ромбический пироксен ≤ титаномагнетит < моноклинный пироксен. В решетках породообразующих минералов скандий замещает ионы магния и железа. Как отмечалось ранее (Л. Ф. Борисенко, В. В. Щербина, 1959 г.), пониженная изоморфная емкость оливинов в отношении скандия связана с тем, что возможность компенсации заряда при вхождении скандия на место магния и железа в оливинах весьма ограничена. В пироксенах же, в особенности моноклинных, такая возможность легко реализуется, благодаря замещению Si^{4+} на Al^{3+} .

Различия в содержании скандия в породах сходного петрографического состава, так же как и в слагающих их минералах, принадлежащих к различным магматическим формациям, выявляют определенные формационные особенности в распределении скандия. Обращает внимание пониженное содержание скандия в дунитах, гарцбургитах и бронзититах гипербазитовой формации по сравнению с аналогичными породами формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий. Среди ультраосновных пород клинопироксеновой серии формационные различия в распределении скандия хорошо видны на примере пироксенитов; наиболее высокие содержания скандия отмечаются в пироксенитах габбро-периодитовой формации Печенги и щелочно-ультраосновной формации, наиболее низкие содержания — в пироксенитах щелочно-габброидной формации.

Литий не относится к характерным элементам ультраосновных пород; содержание его в этих породах в десятки раз ниже, чем в основных, средних и кислых изверженных породах.

Распределение лития в ультраосновных породах дифференцированных ультрабазитовых и базит-ультрабазитовых серий отражает тенденцию этого элемента к накоплению в более поздних дифференциатах. Эта тенденция не всегда проявляется отчетливо вследствие геохимического сродства лития с магнием. Последнее, однако, слабо выражено в ультраосновных породах из-за затрудненности реализации компенсационных схем изоморфизма в кристаллической решетке оливина.

Среди ультраосновных пород различных магматических формаций Кольского п-ова и Северной Карелии наиболее низкие содержания лития характерны для пород гипербазитовой формации. Ультраосновные породы ортопироксеновых серий в целом беднее литием, чем породы клинопироксеновых серий; среди последних наиболее высокие содержания лития наблюдаются в перидотитах и пироксенитах дифференцированных интрузий Печенги.

Рубидий. Содержание рубидия в ультраосновных породах большинства магматических формаций (гипербазитовой, дифференцированных габбро-норитовых интрузий и др.) ниже чувствительности анализа ($< 0,001\%$). Повышенные содержания рубидия установлены в ультраосновных фациях щелочно-габброидных массивов, кимберлитах и некоторых других типах пород (см. табл. 34). Недостатки наших данных, вызванные низкой чувствительностью анализа, в значительной степени могут быть восполнены благодаря тому, что в последнее время в литературе появился ряд работ, рассматривающих распределение щелочных элементов в ультраосновных породах в связи с проблемами происхождения базальтов, состава и строения верхней мантии (Stuber, Murthy, 1966; Griffin, Murthy, 1969). Согласно данным указанных источников минимальными содержаниями рубидия, как и других щелочных металлов, характеризуются дуниты и перидотиты гипербазитовой формации ($0,359$ г/т). Ультраосновные породы стратифицированных базит-ультрабазитовых интрузий, являющиеся дифференциатами габброидных магм, содержат в десятки раз больше рубидия ($30,94$ г/т); при этом отношение K/Rb остается примерно постоянным.

Селен типичный рассеянный элемент и его распределение в горных породах и рудных месторождениях определяется геохимическим сродством серой. Минимальные содержания селена наблюдаются в ультраосновных породах гипербазитовой формации (массив Падос) — от $7 \cdot 10^{-6}$ до $10 \cdot 10^{-6}\%$, а в среднем $9 \cdot 10^{-6}\%$. Близкие содержания селена определены в дунитах Кемпирсая — $8 \cdot 10^{-6}\%$.

В оливинитах и пироксенитах щелочно-ультраосновной формации содержание Se несколько выше ($12 \cdot 10^{-6}\%$), а в перидотитах щелочно-габброидной формации еще выше ($17 \cdot 10^{-6}\%$).

Существенно отличаются по средним содержаниям селена ультраосновные породы дифференцированной габбро-норитовой интрузии Мончи, массивов габбро-перидотитовой формации Печенги и перидотиты Аларечки, содержащие сульфидное медно-никелевое

оруденение. Содержание Se в ультраосновных породах отдельных интрузий этой группы меняется в широких пределах (например, в перидотитах Мончи от $8 \cdot 10^{-6}$ до $38 \cdot 10^{-6}\%$) и зависит от количества вкрапленных сульфидов. Содержание же селена в массивных сульфидных рудах Мончи составляет $5400 \cdot 10^{-6}\%$. Среднее содержание селена в ультраосновных породах Мончи, Печенги и Аларечки составляет соответственно $19 \cdot 10^{-6}$, $52 \cdot 10^{-6}$ и $62 \cdot 10^{-6}\%$. Следует отметить, что при отсутствии видимой сульфидной вкрапленности уровень содержания селена в породах этих массивов выше, чем в аналогичных породах других формаций.

В то же время содержание селена в ультраосновных породах из массивов определенного формационного типа не обнаруживает зависимости от петрографического состава пород и в породах различного состава остается примерно постоянным (в том, разумеется, случае, если нет преимущественного обогащения тех или иных петрографических разновидностей сульфидами). Например, среднее содержание селена в оливинитах и пироксенитах из щелочно-ультраосновных массивов одинаково, содержание Se в дунитах, перидотитах и бронзититах Падоса меняется незначительно (от $7 \cdot 10^{-6}$ до $10 \cdot 10^{-6}\%$).

На основании полученных нами данных с учетом относительной распространенности формационных типов ультрабазитов среднее содержание селена в ультраосновных породах может быть принято равным $10 \cdot 10^{-6}\%$, что вдвое превышает кларк Se в ультраосновных породах по А. П. Виноградову (1962).

Медь. Распределение меди в ультраосновных породах Кольского полуострова и Северной Карелии представляет особый интерес в связи с тем, что с ультрабазитами ряда магматических формаций этого региона связаны крупные медно-никелевые месторождения. Согласно А. П. Виноградову среднее содержание меди в ультраосновных породах составляет $2 \cdot 10^{-3}\%$, и равняется среднему содержанию этого элемента в кислых породах. Как следует из полученных нами данных (см. табл. 34), содержания меди, близкие к этой величине, наблюдаются в ультраосновных породах гипербазитовой формации и в оливинитах щелочно-ультраосновной формации. В ультраосновных породах других магматических формаций содержание меди значительно превышает указанное значение. Наиболее высокие содержания меди установлены в породах Мончегорского дифференцированного габбро-норитового плутона, в ультраосновных породах габбро-перидотитовых интрузий Печенги и гарцбургитах Алареченских интрузий. Со всеми этими интрузиями связаны крупные медно-никелевые месторождения. Для дифференцированных серий Мончи и Печенги характерно максимальное обогащение медью ранних дифференциатов — оливинитов и перидотитов, в которых концентрируется и основная масса сингенетических медно-никелевых руд. В других магматических формациях подобная тенденция в распределении меди между отдельными разновидностями пород, как правило, не наблюдается;

напротив, в ряде случаев, например в гипербазитовой и щелочно-ультраосновной формации, более высокие содержания меди отмечаются не в оливиновых породах, а в пироксенитах. Полученные данные о распределении между ультраосновными породами различных магматических формаций характеризуют этот элемент как достаточно надежный индикатор формационной принадлежности и потенциальной рудоносности пород. Особенно характерны пониженные содержания меди в породах гипербазитовой формации и высокие содержания этого элемента в рудоносных ультраосновных породах формаций дифференцированных габбро-норитовых интрузий, габбро-перидотитовых интрузий Печенги и некоторых других.

Галлий, типичный рассеянный элемент, геохимически связанный с алюминием и трехвалентным железом, характеризуется сравнительным однообразием и небольшой контрастностью значений средних содержаний в главных типах изверженных пород. Его кларки в основных, средних и кислых породах, согласно А. П. Виноградову, равняются соответственно $1,8 \cdot 10^{-3}$; $2 \cdot 10^{-3}$ и $2 \cdot 10^{-3}\%$. Исключение составляют лишь ультраосновные породы, которые, согласно тому же автору, содержат в среднем $2 \cdot 10^{-4}\%$ Ga, т. е. на порядок меньше приведенных выше значений.

Характерная для галлия однородность содержаний в главных типах изверженных пород в значительной степени объясняется его геохимическим средством не только с трехвалентным железом, но и с алюминием, что при высоком кларке и сравнительно постоянном содержании алюминия в главнейших типах изверженных пород создает возможность для широкого и относительно равномерного рассеяния галлия, входящего в кристаллические решетки таких распространенных порообразующих минералов, как пироксены, полевые шпаты, слюды, фельдшпатоиды и др.

Отклонение от преобладающей тенденции относительно равномерного распределения галлия в породах различного петрографического состава, которое представляют ультраосновные породы, объясняется низким содержанием в этих породах алюминия и трехвалентного железа, весьма малой изоморфной емкостью оливина в отношении галлия и отсутствием в большинстве случаев сколь угодно существенных количеств минералов, способных принимать Ga в свою кристаллическую структуру. Вместе с тем, благодаря повышенным концентрациям галлия в титаномагнетите, содержание этого элемента в такой распространенной разновидности ультраосновных пород, как титаномагнетитовые оливиниты, значительно превышает кларк галлия в ультраосновных породах и может быть сопоставлено с его кларком в основных и кислых породах (см. табл. 37). Проведенные автором исследования показали также, что в ультраосновных породах галлий относительно накапливается и в другом характерном рудном минерале — хромите. Содержание галлия в хромитах из дунитов гипербазитового пояса Малого Кавказа составляет $0,002—0,003\%$, а в обогащенных хромитом дунитов

тах достигает 0,0010—0,0015% и более (табл. 38), намного превышая кларк галлия для ультраосновных пород. Вхождение галлия в структуру хромита возможно благодаря близости ионных радиусов и значений электроотрицательности Ga^{3+} и Cr^{3+} ($r_i=0,62 \text{ \AA}$ и $0,63 \text{ \AA}$; $E=235$ и 250 ккал/г·атом соответственно). Таким образом, появление значительных количеств минералов, способных принять галлий в свою кристаллическую решетку, приводит к существенному повышению концентрации этого элемента в ультраосновных породах, приближая их по содержанию галлия к основным и кислым породам.

Таблица 38

Содержание галлия в оливинитах, дунитах и минералах из этих пород

Порода, минерал	Место взятия	Ga, вес. %
Оливинит безрудный	Лесная варака, (Кольский п-ов)	< 0,0002
Оливинит с вкрапленностью титаномагнетита	Кугда (Полярная Сибирь)	0,0003
Оливин	То же	< 0,0002
Титаномагнетит	" "	0,0030
Оливинит с вкрапленностью титаномагнетита	" "	0,0008
Оливин	" "	< 0,0002
Титаномагнетит	" "	0,0030
Оливинит с вкрапленностью титаномагнетита	Ковдор (Кольский п-ов)	0,0013
Оливин	То же	< 0,0002
Титаномагнетит	" "	0,0040
Оливинит сидеронитовый	Лесная варака (Кольский п-ов)	0,0020
Оливин	То же	< 0,0002
Титаномагнетит	" "	0,0060
Оливинит сидеронитовый	Ковдор (Кольский п-ов)	0,0023
Оливин	То же	< 0,0002
Титаномагнетит	" "	0,0055
Дунит безрудный*	Кемпирсай, Крака, Нуралинский и др. (Урал), Гейдара (Армения)	< 0,0002
Дунит с редкой вкрапленностью хромита	Хабарнинский (Урал)	0,0004
Дунит с густой вкрапленностью хромита	Ипяк (Азербайджан)	0,0022
Хромит	Гейдара (Армения)	0,0028

* Среднее из шести образцов.

Наряду с рудными минералами (титаномагнетитом и хромитом) в ультраосновных породах галлий относительно накапливается также в моноклинном пироксене. Благодаря этому породы клинопироксеновых серий характеризуются сравнительно повышенными содержаниями галлия, что отличает их от ультраосновных пород гипербазитовой формации и формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий (см. табл. 34).

Ниобий, тантал. Содержания ниобия и тантала в ультраосновных породах различных магматических формаций, как правило, ниже предела чувствительности анализа (0,001%) или близки к этому значению (рудные перидотиты и пироксениты щелочно-габброидной формации содержат 0,002% Nb_2O_5). Исключения составляют ультрабазиты щелочно-ультраосновной формации, в которых содержание ниобия и тантала может в десятки и сотни раз превосходить значение кларка этих элементов в ультраосновных породах. С ультраосновными породами рассматриваемой формации в ряде массивов связаны комплексные редкометалльные перовскит-титаномагнетитовые месторождения. Специальные исследования, проведенные в ряде массивов щелочно-ультраосновной формации (Ковдор, Салма, Лесная варака, Бор-Урях, Гули и др.), показали (табл. 39), что в первичных неизмененных дунитах и оливинитах содержание ниобия не превышает 0,001%, оно несколько повышается в рудных титаномагнетитовых оливинитах, которые содержат 0,001—0,015% Nb_2O_5 , преимущественно заключенного в рудном минерале (в титаномагнетите из оливинитов Салмы обнаружено 0,002% Nb_2O_5 , Кугды — 0,0068% Nb_2O_5).

Появление повышенных концентраций ниобия и тантала в оливинитах обусловлено процессом перекристаллизации и щелочного метасоматоза, сопровождающегося развитием флогопита, нефелина, мелилита и других минералов, которым обычно сопутствует обильная перовскитовая минерализация. С перовскитовой минерализацией и связано практически все количество ниобия и тантала в этих породах. Содержание Nb_2O_5 в перовскитизированных оливинитах Салмагорского массива составляет 0,026% при содержании Ta_2O_5 0,008%, флогопитизированные и перовскитизированные оливиниты массива Бор-Урях содержат 0,030% Nb_2O_5 и 0,004% Ta_2O_5 , аналогичные породы Кугды содержат 0,013% Nb_2O_5 и 0,004% Ta_2O_5 .

Аналогичные особенности отмечаются также в распределении ниобия и тантала в первичных и метасоматически измененных пироксенитах. Первичные неизмененные пироксениты массивов Ковдор, Песочный, Гули содержат не более 0,001% Nb_2O_5 , в то время как в участках перовскитизированных пироксенитов Салмы, Вуори-ярви и Африканды содержание Nb_2O_5 достигает 0,014—0,057% при содержании Ta_2O_5 — 0,001—0,002%. Так же как и для оливинитов, повышенные содержания ниобия и тантала в метасоматически измененных пироксенитах обусловлены присутствием в них перовскита, в котором содержание Nb_2O_5 достигает 1% при содержании Ta_2O_5 до десятых долей процента.

Цирконий. В связи с низкими содержаниями циркония, близкими к пределу чувствительности спектрального (0,004%) и химического (0,001%) анализов, для ультраосновных пород большинства магматических формаций Кольского полуострова не было получено удовлетворительных данных о распределении этого элемента. Более детально были изучены содержания циркония в ульт-

Содержание Nb_2O_5 , Ta_2O_5 , ZrO_2 и TR_2O_3 в ультраосновных породах щелочно-ультраосновной формации, вес. %

Порода	Массив	Nb_2O_5	Ta_2O_5	ZrO_2	TR_2O_3	Примечание
Оливинит (средняя проба)	Ковдор	< 0,001	< 0,001	0,001	< 0,001	Данные автора
Оливинит	Бор-Урях	< 0,001	< 0,001	0,003	< 0,001	То же
Дунит	"	< 0,001	< 0,001	0,003	—	" "
"	Гули	< 0,001	< 0,001	0,003	—	Данные Л. С. Бородина
Пегматоидный оливинит	"	< 0,001	< 0,001	0,002	—	То же
Рудный титаномагнетитовый оливинит	Бор-Урях	0,001	< 0,001	0,003	—	Данные автора
То же	Кугда	0,001	< 0,001	0,002	—	То же
" "	Одихинча	0,0015	< 0,001	0,002	—	" "
Перовскитизированный оливинит (средняя проба)	Салма	0,026	0,008	0,004	0,07	" "
Флогопитизированный и перовскитизированный оливинит	Бор-Урях	0,030	0,004	0,003	0,28	" "
Перовскитизированный оливинит	Кугда	0,013	0,004	—	—	" "
Пироксенит (средняя проба)	Ковдор	< 0,001	< 0,001	0,011	0,013	" "
Пироксенит	Салма	—	—	0,005	—	" "
Рудный титаномагнетитовый пироксенит	Песочный	0,001	< 0,001	0,001	0,011	Данные Л. С. Бородина
Рудный титаномагнетитовый перидотит	Гули	< 0,001	< 0,001	0,002	0,015	То же
То же	Песочный	< 0,001	< 0,001	—	0,004	" "
Косьвит	Кугда	—	—	0,004	—	Данные автора
Перовскитизированный рудный пироксенит	Салма	0,014	0,001	0,004	0,04	То же
То же (средняя проба)	Вуори-ярви	0,033	0,002	0,024	0,15	Данные Л. С. Бородина
" "	Африканда	0,057	0,001	0,034	0,03	То же

траосновных породах щелочно-ультраосновной формации, в которых этот элемент нередко присутствует в повышенных количествах (см. табл. 39). Содержание ZrO_2 в первичных оливинитах и дунитах из щелочно-ультраосновных массивов составляет от 0,001 до 0,003%. В пироксенитах оно в среднем несколько повышается, меняясь от 0,001% в рудных пироксенитах Песочного массива до 0,011 в пироксенитах Ковдора. Наиболее высокие содержания циркония отмечаются в перовскитизированных и перекристаллизованных пироксенитах массивов Африканда и Вуори-ярви, для кото-

рых содержание ZrO_2 по данным анализов средних проб составляет соответственно 0,034 и 0,024%. Сопоставляя эти цифры с данными о среднем содержании циркония в ультраосновных породах земной коры (0,003% по Виноградову, 1962), можно отметить, что содержание циркония в неизмененных оливинитах и пироксенитах из большинства карбонатитоносных массивов близко к его кларку в ультраосновных породах земной коры. Лишь в перекристаллизованных и метасоматически измененных (перовскитизированных, флогопитизированных, нефелинизированных) пироксенитах содержание циркония заметно превышает это значение.

В метасоматически измененных пироксенитах содержание циркония возрастает как за счет увеличения его содержания в перекристаллизованном пироксене (до 0,03—0,05% против 0,002—0,007% ZrO_2 в пироксене из первичных пород), так и в связи с появлением ряда новообразованных минералов, характеризующихся повышенным содержанием циркония — перовскита, который содержит от 0,09 до 0,2% ZrO_2 , шорлолита (от 0,011 до 0,66% ZrO_2), сфена (от 0,16 до 2,72% ZrO_2).

Редкие земли. Из-за низких содержаний редких земель в ультраосновных породах большинства магматических формаций распределение последних в этих породах изучено недостаточно. Наиболее низкие содержания редких земель наблюдаются в ультраосновных породах гипербазитовой формации. По данным Е. Алексеева и М. Желязковой-Панайетовой (1971 г.), для гипербазитов Болгарии дуниты содержат 0,00041%, а гарцбургиты 0,00046% суммы редких земель. Более высокие содержания редкоземельных элементов отмечаются в ультраосновных породах габбро-пироксенит-дунитовой формации. Дуниты этой формации содержат 0,001%, перидотиты 0,0025%, пироксениты 0,019% суммы редких земель (Соболев, 1968).

Сравнительно более полные данные о содержании редких земель имеются для ультраосновных пород щелочно-ультраосновной формации, в которых нередко отмечаются повышенные содержания элементов редкоземельной группы. Однако и в этой формации первичные дуниты, оливиниты и пироксениты характеризуются низкими содержаниями редкоземельных элементов. Наиболее бедны редкими землями неизмененные оливиниты и дуниты. Так, оливиниты Ковдора и Бор-Уряха содержат менее 0,001% суммы TR_2O_3 (см. табл. 39). В пироксенитах и перидотитах содержание суммы редких земель увеличивается и составляет для пироксенитов Ковдорского массива 0,013%, для рудных перидотитов Песочного массива 0,004%, для рудных пироксенитов-перидотитов Гулей 0,015%. Столь же низкие содержания были установлены и в ультраосновных породах габбро-пироксенит-дунитовой и гипербазитовой формаций Урала. По данным С. Ф. Соболева, дуниты и оливиниты платиноносной формации Урала содержат менее 0,001% суммы TR_2O_3 , перидотиты гипербазитовой формации Урала содержат

0,0017% TR_2O_3 , а в пироксенитах из этих двух формаций содержание TR_2O_3 в среднем составляет соответственно 0,0025 и 0,0045%, причем в пегматоидных и рудных пироксенитах платиноносной формации содержание суммы TR_2O_3 возрастает до 0,065% (Соболев, 1965).

От первичных неизмененных дунитов, отливнитов и пироксенитов щелочно-ультраосновных массивов резко отличаются по содержанию редких земель ультраосновные породы, подвергшиеся щелочным метасоматическим изменениям (флогопитизации, перовскитизации, мелилитизации и др.). Содержание редких земель в последних возрастает в десятки и сотни раз. Так, перовскитизированные оливиниты Салмы содержат 0,07% TR_2O_3 , флогопитизированные и перовскитизированные оливиниты массива Бор-Урях содержат 0,28% TR_2O_3 , в перовскитизированных пироксенитах Салмы, Vuори-ярви и Африканды содержание суммы редких земель составляет соответственно 0,04; 0,15 и 0,03%. Повышенные содержания редких земель обусловлены присутствием в них перовскита, в котором обычно заключено до 3,5—4% TR_2O_3 .

Составы редких земель в пироксенитах и существенно пироксеновых породах, образование которых связано с процессом щелочного метасоматоза и перекристаллизации ультрабазитов, были изучены Л. С. Бородиным (1965). Установлено, что в зависимости от особенностей состава редких земель пироксеновые породы из массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов делятся на две группы: а) магматические (интрузивные) пироксениты и рудные бесперовскитовые перидотиты — пироксениты и б) перекристаллизованные и метасоматически измененные пироксеновые породы, обычно содержащие перовскит. Для первой группы пород характерны относительно высокие содержания иттриевых земель и иттрия (до 20—30% от суммы TR) и повышенное значение величины отношения Nd:La (от 1,5 до 3,0). Во второй группе пород относительное количество иттриевых земель обычно не превышает 10%, а величина отношения Nd:La меняется в пределах 0,6—1,5. По составу редких земель интрузивные ультрабазиты вполне сопоставимы с аналогичными породами нормального (нещелочного) габброидного ряда, а перовскитсодержащие ультрабазиты аналогичны щелочным нефелиновым породам и кимберлитам.

Таким образом, рассмотренные выше данные показывают, что появление повышенных концентраций ниобия, тантала, циркония и редких земель в ультрабазитах щелочно-ультраосновной формации в значительной степени обусловлено процессами интенсивного щелочного метасоматоза, играющими чрезвычайно большую роль в петрогенезисе этой формации. Повышенные концентрации редких элементов, наряду с другими геохимическими особенностями, сближают щелочно-ультраосновные породы с кимберлитами, подчеркивая наличие генетической связи между этими формациями.

Выводы

Приведенные данные о характере распределения элементов-примесей в ультрабазитах позволяют наметить специфические геохимические особенности ультраосновных пород различных магматических формаций; вместе с тем они подчеркивают существенные различия в условиях формирования отдельных групп ультраосновных пород, отражая различные пути эволюции глубинного мантийного вещества в процессе формирования главнейших типов ультрабазитов.

На основании рассмотренных выше особенностей распределения редких и малых элементов в ультраосновных породах различных магматических формаций Кольского полуострова и Северной Карелии можно заключить, что эти элементы с успехом могут использоваться при определении формационной принадлежности ультраосновных пород и их потенциальной рудоносности. Наряду с содержаниями индивидуальных элементов, таких как Cr, Ni, V, Ti, Sc и другие, большое значение при этом могут иметь также и отношения некоторых пар элементов. В качестве таких индикаторных отношений могут использоваться отношения содержаний хрома и ванадия, хрома и титана. Действительно, как было показано выше, распределение элементов этих пар в ультраосновных породах подчиняется противоположным геохимическим тенденциям. Если хром — типичный элемент ультрабазитов, ведущей геохимической тенденцией которого является накопление в наиболее ранних фациях протокристаллизации, то ванадий и титан могут быть противопоставлены хрому как элементы с отчетливо выраженной габброидной тенденцией, концентрирующиеся в более поздних образованиях — пироксенитах и габброидах. Содержания указанных элементов в ультраосновных породах обнаруживает определенную зависимость от условий, генезиса и формационной принадлежности пород, причем эта зависимость в большинстве случаев имеет противоположную направленность, т. е. увеличение содержания хрома обычно сопровождается одновременным понижением содержания титана и ванадия. Благодаря этому величины отношений Cr/V и Cr/Ti в ультраосновных породах из различных магматических формаций значительно контрастнее, чем содержания индивидуальных элементов и поэтому более удобны для использования в качестве индикаторов формационной принадлежности пород. Величина отношений Cr/V и Cr/Ti в ультраосновных породах из различных магматических формаций Кольского полуострова и Северной Карелии меняются в очень широком диапазоне, в то же время интервалы их значений в пределах отдельных формаций довольно ограничены и, как правило, не перекрываются между собой (см. табл. 34).

Наиболее высокие значения этих отношений характерны для пород гипербазитовой формации (Cr/V=240—140; Cr/Ti=14—6,5),

минимальные значения свойственны ультраосновным фациям щелочно-габброидных и анортозитовых интрузий ($\text{Cr/V}=0,2$ и $0,45$; Cr/Ti $0,003$ и $0,02$ соответственно). В пределах отдельных формаций величины отношений Cr/V и Cr/Ti , как правило, уменьшаются от ранних дифференциатов к более поздним. Наблюемое в некоторых случаях увеличение отношений Cr/V и Cr/Ti от оливинитов к пироксенитам связано с избирательным обогащением оливинитов титаномагнетитом и, возможно, с нарушением обычной последовательности кристаллизации пород вследствие более поздней кристаллизации насыщенных летучими рудными фракциями расплава.

Наряду с отношениями Cr/Ti и Cr/V индикаторные свойства отчетливо выражены также у пары Ti/V . Отношение этой пары элементов имеет минимальную величину у пород гипербазитовой формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий. Напротив, наиболее высокие значения этих отношений характерны для ультраосновных пород щелочно-габброидной и щелочно-ультраосновной формации, а также для кимберлитов (см. табл. 34).

Согласно современным представлениям источники питания ультраосновного и базальтового магматизма располагаются на значительных глубинах, соответствующих верхней мантии Земли. Рассмотренные выше особенности распределения редких и малых элементов в ультраосновных породах позволяют проиллюстрировать различные пути эволюции глубинного мантийного материала, ведущие к формированию главных групп ультрабазитов. Как было показано Л. Н. Овчинниковым, Л. С. Бородиным и В. В. Ляховичем (1970) по совокупности геологических и геохимических данных можно наметить следующие достаточно контрастные группы ультрабазитов: 1) дунит-гарцбургитовую (гипербазитовую) ассоциацию; 2) дунит-пироксенитовую ассоциацию, связанную с габброидами; 3) перидотит-пироксеновую ассоциацию, принадлежащую дифференцированным габбро-норитовым интрузиям. К ним следует добавить еще одну группу, включающую кимберлиты и щелочно-ультраосновные породы карбонатитовых комплексов. Первые две ассоциации свойственны подвижным зонам, две последние — устойчивым областям. Помимо геологических и петрохимических особенностей выделенные группы ультраосновных пород различаются по характеру рудоносности. С гипербазитами связаны крупные хромитовые месторождения. Дунит-пироксеновая ассоциация обычно является платиноносной и содержит месторождения титаномагнетита. Близкая к ней перидотитовая ассоциация Печенгского типа содержит месторождения сульфидных медно-никелевых руд. С ультраосновными породами дифференцированных габбро-норитовых интрузий связаны сульфидные медно-никелевые месторождения и нередко месторождения хромита и титаномагнетита. Для кимберлитов и щелочно-ультраосновных пород характерны месторождения алмазов, а также комплексные редкометалльные перовскит-титаномагнетитовые и карбонатитовые месторождения.

Представления о генетическом своеобразии альпинотипных гипербазитов в настоящее время широко распространены в геологической литературе. Согласно этим представлениям гипербазиты соответствуют тугоплавкому остатку после выплавления из первичного вещества верхней мантии — пиролита, базальтовой магмы. Диапазон дифференциации гипербазитов в процессе становления интрузий достаточно узок и чаще всего не выходит за пределы крайних существенно магнезиальных разновидностей — дунитов и гарцбургитов. Это позволяет рассматривать гипербазиты в качестве производных ультраосновной перидотитовой магмы и противопоставлять их ультраосновным членам дифференцированных серий, являющихся производными базальтовых магм.

Представления об остаточной природе вещества гипербазитов до последнего времени основывались главным образом на особенностях химического состава этих пород. Действительно, как отмечал Ю. М. Шейнмани (1968), крайне низкие содержания таких ведущих петрогенных компонентов, как SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочи, исключает возможность прямого отождествления гипербазитов с веществом верхней мантии, поскольку из него невозможно получить сколько-нибудь существенное количество базальтовой жидкости. В то же время породы гипербазитовой формации соответствуют наиболее высокотемпературным тугоплавким типам изверженных пород, что в совокупности с особенностями их минерального и химического состава хорошо согласуется с представлениями об остаточной природе вещества гипербазитов.

Накопленные в последнее время данные о распределении редких и малых элементов в гипербазитах позволяют рассмотреть предполагаемую модель образования гипербазитов с новых позиций. Сущность этой модели подразумевает разделение первичного вещества мантии, близкого по составу к гранатовому перидотиту, на более легкоплавкую жидкость и тугоплавкий ультраосновной остаток. Принципиальная схема разделения химических элементов в процессе выплавления из предположительно хондритового вещества верхней мантии (по механизму, аналогичному земной плавке) базальтовой магмы с образованием дунитового остатка рассматривается в работах А. П. Виноградова (1962, 1970). В процессе такого разделения вещества верхней мантии следует ожидать накопления в выплавляемой жидкости тех главных элементов и элементов-примесей, которые понижают температуру ликвидуса и, напротив, обогащения тугоплавкого остатка элементами, повышающими температуру последнего. Применительно к петрогенным компонентам это проявляется в накоплении в жидкой фазе кремния, алюминия, щелочей, кальция и в обогащении тугоплавкого остатка магнием и железом с увеличением отношения $\text{Mg} : \text{Fe}$. Разделение элементов-примесей должно приводить к обогащению жидкой фазы титаном, ванадием, литием, рубидием, цезием, стронцием, барием, редкими землями, ураном, торием, цирконием, ниобием, танталом

и к накоплению в твердом остатке хрома, никеля и некоторых других элементов.

Известным приближением к рассматриваемой модели, качественно иллюстрирующим распределение элементов-примесей в процессе разделения исходного вещества, может служить поведение элементов-примесей в дифференцированных базит-ультраосновных сериях (см. табл. 34). На примере дифференцированных серий Мончегорского плутона и интрузий Печенгской группы можно видеть, что по характеру распределения в ультраосновных дифференциатах и габброидах элементы-примеси достаточно четко разделяются на две группы: одни элементы (Cr, Ni и Co) концентрируются в ультраосновных дифференциатах — дунитах и оливинитах, другие (Ti, V, Ga, Li, Sr) накапливаются в габброидах. Несколько специфично поведение скандия, который избирательно концентрируется в пироксенитах, в особенности сложных клинопироксеном, обладающим повышенной изоморфной емкостью в отношении скандия.

Исходя из очевидных различий в геохимических путях элементов-примесей при образовании из магматического расплава ультраосновных и габброидных дифференциатов, следует ожидать, что процесс выплавления из первичного вещества мантии базальтовой жидкости будет сопровождаться аналогичным разделением элементов-примесей. Если справедливо предположение о том, что гипербазиты соответствуют тугоплавкому остатку, то эти породы должны быть еще в большей степени, чем ультраосновные породы дифференцированных базит-ультрабазитовых серий, обеднены «габброидными» элементами-примесями и обогащены элементами-примесями, свойственными ультраосновным породам. Имеющиеся данные о содержании элементов-примесей в гипербазитах (см. табл. 34) показывают, что эти породы действительно занимают крайнее положение — они максимально обогащены хромом и никелем не только по сравнению с габброидами, но и по сравнению с ультраосновными породами — производными дифференцированных базит-ультрабазитовых серий. В то же время «габброидные» или более легкоплавкие элементы-примеси присутствуют в гипербазитах в количествах, более низких по сравнению с ультраосновными породами дифференцированных серий. Таким образом, приведенные данные хорошо согласуются с предполагаемой моделью разделения элементов в процессе зонного плавления вещества мантии и могут служить подтверждением остаточной природы вещества гипербазитов. Однако указанный механизм можно рассматривать лишь как принципиальную геохимическую модель образования ультраосновного вещества как остаточного после выплавления из первичного материала мантии легкоплавких компонентов. Конкретные же условия реализации этого процесса требуют дальнейшей разработки. Один из вероятных путей формирования гипербазитов в верхней мантии рассмотрен А. М. Стюбером и В. Р. Мурти (Stuber, Murthy, 1966). По данным этих исследователей, альпи-

нотипные гипербазиты отличаются от континентальных и океанических базальтов, а также от ультраосновных пород, являющихся дифференциатами базальтовых магм, не только по содержанию, но и по изотопному составу стронция. Основываясь на более высоких значениях величины отношения Sr^{87}/Sr^{86} в альпинотипных ультрабазитах, А. М. Стьюбер и В. Р. Мурти приходят к выводу, что эти породы не связаны генетически с определенными порциями излившихся на поверхность базальтовых расплавов (в качестве кумюлята или остатка при частичном плавлении вещества верхней мантии).

В то же время многие геофизики считают дуниты наиболее подходящим материалом для внешних частей мантии ниже поверхности Мохо, подтверждая тем самым представление о том, что альпинотипные ультрабазиты интродуцируют земную кору из остаточного ультрамафического слоя, располагающегося непосредственно ниже поверхности Мохо в основании континентальной коры. Интерпретируя результаты своих исследований по изотопному составу стронция и содержанию щелочей в ультрабазитах, А. М. Стьюбер и В. Р. Мурти показали, что относительно высокое отношение Sr^{87}/Sr^{86} в альпинотипных ультрабазитах может быть объяснено двухстадийной эволюцией системы кора-мантия, согласно предложенной ранее Ф. Берчем модели этого процесса. Ф. Берч предполагал, что Земля образовалась около 5 млрд. лет назад, и что вследствие радиоактивного разогрева и сжатия примерно через 500 млн. лет образовалось железное ядро. Образование ядра сопровождалось переходом гравитационной энергии в тепло и, как следствие этого, фракционным плавлением мантии и концентрацией радиоактивных и литофильных элементов в верхней мантии.

Образование континентальной коры стало возможным после концентрации радиоактивных элементов в верхних частях мантии примерно 3,5 млрд. лет назад. По мнению А. М. Стьюбера и В. Р. Мурти в течение промежуточной стадии между формированием ядра и образованием земной коры, когда верхняя мантия обогащалась радиоактивными и литофильными элементами, отношение Sr^{87}/Sr^{86} увеличивалось до значений, которые наблюдаются в альпинотипных гипербазитах. При последующем образовании земной коры формируется остаточная гипербазитовая зона, располагающаяся непосредственно ниже основания континентальной коры. Поскольку коровая дифференциация захватила субконтинентальную мантию, но не субокеаническую, обедненную литофильными и радиоактивными элементами, под океанами гипербазитовый слой отсутствует.

Ультраосновные породы, генетически связанные с базальтовой магмой, примером которых являются ультрабазиты Печенгских интрузий, по сравнению с гипербазитами обогащены титаном, ванадием, скандием, галлием, редкими щелочами и содержат больше селена, цинка, свинца, молибдена, олова, но относительно обеднены хромом, никелем и кобальтом.

Ультрабазиты платформенных дифференцированных габбро-норитовых интрузий по своим геохимическим и петрохимическим параметрам занимают промежуточное положение между альпийскими гипербазитами и ультраосновными породами, генетически связанными с нормальными габбро. Типоморфные элементы ультраосновных магм — хром и никель — встречаются в них в количествах, более низких, чем в альпийских гипербазитах, но повышенных по сравнению с аналогичными породами габброидных формаций. Напротив, содержания таких «габброидных» элементов, как титан, ванадий и скандий, в ультраосновных породах дифференцированных габбро-норитовых интрузий выше, чем в породах гипербазитовой формации, но обычно ниже, чем в ультрабазитах габброидных формаций. Характерно, что наряду со свойственными габбро-норитовой формации месторождениями сульфидных медно-никелевых руд (Монча, Сёдбери и др.) с ней связаны и крупные месторождения хромита, титаномагнетита и платины (Бушвельд). Геохимической особенностью рассматриваемой группы ультраосновных пород можно считать их обогащение серой, селеном и теллуром, а также повышенные содержания таких халькофильных элементов, как медь и свинец.

Геохимическая специфика щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов и кимберлитов заключается прежде всего в уникальном сочетании в них сидерофильных элементов, свойственных ультраосновным породам — хрома, никеля и др. — и редких элементов — ниобия, тантала, циркония, редких земель и др. При этом в кимберлитах, отличающихся весьма слабой дифференцированностью вещества, эти элементы испытывают незначительное разделение, которое выражается в некотором обогащении более щелочных слюдяных кимберлитов ниобием, цирконием, редкими землями и обеднением этих пород хромом и никелем. В сложных карбонатитовых комплексах, включающих широкий ряд петрографических разновидностей от ультрабазитов, ийолитов и нефелиновых сиенитов до существенно апатитовых и карбонатных пород, рассматриваемые элементы претерпевают значительную дифференциацию в соответствии со своими геохимическими свойствами. В этих комплексах собственно ультраосновные породы по своим геохимическим особенностям (содержанию хрома, никеля, кобальта и др.) мало отличаются от ультрабазитов ряда других петрографических формаций, являющихся производными нормальных по щелочности базальтовых магм. И лишь в результате наложения метасоматических процессов, связанных с формированием более поздних щелочных пород (флогопитизация, перовскитизация, нефелинизация и др.), ультрабазиты приобретают специфические геохимические особенности (резко повышенное содержание ниобия, тантала, циркония, редких земель с более цериевым по сравнению с исходными породами составом и др.), сближающие их с кимберлитами.

Общее геохимическое и петрохимическое сходство щелочно-ультраосновных комплексов с кимберлитами подчеркивается присутствием в обеих формациях одних и тех же характерных редкометальных минералов — перовскита, бадделента, пирохлора. Геохимические особенности рассматриваемых формаций, а также интенсивное проявление в связи с кимберлитами процессов углекислого автометасоматоза и необычайно большие масштабы щелочного и карбонатного метасоматоза в щелочно-ультраосновных комплексах подтверждают точку зрения Л. Н. Овчинникова, Л. С. Бородина и В. В. Ляховича (1970), заключающуюся в том, что формирование кимберлитовых и щелочно-ультраосновных магм отвечает случаю специфического фракционирования мантийного материала с отгонкой легколетучих фракций, обогащенных редкими и другими элементами-примесями.

Глава 2

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ТОЛЕИТ-БАЗАЛЬТОВОЙ ФОРМАЦИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сибирская платформа является классическим примером развития траппового магматизма. Траппы в этом районе распространены на площади, превышающей 1,5 млн. км². В фациальном отношении интрузивные (гипербиссальные) траппы преобладают над эффузивными. В их распределении намечается своеобразная закономерность. Наиболее опущенные части прогибов (центральные части синеклиз) обычно выполнены лавовыми полями. Вокруг них располагается зона туфов, а в бортовых (приподнятых) краях синеклиз сосредоточена главная масса интрузий траппов, причем пластовые их формы образуют как бы внутренний пояс, а краевая, наружная зона, характеризуется развитием дайковых тел. Длительность формирования трапповой формации Сибирской платформы чрезвычайно велика, В. Л. Масайтис (1970) выделяет здесь несколько тектоно-магматических циклов: мезопротозойский (2000—1600 млн. лет); неопротозойский (1600—900 млн. лет); эпипротозойский (900—620 млн. лет) и позднепалеозойский — раннемезозойский (средний карбон — триас, 330—200 млн. лет). Максимальное развитие траппового магматизма характерно для позднепалеозойского — раннемезозойского тектоно-магматического цикла. В этом цикле выделяются тринадцать интрузивных комплексов, которые в пределах Сибирской платформы распространены в следующих трапповых субпровинциях: Путоранской, Норильской, Ангаро-Вилуйской, Ангаро-Катангской и Тунгусской (Виленский, 1967). В работе рассматриваются интрузивные (гипербиссальные) траппы одиннадцати комплексов (чалбышевского, летнинского, тымерского, катангского, ногинского, амовского, курейского, норильского, кузьмовского, тычанского, агатского), развитые преимущественно в Тунгусской и Путоранской субпровинциях.

Преобладающим распространением среди исследованных трапповых комплексов пользуются долериты, габбро-долериты и оливиновые долериты. Реже встречаются троктолитовые, пикритовые, такситовые долериты и их разновидности, в различной степени амфиболизированные.

Интрузивные траппы представляют собой раскристаллизованные породы пойкилоофитовой, офитовой или интерсертальной структуры. Состоят из лабрадора и пироксена, который в одних случаях представлен пижонитом, в других — наблюдается диопсидовый авгит и бронзит. Оливина очень мало, иногда он отсутствует. Интерстиции между пироксеном и плагиоклазом обычно выполнены микропегматитовой смесью кварца и полевого шпата. В небольших количествах присутствуют рудные минералы, биотит, роговая обманка, апатит. Петрографическое разнообразие пород, составляющих трапповые интрузивные комплексы Сибирской платформы, обусловлено генетическими особенностями формирования интрузий толеит-базальтовой формации, которые заключаются в магматической дифференциации, контаминации магмы коровым материалом, гибрилизме и эпигенетическом преобразовании пород. Ведущим петрогенетическим процессом при образовании различных интрузивных серий траппов Сибирской платформы, так же как и в других районах мира, является глубинная и внутрикамерная дифференциация первичной магмы, отвечающей по составу пикриту. Механизм такой дифференциации был описан на примере траппов Декана Н. А. Вембаном (1950). Однако объяснение возникновения кислых дифференциатов, а также слабощелочных серий, распространение которых чрезвычайно ограничено, с этих позиций весьма затруднительно. Образование таких разновидностей траппов горы Артур (Юж. Африка, провинция Карру) Ф. Уокер и А. Польдерварт (1950) объясняют процессом селективной контаминации первичной долеритовой магмы коровым материалом (в частности полевошпатовыми песчаниками). Согласно их гипотезе магма впитала в себя «ресургентные» летучие вещества, выделившиеся из осадочных включений и кровли интрузии. При этом долеритовая магма обогащается калием. Явления эпигенетического преобразования траппов широко распространены и описаны во всех провинциях мира. Эти петрогенетические особенности траппов следует всегда учитывать при решении вопросов, связанных с рассмотрением состава и образования дифференциатов толеит-базальтовой магмы.

По своим петрохимическим особенностям интрузивные траппы Сибирской платформы являются типичными представителями толеит-базальтовой формации устойчивых областей и мало чем отличаются от траппов других провинций мира. Построение диаграмм в координатах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ и вычисление коэффициента Ритмана позволило выделить среди трапповых интрузивных комплексов Сибирской платформы различные петрогенетические серии. Подавляющее большинство интрузивных комплексов характери-

зуются коэффициентом Риттмана ($\sigma = \frac{Na_2O + K_2O}{SiO_2 - 43}$), лежащим в интервале 1,0—1,8. Положение этих интрузивных комплексов на диаграмме $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ позволяет их отнести к следующим петрогенетическим сериям: известковой, известково-щелочной и субизвестково-щелочной. Значительно реже среди траппов Тунгусской и Пutorанской субпровинций встречаются субизвестково-натриевая и слабо-щелочная петрогенетические серии (рис. 5, 6). Как правило, к последним двум сериям относятся трапповые ком-

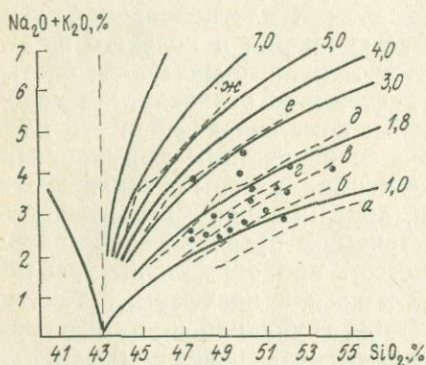


Рис. 5. Диаграмма петрогенетических серий трапповых интрузий Тунгусской субпровинции (по А. Риттману)

а — сверхизвестковистая; б — известковистая; в — известково-щелочная; г — субизвестково-щелочная; д — субизвестково-натриевая; е — слабощелочная; жс — щелочная

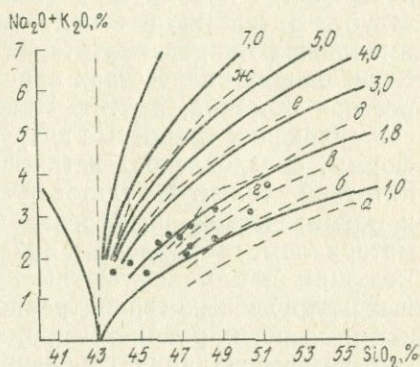


Рис. 6. Диаграмма петрогенетических серий трапповых интрузий Пutorанской субпровинции (по А. Риттману)

Условные обозначения см. на рис. 5

плексы, породы которых образовались из долеритовой магмы, загрязненной коровым материалом (кузьмовский и тычанский комплексы).

В табл. 40 приведены химические составы и петрохимические коэффициенты траппов изученных интрузивных комплексов. В качестве петрохимических коэффициентов были взяты $Ti, Na+K, Na/K, (Si+Al)/((Na+K), Ti \cdot 100/Fe^2+Fe^3, Mg \cdot 100/Mg+Fe$. В подавляющем большинстве трапповых комплексов атомное количество титана лежит в интервале 9—15. Среднее количество титана по всем интрузивным комплексам составляет 14, что эквивалентно содержанию в долеритах Юж. Африки и океанических толентовых базальтах. Исключение представляют траппы тычанского и кузьмовского комплексов, где этот параметр достигает соответственно 24 и 26 и приближается к содержанию титана в толентовых базальтах континентальных рифтов. Аномально высокие концентрации титана в породах этих двух комплексов могут быть объяснены селективной контаминацией магмы вмещающими породами. Сумма атомных количеств натрия и калия в большинстве интрузивных

Химический состав (без воды и п. п. п., пересчитанный на 100 %) и петрохимические коэффициенты долеритов различных комплексов Сибирской платформы, вес. %

Комплексы	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	Ti	Na + K	Na/K	Si+Al Na+K	Ti-100 Fe ²⁺ +Fe ³⁺	Mg-100 Mg+Fe
Агатский	51,4	1,2	15,4	2,1	9,2	0,2	6,5	10,5	2,1	1,4	—	15	98	3,2	11,8	9,8	55,6
Тычанский	50,5	1,9	16,0	4,0	8,1	0,2	5,3	10,0	2,9	0,6	0,3	24	106	7,8	10,9	14,7	53,7
Кузьмовский	49,5	2,1	15,2	3,8	9,7	0,2	5,1	10,3	2,7	1,2	0,2	26	114	3,4	10,7	14,2	48,2
Норильский	47,3	0,8	15,8	3,0	8,0	0,1	10,3	12,3	1,6	0,7	0,1	10	66	3,7	16,6	6,7	69,6
Курейский	48,9	0,7	14,0	3,9	8,8	0,1	10,4	10,9	1,8	0,5	—	9	68	5,8	16,0	5,3	67,9
Амовский	49,7	1,0	16,5	3,5	8,9	0,2	5,5	11,8	1,9	0,9	0,1	13	82	3,1	14,0	7,7	52,3
Ногинский	50,1	0,7	15,4	8,5	8,8	0,2	3,9	9,3	2,4	0,5	0,2	9	88	7,8	12,9	3,9	44,3
Катангский	49,2	1,3	15,2	6,11	0,5	0,1	7,2	10,8	2,1	0,4	0,1	16	76	18,5	14,5	8,7	55,1
Тымерский	51,9	0,9	16,4	2,9	7,3	0,1	6,3	11,5	2,2	0,5	—	11	82	7,2	14,5	7,9	60,4
Летнинский	47,3	1,1	15,3	6,0	6,8	0,1	7,4	12,0	3,0	0,8	0,2	14	112	6	9,7	8,2	65,9
Чалбышевский	48,4	0,7	16,8	4,8	6,3	0,2	8,5	11,3	2,5	0,4	0,1	9	88	10	12,9	6,1	70,5
Среднее по всем комплексам	49,7	1,1	15,6	4,1	8,4	0,1	6,9	11,0	2,3	0,7	0,1	14	88	5,3	12,9	8,3	59,3

Примечание. Анализы выполнены в КГУ, в лаборатории физико-химических исследований горных работ.

комплексов также достаточно постоянна и лежит в интервале 66—98, составляя в среднем 88. По этой характеристике траппы Сибирской платформы близки к долеритам Юж. Африки и океаническим толеитовым базальтам. Лишь породы тычанского, летнинского и кузьмовского комплексов характеризуются более высокими суммарными атомными количествами натрия и калия (106, 112 и 114), примерно аналогичными толеитовым базальтам континентальных рифтов. Отношение натрия к калию колеблется в нешироких пределах (2,3—10), составляя в среднем 5,3, что близко к долеритам Юж. Африки, но в значительной мере отличается от океанических толеитов (больше 30) и толеитовых базальтов континентальных рифтов (около 1,5).

Коэффициент относительной кислотности-основности ($K_a = \frac{Si+Al}{Na+K}$), предложенный Л. С. Бородиным (Бородин, Гладких, 1967), является в известной мере показателем степени дифференцированности магматических пород*. По мнению Л. С. Бородина, наибольшие значения (20—40) отвечают толеитовым и пикритовым базальтам, а наименьшие (3—7) — крайним щелочным дифференциатам различной кремнекислотности. Судя по этому коэффициенту (11,8—16,6; средняя величина 12,9), траппы интрузивных комплексов Сибирской платформы следует считать производными практически недифференцированной толеит-базальтовой магмы. Исключение составляют породы летнинского ($K_a=9,7$), кузьмовского ($K_a=10,7$) и тычанского ($K_a=10,9$) комплексов. По титан-железистому отношению (3,9—14,7; средняя величина 8,3) траппы Сибирской платформы близки к долеритам Юж. Африки, где оно в среднем равно 9 и в значительной мере отличаются от толеитовых базальтов континентальных рифтов, у которых это отношение более 50. Отношение магния к сумме магния и закисного железа также является показателем степени дифференцированности базальтовых магм. Судя по величине этого коэффициента (48,2—70,5; средняя величина 59,3), большинство интрузивных трапповых комплексов Сибирской платформы (за исключением ногинского, амовского, кузьмовского и тычанского) можно отнести к производным слабо дифференцированной толеит-базальтовой магмы.

Рассмотрение петрохимических коэффициентов интрузивных траппов Сибирской платформы показало, что большинство комплексов по всем параметрам аналогично долеритам Юж. Африки и близко к океаническим толеитам. Породы тычанского и кузьмовского комплексов по всем коэффициентам (летнинского, ногинского и амовского по некоторым) в значительной мере отличаются от наиболее характерных пород толеит-базальтовой формации. Эта специфика является, по-видимому, следствием селективной конта-

* Более рациональным выражением этого коэффициента может служить обратная величина $\frac{Na+K}{Si+Al}$ % (Ред.).

минации первичной толеит-базальтовой магмы коровым материалом.

Для того, чтобы проследить основную тенденцию в изменении химического состава и величины петрохимических коэффициентов при глубинной дифференциации, нами в качестве модели этого процесса рассматривается внутрикамерная дифференциация трапповой магмы. Для этой цели были выбраны дифференцированные интрузии курейского комплекса. Наиболее типичным разрезом (сверху вниз) дифференцированных интрузий бассейна р. Курейки является следующий: оливиновый габбро-долерит, троктолитовый габбро-долерит, пикритовый габбро-долерит, меланократовый такситовый габбро-долерит. Как видно из табл. 41, средние химические составы и петрохимические параметры дифференцированных интрузий близки к аналогичным модальным характеристикам траппов Сибирской платформы в целом и долеритов Юж. Африки, но в значительной мере отличаются от петрохимических параметров кузьмовского и тычанского комплексов, которые рассматриваются нами как производные контаминированной толеитовой магмы. По-видимому, можно допустить, что формирование дифференцированных интрузий Путранской субпровинции происходило за счет долеритовой магмы, максимально приближающейся по своему составу к первичной мантийной магме (не контаминированной, или, по крайней мере, минимально контаминированной).

Рассмотрим особенности распределения рудных, редких и радиоактивных элементов в породах толеит-базальтовой формации (табл. 42). Содержания сидерофильных элементов в различных интрузивных траппах

Таблица 41

Химический состав (без воды и п. п., пересчитанный на 100%) и петрохимические коэффициенты долеритов дифференцированной интрузии Второго порога р. Курейки, вес. %

Долериты	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	Ti	Na+K	Na/K	$\frac{Si+Al}{Na+K}$	$\frac{Ti-100}{Fe+Fe^2}$	$\frac{Mg-100}{Mg+Fe}$
Такситовые	44,8	1,2	10,8	3,0	5,1	0,2	14,6	7,9	1,7	0,5	0,2	15	64	5,5	15,0	14,9	83,4
Пикритовые	43,6	1,2	9,6	2,2	15,7	0,3	18,8	6,6	1,5	0,3	0,2	15	54	8,0	16,9	6,1	63,1
Троктолитовые	46,3	1,4	11,3	2,7	14,0	0,2	13,1	8,5	1,9	0,5	0,1	18	72	6,2	13,8	7,9	62,5
Оливиновые	48,9	1,9	14,9	3,2	11,1	0,2	6,2	10,3	2,4	0,8	0,1	24	94	4,9	11,8	12,3	50,0
Из зоны заалки	48,0	1,1	14,0	3,6	9,2	0,2	10,9	10,3	2,0	0,6	0,1	14	76	5,3	14,1	8,0	67,8

Средние содержания рудных, редких и радиоактивных элементов в интрузивных долеритах различных комплексов Сибирской платформы

Комплексы	Ti (68)	Mn (68)	K (52)	Ni (68)	V (68)	Cr (68)	Sc (63)	Ga (63)	Ge (63)	Zn (80)	Rb (80)	Zr (18)	Nb (18)	Ta (18)	Th (52)	U (52)	Se (11)	Au (82)
	%			г/т														$n \cdot 10^{-6}$ %
Агатский	0,62	0,08	1,2	20	160	230	51	12	2	4	5	30	3	—	4,2	0,55	—	5,9
Тычанский	1,09	0,12	0,5	140	210	220	43	24	2	9	32	103	10	1,6	0,9	2,33	37	4,6
Кузьмовский	0,51	0,08	0,98	100	180	220	51	22	2,5	11	16	90	14	8,8	2,4	3,74	20	4,8
Норильский	0,91	0,12	0,62	20	220	160	77	10	2	3	9	50	4	0,4	1,1	0,38	—	5,8
Курейский	1,08	0,09	0,40	190	200	170	68	15	2	8	9	40	5	0,4	1,2	0,62	88	8,2
Амовский	0,77	0,10	0,79	30	190	90	60	13	2	8	7	20	3	—	1,7	0,29	34	28,2
Ногинский	0,63	0,08	0,43	50	160	170	43	10	2	6	9	10	7	0,4	1,2	0,72	—	5,5
Катангский	0,79	0,09	0,32	480	180	300	51	18	2,5	5	10	20	5	0,4	2,1	0,31	40	6,5
Тымерский	0,77	0,12	0,46	200	200	340	77	12	2	7	6	49	3	—	1,2	0,30	—	4,3
Летнинский	0,80	0,09	0,68	80	210	200	43	13	2	4	7	39	4	0,4	1,2	0,27	—	7,6
Чал бышевский	0,89	0,11	0,34	150	200	160	51	15	2	6	7	20	—	—	1,5	0,43	—	4,4
Среднее	0,81	0,09	0,64	160	180	210	60	15	2	7	9	40	5	0,3	1,6	0,85	64	7,4

Примечания: Ti, Mn, Ni, Cr и V определены спектро-квантометрическим методом в лаборатории ИМГРЭ; Sc, Ga и Ge — количественным спектральным методом в лаборатории ИМГРЭ; Li и Rb — методом фотометрии пламени в лаборатории ЦГЭ; Au — нейтронно-активационным методом в лаборатории ИГГ СО АН СССР; Th, U и K — гамма-спектрохимическим методом в лаборатории ВНИИЯГГ МГ СССР.

повых комплексах колеблются в нешироких пределах, составляя в среднем (в г/т): Ti — 8100, Cr — 210, V — 180, Ni — 160, Sc — 60, что примерно эквивалентно средним содержаниям этих элементов в долеритах Юж. Африки и в океанических толеитовых базальтах. Приведенные средние содержания приближенно могут охарактеризовать селективную выплавку примитивной толент-базальтовой мантийной магмы.

Средние содержания сидерофильных элементов соответственно равны: Ti — 1300, 2300 и 2500; Cr — 3800, 2100 и 390; V — 120, 160 и 250; Ni — 970, 560, 120; Sc — 41, 47 и 30. В альпинотипном ультрабазите: Ti — 300, Cr — 1300; V — 10; Ni — 1600 и Sc — 8. По содержаниям перечисленных сидерофильных элементов интрузивные траппы Сибирской платформы ближе всего к алмазонасным эколгитам. Однако если рассматривать толент-базальтовую и альпинотипную ультрабазитовую магмы как единый комплементарный ряд (траппы — селективная выплавка, а ультрабазиты — тугоплавкий остаток), то по средним содержаниям большинства сидерофильных элементов эта первичная магма ближе всего стоит к пироп-шпинелевому эколгиту. Содержание хрома в мантийном субстрате при этом варианте избыточно, а содержание титана при любом из указанных вариантов составе мантии — остро дефицитно. В дифференцированном трапповом силле Второго порога р. Курейки концентрация никеля уменьшается по мере увеличения кремнекислотности и щелочности дифференциатов, в то время как концентрации ванадия и скандия в ряду пород увеличиваются (табл. 43). Эта особенность в распределении сидерофильных элементов при дифференциации магмы определяется для некоторых из них (например, никеля) родством к халькофильным элементам. Здесь, по-видимому, играют роль ликвационные процессы, проявленные на ранних стадиях дифференциации, вследствие которых в пикритовых (иногда и в такситовых) разностях долеритов интенсивно развита сульфидная и магнетитовая минерализация, с первой из которых связаны повышенные концентрации никеля.

Распределение редких щелочей (лития, рубидия) в породах большинства интрузивных трапповых комплексов в достаточной степени равномерно. Их средние концентрации (в г/т) соответственно равны 7 и 9, что примерно эквивалентно содержаниям этих элементов в долеритах Карру (Уокер, Польдерварт, 1950) и приблизительно вдвое ниже их кларка для основных пород по К. Турекяну и К. Ведеполю (Turekian, Wedepohl, 1961). В траппах тычанского и кузьмовского комплексов концентрации лития и рубидия значительно выше их средних содержаний. Такое увеличение концентраций редких щелочей (особенно рубидия) вряд ли можно объяснить только процессами магматической дифференциации. Ф. Уокер и А. Польдерварт отмечают, что максимальные концентрации лития и рубидия в долеритах Юж. Африки характерны для кислых разностей пород (гранофиры), образование которых связано с гибридным или контаминацией долеритовой магмы.

долеритах дифференцированной интрузии Второго порога р. Курейки

Sc (20)	Ga (20)	Ge (20)	Li (37)	Rb (37)	Zr (8)	Nb (8)	Ta (8)	Th (18)	U (18)	Se (6)	Au (27)
г/т										$n \cdot 10^{-6}$ %	мг/т
51	12	3	7,1	5,3	42	6	0,4	0,7	0,53	185	20,7
43	10	3	4,1	4,2	22	4	He обн.	0,6	0,45	48	3,7
85	18	2	9,5	7,8	38	4	0,4	1,2	0,30	21	4,0
94	20	2	8,6	13,3	60	7	0,8	1,4	0,33	—	3,5
64	12	2	6,8	6,6	38	5	0,4	1,2	0,64	44	4,1
68	15	2	8	9	40	5	0,4	1,1	0,47	87	8,2

базальтовой магмы цирконием и ниобием в результате контаминации магмы чужеродным материалом, содержащим более высокие концентрации этих элементов. Содержание тантала в траппах Сибири примерно в десять раз меньше содержания ниобия и находится на уровне нижнего предела чувствительности аналитических методов. По сравнению с кларком основных пород, по К. Турекяну и К. Ведеполю, концентрации тантала в траппах в три раза ниже. Однако его содержание в породах кузьмовского и тычанского комплексов в 3—5 раз выше, чем среднее содержание в траппах Сибири и несколько больше кларка основных пород (см. табл. 43). Это обстоятельство также может быть объяснено причинами, изложенными выше.

По данным А. П. Виноградова (1962), средние содержания золота в главных разновидностях магматических пород следующие (в мг/т): ультраосновные — 5, основные — 4, кислые — 4,5. Как видно из этих данных, изменение породы по кремнекислотности не влечет за собой существенных изменений в концентрациях золота. Обращает на себя внимание довольно высокое среднее содержание этого элемента в траппах Сибири. Максимальные концентрации золота свойственны отдельным разновидностям траппов амовского, курейского, летнинского, катангского и норильского комплексов, обогащенным сульфидами и магнетитом. Основная тенденция изменения содержания золота в процессе дифференциации толеит-базальтовой магмы может быть рассмотрена на примере дифференцированного силла Второго порога р. Курейки. Средние содержания золота во всех дифференциатах силла, за исключением такситовых габбро-долеритов, практически равны между собой. В такситовых габбро-долеритах содержание этого элемента на порядок выше, чем в остальных дифференциатах силла (см. табл. 43). Сопоставление содержания золота с изменением химизма в диф-

Средние содержания рудных, редких и радиоактивных элементов в

Долериты	Tl (20)	Mn (20)	K (18)	Ni (20)	V (20)	Cr (20)
	%					
Такситовые	0,75	0,10	0,42	620	140	190
Пикритовые	0,59	0,15	0,28	790	135	242
Троктолитовые	0,90	0,14	0,40	290	170	175
Оливиновые	0,80	0,09	0,47	135	173	213
Из зоны закалки	1,01	0,11	0,38	122	190	195
Среднее	0,90	0,10	0,47	200	170	210

Эти элементы, по их данным, можно отнести к группе «ресургентных», или, по терминологии Т. Х. Грина и А. Э. Рингвуда (1968), к некогерентным элементам. При таком подходе аномально высокие концентрации редких щелочей в породах кузьмовского и тычанского комплексов объясняются частичным заимствованием их из вмещающих пород. Распределение галлия в траппах Сибирской платформы аналогично распределению редких щелочей. Среднее его содержание (15 г/т) близко к кларку в основных породах, по К. Турекяну и К. Ведеполю (Turekian, Wedepohl, 1961), и аналогично содержаниям в долеритах Карру (Уокер и Польдерварт, 1950) и океанических толеитовых базальтах (Энгель, 1968). Так же как и редкие щелочи, галлий образует повышенные концентрации в породах кузьмовского и тычанского комплексов (см. табл. 42) и обнаруживает отчетливую тенденцию к увеличению содержания в ходе дифференциации толеит-базальтовой магмы (см. табл. 43).

Цирконий и ниобий в интрузивных траппах Сибирской платформы образуют низкие концентрации (см. табл. 42), примерно в три раза меньше, чем кларк этих элементов, по К. Турекяну и К. Ведеполю, в основных породах и на уровне их кларков в ультраосновных породах. Содержания циркония в океанических толеитах также примерно в 2—3 раза больше, чем в траппах Сибири (Энгель, 1968). Как видно из табл. 43, дифференциация толеит-базальтовой магмы приводит к некоторому увеличению концентрации циркония и ниобия, однако аналогичный процесс не может обеспечить столь высокие концентрации этих элементов, какие характерны для траппов кузьмовского и тычанского комплексов. В этом случае, видимо, необходим привнос дополнительного количества этих элементов за счет какого-то петрогенетического процесса. Поскольку для пород этих комплексов метасоматические преобразования не характерны, остается допустить обогащение толеит-

ференцированном ряду от пикритовых до оливиновых габбро-долеритов показывает, что в процессе дифференциации трапповой магмы изменений в содержании золота не происходит. Высокие концентрации золота в такситовом горизонте силла объясняется обогащением этого горизонта сульфидами и магнетитом. По нашим данным, суммарное содержание сульфидов (пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит) в такситовом габбро-долерите достигает 3—7%, при содержании магнетита до 1—2%. Во всех остальных горизонтах содержание этих минералов резко падает. В долеритах из зоны закалки среднее и максимальное содержания золота несколько более высокие, чем в остальных горизонтах силла. Содержание золота в закаленных частях силла, по всей вероятности, наиболее близко к истинному содержанию этого элемента в первичной интрузии недифференцированной магмы. В данном случае условия дифференциации магмы в закрытой камере силла препятствовали выносу золота за пределы камеры кристаллизации. Однако известны случаи несколько иного характера распределения золота в дифференцированных интрузиях толеитовой магмы. В Талнахской интрузии Путранской субпровинции, характеризующейся аналогичным типом дифференциации, среднее содержание золота в зоне закалки в несколько раз превосходит среднее содержание этого элемента во всех остальных горизонтах интрузии, включая и такситовые габбро-долериты, обогащенные сульфидами. Последнее обстоятельство свидетельствует о существенном выносе золота на какой-то из стадий дифференциации первичной магмы за пределы интрузивной камеры. Вмещающие дифференцированную интрузию породы и гибридные породы верхнего контакта Талнахской интрузии характеризуются низкими концентрациями золота. Это позволяет прийти к выводу о том, что первичная толеитовая магма не обогащается золотом за счет ассимиляции вмещающих пород. Таким образом, в дифференцированных интрузиях трапповой магмы золото концентрируется на начальных этапах дифференциации вследствие образования меланократовых разностей пород, обогащенных сульфидами и магнетитом. Поэтому в гидротермальных проявлениях и сульфидном оруденении, связанных с ранними дифференциатами трапповой магмы, можно ожидать повышенные концентрации золота. Характер распределения золота в породах кузьмовского и тычанского комплексов, магма которых характеризуется отчетливо проявленными признаками гибридизма, свидетельствует о том, что контаминация магмы коровым материалом не приводит к увеличению концентрации золота. Аналогичными особенностями характеризуется распределение (в интрузивных траппах в целом и в дифференцированных силлах в частности) селена, среднее содержание которого в силле р. Курейки составляет 0,87 г/т (см. табл. 43). Изложенный выше материал свидетельствует о том, что содержания золота и селена в породах толент-базальтовой формации отвечают концентрациям этих эле-

ментов в мантийном материале, из которого выплавлялась первичная толеит-базальтовая магма.

Изучение особенностей распределения урана, тория и калия в различных комплексах трапповой формации Сибирской платформы позволило установить определенную роль процесса селективной контаминации первичной магмы коровым материалом и тем самым показать сложность проблемы формирования интрузий толеит-базальтовой формации. Общие закономерности распределения тория, урана и калия в магматических породах в зависимости от кремнекислотности были установлены Хайером и Роджерсом (1963). Основная геохимическая тенденция этих элементов заключается в том, что их содержания изменяются прямо пропорционально увеличению кремнекислотности и щелочности магматических пород. Новые данные по характеру распределения тория, урана и калия в наиболее распространенных породах интрузивных трапповых комплексов Сибирской платформы обязывают подойти к этой проблеме с несколько иных позиций.

Распределение средних содержаний тория, урана и калия в породах мантийного происхождения показано в табл. 44. В эклогитах, пироповых перидотитах и океанических толеитах эти содержания близки между собой. Такой характер распределения радиоактивных элементов и калия вполне объясним, если придержи-

Таблица 44

Средние содержания тория, урана и калия в породах мантийного происхождения

Породы (местонахождение)	Th	U	K	Th/U	Источник
	г/т		%		
Дунит (копь Ягерсфонтейн)	—	0,035	0,05	—	К. S. Heier (1963)
Эклогит (копь Ягерсфонтейн)	0,17	0,07	0,10	2,4	То же
Эклогит (трубка Обнаженная)	Не опр.	0,097	0,11	—	А. П. Акимов и др. (1968)
Пироповый перидотит (трубка Обнаженная)	То же	0,06	0,10	—	То же
Океанический толеит	0,17	0,09	0,15	1,9	А. Е. Энгель и др. (1965)
Толеит (Японская островная дуга)	0,18	0,15	0,21	1,6	К. S. Heier (1963)
Высокоглиноземистый базальт (Японская островная дуга)	0,77	0,20	0,48	3,7	То же
Щелочно-оливиновый базальт (Японская островная дуга)	3,90	0,50	0,90	7,6	" "
Базальт (провинция Осло)	5,1	1,00	1,38	4,9	" "
Траппы (Сибирская платформа)	1,6	0,92	0,64	1,7	Данные авторов
Граниты	14,8	5,2	3,2	22,0	К. S. Heier (1963)

ваться концепции происхождения океанического толеита за счет селективного плавления пиропового перидотита.

В таком случае в остатке должен аккумулироваться материал преимущественно оливинового состава, обедненный ураном. Действительно, дунитовые включения, встречающиеся в кимберлитовых трубках, характеризуются чрезвычайно низкими концентрациями урана (см. табл. 44).

В вулканических сериях островных дуг содержания радиоактивных элементов и калия в значительной мере увеличиваются от толеитовой серии к высокоглиноземистой и затем к щелочно-оливиновой. Модель происхождения вулканических серий островных дуг, предложенная Х. Куно, находится в противоречии с этими данными.

Известно, что содержание урана в породах, слагающих вещество мантии, чрезвычайно низкое и падает по мере увеличения давления, а следовательно, и глубины. Специальное изучение содержаний урана в минералах глубинных пород показало, что наибольшее количество его входит в решетку граната, наименьшее — в решетку оливина. По содержанию урана все минералы, слагающие глубинные породы, могут быть расположены в следующий последовательный ряд: гранат — шпинель — клинопироксен — ортопироксен — оливин.

Среднее содержание урана в гранате составляет примерно 0,12 г/т, в шпинели 0,07 г/т, в пироксенах 0,05 г/т, в оливине 0,03 г/т (Акимов и др., 1968). Поэтому при селективном плавлении вещества мантии (будь то эклогит или пироповый перидотит) в базальтовой выплавке можно получить содержания урана, эквивалентные содержаниям урана только в океаническом толеите (0,09 г/т). Такая концентрация урана достигается при условии выплавления двух объемов граната и одного объема пироксена.

По всей вероятности, особенности химизма вулканических серий следует объяснять не различной глубиной выплавления первичной магмы, а различной мощностью консолидированной коры в районах распространения толеитовой, высокоглиноземистой и щелочно-оливиновой серий. Известно, что толеитовые серии развиты в участках островных дуг, характеризующихся минимальной мощностью консолидированной коры (5—20 км), а щелочно-оливиновые серии — в участках с максимальной мощностью коры (25—30 км). Толеит-базальтовые формации устойчивых областей развиты в районах, характеризующихся еще большей мощностью консолидированной коры (40—45 км). На логарифмических диаграммах, предложенных К. С. Хайером (рис. 7, 8), видно, что скорость накопления урана по сравнению со скоростью накопления калия значительно выше для тех производных базальтовых магм, которые развиты в районах, характеризующихся максимальной мощностью консолидированной коры. Особенно отчетливо это проявлено в трапповых интрузиях кузьмовского и тычанского комплексов, для которых характерны содержания урана, близкие к гранитным.

Скорость накопления тория близка к скорости накопления калия в сравниваемых породах и в меньшей степени зависит от мощности консолидированной коры (см. рис. 8). По-видимому, торий является менее подвижным элементом, по сравнению с ураном, и особенности его распределения целиком зависят от процессов дифференциации магмы.

Торий-урановые отношения в породах мантийного происхождения варьируют в очень широких пределах. На рис. 9 показаны две ветви изменения средних содержаний этой величины в зависимости от интенсивности приращения мощности консолидированной коры. Первая ветвь (точки 6, 7, 8) характеризуется постепенным увеличением мощности коры: 5—10 км — 15—20 км — 25—30 км. Для второй ветви (точки 6, 10) характерно резкое увеличение мощности коры: 5—10 км — 40—45 км. Характер изменения торий-уранового отношения во втором случае свидетельствует о значительно большей скорости накопления урана по сравнению с торием, чем в первом случае. И здесь траппы кузьмовского и тычанского комплексов занимают особое положение, характеризующееся чрезвычайно интенсивной скоростью накопления урана по сравнению с торием и калием.

Таким образом, распределение радиоактивных элементов в основных породах мантийного происхождения контролируется несколькими факторами. Глубинная дифференциация первичной магмы при постоянном парциальном давлении кислорода приводит к увеличению содержаний тория и урана в более поздних дифференциатах. При этом скорости накопления тория и урана по отношению к калию примерно одинаковы (торий-урановое отношение варьирует в нешироких пределах).

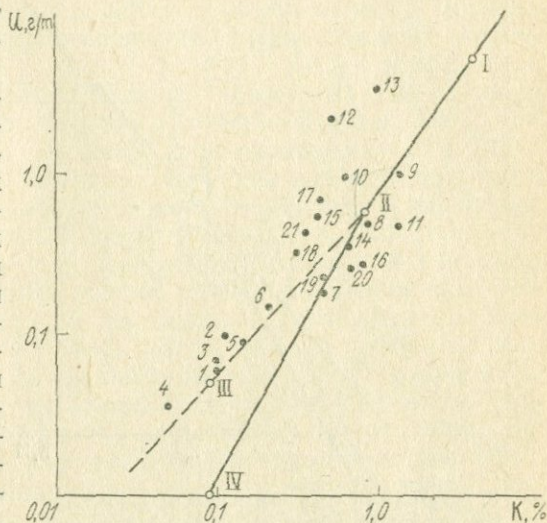
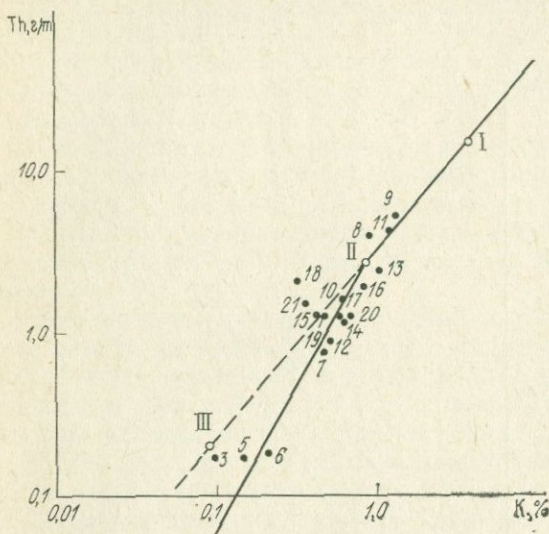


Рис. 7. Диаграмма логарифмической зависимости концентраций урана от концентраций калия в породах мантийного происхождения

1 — пироп-шиннелевый перидотит (трубка «Обнаженная»); 2 — эглогит (трубка «Обнаженная»); 3 — эглогит (трубка «Ягерсфонтейн»); 4 — дунит (трубка «Ягерсфонтейн»); 5 — океанический толент; 6 — толеитовый базальт (Япония); 7 — высокоглиноземистый базальт (Япония); 8 — щелочно-оливиновый базальт (Япония); 9 — базальт (провинция Осло); 10 — среднее содержание в траппах Сибири; 11—21 — трапповые комплексы (11 — Агатский; 12 — Тычанский; 13 — Кузьмовский; 14 — Норильский; 15 — Курейский; 16 — Амовский; 17 — Ногинский; 18 — Катангский; 19 — Тымерский; 20 — Летвинский; 21 — Чалбышевский); I — IV средние значения для: (I — гранитов; II — базальтов и таббро; III — метеоритов; IV — хондритов)

Дифференциация магмы при увеличении парциального давления кислорода в значительной степени трансформирует геохимическую эволюцию тория и урана. Четырехвалентный уран, содержащийся в первичном расплаве, переходит в шестивалентную форму и образует более подвижные и растворимые соединения. Вследствие этого, в поздних дифференциатах скорость накопления урана меньше скорости накопления тория по отношению к калию (торий-урановое отношение возрастает). По-видимому, уран в данном случае выносится.



Указанные выше два типа распределения тория и урана в процессе дифференциации первичной магмы в значительной степени усложняются процессами контаминации магмы коровым материалом. Этот процесс контролируется более высокой скоростью накопления урана по сравнению с торием (торий-урановое отношение уменьшается и становится меньше единицы). Последний случай наиболее характерен для областей, характеризующихся большой мощностью консолидированной коры, и может быть объяснен привнесом урана в магматический расплав из вмещающих пород. Тем более, что метаморфические породы низких ступеней метаморфизма, слагающие верхнюю часть фунда-

Рис. 8. Диаграмма логарифмической зависимости концентраций тория от концентраций калия в породах мантийного происхождения
Условные обозначения см. рис. 7

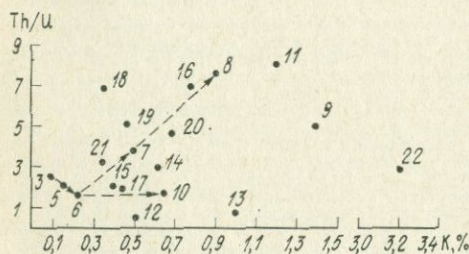


Рис. 9. Диаграмма зависимости торий-уранового отношения от концентраций калия в породах мантийного происхождения (22 — среднее значение по гранитам, остальные обозначения см. рис. 7)

мента платформы, содержат значительно больше количества урана, чем мантийные породы, из которых выплавлена толеит-базальтовая магма. И. Б. Ламбертом и К. С. Хайером (Lomberf, Heier, 1967) получены убедительные данные, свидетельствующие о том, что содержания тория, урана и калия в метаморфических породах в значительной мере уменьшаются при переходе от низких ступеней

метаморфизма к более высоким, т. е. при увеличении глубины образования пород, а следовательно, и давления. В континентальной коре Австралии в породах амфиболитовой фации содержится в среднем: Th 27,5 г/т; U 2,5 г/т; K 3,49%, в то время как в породах пироксен-гранулитовой субфации средние содержания этих элементов значительно ниже (Th 2,7 г/т; U 0,5 г/т; K 2,5%). В эклогитах Австралии содержания радиоактивных элементов, по данным Дж. Ф. Ловеринга и Дж. В. Моргана (Lovering, Morgan, 1963), характеризуются еще более низкими концентрациями (Th 0,15—0,29 г/т; U 0,043—0,073 г/т). Область генерации толеит-базальтовой магмы континентов расположена в поле устойчивости пироповых перидотитов или эклогитов. Расчеты показывают, что первичная магма, образовавшаяся за счет селективного плавления мантийного вещества может содержать редкие рудные радиоактивные элементы и калий в количествах, не превышающих концентрации этих элементов в океанических толеитах. Затем, по мере глубинной эволюции первичной магмы и ее продвижения в верхние горизонты коры магма обогащается этими элементами за счет процессов дифференциации и взаимодействия с окружающими ее породами, особенно с метаморфическими породами низких ступеней метаморфизма. Конечные концентрации редких рудных радиоактивных элементов и калия в породах толеит-базальтовой формации определяются различными скоростями накопления этих элементов, зависящими от их подвижности. Уран, обладающий способностью переходить в шестивалентную форму, характеризуется наибольшей подвижностью из этих элементов. Поэтому степень его концентрации в породах, образованных за счет контаминированной магмы, всегда выше степени концентрации тория.

Геолого-структурное положение, петрохимические и геохимические особенности толеит-базальтовой формации свидетельствуют о том, что все интрузивные трапповые комплексы сформированы за счет одной первичной (толеитовой или пикритовой) магмы, возникшей при селективном плавлении мантийного вещества, сложенного эклогитами или пироп-шпинелевыми перидотитами. Пространственные петрохимические вариации и геохимические различия траппов Сибирской платформы могут быть объяснены различиями вещественного состава фундамента платформы и конкретными особенностями формирования интрузий различных трапповых комплексов.

Глава 3

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ДЕВОНСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВЫХ СЕРИЯХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В настоящее время известны два района распространения девонских щелочных вулканических пород в юго-западной части Русской платформы: первый — по южной периферии Донецкого склад-

чатого сооружения (Волновахский район) и второй — в северо-западной части Днепровского и северо-восточной части Припятского грабенов (Корзун, 1970).

Вулканические породы этих районов, несмотря на пространственную разобченность, относятся к антисинхронным образованиям и приурочены к единой тектонической структуре — грабену большой протяженности.

Рассматриваемым вулканогенным толщам свойственны общие черты строения и состава: значительное развитие пирокластических образований, преимущественное распространение пород базальт-трахитовой серии — анкарамитов, базальтов и щелочных базальтов, трахиандезито-базальтов, трахиандезитов и трахитов. С породами базальт-трахитового ряда в Припятском грабене ассоциируют щелочные базальтоиды (нефелиновые и лейцитовые), в Волновахском районе лимбургиты и, возможно, бергалиты.

Петрографически сходные породы изученных провинций характеризуются близким химизмом, и только в отдельных типах (анкарамитах, щелочных базальтах) отмечают незначительные различия в содержании MgO , CaO , Al_2O_3 . Вместе с тем основные члены базальт-трахитовой серии Припятского и Днепровского грабенов заметно обогащены щелочами, особенно калием по сравнению с их аналогами из Волновахского района.

По петрографическому составу и петрохимическим особенностям вулканогенные образования рассматриваемых провинций относятся к формации щелочных оливиновых базальтов. На основании различной распространенности щелочных базальтоидов представляется возможным выделять в составе формации две субформации: щелочно-базальтоидную (Припятский и Днепровский грабены) и базальт-трахитовую (Волновахский район).

В вулканогенных толщах провинций впервые было изучено распределение редких и малых элементов: Nb, Ta, Zr, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Pb.

Ниобий и тантал. Интервалы колебаний, а также средние содержания ниобия и тантала приведены в табл. 45. Однотипные породы Припятского грабена и Волновахского района характеризуются близкими содержаниями ниобия и тантала. Н. В. Бутурлинов и др. (1968 г.) указывают более высокие содержания Nb и Ta в вулканических породах Волновахского района ($n \cdot 10^{-4}\%$): базальты 119,39; андезито-базальты 53,28; трахибазальты 154,33; ортофиры 210,35. Судя по данным этих исследователей, содержания ниобия превышают верхний предел, указанный в табл. 45, а тантала выше средних содержаний в 3—7 раз.

В вулканических породах базальт-трахитового ряда обеих провинций концентрации ниобия и тантала возрастают примерно вдвое по мере перехода от базальтов к трахитам. Концентрации ниобия в бесполовошпатовых щелочных базальтоидах близки концентрациям в трахиандезито-базальтах и трахиандезитах. Лейцитовые щелочные базальтоиды относительно нефелиновых обеднены

ниобием, и особенно танталом. Лимбургиты Волновахского района по содержанию ниобия и тантала не отличаются от базальтов.

На диаграмме зависимости содержания ниобия от суммы натрия и калия (рис. 10) вулканические породы Припятского грабена и Волновахского района располагаются в пределах поля II (базальт-трахитовых серий океанических островов и платформенных карбонатитоносных провинций) и поля III (бесполовошпатовых ще-

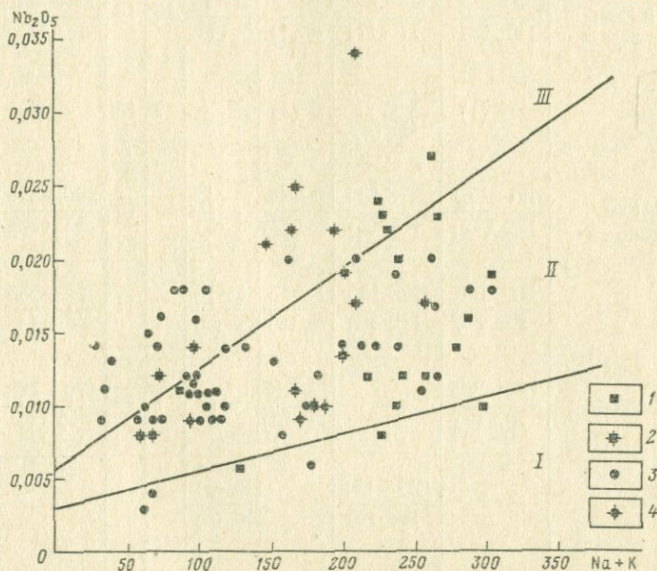


Рис. 10. Диаграмма зависимости содержания ниобия от щелочности вулканогенных образований

1 — базальт-трахитовая серия Припятского грабена; 2 — бесполовошпатовые щелочные базальтоиды Припятского грабена; 3 — базальт-трахитовая серия Волновахского района; 4 — лимбургиты и бергалиты того же района. I—III поля для: (I — толентов; II — базальтов океанических островов; III — щелочных ультраосновных пород и карбонатитов)

лочных базальтоидов и наиболее щелочных дифференциатов ассоциаций рифтовых зон). Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в поле III попадают не только щелочные базальтоиды и щелочно-ультраосновные лавы, но и часть трахиандезитов-базальтов Припятского грабена, базальты, щелочные базальты и анкармиты Волновахского района, т. е. породы различного петрографического состава и с широким интервалом значений суммы натрия и калия ($Na+K=100-220$).

На диаграмме $Nb_2O_5 - \frac{Si+Al}{Na+K}$ (Бородин, Гладких, 1968) (рис. 11), показывающей изменение концентраций ниобия от основности-кислотности расплавов, фигуративные точки вулканических пород провинций образуют непрерывное поле. На участке со значениями коэффициента основности-кислотности более 6 (анкармиты, базальты, щелочные базальты) при уменьшении последнего

рых элементов в вулканогенных породах Припятского и Днепровского
вахской зоны

Интервал колебаний и среднее содержание ($n \cdot 10^{-1} \%$) редких и ма
грана и Волно

Порода	Nb		Ta		Nb/Ta		Zr	
Базальты и оли- виновые базальты	40—77	49—140	6—7	2—14	10	13	160—240	220—520
	58 (2)	77 (17)	6 (2)	6 (14)			200 (2)	351 (17)
Щелочные базальты	56 (1)	42—84	8 (1)	4—7	7	13	270 (1)	63—440
		66 (8)		5 (8)			328 (8)	
Трахиандезито- базальты	56—170	56—140	6—24	3—12	10	13	280—520	120—540
	122 (12)	101 (5)	12 (12)	8 (5)			381 (12)	366 (5)
Трахиандезиты	70—190	84—140	8—33	4—16	7	11	300—530	140—640
	132 (4)	110 (5)	19 (4)	10 (5)			405 (4)	414 (5)
Трахифонолиты	110—205	—	13—15	—	7	—	470—760	—
	107 (2)		14 (2)				615 (2)	
Трахиты	—	120—151	—	8—11	—	13	430—800	—
		133 (4)		10 (3)			570 (4)	
Базаниты	120 (1)	—	10 (1)	—	12	—	220 (1)	—
Оливиновые и оливин-лейцито- вые нефелиниты, бергальты	100—150	140 (1)	7—29	32 (1)	7	4	280—620	810 (1)
	125 (2)		18 (2)	450 (2)				
Нефелиниты	77—240	—	7—16	—	12	—	440—860	—
	148 (6)		12 (6)				640 (6)	
Лейцитовые нефе- линиты, нефели- новые лейцититы	100—150	—	2—8	—	24	—	630—1100	—
	120 (4)		5 (2)				875 (4)	
Лимбургиты	—	63—84	—	4—10	—	10	310—390	—
		71 (3)		7 (3)			350 (2)	
Пикритовые пор- фириты и анка- ратрит-пикриты	56—84	—	6	—	11	—	120—470	—
	65 (3)		(2)				267 (3)	

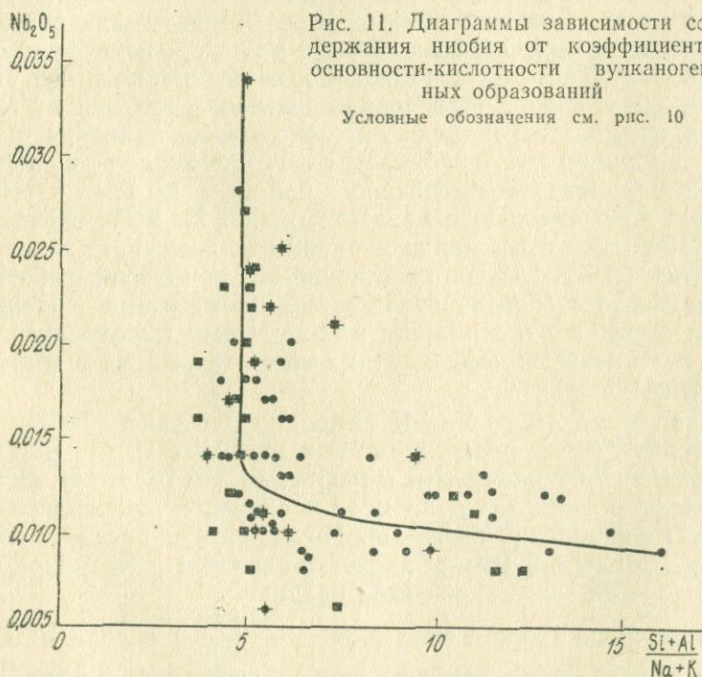
Sc		V		Cr		Co	
7—9	16—57	230—270	210—440	680—780	100—700	68—83	27—100
8 (2)	35 (15)	250 (2)	314 (21)	730 (2)	271 (20)	75 (2)	52 (14)
14 (1)	10—53	300 (1)	230—380	50 (1)	60—315	44 (1)	32—46
	31 (8)		334 (8)		187 (7)		40 (6)
3—12	11—17	75—300	140—280	10—32	10—50	12—18	13—33
6 (12)	12	160 (10)	210 (7)	27 (8)	28 (6)	15 (10)	24 (5)
1—6	8—19	130—250	90—145	15—40	30—40	14—18	11—22
4 (4)	14 (5)	165 (4)	111 (6)	30 (4)	33 (5)	16 (3)	15 (3)
1—5	—	170—330	—	20—36	—	13—22	—
3 (2)		250 (2)		28 (2)		17 (2)	
—	5—13	—	50—125	—	15—40	—	3—8
	8 (4)		86 (6)		22 (4)		6 (4)
12 (1)	—	290 (1)	—	85 (1)	—	38 (1)	—
22 (1)	11 (1)	170—300	1000 (1)	280 (1)	—	16—55	—
		235 (2)				35 (2)	
4—27	—	58—330	—	15—63	—	12—43	—
14 (6)		209 (6)		36 (6)		26 (6)	
2 (4)	—	310—500	—	9—15	—	12 (2)	—
		382 (4)		12 (4)			
—	26—32	—	300—335	—	125—415	—	44—62
	28 (3)		317 (3)		292 (3)		57 (3)
—	—	280—900	—	510—950	—	100 (2)	—
		497 (3)		453 (3)			

Порода	Ni		Cu		Pb	
	620—740 680 (2)	50—340 142 (20)	26—32 29 (2)	56—200 100 (8)	8—9 8 (2)	3—12 8 (12)
Базальты и оливни- вые базальты	47 (1)	10—150 67 (7)	—	66—110 80 (4)	12 (1)	8—12 10 (5)
Щелочные базальты	6—45 21 (10)	5—30 24 (6)	18—34 23 (6)	29—34 31 (3)	3—23 12 (10)	6—12 8 (4)
Трахиандезито- базальты	10—30 14 (4)	5—19 12 (4)	10—18 14 (3)	8—27 17 (2)	7—28 17 (4)	9—25 15 (4)
Трахиандезиты	2—12 7 (2)	—	15—16 15 (2)	—	10—12 11 (2)	—
Трахифонолиты	—	2—30 15 (4)	—	4—20 9 (5)	—	7—21 12 (3)
Трахиты	88 (1)	—	45 (1)	—	13 (1)	—
Базаниты	13—30 21 (2)	—	40 (1)	—	9 (2)	—
Оливинные и оли- вин-лейцитовые нефелиниты, берга- литы	9—70 34 (6)	—	39—150 70 (4)	—	10—37 20 (5)	—
Нефелиниты	5—31 17 (4)	—	24—32 27 (3)	—	12—15 11 (4)	—
Лейцитовые нефели- ниты, нефелиновые лейцититы	—	100—220 170 (3)	—	39—120 90 (3)	—	6—11 9 (3)
Лимбургиты	200—950 683 (3)	—	130 (1)	—	17—18 18 (2)	—
Пикритовые порфи- риты и анкаратрит- пикриты						

Примечания. 1. Первая колонка — вулканические породы Припятского и Днепровского грабен, вторая — Волновахской зоны. В числителе — интервал колебаний, в знаменателе — среднее содержание, в скобках — число проб. 2. Определения Nb, Ta, Zr, Co, Ni, Cu, Pb выполнены в лабораториях химического и спектрального анализа Бронницкой геолого-геохимической партии (И. А. Блюм, А. А. Гусельниковым); Sc, V, Cr определены в лаборатории спектрального анализа ИМГРЭ (Л. И. Сердобовой).

Отношение Nb·100/Ti в вулканогенных породах Припятского грабена, Волновахского района и Маймеча-Котуйской провинции

Порода	Припятский грабен	Волновахский р-н	Маймеча-Котуйская провинция
Базальты	0,27	0,27	0,24
Щелочные базальты	0,26	0,30	0,53
Трахандезито-базальты	1,05	0,75	0,49
Трахандезиты	1,32	2,7	1,11
Трахифонолиты и трахиты	1,64	5,11	1,56
Базаниты	0,71	—	0,20
Оливиновые и оливин-лейцитовые нефелиниты, бергалиты	0,50	0,8	0,61
Нефелиниты	0,87	—	0,66
Лейцитовые нефелиниты, нефелиновые лейцититы	1,2	—	—
Лимбургиты	—	0,33	0,70



наблюдается незначительное повышение концентраций ниобия; быстрое возрастание ниобия происходит на участке с коэффициентом менее 6 (бесполовошпатовые щелочные базальтоиды и наиболее щелочные члены базальт-трахитовой серии). В связи с этим

средняя линия фигуративных точек выражается кривой, сопоставимой с кривыми распределения элементов-примесей при зонной плавке. На рассматриваемой диаграмме, так же как и на диаграмме первого типа, точки вулканических пород располагаются в пределах полей щелочно-базальтовых серий областей завершенной складчатости, рифтовых зон и карбонатитоносных провинций.

Величина Nb/Ta в породах вулканических толщ изменяется от 7 до 12 в Припятском грабене и от 10 до 13 в Волновахском районе. Отклонения от этих значений отмечаются в лейцитовых базальтоидах (24) и бергалитах (4).

Величина ниобиево-титанового отношения в породах базальт-трахитовой серии Припятского грабена и Волновахского района (см. табл. 46) увеличивается от базальтов (0,27) к трахифонолитам (1,64) и трахитам (5,11). В бесполовошпатовых щелочных базальтоидах, в том числе базанитах, она изменяется от 0,71 до 1,2, т. е. примерно втрое выше, чем в базальтах и щелочных базальтах. Эти данные показывают, что интенсивность концентрации ниобия по сравнению с титаном возрастает в конечных членах базальт-трахитовой серии и бесполовошпатовых щелочных базальтоидах.

Цирконий. Вулканические породы базальт-трахитового ряда Припятского грабена и Волновахского района близки по содержанию циркония. Намечается также общая тенденция в его распределении — увеличение концентраций по мере перехода от базальтов к трахифонолитам и трахитам; содержания циркония в трахифонолитах Припятского грабена втрое превышают содержания в базальтах, трахиты Волновахского района в 1,6 раза обогащены цирконием по сравнению с базальтами. По Н. В. Бутурлинову и другим (1968 г.), содержание циркония в ортофирах ниже, чем в базальтах (407 и 533 соответственно). Для щелочных базальтоидов Припятского грабена свойственны повышенные содержания циркония — средние содержания в оливиновых нефелинитах, нефелинитах и лейцитовых нефелинитах выше содержаний в трахиандезитах и трахифонолитах.

На диаграмме ZrO_2-Na+K (Бородин, Гладких, 1967) точки вулканогенных пород располагаются в пределах II и III полей, карбонатитоносных провинций и рифтовых зон (рис. 12). В пределах каждого из этих полей по мере увеличения щелочности пород происходит накопление циркония. По характеру расположения на диаграмме между породами базальт-трахитовой и щелочно-базальтоидной серий не устанавливается различий.

На диаграмме второго типа ($ZrO_2 - \frac{Si+Al}{Na+K}$) в породах Волновахского района проявляется та же тенденция, что и для пород щелочно-базальтовых серий рифтовых зон и карбонатитоносных провинций, а именно, быстрое возрастание циркония по мере перехода к породам с максимальной основностью (рис. 13). Поэтому корреляционная зависимость между цирконием и коэффициентом

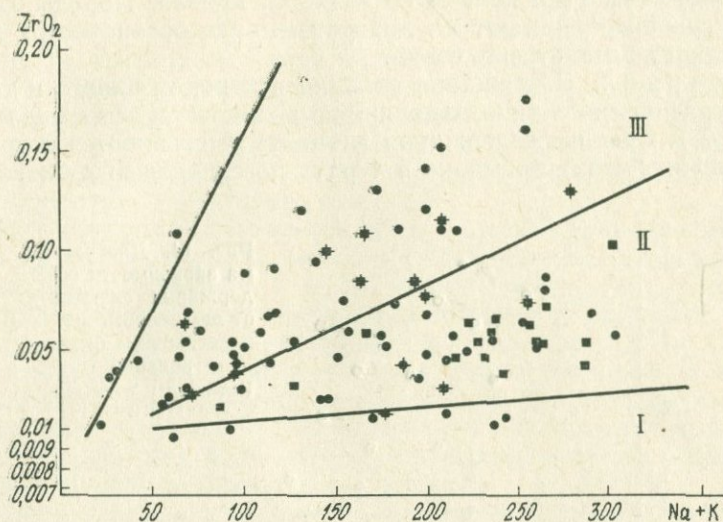


Рис. 12. Диаграмма зависимости содержания циркония от щелочности вулканогенных образований
Условные обозначения см. рис. 10

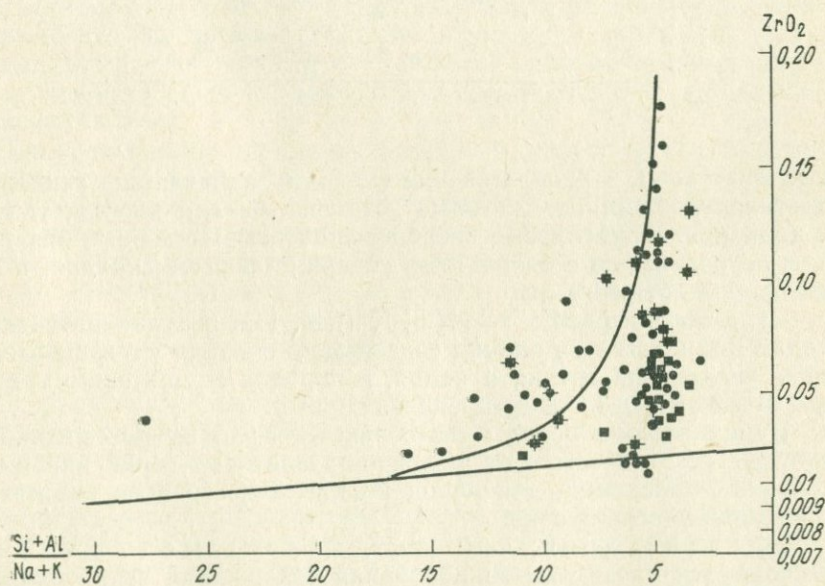
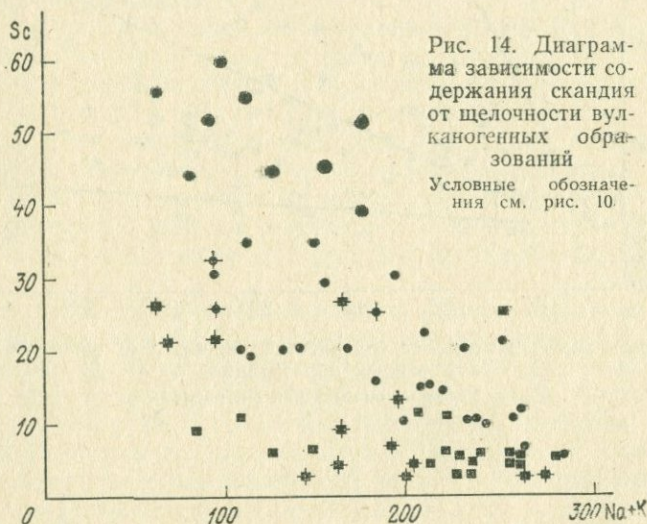


Рис. 13. Диаграмма зависимости содержания циркония от коэффициента основности-кислотности вулканогенных образований
Условные обозначения см. рис. 10

основности-кислотности приобретает криволинейный характер, а графическим выражением ее является кривая. Породы Припятского грабена занимают на диаграмме поле океанических щелочных оливин-базальтовых серий.

Скандий. Содержания скандия в породах одного и того же петрографического типа изменяются в широком интервале (см. табл. 45). Средние содержания элемента уменьшаются в трахитах (трахифонолитах) примерно в 4 раза по сравнению с базальтами.



Следовательно, в распределении скандия намечается тенденция, противоположная тем, которые установлены для ниобия, тантала и циркония. Нефелиновые бесполовошпатовые щелочные базальтоиды по сравнению с базальтами содержат больше скандия, а лейцитовые — обеднены им.

Судя по диаграмме Sc—Na+K (рис. 14), в вулканических породах Волновахского района содержания скандия уменьшаются по мере увеличений натрия и калия, в породах Припятского грабена подобная зависимость не проявлена.

Вулканические породы Волновахского района по содержанию скандия не отличаются от щелочно-базальтовых серий карбонатитоносных провинций, для пород Припятского грабена характерны пониженные содержания.

Ванадий, хром, кобальт, никель, медь и свинец. Отмечаются значительные колебания содержаний этих элементов в породах одного и того же петрографического типа. Так, в базальтах и оливиновых базальтах Волновахского района содержание ванадия (в вес. %) составляет 210—440, хрома 100—700, кобальта 27—100, никеля 50—340, меди 56—200, свинца 3—12. Средние со-

держания ванадия, кобальта и свинца в однотипных породах Припятского грабена и Волновахского района близки. В вулканических сериях обеих провинций от базальтов к трахитам (трахифонолитам) уменьшаются содержания хрома и никеля примерно в 10 раз, ванадия и кобальта в 4—8, меди — вдвое в Припятском грабене и более чем в 10 раз в Волновахском районе.

Концентрации свинца увеличиваются в 1,5 раза. Максимальные концентрации V, Cr, Co, Ni, Cu, Pb отмечаются в пикритах и анкаратрит-пикритах Припятского грабена.

Между щелочными базальтоидами, с одной стороны, и базальтами, с другой, не устанавливается принципиальных различий в содержании этих элементов, в то же время первые обеднены Ni. Лейцитовые разности щелочных базальтоидов относительно нефелиновых содержат больше ванадия и меньше кобальта и никеля.

По средним содержаниям ванадия, хрома, кобальта и свинца вулканические породы Припятского грабена, Волновахского района и Маймеча-Котуйской провинции близки. Устанавливается только обедненность всех пород первых провинций медью и бесполовошпатовых щелочных базальтоидов никелем.

Следовательно, для щелочно-базальтовых серий Русской платформы и Маймеча-Котуйской провинции характерны общие тенденции и близкие концентрации редких и малых элементов, что является одним из признаков, позволяющим относить вулканические образования к одному и тому же формационному типу. Провинциальные особенности геохимии щелочно-базальтовых серий Русской платформы проявляются в высоких концентрациях циркония в бесполовошпатовых щелочных базальтоидах и пониженном содержании меди.

При сравнении распределения редких и малых элементов в синхронных по времени образования щелочных оливин-базальтовых сериях зоны грабенов и толеитовых базальтах Воронежской антеклизы устанавливаются резкие различия. Они заключаются в том, что щелочные оливиновые базальты относительно толеитовых значительно обогащены ниобием (в 9 раз), танталом (8), цирконием (4,4), свинцом (2,8), хромом (1,7) и вдвое обеднены скандием, никелем и медью, сопоставимы они по содержанию ванадия и кобальта.

Особого внимания заслуживает вопрос об интенсивности концентраций редких и малых элементов в породах базальт-трахитовой и щелочно-базальтоидной серий. Как известно, основная тенденция изменения петрохимического состава пород первой серии выражается в параллельном накоплении кремнезема, натрия и калия. В серии Припятского грабена содержание кремнезема увеличивается от 47* (базальты) до 53—57% (трахифонолиты, трахиандезиты), при этом сумма натрия и калия возрастает примерно вдвое; в серии Волновахского района при той же интенсивности

* В пересчете анализов на 100% без H₂O, CO₂.

накопление щелочей, содержание кремнезема изменяется от 44 (базальты) до 64% (трахиты).

Щелочные базальтоиды, мало отличающиеся от базальтов по содержанию кремнезема, заметно обогащены натрием и калием (нефелиниты в 1,6 раза, нефелиновые лейцититы вдвое). Следовательно, особенность петрохимического состава щелочных базальтоидов выражается в том, что концентрация натрия и калия, достигающая в отдельных случаях уровня наиболее щелочных членов базальт-трахитового ряда, происходит без существенного изменения кремнезема.

В табл. 47 показаны отношения концентраций Nb, Ta, Zr, Pb, Sc и Co в трахифонолитах, нефелиновых и лейцитовых щелочных базальтоидах Припятского грабена и трахитах Волновахского района к концентрациям в исходных базальтах. Как следует из табл. 47, отношения концентраций ниобия изменяются от 1,7—1,8 в трахифонолитах и трахитах до 2,0—2,5 в щелочных базальтоидах, от 1,7—2,3 до 2,0 для тантала, от 1,3—1,5 до 1,0—1,7 для свинца, т. е. интенсивность накопления этих элементов сопоставима с концентрацией натрия и калия. Близкие значения отношений содержания циркония характерны для трахифонолитов и щелочных базальтоидов Припятского грабена (3,1 и 3,2—3,4).

Таблица 47

Отношение концентраций Nb, Ta, Zr, Pb, Sc и Co к концентрациям в исходных породах

Порода	Nb	Ta	Zr	Pb	Sc	Co
Трахифонолит	1,8	2,3	3,1	1,3	-2,7	-4,4
Трахит	1,7	1,7	1,6	1,5	-4,3	-8,5
Нефелиновые бесполовошпатовые щелочные базальтоиды	2,5	2,0	3,2	1,0	-1,5	-1,5
То же лейцитовые	2,0	1,0	4,4	1,7	-5,0	-4,0

Содержания других элементов (Sc, Co) в процессе последовательной эволюции щелочного оливин-базальтового расплава уменьшаются более интенсивно по сравнению с концентрацией щелочей.

Таким образом, в породах базальт-трахитовой и щелочно-базальтоидной серий устанавливается прямая зависимость между распределением редких элементов: Nb, Ta, Zr и содержанием натрия и калия.

Если изменение концентраций редких элементов и щелочей в породах базальт-трахитового ряда связано главным образом с процессом фракционной кристаллизации щелочной оливин-базальтовой магмы, то в щелочно-базальтоидной серии обусловлено процессами магматической дифференциации.

В настоящее время щелочно-базальтоидная магма рассматривается как продукт либо весьма ограниченного селективного плавления вещества мантии, либо заключительной стадии эволюции щелочной оливин-базальтовой магмы (Шейнманн, 1968).

Для вулканических пород базальт-трахитовой и щелочно-базальтоидной серий Припятского грабена характерна тесная пространственная и возрастная связь, наличие взаимопереходов по минеральному и петрохимическому составу, а также общие тенденции в распределении редких элементов. Совокупность этих признаков позволяет принять для объяснения генезиса щелочных базальтоидов вторую из указанных выше концепций и считать, что процесс глубинной магматической эволюции щелочной оливин-базальтовой магмы был направлен на образование ограниченного по объему остаточного расплава, обогащенного водой, летучими компонентами, щелочами и редкими элементами. Интенсивность накопления при этом редких элементов и щелочей вполне сопоставима с их концентрацией в процессе фракционной кристаллизации.

Таким образом, сходные по петрографическому составу и петрохимическим особенностям девонские вулканогенные образования Припятского грабена и Волновахского района характеризуются общими закономерностями распределения и равными содержаниями редких и малых элементов. Концентрации Nb, Ta, Zr, V, Cr, Co, Pb в изученных вулканических толщах сопоставимы с концентрациями в щелочных оливин-базальтовых сериях, связанных с массивами ультраосновных-щелочных пород с карбонатитами. Оливиновые и щелочные базальты рассмотренных вулканических толщ по сравнению с толеитовыми базальтами Воронежской антеклизы резко обогащены Nb, Ta, Zr, Pb, Cr и обеднены Sc, Ni и Cu.

Устанавливается прямая зависимость между содержанием Nb, Zr, Ta и суммой Na и K в породах вулканических толщ. Близкие содержания V, Cr, Co, Cu, Pb в бесполовошпатовых щелочных базальтоидах, а также оливиновых и щелочных базальтах свидетельствуют о комагматичности этих образований.

Глава 4

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

В обрамлении Русской платформы все чаще отмечают проявления процессов щелочно-галоидного метасоматоза в зонах активизации кристаллического фундамента. В них наблюдается развитие метасоматитов различного состава — альбитовых, грейзеновых, флюоритовых и других с аксессуарной редкометальной минерализацией. Максимальные по интенсивности проявления процессов метасоматоза связаны с зонами развития глубинных разломов, заложение которых сопровождается иногда интрузиями гранитоидов различной щелочности. Представляет интерес изучение зависимо-

сти характера метасоматоза пород кристаллического фундамента и связанной с этим акцессорной минерализации от состава исходных пород.

В последние годы в южной части Балтийского щита были изучены метасоматиты, несущие акцессорную редкометальную минерализацию (оловянно-бериллиевую). Они приурочены к зоне глубинных разломов, обрамляющих западную часть крупного массива гранитов рапакиви.

В строении Восточно-Финляндской синклинойной зоны участвуют сложноскладчатые метаморфические образования среднего протерозоя (Pt_2) с синорогенными купольными интрузиями плагио-микроклиновых гнейсо-гранитов. Метаморфические породы имеют довольно пестрый состав. Среди них различаются кристаллические сланцы (сланцевые, амфиболовые), карбонатные прослои и скарны амфибол-пироксенового, гранат-пироксенового и другого состава. Эта толща древних метаморфических пород насыщена мелкими дайкообразными, штокообразными и жильными телами мелкозернистых аплитовидных, а местами разнозернистых и пегматоидных гранитов, которые приурочены главным образом к тектонически ослабленным зонам (к разрывным нарушениям, контактам, участкам рассланцованности и милонитизации пород), находящимся вблизи глубинных разломов, обрамляющих с запада массив гранитов рапакиви. С этими же тектонически ослабленными зонами, как правило, связано и развитие метасоматитов различного состава: от рудных скарнов и апогранитов, развивающихся в приконтактовой зоне массива рапакиви, до метасоматитов и грейзенов по алюмосиликатным породам, мраморам и скарнам (Хазов, 1968). Акцессорная редкометальная минерализация отмечается в апогранитах, аплитовидных и пегматоидных гранитах (берилл), а также в метасоматитах по скарнам и в грейзенах, где она наиболее разнообразна (Хазов, Хазова, 1971).

Нами детально были изучены метасоматиты, развивающиеся по древним купольным плагио-микроклиновым гнейсо-гранитам и по скарнам различного состава. Среди них выделяются три основные разновидности с различными парагенетическими ассоциациями минералов:

1. Альбититы и флюорит-мусковитовые грейзены с фенакитом, бериллом и бертрандитом (по гнейсо-гранитам).

2. Магнетит-слюдисто-флюоритовые метасоматиты с хризобериллом (по скарнам).

3. Амфибол-хлорит-флюоритовые метасоматиты с даналитом (по скарнам).

Все эти метасоматиты образуют тела замещения различной формы (околотрещинные зоны, жилы замещения, залежи, неправильные тела).

Альбититы и флюорит-мусковитовые грейзены взаимосвязаны и развиваются в виде зоны по древним купольным гнейсо-гранитам. Сначала формируются альбититы, а затем по ним развивается

грейзенизация. Наблюдаются постепенные переходы от альбититов к грейzenам, вследствие чего минеральный состав породы сильно колеблется.

Альбититы представляют собой породу светло-розового цвета, средне-мелкозернистой гранобластовой структуры, массивной или полосчатой текстуры, сложенную на 70—90% альбитом. Альбит образует таблитчатые кристаллы размером от 0,1 до 5,0 мм с полисинтетическим двойникованием, слегка окрашенные в розоватый цвет субмикроскопическими включениями гидроокислов железа. При грейзенизации по альбиту развивается мелкочешуйчатый мусковит. Кварц встречается в незначительном количестве и является реликтовым минералом гнейсо-гранитов. Флюорит и мусковит распределяются неравномерно, главным образом по трещиноватости. Фиолетовый или сиреневый флюорит часто слагает субпараллельные неровные прерывистые полосы мощностью 1—3 мм, хорошо заметные на светло-розовом фоне породы.

Грейзен — порода зеленовато-серого цвета, мелкозернистой гранолепидобластовой структуры, массивной или полосчатой текстуры. Основным породообразующим минералом грейзенов является мусковит (50—80%). Альбит сохраняется лишь как реликтовый минерал, унаследованный от альбититов, и количество его в зависимости от степени грейзенизации породы понижается. Мусковит образует мелкие (0,2—1 мм) листочки, сначала располагающиеся между зернами альбита, а затем замещающие его. Макроскопически окрашен в зеленоватый цвет, в шлифах слегка желтоватый или бесцветный. В виде примесей в нем установлены следующие элементы: литий 0,159%, рубидий 0,016%, цезий 0,003% и бериллий 0,005—0,01%. Содержание слюды является показателем степени грейзенизации породы. Флюорит встречается в виде рассеянной вкрапленности, а чаще слагает полосчатые или пятнистые скопления. Размер зерен рассеянной вкрапленности 0,5—0,8 мм в скоплениях 0,5—3 мм. Мелкий флюорит нередко развивается по альбиту. Окраска флюорита меняется от бесцветной до темно-фиолетовой.

Акцессорная минерализация в альбититах и грейzenах в целом сходна и представлена следующими минералами: гранатом, амфиболом (унаследованные от замещаемых гнейсо-гранитов), пиритом, цирконом, торитом, шеелитом, касситеритом, сфалеритом, апатитом, сфеном, брукитом и галенитом. Из акцессорных бериллиевых минералов в альбититах встречаются главным образом берилл и фенакит, а в грейzenах преобладают берилл и берtrandит. При переходе от альбититов к грейzenам увеличивается также количество касситерита и шеелита.

Акцессорные минералы альбититов и грейзенов ассоциируют с альбитом, мусковитом и флюоритом и, по-видимому, образовывались как в стадию альбитизации, так и в стадию грейзенизации породы. Бериллиевая акцессорная минерализация приурочена главным образом к участкам флюоритизации и ослюденения пород.

Берилл окрашен в светло-зеленый цвет, в мелких осколках почти бесцветный. Образует зерна неправильной формы, призматические кристаллы. Размер зерен колеблется от 0,5 до 3 мм. По тонким трещинам в зернах берилла развиваются берtrandит, мелкочешуйчатый слюдястый агрегат и карбонат. Берилл в основном образуется в стадию альбитизации, но устойчив и при грейзенизации породы.

Фенакит встречается в виде четко ограненных кристаллов призматического или ромбоэдрического габитуса размером от 0,5 до 3—4 мм или в виде бесцветных ксеноморфных зерен размером 0,2—1 мм. Распределение фенакита в породе весьма неравномерное. В ассоциации с флюоритом встречаются скопления крупных (до 3—4 мм) кристаллов, хорошо заметных невооруженным глазом. Это свидетельствует о том, что фенакит образовался во время интенсивной флюоритизации породы. Химический анализ фенакита, выполненный Г. Е. Черепивской, показывает состав его в вес. %: SiO_2 56,30; BeO 41,06; Al_2O_3 1,28; Fe_2O_3 0,31; MgO 0,27; CaO 1,02, что в целом соответствует формуле минерала Be_2SiO_4 .

Берtrandит встречается преимущественно в грейзенах, где образует либо самостоятельные мелкие выделения пластинчатой формы размером в доли миллиметра, либо развивается по трещинкам в берилле и фенаките, что явно свидетельствует о его более позднем происхождении. Кроме того, берtrandит совместно с мусковитом иногда развивается по реликтовому альбиту.

Изменение химического состава гнейсо-гранитов в процессе преобразования их в альбититы характеризуется резким возрастанием содержания алюминия, натрия, кальция, фтора с соответствующим выносом кремния. В стадию грейзенизации продолжается накопление алюминия, магния и происходит резкое увеличение концентрации калия за счет замещения натрия. Отмечается дальнейшее снижение содержания кремнезема. По-прежнему сохраняется высокий уровень содержания кальция и фтора (рис. 15).

Следует отметить необычный характер грейзенизации алюмосиликатной породы с выносом кремнезема, что, по-видимому, связано с насыщенностью грейзенизирующих растворов кальцием. Высокие концентрации кальция и фтора как в альбититах, так и в грейзенах объясняются их интенсивной флюоритизацией.

По данным количественных анализов, при грейзенизации альбититов наблюдается увеличение содержания лития, рубидия, цезия, олова, бериллия и вольфрама.

Магнетит-флюорит-слюдястые метасоматиты развиваются в стадию грейзенизации по пироксен-гранатовым и гранат-везувиановым скарнам, особенно в трещиноватых участках, ранее затронутых полевошпатовым, кварц-полевошпатовым метасоматозом. От исходной породы иногда сохраняются реликтовые участки или отдельные зерна пироксена, граната, везувиана, калишпата и кислотоплагиоклаза. Все они, как правило, сильно изменены и корродированы минералами более поздней грейзеновой стадии.

Выделяются две разновидности этих метасоматитов. Во-первых, собственно магнетит-флюорит-слюдистые метасоматиты с тонкополосчатой мелкоплойчатой текстурой, состоящие из примерно равных количеств магнетита, слюды и флюорита (с небольшими отклонениями), слагающих тонкие (от долей миллиметра до 1—2 мм), ритмично чередующиеся прослои. Во-вторых, флюорит-слюдистые метасоматиты гранолепидо-бластовой структуры с мелкой рассеянной вкрапленностью магнетита. Эти метасоматиты состоят в основном из слюды (40—60%), флюорита (20—40%), магнетит здесь может присутствовать в количестве до 10%, а может и совсем отсутствовать. Если первая разновидность чаще всего развивается непосредственно по гранат-везувиановым, магнетит-везувиановым скарнам, то вторая — по скарнам, подвергшимся полевошпатовому метасоматозу. В качестве акцессорных минералов в этих метасоматитах встречаются селлаит, шпинель, апатит, сфалерит, пирит, касситерит, хризоберилл, берилл, фенакит, берtrandит, топаз, шеелит, торит, монацит.

Слюда слабо окрашена в коричневато-зеленоватый, светло-зеленый, желтоватый цвета, либо совсем бесцветная, образует мелколистоватый, мелкошубчатый агрегат, в котором выделяются отдельные листочки размером до 1—2 мм. По оптическим свойствам эта слюда близка к ферримусковиту. Флюорит бесцветный, розовато-желтоватый до фиолетового, образует зерна неправильной формы, обычно изометричные, размером от долей миллиметра, рассеянные в породе или слагающие пятнистые и полосчатые скопления. В сростании с флюоритом иногда встречается селлаит (MgF_2). Для метасоматитов этого типа характерны тонкополосчатые скопления мелких зерен магнетита, чередующиеся с полосками слюды или флюорита. Магнетит встречается также в виде рассеянной мелкой (0,01—0,1 мм) вкрапленности в слюдистом или флюорит-слю-

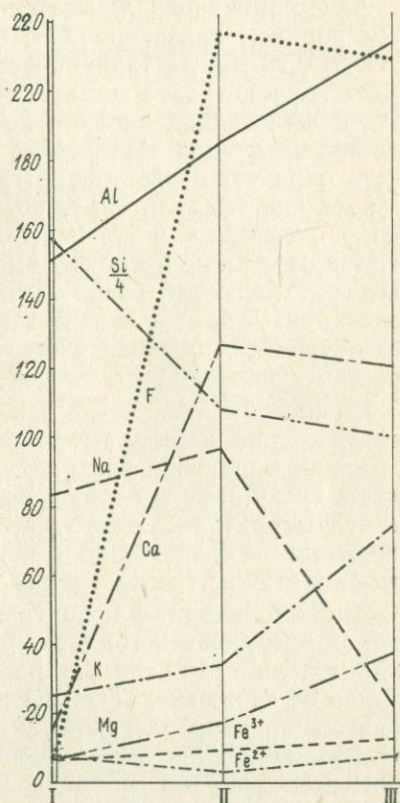


Рис. 15. Изменение состава гнейсогранитов при формировании альбититов и грейзенов (в коэффициентах по Т. Барту)

I — микроклин-плагноклазовый гнейсогранит; II — альбитит флюоритизированный; III — флюорит-мусковитовый грейзен

дистом агрегате и в виде скоплений более крупных (до 0,5 мм) скелетных, зональных кристаллов, в которых наблюдаются параллельные внешним граням зонки, сложенные мелкочешуйчатым агрегатом слюды и флюоритом.

Акцессорная бериллиевая минерализация представлена главным образом хризобериллом, образующим мелкие выделения (от 0,04 до 0,15 мм), а также сростки и скопления от 0,1 до 1 мм. Он имеет темную грязно-зеленую окраску, и зерна его замутнены из-за густой пылевидной вкрапленности магнетита. Хризоберилл имеет различные формы выделения. В полосчатых метасоматитах чаще всего образует очень тонкие гребенчатые нарастания на магнетит или мелкие сферолитовые, розеткообразные агрегаты. В существенно слюдистых и флюорит-слюдистых участках породы встречаются отдельные изометричные зерна и довольно хорошо ограненные кристаллы хризоберилла, иногда образующие крестообразные сростания. Для выделений этого типа характерна зональная серовато-буроватая окраска и секториальное погасание. Встречаются сростки хризоберилла с касситеритом.

Во флюорит-слюдистом агрегате, содержащем небольшие количества кварца, наряду с хризобериллом иногда встречаются редкие и мелкие выделения бертрандита, развивающегося по тонким, поздним трещинкам в породе. Кроме того, в участках развития магнетит-флюорит-слюдистого метасоматита иногда встречаются поздние кварцевые прожилки с бериллом и топазом, образовавшиеся также в стадию грейзенизации путем выполнения трещин.

Амфибол-хлорит-флюоритовые метасоматиты образовались за счет пироксенового, гранат-пироксенового, пироксен-везувианового скарна. Они имеют темную, почти черную окраску и неравномерно-зернистое сложение. Текстура породы массивная. Распределение главных породообразующих минералов (амфибола, хлорита и флюорита) крайне неравномерное, вплоть до появления участков почти мономинеральных разновидностей метасоматитов. Резко подчиненную роль играют пироксен диопсид-геденбергитового ряда, везувиан и плагиоклаз-реликтовые минералы замещаемых скарнов. Акцессорные минералы представлены магнетитом, даналитом, лёллинитом, халькопиритом, сфалеритом, шеелитом, апатитом и касситеритом.

Амфибол очень темный, почти черный. Образует шестоватые кристаллы, нередко в виде радиально-лучистых сростков. Длина кристаллов колеблется от долей миллиметра до 3—5 мм. В шлифах заметен резкий плеохроизм — по N_g — сине-зеленый, по N_p — зеленовато-желтый, четкая дисперсия погасания. $N_g = 1,720 \pm 0,002$; $N_p = 1,698 \pm 0,002$; $c : N_g = 20^\circ$. Спектральным анализом выявлено повышенное содержание натрия в амфиболе, что в совокупности с оптическими свойствами, магнитной восприимчивостью и электропроницаемостью позволяет отнести его к ферригастингситам из группы роговых обманок.

Амфибол замещает пироксен скарнов и сам отчетливо замещается биотитом и хлоритом ярко-зеленого цвета.

Флюорит окрашен главным образом в сиреневые и фиолетовые цвета, реже — бесцветный, розовато-желтый или красновато-коричневый. Он образует зернистые скопления неправильной формы. Размер зерен 0,2—5 мм, мономинеральных скоплений 5—20 см.

Аксессуарная бериллиевая минерализация представлена даналитом, который образует идиоморфные, субидиоморфные тетраэдрические кристаллы или изометричные зерна неправильной формы, окрашенные в розово-красный до буровато-красного цвета размером 0,2—3 мм, в отдельных случаях до 4 мм. Встречаются скопления из нескольких зерен. Минерал свежий, в тонких осколках полупрозрачный, розовый. Хрупкий, электромагнитный. Оптически изотропный. Выполнены химические анализы двух образцов даналита (табл. 48). Данные пересчета анализов хорошо укладываются в типовую формулу:

Таблица 48

Химический состав даналита

Компоненты	Образцы	
	1*	2*
SiO ₂	31,90	30,80
TiO ₂	He обн.	0,03
FeO	43,57	35,21
MnO	4,01	2,87
ZnO	3,52	11,56
MgO	He обн.	0,47
CaO	0,27	0,14
BeO	14,04	13,61
S	5,88	6,90
С у м м а	103,20	101,59
—S=O ₂	2,94	3,45
С у м м а	100,26	98,14

* Аналитик Н. Г. Шумкова (ИМГРЭ).

** Аналитик А. Ф. Филонова (ЦЛ СЗТГУ).

1. $(\text{Fe}_{3,36}\text{Mn}_{0,31}\text{Zn}_{0,24})_{3,91}\text{Be}_{3,11}\text{Si}_{2,95}\text{O}_{12}\text{Si}_{1,01}$;

2. $(\text{Fe}_{2,87}\text{Zn}_{0,81}\text{Mn}_{0,23})_{3,91}\text{Be}_{3,12}\text{Si}_{2,94}\text{O}_{12}\text{Si}_{1,23}$.

Исследуемый минерал относится к сильно железистым разновидностям гельвин-даналит-гентгельвиновой группы — собственно даналитам с компонентным составом: 1) даналит 86%, гельвин 8%, гентгельвин 6%; 2) даналит 73%, гентгельвин 21%, гельвин 6%.

Появление даналита обусловлено высокой железистостью исходной породы, подвергшейся метасоматической переработке гидротермальными растворами грейзеновой стадии, соответствующим режимом серы и кислорода в этих растворах и выпадением берилля в твердую фазу в результате связывания фтора кальцием (отложение флюорита). Этим же, по-видимому, объясняется и достаточно четкая локализация кристаллов даналита в участках контакта зерен флюорита с амфиболом или хлоритом.

Из других аксессуарных минералов амфибол-хлорит-флюоритовых метасоматитов интересно отметить лёллингит. Он образует вкрапленность или небольшие скопления клиновидных кристаллов серебристого цвета размером от 1 до 10 мм. Химический анализ лёллингита (аналитик Н. Кукконен) показал: Fe 25,24%; As 67,8%;

S 1,44%; CuO 0,90%, что соответствует формуле $FeAs_2$. Спектральным анализом установлены примеси: Ag до 0,1%; Ni 0,03%; Bi 0,3—1,0%.

По данным количественных анализов, амфибол-хлорит-флюоритовый метасоматит характеризуется высоким содержанием железа, фтора, серы, мышьяка, а также повышенными содержаниями следующих элементов: бериллия, вольфрама, меди, цинка, олова, серебра и цезия.

Все рассмотренные метасоматиты можно отнести к производным разных этапов грейзеновой стадии. Для всех метасоматитов, независимо от состава исходной породы, характерна обильная флюоритизация, а также более или менее интенсивное ослюдение. Предшествующая грейзенизации стадия полевошпатового метасоматоза отчетливо проявлена в породах гранитного состава (апогранитах, альбититах) и в скарнах (полевошпатовых метасоматитах). К этой же стадии, вероятно, следует отнести появление натриевого амфибола в скарнах.

Акцессорная бериллиевая минерализация характерна для всех метасоматитов грейзеновой стадии, но характер ее различен в зависимости от состава исходной грейзенизируемой породы и от физико-химических параметров раствора в момент минералообразования. Для всех метасоматитов характерна парагенетическая ассоциация элементов фтора, бериллия, вольфрама и олова — что, видимо, свидетельствует о едином источнике растворов.

Признаки грейзенизации отмечаются во всех породах, находящихся в пределах крупной тектонической зоны, независимо от их состава, генезиса и возраста, за исключением пород свиты верхнепротерозойского возраста. Эти проявления обычно связаны с участками трещиноватости, дробления исходных пород, т. е. с ослабленными, легко проницаемыми для растворов зонами. В этих же участках обычно локализуются и мелкие тела аплитовидно-пегматтоидных гранитов, имеющих постепенные переходы в апограниты, альбититы и грейзены. Эти наиболее поздние в районе граниты по сравнению с гранитами рапакиви характеризуются повышенным в 3—5 раз концентрации бериллия, олова и фтора, появлением акцессорных берилла, шеелита, топаза, касситерита, т. е. тех минералов, которые типоморфны и для грейзеновых пород. Абсолютный возраст их (1,450 млн. лет) и метасоматитов грейзеновой стадии (1,500 млн. лет) можно считать совпадающим в пределах ошибки метода. Все эти факты могут служить доказательством парагенетической связи тех и других в тектонически благоприятных условиях.

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ ФОРМАЦИЙ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Глава I

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ И СТРОЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЛОНОСНЫХ ГРАНИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

В литературе давно известны понятия оловоносных, молибденоносных и других гранитовых формаций. По аналогии с ними редкометаллоносными мы называем формации с комплексной металлогенической специализацией на бериллий, тантал, ниобий, литий, цезий, олово, вольфрам, молибден, висмут, редкие земли, в том или ином сочетании. При этом мы основываемся на наиболее широко известных в настоящее время гранитовых, гранит-аляскитовых, щелочно-гранитовых формациях палеозойских и мезозойских складчатых областей Западной Европы, Казахстана, Забайкалья и Монголии. Связанные с ними рудные комплексы, рудные пояса и узлы являются собственно редкометальными, достаточно четко обособленными от колчеданно-полиметаллических, золото-молибденовых и других поясов тех же областей.

Сходные петрографический состав, редкометальная, оловянно-вольфрамовая или редкоземельная специализация свойственны и некоторым формациям докембрийских платформенных областей — древним и молодым аляскитовым и щелочным гранитам Нигерии, Нигера, Алжира, Мозамбика, Египта, Юго-Восточного Китая, Индии, Австралии, Бразилии, Гвианы, Канады, Восточной Сибири, Украины, Кольского полуострова. Закономерен интерес к причинам такого сходства.

Очевидно, что для характеристики геологических позиций рассматриваемых формаций недостаточно указания на их размещение в складчатых или в платформенных областях. Традиционное разделение магматических формаций на «геосинклиналильные» и «платформенные» неточно и непригодно в данном случае из-за наложенного и в ряде случаев независимого характера контролирующей граниты глыбовой тектоники и глубинных разломов (Щерба, 1960; Радкевич, 1965; Кузнецов, Яншин, 1967; Гринберг, Флеров, 1971; Леонтьев, 1969, и др.).

Наиболее общим (и для складчатых и для платформенных областей) фактором, определяющим возникновение гранитов, а также местоположение, форму, размеры и отчасти состав конкретной формации, нам представляется характер взаимодействия жестких консолидированных блоков земной коры и вновь возникающих или испытывающих активизацию подвижных зон. Например, мно-

гие формации лейкократовых и аляскитовых гранитов палеозойского и мезозойского возраста локализованы: вдоль границ геоантиклинальных блоков или срединных массивов и подвижных складчатых зон (Ханкайский, Балхашский, Чешский, Центрально-Французский массивы, Талицко-Монголо-Алтайское поднятие); в линейных орогенных поясах, наложенных на гетерогенном складчатом основании (Восточное Забайкалье, Хангай-Хэнтэйский пояс); по окраинам сводов, образованных вдоль границ платформ и складчатых областей (Байкальский свод), или в гнейсо-гранитных купольных структурах длительного развития и в ограничивающих последние зонах разломов (Северный Казахстан). Не менее показательное размещение пегматитоносных лейкократовых гранитов вдоль краевых шовных зон платформ (Восточный Саян), а гранитов «рапакиви» и щелочных гранитов в рифтоподобных троговых прогибах краевых участков платформ (юг Алданского, Балтийского, Канадского щитов, Анабарский массив и др.). Некоторые специфические формации щелочных и литиево-слюдяных гранитов, образованные в наиболее поздние этапы активизации (позднее чем формации лейкократовых и аляскитовых гранитов тех же областей), тяготеют к различным, в том числе к поперечным секущим трансструктурным зонам скрытых разломов в пределах чрезвычайно широких орогенных областей типа эпигоналей, перекрывающих как прежние складчатые, так и частично платформенные области.

Ниже охарактеризованы примеры четырех конкретных гранитовых формаций с сопутствующим редкометальным оруденением. Во-первых, они должны показать широкий диапазон геологических условий, в которых возникали однотипные высококислые гранитовые расплавы, специализированные на редкие элементы, и, во-вторых, оттенить то общее, что содержится в этих условиях. Кроме того, наши примеры были подобраны с расчетом сопоставить разные варианты однотипных формаций в одном вертикальном ряду, основываясь на том, что одни из них находятся в архейском субстрате, а другие в линейно дислоцированном или в пологом орогенном чехле. Задача главы заключается в попытке дать сравнительную характеристику строения конкретных формаций и связать их известные металлогенические и геохимические особенности с формой их ареалов и структурным положением.

Протоплатформенные и орогенные гранитовые формации южно-го ограничения Сибирской платформы. Вдоль южного края платформы в северо-восточном и субширотном направлениях протягивается Южно-Алданский краевой подвижный пояс, общей длиной свыше 1000 км (от Олекмо-Витимской горной страны почти до Охотского моря). В области Чарской глыбы и Алданского щита пояс маркируется полосой распространения высокометаморфизованных пород сутамской фации глубинности, последовательно формирововавшихся перидотитов, габброидов, гиганто-трещинных зональных анортозит-сиенит-гранитовых плутонов — Каларского и Джугджурского, чарнокитов, гранито-гнейсов, гранитов и щелоч-

ных гранитов докембрия, молодых трещинных интрузивов гранитоидов позднепалеозойского и мезозойского этапов активизации. Осевым элементом пояса является многократно активизировавшийся Становой шовный разлом, разделявший в архее зоны с различным режимом осадконакопления и, начиная со среднего протерозоя, Становую складчатую область протерозойд и Алданский архейский щит; с позднего рифея этот разлом служит границей Сибирской платформы.

Редкометаллоносные граниты формировались в Южно-Алданском поясе на границе нижнего и среднего протерозоя (ничатский комплекс лейкократовых гранитов, щелочных метасоматитов и щелочных гранитов), в синии (?) или в среднем протерозое (улканский комплекс гранитов, сиенитов и щелочных гранитов) и в позднем мезозое (джегдокарский и другие комплексы лейкократовых гранитов, аляскистов и щелочных гранитов, расположенные в более широком ареале, охватывающем весь Алданский щит и значительную часть Байкальской складчатой области).

Ничатский комплекс. Кодаро-Удоканская зона (пояс), в которой установлен и изучен ничатский редкометаллоносный гранитовый комплекс (Л. Б. Белоножко, Г. Б. Гиммельфарб, В. В. Архангельская, Б. Г. Горелов, В. Т. Свириденко, В. Н. Томашевский и др.), находится в юго-западном выступе Алданского щита, включает систему глубинных разломов и грабенообразных широких, широтно или меридионально вытянутых протоплатформенных прогибов на архейском основании, выполненных мощной (до 13 км) толщей слабо дислоцированных терригенных (в том числе медистых песчаников) и карбонатных пород удоканской серии Pt₁. Характерной особенностью прогибов являются отходящие от них (параллельно или под прямым углом к длинной оси) узкие рифтоподобные впадины примерно с тем же или отчасти с вулканогенным типом разреза.

Рассматриваемый этап конца нижнего протерозоя отличается от предшествовавших и последующих поступлением больших масс эвтектоидной, богатой летучими компонентами гранитовой магмы (ничатский комплекс редкометаллоносных гранитов), преимущественно в сводовой части субмеридионального Дербегеляхского антиклинория архея.

К предшествовавшим эндогенным образованиям, вероятно, нижнепротерозойского возраста, относятся: а) плагиигранито-гнейсы и гранито-гнейсы с площадным распространением и б) согласные с архейскими породами и, по-видимому, перекрытые породами удоканской серии тела гнейсовидных биотит-роговообманковых гранитоидов со скиалитами и с неравномерным распределением цветных минералов (1700—2420 млн. лет). Часть этих гранито-гнейсов и гранитоидов Б. Г. Горелов (1970 г.) объединяет с ничатскими гранитами в кодаро-удоканский комплекс, другую их часть определяет как становой комплекс мигматитов, тоже, по его мнению, нижне-

протерозойский; В. Н. Томашевский (1969 г.) относит те и другие к жуандинскому комплексу.

Из более поздних, чем ничатские граниты, докембрийских магматических образований массовое распространение получили безрудные монотонные биотит-роговообманковые гранодиориты чуйско-кодарского комплекса (Л. И. Салоп, 1966 г.; 1600—1800 млн. лет; Б. Г. Горелов относил их ко второй, предничатской, фазе кодари-удоканского комплекса), образующие в пределах прогиба ряд крупных полого погружающихся тел, вероятно, частей одного гигантского лополита. Еще более поздними являются крупные и также безрудные палеозойские плутоны гранодиоритового состава, смещенные к югу от прогиба.

Редкометаллоносные граниты и сопутствующие им породы формировались в три фазы. Они образуют согласные и дискордантные плутоны от весьма крупных (до 2000 км² — Ничатский массив) до мелких и группируются вокруг протоплатформенного прогиба, следуя поперечным к прогибу линейным и ветвящимся ослабленным зонам (рис. 16). В составе плутонов преобладают граниты ничатского типа первой, или главной, фазы — лейкократовые олигоклазмикроклиновые неравнозернистые, находящиеся в частом и прихотливом чередовании с крупно- и гигантозернистыми пегматоидными микроклиновыми гранитами. Продолжением их во вмещающих породах являются поля частых послойных инъекций пегматоидных гранитов и пегматитов. На периферии полей наряду с согласными появляются и секущие жилы дифференцированных редкометальных пегматитов. В пегматитах местами содержатся танталит-колумбит, касситерит, вольфрамит и приближающийся к кондиционному мусковит.

Крупные плутоны окружены зонами метасоматически измененных пород шириной 10—20 км, причем изменению подверглись как вмещающие породы, так и отчасти сами ничатские граниты. Продукты глубинного метасоматоза представлены широкой гаммой пород, начиная от микроклинизированных гнейсов и ничатских гранитов и кончая эгириновыми сиенитами, и в целом отнесены Л. Б. Белоножкой ко второй фазе становления комплекса. Среди них более широко проявлены существенно микроклиновые породы, гораздо менее широко альбититы и еще более локально окварцованные породы. С этой ассоциацией пород связана местами интенсивная редкоземельно-ниобиевая минерализация.

Третья фаза представлена небольшими дискордантными дифференцированными интрузивами мелкозернистых, с порфировидными выделениями кварца, эгирин-альбитовых гранитов тарынского типа, пересыщенных кремнеземом, с преобладанием натрия над калием. Их отличают: подвергшаяся взламыванию первичная корка застывания, отчетливо выраженная зона закалки или пегматоидная эндоконтактная зона, жилные апофизы и сопутствующие поздние жилы лейкократовых гранитов, амазонитовых пегматитов, альбититов. Большинство известных тел эгирин-альбитовых грани-

тов находится в периферической полукольцевой зоне распространения метасоматических сиенитов, микроклинитов, альбититов второй фазы, согласно огибающей Ничатский массив с юга, и мень-

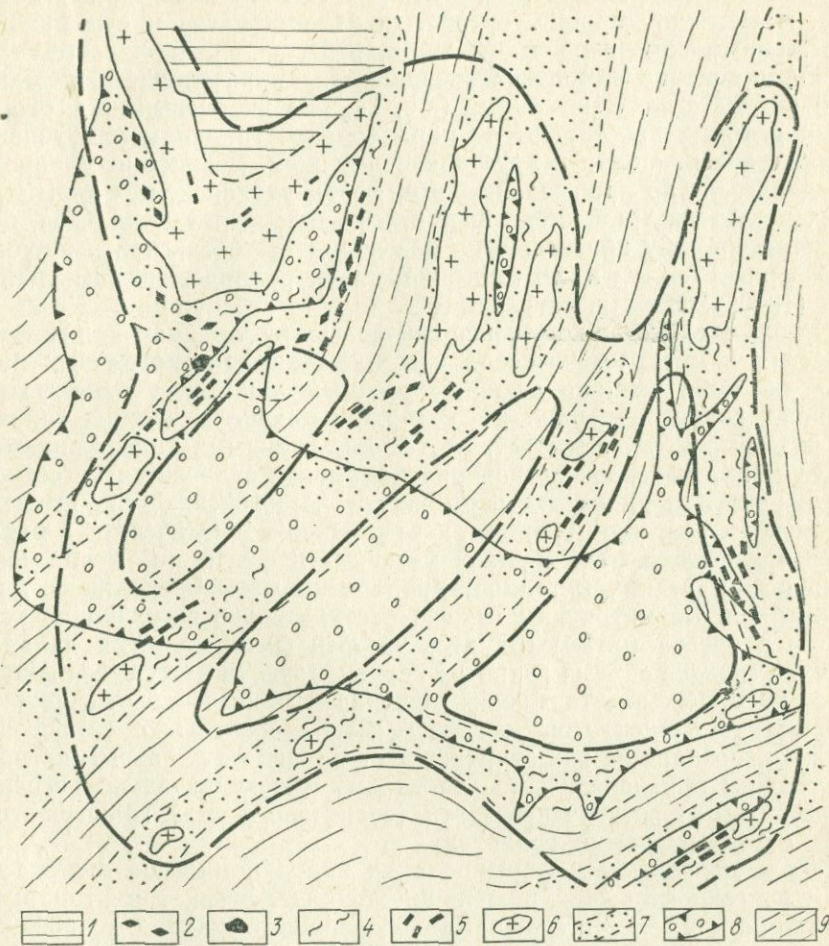


Рис. 16. Схема размещения гранитоидов ничатского комплекса (составила Л. Б. Белоножка по материалам геологов ВАГТ, ИГУ)

1 — отложения среднего протерозоя, перекрывающие гранитоиды ничатского комплекса; 2—7 — ничатский комплекс (2 — поля редкометалльных кварцевых жил; 3 — эгирин-альбитовые граниты тарынского типа; 4 — поля микроклинизированных пород, микроклинитов, альбититов, сиенитов; 5 — поля жильных пегматоидных гранитов и пегматитов; 6 — лейкократовые пегматоидные граниты ничатского типа; 7 — зоны распространения гранитоидов ничатского комплекса); 8 — отложения удоканской серии нижнего протерозоя; 9 — кристаллические породы архея

шая часть — в такой же зоне в юго-восточной бортовой части Кодаро-Удоканского прогиба. С Тарынским и с некоторыми другими подобными интрузивами связаны замкнутые тела карбонатитопо-

добных пород кальцитового, альбит-кальцитового, кварц-микроклин-альбит-кальцитового состава, ритмично-зональной, участковой или оспенной текстуры, находящихся в равновесных отношениях с гранитами и характеризующихся присутствием аксессуарных апатита, магнетита, циркона, ортита, тантало-ниобатов и сульфидов, повышенным содержанием стронция, рубидия, редких земель*.

Формирование комплекса завершается образованием редкой разновидности редкометалльных (Nb, Ta, TR) кварцевых жил, скопления которых простираются параллельно границам плутонов, а также золотоносных и хрусталеносных жил. Возраст всех пород определяется по прорыванию ими пород удоканской серии Pt₁, прорыванию их гранодиоритами чуйско-кодарского комплекса, по трансгрессивному налеганию на них пород тепторгинской и патомской серий Pt₂—Pt₃ и по многочисленным радиологическим данным (1800—2035 млн. лет).

В пользу единства комплекса свидетельствует одинаковая геохимическая и металлогеническая специализация рассмотренных пород — все они, начиная от лейкократовых гранитов первой фазы и кончая кварцевыми жилами, содержат минералы ниобия, тантала, редких земель, характеризуются повышенными содержаниями Sr, Pb, Y. Однако возрастной ряд комплекса отличается от обычных возрастных рядов палеозойских и мезозойских гранитовых комплексов тем, что третью, инъекционно-магматическую фазу здесь предваряла фаза мощной метасоматической (с привнесом щелочных и редких металлов) проработки магмопроводящих линейных зон. Несмотря на обычный поступательно затухающий характер процесса (объем гранитов третьей фазы минимум на два порядка меньше объема гранитов первой фазы) и кажущееся зависимое расположение тарыньских щелочных гранитов по отношению к ничатским лейкократовым, обе фазы относительно самостоятельны — поздняя из них отличается от ранней по реальным петрохимическим признакам и по вероятному (предварительно рассчитанному нами) составу субстрата (сиенитового, а не гранитового, как в случае ничатских гранитов).

Последовательность формирования пород комплекса сближает его с восточно-саянской разновидностью щелочных гранитоидных формаций, а именно с субформацией сложного состава, включающей аляскиты, граносиениты, сиениты и щелочные гранитоиды. Все же, довольно существенными отличиями данного комплекса, например, от огнитского комплекса сиенитов и гранитоидов Восточного Саяна, являются: доминирующий собственно гранитовый состав пород, громадные размеры и суммарный объем лейкократовых гранитов первой фазы, в основном метасоматический генезис и подчиненное значение пород сиенитового состава, отсутствие видимых связей с вулканогенными породами и структурами. Боль-

* Описанию гранитов Тарыньского интрузива и карбонатитов нового типа посвящены специальные работы авторов.

шие размеры плутонов ничатского комплекса не позволяют относить его и к обычным частностям регионального метаморфизма, как это сделано Б. Г. Лутцем в отношении безрудных мелких тел докембрийских гранитов «аляскитового типа» Анабарского щита. На основании сказанного выше ничатский комплекс следовало бы отнести к первично-эвтектоидным гранит-щелочногранитовым формациям глубинно-корневых окраинных зон кратонов.

В настоящее время еще невозможно представить полный объем формации в ее естественных границах. Судя по поступающим новым данным, с одной стороны, о широком распространении нижнепротерозойских отложений трогового и протоплатформенного типов вдоль южной окраины Алданского щита и, с другой, о возможном нижнепротерозойском возрасте аналогичных (судя по работе В. Н. Мораховского, 1964 г.) пегматитоносных гранитов Мамского района Северного Прибайкалья, ареал этой формации может оказаться очень большим, а общая форма чрезвычайно вытянутой.

Улканский комплекс. Этот гранитоидный комплекс изучен в единственном интрузивном узле общей площадью немногим более 700 км² (А. Ф. Болотников, Ю. Н. Гамалея, И. Н. Егоров, П. Г. Недашковский, Б. Л. Залищак и др.) и поэтому еще не может служить для иллюстрации строения конкретной формации в целом. Тем не менее, улканские редкометаллоносные граниты интересны для нашей задачи тем, что близки к ничатским по составу и возрасту (1615—1700 млн. лет), находятся в ответвлении того же Южно-Алданского подвижного краевого пояса, но в противоположном (юго-восточном) выступе Алданского щита, обладая в то же время и некоторыми существенными отличиями.

Улканский плутон приурочен к наложенному на архейский фундамент платформы грабенообразному вулканогенному прогибу орогенного типа, в котором базальные песчаники, аргиллиты и конгломераты сменяются сверху эффузивами кислого и субщелочного состава (трахилипариты, комендиты и пр.) с залегающими среди них порфириновыми и габбро-диабазовыми силлами. Возраст этой толщи (уянской серии), прорванной гранитоидами, определяется как среднепротерозойский. Среди пород фундамента П. Г. Недашковский особо подчеркивает значение анортозитов Джугджурского и других массивов как возможного субстрата гранитоидов.

Вскрыта, по-видимому, только апикальная часть Улканского плутона. В расположении пород различного состава и систем разломов намечается асимметричное концентрическое строение магмопроводящей зоны. Объединяя данные названных исследователей, получаем следующую последовательность формирования комплекса: а) сиенито-диориты и щелочные сиениты, образующие округлую в плане смещенную к западному краю сердцевину плутона с признаками кольцевого строения; б) среднезернистые биотитсодержащие однополевошпатовые аляскитовые граниты, в зоне эндоконтактов перемежающиеся с гастингситовыми и диопсидовыми гранитами, граносиенитами, сиенитами (преобладающая часть плу-

тона); в) разнозернистые биотитсодержащие граниты небольших прорывающих интрузивов, содержащих в эндоконтактной зоне шпильры пегматитов с амазонитом и редкометальными минералами, а в апофизах грейзены с биотитом, топазом, вольфрамитом, колумбитом, сульфидами; г) редкометальные щелочные граниты (крупнозернистые, миаролитовые, с рибекитом, эгирином, астрофиллитом) небольших штоков с сопутствующими жилами щелочно-гранитных пегматитов, грорудитов, бостонитов, зонами фенитизации и редкометальными гидротермалитами.

Считается, что сиенито-диориты и щелочные сиениты возникли в результате кристаллизации контаминированной гранитовой магмы и связаны фаціальными переходами с аляскистыми гранитами главной интрузивно-магматической фазы. Следовательно, щелочным породам приписывается здесь иное, чем в ничатском комплексе, несамостоятельное место в ряду гранитоидных фаз. Тип возрастной последовательности пород здесь также иной и приблизительно соответствует типовому возрастному ряду известных нам сложных конически-кольцевых плутонов Казахстана (А. Н. Леонтьев и др., 1972 г.). Последние рассматривались нами как полихронные, т. е. сложенные породами нескольких интрузивных комплексов. В случае улканского комплекса такие его признаки, как последовательное (на целый порядок) снижение объема формирующихся пород разных фаз, одни и те же типоморфные редкие элементы (Nb, Ta, Вe со спорадическими Sn, W, Mo) и акцессорные минералы (колумбит), возрастание металлогенической активности от среднезернистых биотитовых гранитов к разнозернистым биотитовым и далее к эгирин-рибекитовым, могут указывать на генетическую связь между породами разных фаз.

Улканский комплекс в целом, так же как и ничатский, должен быть отнесен к гранит-щелочно-гранитовым формациям окраинных зон кратонов. Для толкования очевидных различий между этими комплексами недостающим важным звеном является характер структурного контроля и соотношение пород сиенитового и гранитового состава улканского комплекса в архейских породах более глубокого яруса. Все же степень наблюдаемых различий не так велика, чтобы видеть в этом мотив для противопоставления «орогенных» формаций (к ним, по-видимому, должен быть отнесен улканский комплекс) и «протоплатформенных». Последние по своему содержанию и условиям образования (окологеосинклинальная активизация края протоплатформы) составляют достаточно полную аналогию «орогенным».

Орогенные гранитовые формации глыбово-складчатых областей Казахстана и Алтая. Урало-Монгольский складчатый пояс, к которому относятся рассматриваемые ниже области, согласно огибает с юга Сибирскую платформу. К устойчивым элементам I порядка (элементам, обособившимся в докембрии и сохранявшим положение границ и целостность на протяжении длительных эпох) относятся: 1) Саяно-Байкальский массив протерозоид и байкалид, при-

мыкающий непосредственно к Сибирской платформе; 2) Тувино-Монгольский и 3) Саяно-Алтайский массивы, образующие следующую, более удаленную от Сибирской платформы зону и в значительной степени переработанные каледонскими движениями; 4) Казахский массив, переработанный каледонско-герцинскими движениями, и 5) уступающий ему в размерах, но слабее расчлененный Джунгарский массив, расположенные симметрично к (2) и (3) относительно осевой Зайсанско-Южномонгольской зоны Урало-Монгольского пояса.

Перечисленные массивы расчленены на блоки эвгеосинклинальными прогибами и (или) приразломными цепями гипербазитов, габброидов, гранитоидных батолитов, перекрыты комплексами миогеосинклинальных и орогенных отложений. Массовое образование редкометаллоносных гранитовых формаций связано с ранне- и среднедевонской, пермской, пермо-триасовой и юрско-меловой эпохами. В эти эпохи резко возросли размеры систем жестко связанных между собой блоков, что можно видеть из целостной формы и чрезвычайно большой величины ареалов распространения однотипных и разновозрастных гранитов.

Акчатауский комплекс. Областью распространения однотипных аляскитовых гранитов пермского возраста, относимых к акчатаускому комплексу, является территория Северного Прибалхашья и Чингиз-Тарбагатай от озера Балхаш на юге до Успенской зоны на севере (Щерба, 1960; Ляпичев, 1962 и др.). К ней примыкают районы развития позднепалеозойских гранитов Южного Казахстана (лепсинский комплекс) и Северного Тянь-Шаня (рис. 17). Вся эта обширная территория в верхнекаменноугольное-нижнепермское время представляла собой континентальное поднятие мозаичного строения — сложное сочетание протерозойских, байкальских, каледонских и герцинских геосинклинальных складчатых зон, первичных или наложенных на структуры древнего кристаллического основания (Беспалов, 1971) и вдобавок нарушенных позднепалеозойской блоковой тектоникой.

Подковообразная ступенчатая глыбово-складчатая структура Северного Прибалхашья является допермской и догерцинской, определяемой существованием расколотого Балхашского докембрийского жесткого массива в ее основании. Она ограничена с трех сторон Успенским шовным прогибом, Калба-Чингизским и Джалаир-Найманским долгоживущими глубинными разломами. В качестве подвижных зон самого высокого порядка, определивших деформации массива в позднем палеозое, выступали: Зайсанско-Южномонгольский эвгеосинклинальный пояс, внешний по отношению к массиву Центрального Казахстана, с боковым отростком — Джунгаро-Балхашской геосинклинальной зоной, как бы гаснущей внутри того же массива. Активную роль в позднепалеозойской активизации, обусловившей возникновение акчатауских гранитов, играл Центрально-Казахстанский глубинный разлом меридионального направления, являющийся осевым по отношению к ареалам

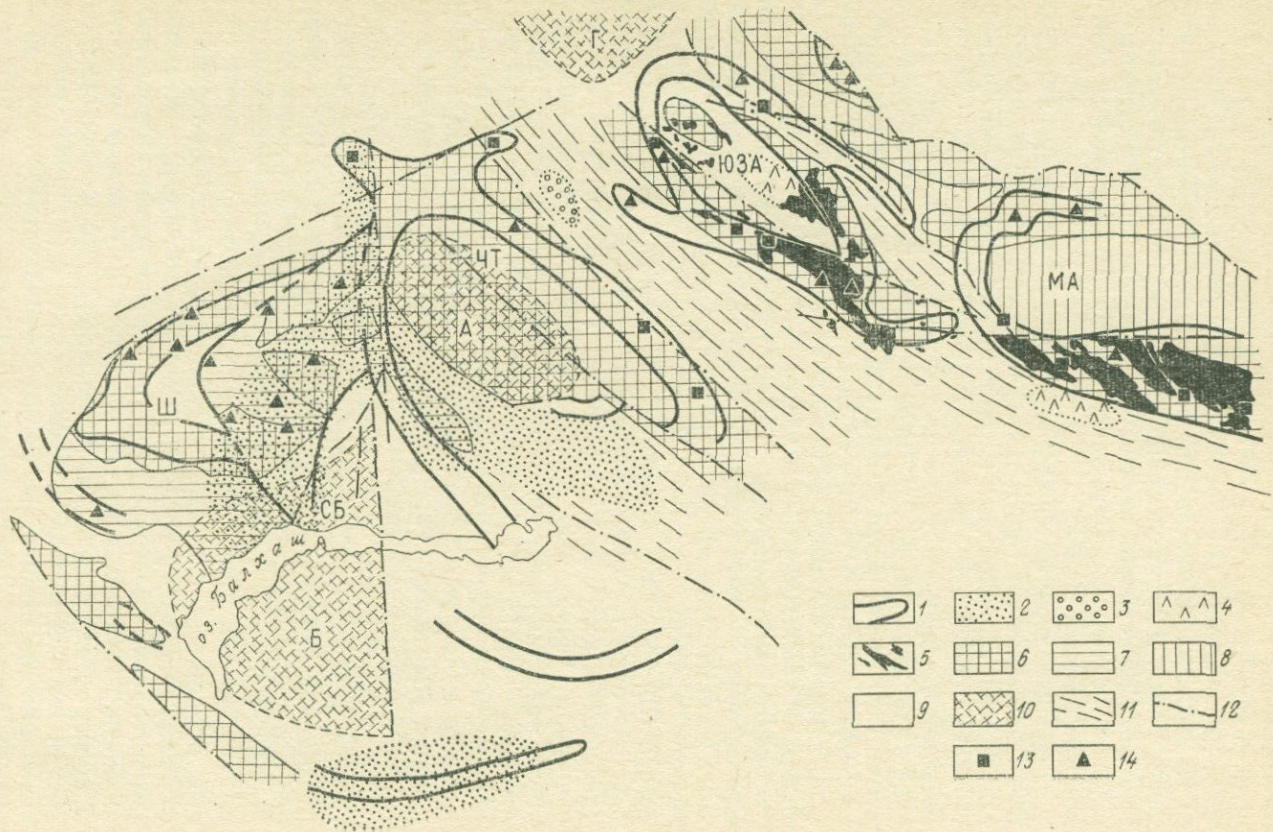


Рис. 17. Схема размещения гранитов алтаиско-калбинского и акчатауского комплексов (составил А. Н. Леонтьев)

1 — зоны распространения гранитов, лейкокатовых гранитов и аляскинтов позднелазейского возраста (А — акчатауский комплекс, Б — алтаиско-калбинский комплекс); 2—4 — зоны распространения вулканитов мислого состава позднепалеозойского возраста (2 — пермских; 3 — пермско-триасовых; 4 — позднекаменноугольно-пермских); 5 — предшествовавшие редкометаллоносным гранитам гранитоиды батолитового типа каменноугольного возраста; 6—12 — элементы внешней тектонической структуры (6 — геосинклинальные поднятия, антиклинории, устойчивые поднятые блоки докембрийских кристаллических пород; 7 — блоки, перекрытые мезоэосинклинальным комплексом отложениям, 8 — относительно погруженные блоки геосинклинальных поднятий — синклинальные прогибы; 9 — то же, перекрытые эвгеосинклинальным комплексом отложений; 10 — жесткие «глабы» по геофизическим данным; 11 — герцинский эвгеосинклинальный подняжий пояс; 12 — главеншие разломы; 13 — проявления редкометалловых гранитов и пег матитов; 14 — проявления гидротермалитов и грабенов. *Срединные (по отношению к интрузивным ареалам) тектонические блоки*: СБ — Северо-Балхашский, Ш — Шетский, ЧГ — Чингиз-Тарбагатайский; ЮЗА — Юго-западный Алтайский, МА — Монголо-Алтайский. *Жесткие Глабы (по геофизическим данным)*: Б — Балхашская, А — Акбастауская, Г — Горностаевская

акчатауских гранитов, каменноугольно-пермской орогенной наземной порфировой формации и ко всему Балхашскому массиву.

Рассматриваемый пермский этап отличается от предшествовавших массовым возникновением в разных структурно-формационных зонах по существу неразличимых по возрасту предельно кислых аляскит-гранитовых магм. Самостоятельность аляскитов акчатауского типа как единого интрузивного комплекса обосновывается их выдержанным фазным строением (одна-две главные фазы внедрения, жильные и дополнительные интрузии), прорыванием аляскитами эффузивных пород, гранитов и даек предшествовавшей позднекаменноугольно-нижнепермской ассоциации. Аляскиты прорваны щелочными гранит-порфирами самого позднего — кергетас-эспинского — гранитоидного комплекса. Очевидная целостность контролирующей акчатауские граниты региональной геологической структуры также является одним из оснований для того, чтобы выделить их из множества позднелазейских гранитоидов с другим характером размещения и рассматривать их как самостоятельную конкретную интрузивную формацию с определенными границами распространения и, следовательно, с определенной пространственной фигурой.

Западная и северная цепи акчатауских редкометаллоносных аляскитовых гранитов следуют параллельно внешнему контуру Джунгаро-Балхашской герцинской многоэосинклинальной складчатой области на протерозойском основании или границам Балхашского срединного массива, по представлениям В. Ф. Беспалова. В пределы окружающего Балхашский массив эвгеосинклинального пояса эти границы практически не входят. Исключением является линейно вытянутый Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий, по которому проходит северо-восточная граница ареала. Его развитие совершалось в кембрии и ордовике в эвгеосинклинальном режиме, но зато этот структурный блок рано (в значительной части до начала силура) был вовлечен в поднятия и далее в перми совместно с Акбастауским антиклинорием и Абралинским синклинорием представлял собой единый жесткий блок.

Аналогичным образом западные (успенско-ортауская и акчатау-майтасская) цепи гранитов оконтуривают со всех сторон Шетский блок (ему соответствует Жамаи-Сарысуйский антиклинорий), ранее входивший, по мнению В. Ф. Беспалова, вместе с собственно Балхашским блоком в состав единого крупного древнего ядра. Из выделяемых в этой структуре Ю. П. Рождественским и А. А. Духовским блоков следующего, более низкого порядка блоки ранней консолидации, сложенные докембрийскими кристаллическими породами (Атасу-Успенский, Акжал-Аксоранский, Обалинский, Кызылрайский, Акчатауский, Мйтасский), непосредственно контролировали размещение акчатауских гранитов, блоки с миогеосинклинальным типом развития в силуре содержат лишь проблематичные (невскрытые, прогнозируемые по геофизическим данным) массивы аналогичных пород, а блоки с эвгеосинклинальным типом развития в раннем и среднем палеозое, как правило, вообще их не содержат.

Общее размещение западных цепей акчатауских гранитов может быть увязано с проявлениями концентрической зональности в строении докембрийского фундамента — с внешней зоной наиболее крупных, устойчивых и поднятых блоков связана внешняя успенско-ортауская цепь наиболее крупных, глубоко вскрытых и в большинстве своем слабо рудоносных интрузивов; с промежуточной, более опущенной в целом зоной мозаичного строения связана широкая акчатау-кызылрайская цепь слабо вскрытых интрузивов нередко кольцевого строения, в большинстве рудоносных, и многочисленные центры близких по возрасту вулканических излияний; наконец, внутренняя наиболее опущенная восточная часть Токауской зоны относительно «пуста».

Структурный рисунок цепей акчатауских гранитов лишь отчасти и несколько опосредствованно согласуется с сетью глубинных разломов и с очертаниями конкретных названных выше блоков низшего порядка. По отношению к изолиниям мощности земной коры и гранитно-осадочного слоя цепи являются в большинстве случаев «секущими». Характерно наличие «пустых» (лишенных видимого проявления гранитов данного типа) срединных площадей или блоков, огибаемых цепями гранитов. Обращает на себя внимание их чешуеобразная форма (см. рис. 17).

Такая их конфигурация, вообще говоря, могла возникнуть при надвигании более крупных, чем названные выше, сложных блоков, или плит с востока на запад, причем роль «толкача» принадлежала бы Чингиз-Тарбагатайскому блоку, а роль «упора» или звена, передающего горизонтальное усилие, — Балхашскому и Шетскому блокам. О горизонтальных амплитудах возможного надвигания пока судить трудно. Важно лишь отметить большое значение горизонтальных или вообще пологих зон дислокаций как фактора гранитообразования. Несомненно также, что внутри кратона (в данном случае Балхашского массива) такие зоны могли быть зало-

жены или активизированы под влиянием напряжений в соизмеримых с кратоном подвижных поясах (в данном случае Зайсанско-Южномонгольский и Успенский тектоногены). С этим согласуется плоский и неглубокий характер отдельных интрузивных цепей акчатауского комплекса.

Строение отдельных цепей акчатауских гранитов определяется тем, что они состоят из одиночных интрузивов изометричных очертаний в составе сложных интрузивных узлов с участием: либо каменноугольных гранитоидов калдырминского, в меньшей степени балхашского, топарского, кокдомбакского типов (западные цепи), либо каменноугольно-пермских габбро-диоритов, сиенит-диоритов, сиенитов, а также гранитоидов калдырминского, кокдалинского, ушобинского типов (восточные цепи), либо, наконец, сиенитов и (или) гранитоидов позднекаледонских орогенных формаций (Баянаульский, Тлеумбетский узлы).

Интрузивным узлам соответствуют локальные утолщения гранито-осадочного слоя на фоне центрального регионального его утолщения в области Балхашского массива. Расстояние между соседними интрузивами одной цепи меняется от 10 до 80 км, в среднем около 40 км. Ширина цепей равна 15—50 км. Глубина нижних кромок аляскитовых гранитов, по геофизическим данным, — 3—10 км (Моисеев, 1964; Строганов, Юнаковская, 1964) и при всех условиях не более 15—20 км, считая эродированные части массивов и предполагаемые корни, вследствие чего пространственная фигура каждой из дугообразных цепей интрузивов является плоской, так же как и зоны гранитообразования в целом.

Размещение редкометальных месторождений в рассмотренном ареале подчиняется размещению материнских гранитов. Достаточно закономерным представляется тяготение рудоносных гранитных куполов к краям интрузивных цепей (Коктенколь, Нураталды, Верхнее Кайракты) и к надинтрузивным зонам акчатауских гранитов, в особенности в тех случаях, когда последние экранируются плитообразными горизонтальными плутонами более ранних гранитоидов (Акчатау, В. Коунрад).

Ведущим типом оруденения является висмут-вольфрам-молибденовое в грейзенах, кварцевых жилах и штокверках. Оно свойственно всем охарактеризованным выше цепям интрузивов, но восточным цепям в наименьшей степени. С запада на восток возрастает распространение субщелочных (с рибекитом и эгирином) фациальных разновидностей аляскитовых гранитов, особенно характерных для интрузивов краевых зон разломов Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Соответственно здесь увеличивается значение пегматитов (хрустале-флюоритоносных или с редкоземельной минерализацией); типоморфными являются ниобий, тантал, цирконий, редкие земли, фтор. Заметим, что эта геохимическая ассоциация роднит акчатауские граниты с рассмотренными выше ничатскими и улканскими. По-видимому, неслучайно, что это сход-

ство с представителями глубинно-корневой фации формации эвтектоидных гранитов проявилось не повсеместно, а только вблизи границы Северо-Прибалхашского квазикратона с молодым подвижным поясом, нивелируясь в выположенных западных магмагенерирующих зонах акчатауского комплекса.

Алтайско-калбинский (монастырский) комплекс. Область распространения алтайско-калбинского комплекса позднепалеозойских редкометаллоносных гранитов (Леонтьев, 1969) наложена на юго-западные бортовые части массива каледонид Саяно-Алтайской глыбово-складчатой области, частично глубоко погруженные и в большей или меньшей мере переработанные терцинидами (Калба-Нарым, Юго-Западный Алтай, Ануйско-Чуйская зона), частично сохранявшиеся как поднятия (Талицко-Монголо-Алтайское геантиклинальное поднятие). По отношению к Зайсанско-Южно-монгольскому эвгеосинклинальному подвижному поясу этот комплекс расположен симметрично акчатаускому, по крайней мере восточным интрузивным цепям последнего (см. рис. 17). В верхнем визе — на юге геосинклинальное развитие области закончилось и сменилось орогенным. В эпохи усиления тектонической активности (C_1 , C_{2-3} , C_3-P_1) вновь проявились различия между относительно жесткими блоками с унаследованной тенденцией к поднятию (Монголо-Алтайский и Централно-Калбинский блоки), жесткими блоками с тенденцией к опусканию (Рудный Алтай, Саксайская синклинальная зона) и межблоковыми шовными прогибами (Белобуинско-Маймырский прогиб) или кордильерами (Иртышская зона смятия). Различия эти выразились в приуроченности гранитообразования и большей части рудных месторождений именно к краям жестких блоков.

Контролирующая редкометаллоносные граниты прииртышская краевая система глубинных разломов на этапе позднепалеозойской активизации проявила себя образованием непрерывного тысячекилометрового гнейсо-мигматитового пояса, который образует раздутья в древних ядрах геантиклинальных поднятий (Верхнеиртышском и Курчумско-Кальджирском) и включает позднепалеозойские гранитоидные батолиты (возраст их омолаживается в направлении к эвгеосинклинальному прогибу), а также наложенными вулканогенными и угленосными впадинами, системой оперяющих разломов, грабенных и горстов, зонами рассланцевания и диафтореза. Эта линейная краевая структура продолжается в Гобийском Алтае и Южной Монголии и на всем своем протяжении разграничивает области разных по характеру позднепалеозойских магматических формационных рядов — (габбро)-гранодиорит-гранит-лейкократово-гранитных в каледонском континентальном массиве и габбро-монзонит-сиенит-гранитных в эвгеосинклинальном подвижном поясе. В рассматриваемом ареале редкометаллоносных гранитов эта структура совпадает с Иртышско-Зайсанской складчатой системой герцинид, наследует ей, но не является ей тождественной.

Алтайско-калбинский гранитовый комплекс по своему положению также является краевым, его геологическая позиция определяется повторным раскалыванием консолидированного в предшествовавший этап каледонско-герцинского складчатого массива под влиянием внегеосинклинальной активизации древнего линеамента.

Алтайско-калбинский комплекс формировался в одну или две интрузивные фазы (биотитовые микроклиновые граниты), осложненные внутриинтрузивными (дополнительными), нередко значительными по объему инъекциями (лейкократовые граниты) и образованием обильной жильной серии (лейкократовые граниты, пегматиты, аплиты, кварцевые жилы).

Комплекс рассмотрен нами ранее, причем было установлено положение его на ряд смежных структурно-формационных зон, обоснована связь с ним редкометалльных рудных поясов Горного и Монгольского Алтая, Калбы и Нарыма, показано симметричное расположение металлогенических подзон — пегматитовых и гидротермалитовых — обоих рудных поясов, а также овалоподобный характер интрузивных цепей. В составе комплекса нами выделены продолжающие друг друга продольно вытянутые Алтайско-Калбинский кольцевой и Монголо-Алтайский полукольцевой ареалы размерами в сотни километров (см. рис. 17).

Петрографические свойства материнских биотитовых гранитов не меняются сколько-нибудь заметно по простираннию интрузивных цепей, но при этом длинные стороны кольцевого (полукольцевого) ареала, совпадающие с бортовыми частями геоантиклинальных блоков, в целом характеризуются наиболее густым расположением интрузивов и наибольшей рудонасыщенностью. Последнее находится в прямой связи с широким распространением здесь лейкократовых гранитов дополнительных интрузивов — пегматитоносных или грейзеноносных в зависимости от меньшей или большей их удаленности от краевой шовной зоны разломов.

Гирляндобразная форма продольных длинных цепей алтайско-калбинского ареала напоминает чешуеобразные цепи ачкатауских гранитов и поэтому вынуждает искать различия между осевыми, или «стволовыми», крутопадающими зонами гранитообразования и боковыми выположенными, удаленными от главного «ствола» чешуями или гирляндами. Такие различия существуют, они выражаются в смене формы оруденения (пегматиты и гидротермалиты, соответственно) и ассоциации типоморфных элементов (Ta, Nb, Cs, Sn и Sn, W, Bi).

* *
*

Отметим как итог, что возникновение самостоятельных формаций редкометаллоносных лейкократовых гранитов и аляскистов (в том числе субщелочных) представляет собой широко распространенное в континентальных областях явление, свойственное переходным эпохам после замыкания геосинклиналей и перед отложе-

нием платформенного чехла. Время образования таких гранитов характеризуется определенным состоянием земной коры, при котором жесткие плиты (в том числе в складчатых областях) приобретают размеры в сотни и первые тысячи километров, но сами плиты окончательно не теряют своей подвижности. Их подвижность выражается в образовании сводов с сопутствующими им системами наложенных впадин (терригенных, вулканогенных, угленосных), грабенов, глубоких рифтоподобных трогов, в оживлении краевых и межблоковых зон разломов, в росте древних купольных структур и в надвигании одних плит на другие.

Наиболее значительный факт, обнаруживающийся при сравнительном описании четырех рассмотренных нами формаций, заключается в том, что преобладающий высокоокислый эвтектоидный состав гранитов и редкометалльная их специализация могут быть присущи не только апикальной, но и глубинно-корневой фации конкретной интрузивной формации, что подтверждается примерами ничатского и западно-кейвского комплексов. О последнем известно, что он располагается не более чем на 3—4 км выше «гранулит-базитового», т. е., по существу, базальтового слоя. Ничатский комплекс, как было показано, характеризуется небольшим отрывом инъекционно-магматических гранитов от их метаморфического архейского субстрата и от путей подъема глубинных потоков тепла и агентов активации корового вещества. Парадоксально то, что и те и другие докембрийские гранитовые комплексы по многим признакам сходны с явно малоглубинными комплексами палеозойских и мезозойских гранитов — многочисленными интрузивные тела тех и других сложены микроклин-альбитовыми гранитами, резко дифференцированы в апикальной части, дискордантны, обладают холодными контактами и зоной закалки. Некоторые докембрийские формации являются субвулканическими (Дубровский, 1971).

Рассматриваемые случаи не могут быть сведены к схеме непрерывного перехода в вертикальном ряду снизу вверх от палингенных автохтонных, богатых кальцием, магнием, железом и бедных редкими металлами мигматит-плутонов к параавтохтонным и далее к трещинным телам редкометаллоносных лейкократовых гранитов. Приведенные данные указывают скорее на первичные эвтектоидные выплавки, изначально богатые редкими элементами, как на истоки и корневые части наблюдаемых гранит-аляскитовых и щелочно-гранитовых формаций.

Выдержанный петрохимический состав и весьма сходная металлогения этих формаций, не зависящие от местных особенностей состава субстрата (кристаллические сланцы, плагиогранито-гнейсы, анортозиты, гранитоиды предшествовавших циклов), по-видимому, могут быть объяснены лишь универсальными свойствами привнесимого глубинного вещества, а именно его обогащенностью щелочами и определенными рудными компонентами.

Малая (в пределах 20 км) и не зависящая от наличия или отсутствия осадочного чехла глубина массивов лейкократовых гра-

нитов и аляскитов должна иметь в своей основе либо особый тип магмагенерирующих зон, либо особый интервал глубинности, внутри которого в зонах тектонических дислокаций возможно селективное выплавление гранитовой эвтектики из гранитизированного субстрата при условии подтока щелочей и летучих, либо, наконец, то и другое вместе.

Сопоставляя алтайско-калбинский и акчатауский комплексы, мы приходим к выводу о существовании двух сопряженных типов магмагенерирующих зон самого большого порядка: а) крутопадающих стволовых зон, в которых «дыхание мантии» проявилось больше (более щелочной состав, ниобий-цирконий-редкоземельная геохимическая специализация), и б) связанных с ними боковых выположенных зон, разделяющих надвинутые гигантские чешуи, или блоки (с менее щелочными и более богатыми кремнекислотой гранитами, с месторождениями олова, вольфрама, молибдена, висмута). Первые зоны по отношению к кратону (квазикратону) являются краевыми, шовными, а вторые — внутренними, межблоковыми.

Пространственная фигура гранитной формации на основании анализа представляется нам не в одном, а во множестве вариантов, зависящих от многочисленных факторов, но прежде всего от величины, формы, структуры плиты (кратона, квазикратона) и от ее соотношения с подвижной зоной. Определяет эту фигуру центральный, или ядерный блок (призма), опущенный по отношению к смежным блокам на несколько километров по разломам. В жестком докембрийском цоколе столь значительное опускание одного из блоков возможно лишь при компенсирующем встречном перемещении крупных масс вещества в расплавленном виде из основания опущенного блока вверх по его образующим или по ослабленным зонам в краевых поднятиях того же блока. Корневая система формации состоит из параллельных или ветвящихся узких линейных зон и, по-видимому, не всегда улавливается геофизическими методами. Форма интрузивных цепей в складчатом осадочном чехле обусловлена штамповым характером дислокаций. Яркое строение осадочно-метаморфического чехла и наличие в нем множества горизонтальных межформационных разделов является причиной последовательного расширения («растекания») ареала формации от нижних срезов к верхним. В основании чехла или заключенных в чехле пологих плитообразных более ранних плутонов линейные трещинные интрузии трансформируются в интрузии центрального типа с узловым, или островным, формой распределения.

Породы щелочного состава находятся в различных отношениях с формациями редкометаллоносных гранитов и связаны с ними в глубинно-корневых зонах генетически, а в апикальных зонах парагенетически. Щелочные породы могут быть: а) субстратом гранитов, созданным ранее и независимо от последних; б) метасоматическими продуктами того же потока щелочных флюидов, который предшествует выплавлению гранитной эвтектики; в) гибрид-

ной фацией гранитов; г) продуктами кристаллизации параллельных интрузий, причем (а) и (б) характеризуют нижний интервал в вертикальном разрезе формации, (в) средний интервал и (г) апикальную часть формации. Нам представляется примечательной сама возможность рассмотрения в одном ряду гранит-аляскитовых, щелочно-гранитных и сиенит-щелочно-гранитных формаций, ранее не столь для нас очевидная. Они должны, по нашему мнению, рассматриваться как одна специфическая группа формаций, отличающаяся по составу, металлоносности и условиям образования от двух других главных групп — гранитоидных формаций палингено-анатектических (относительно простые гранодиорит-гранитные батолиты и мигматит-плутоны) и гранитоидных (дифференциатов базальтовых магм (габбро-диорит-плагиогранитные многофазные серии).

Глава 2

ГЛАВНЕЙШИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД

Щелочно-гранитоидные породы* в последнее время привлекают к себе все большее внимание в связи с обнаружением в них повышенных концентраций таких редких элементов, как Nb, Ta, Zr, Be, TR. Наряду с этим несомненный интерес представляет и петрологическая проблема возникновения пересыщенных кремнеземом щелочных пород. За последние годы опубликовано значительное количество геологических и экспериментальных работ, рассматривающих как частные, так и более общие вопросы условий формирования щелочных гранитоидов. Однако сравнительный генетический анализ пород этого типа по условиям их размещения и источникам материала, основанный на фактических данных по положению щелочно-гранитоидных образований в естественных ассоциациях пород, не проводился, хотя именно при таком подходе могут быть выявлены некоторые общие закономерности условий их образования. Попытаемся проследить распространенность и связь щелочно-гранитоидных образований с комплексами других пород, выяснить их приуроченность к определенным типам земной коры и наметить в первом приближении вероятную роль в их образовании мантийного и корового вещества.

Известные к настоящему времени щелочно-гранитоидные породы могут быть подразделены на четыре формационные группы, каждой из которых свойственны определенные геологические особенности условий формирования.

* К щелочно-гранитоидным образованиям мы относим пересыщенные кремнеземом породы со щелочными темноцветными минералами (пироксенами, амфиболами) как несомненно магматического (комендиты, пантеллериты, натровые риолиты, арфведсонитовые, арфведсонит-рибекитовые граниты), так и метасоматического (рибекит-эгриновые апограниты, гнейсы) происхождения.

1. Щелочно-гранитоидные породы островных серий океанских провинций (о-ва Пасхи, Самоа, Азорские, Вознесения и др.). Типовые комплексы вулканических и субвулканических пород представлены рядом от исходных оливин-базальтовых разновидностей через промежуточные трахибазальты и муджьериты до конечных продуктов типа щелочных кварцевых трахитов, натровых риолитов, пантеллеритов (и щелочных амфибол-пироксеновых гранитов). Иногда (о-в Кергелен) в качестве конечных дифференциатов щелочно-базальтовых серий наряду с пересыщенными разновидностями щелочных пород отмечаются и недосыщенные кремнекислотой фонолиты. В целом в типичных океанических провинциях щелочно-гранитоидные породы — явление довольно редкое и объем их по сравнению с другими дифференциатами щелочно-базальтовых серий невелик.

2. Щелочно-гранитоидные породы континентальных участков земной коры, ассоциирующие со значительными объемами дифференциатов щелочно-базальтовых серий. Типовыми примерами пород этой группы могут служить вулканоплутонические и вулканические комплексы Южной Гренландии, грабена Осло, Арабо-Нубийского щита.

В пределах Южной Гренландии ассоциации пород весьма разнообразны и представлены эффузивными, субвулканическими и интрузивными сериями щелочных габброидов, фельдшпатоидных и кварцсодержащих сиенитов, щелочных гранитов верхнедокембрийского (гардарского) возраста. В большинстве крупных массивов этой провинции наблюдается почти полный набор вышеперечисленных типов пород, но их последовательность формирования и количественные соотношения сильно варьируют.

В грабене Осло распространены эффузивные и интрузивные разновидности пород верхнепалеозойского возраста щелочно-габброидного, сиенитового и щелочно-гранитного (арфведсонит-рибекитового и рибекит-эгиринового) состава; в ограниченном объеме представлены нефелиновые сиениты, но широко распространены близкие по возрасту щелочным породам биотитовые граниты.

Щелочно-гранитоидные породы Арабо-Нубийского щита третично-четвертичного возраста ассоциируют с двумя последовательно сменяющимися сериями дифференциатов щелочно-базальтового вулканизма. В первой из них, образующей обширные покровы на территории Аравийского полуострова и Эфиопии, щелочно-гранитоидные породы (пантеллериты, комендиты, мелкие тела щелочных гранитоидов) незначительны по объему и тяготеют к верхам разреза вулканогенной толщи, где местами фиксируются также отдельные горизонты фонолитов. Во второй серии дифференциатов щелочно-базальтового магматизма, сопряженных с зоной Эфиопского рифта и Аденской флексуры, пантеллериты и комендиты играют существенную роль, а в некоторых современных вулканах

(Чабби, Фанталь) они являются единственными продуктами излияний.

По-видимому, к этой же группе следует отнести вулканы о-ва Пантеллерия, где в ассоциации с насыщенными и пересыщенными кремнеземом разностями щелочных пород известны щелочные базальты, а также эффузивные породы Тибести, Канарских островов и рифта Грегори. Среди этих ассоциаций кроме дифференцированных щелочно-базальтовых серий с конечными трахит-фолитовыми членами присутствуют также и трахит-пантеллеритовые разности пород.

3. Щелочно-гранитоидные образования континентальных участков земной коры без признаков связи со щелочно-габброидными породами. Общей особенностью пород этой группы является их тесная пространственная связь с биотитовыми гранитами. Для некоторых провинций (Восточно-Тувинской, Нью-Гемпширской) характерно сонахождение щелочно-гранитных и фельдшпатоидных пород, в других (Северо-Нигерийской, Восточно-Казахстанской, Горно-Алтайской, Восточно-Саянской) недосыщенные кремнеземом разности щелочных пород отсутствуют. Породы щелочно-гранитоидного семейства представлены в них субвулканическими и гипабиссальными разностями фаялит-гастингситовых и арфведсонит-рибекитовых гранитов, которым сопутствуют иногда эффузивные аналоги типа натровых риолитов-пантеллеритов; широко распространены в связи с этими комплексами пород альбит-рибекит-эгириновые метасоматиты (апограниты) с редкометальной минерализацией.

4. Щелочно-гранитоидные породы континентальных участков земной коры, в образовании которых главную роль играли процессы метасоматоза в зонах глубинных разломов и регионального метаморфизма (в отличие от рассмотренных выше магматических ассоциаций). Практически эти образования следовало бы подразделить на ряд групп, равноценных выделенным магматическим формациям, но из-за недостатка необходимых материалов они отнесены в одну группу с выделением только крайних типов. К первому из них относятся протяженные зоны рибекит-эгириновых гнейсов в разновозрастных толщах кристаллических сланцев и гнейсов амфиболитовой фации метаморфизма (Восточная Сибирь, Центральный Памир, Полярный Урал; Малави, Африка; Виго, Испания). Другим крайним типом в пределах этой группы являются рибекитовые и эгириновые сланцы типа криворожских, КМА. Они залегают среди метаморфических пород в виде отдельных маломощных пластов и образование их, по-видимому, обусловлено метаморфизмом изначально необычных (обогащенных железом) осадочных пород (Глаголев, 1966; Половко, 1970).

Среди щелочно-гранитных производных щелочно-базальтового магматизма океанических и континентальных областей ведущая роль принадлежит фаялит-диопсид-геденбергитовыми и фаялит-

арфведсонитовым разностям эффузивных и интрузивных пород, а рибекит-эгириновые парагенезисы фиксируются лишь в основной массе вулканитов и в реакционных комплексах замещения интрузивных пород. Среди части пород второй группы и во всех породах третьей группы наряду с высокотемпературными фаялит-арфведсонитовыми и арфведсонитовыми разностями гранитоидов широко распространены низкотемпературные рибекит-эгириновые фации пород со значительным количеством аксессуарных редкометаллических минералов. В породах четвертой группы развиты исключительно низкотемпературные рибекитовые и рибекит-эгириновые фациальные разности, с которыми в апогнейсовых метасоматитах иногда ассоциируют промышленные содержания редкометаллических минералов.

Ультракислые породы океанических бассейнов несомненно являются конечными дифференциатами щелочно-базальтовой магмы. Но лишь для сравнительно небольшого числа этих пород, приуроченных к срединно-океаническим хребтам, можно предположить образование за счет дифференциации неконтаминированной сиалического материалом первичной щелочно-базальтовой магмы (о-в Вознесения, Азорские о-ва), тогда как для ряда других районов океанических бассейнов, где известны щелочные гранитоиды (банка Рокол, о-ва Пасхи), допускается существование блоков континентальной коры (Святловский, 1971; Oliver e. a., 1965) и, следовательно, не исключена возможность вовлечения в переработку сиалического материала.

В пределах континентов приуроченность щелочно-гранитных образований второй группы к крупнейшим геолого-тектоническим структурам земной коры (сводовым поднятиям, рифтам, зонам глубинных разломов) и постоянная связь со щелочными базальтами позволяет связывать причину их возникновения с процессами, протекающими в подкоровых участках земли. В то же время значительно более широкая распространенность щелочно-гранитных образований в континентальных областях по сравнению с океаническими дает основание допускать вовлечение в той или иной форме в магматический цикл корового вещества под воздействием мантийных источников тепла и щелочных эманаций (Милановский, 1969; Буданов, 1970; Mohr, 1970) и, по-видимому, объемы щелочно-гранитных пород в пределах различных щелочно-базальтовых провинций в какой-то мере могут отражать степень участия сиалического материала.

Для третьей группы щелочно-гранитных пород континентальных участков земной коры прямые признаки связи с глубинными (подкоровыми) источниками практически отсутствуют. Лишь для некоторых из них отмечается ассоциация с небольшими объемами габброидных пород (кольцевые комплексы Нигерии, Камеруна), а региональное размещение массивов щелочных гранитов контролируется глубинными разломами. В этих случаях допускается возможность появления щелочно-гранитоидных пород за счет процессов

дифференциации нормальных гранитных расплавов, имеющих почти чисто коровое (палингенное) происхождение (А. А. Беус и др., 1962 г.; Павленко, Быховер, 1971).

Для эгирин-рибекитовых гнейсов четвертой группы (Архангельская, 1968) связь с подкоровым источником фиксируется по широкому развитию щелочно-гранитоидных метасоматитов непосредственно в зонах глубинных долгоживущих разломов за счет дренирования ювенильных растворов без видимого участия каких-либо магматических пород глубинного происхождения (Бородин, 1969).

В последние годы для решения петрологических проблем стали успешно привлекаться геохимические данные (Овчинников и др., 1970; Бородин, 1969). Имеющиеся публикации по геохимии редких элементов в различных группах щелочно-гранитоидных пород, несмотря на неполноту и различную достоверность аналитических данных, представляют определенный интерес, так как помогают решению вопросов образования семейства щелочно-гранитоидных пород.

Из приведенного на рис. 18 графика видно, что концентрация таких редких элементов, как ниобий, тантал, цирконий, иттрий в щелочных ультракислых дифференциатах щелочно-базальтовых серий мантийного происхождения (о-в Вознесения, Срединно-Атлантический хр.) превышает в несколько раз кларковые величины для нормальных гранитов континентальных участков земной коры и, поскольку заимствование этих элементов из сиалической коры исключено, их ювенильная природа вряд ли может вызывать сомнение.

Столь же высокий уровень содержания этих элементов сохраняется в эффузивных и интрузивных разностях щелочных гранитоидов, ассоциирующих со щелочными базальтами, в континентальных областях, где допускается возможность контаминации мантийного вещества коровым материалом.

Значительная щелочность этих кислых магм и их высокая, несвойственная обычным гранитоидам, обогащенность рядом редких элементов не позволяют рассматривать этот процесс просто как частичное выплавление из коры анхизтектических расплавов. По-видимому, этому процессу предшествовала значительная проработка корового материала потоками щелочей ювенильного происхождения, привнесших одновременно и редкие элементы.

Поступление тепловых потоков и щелочных эманаций вдоль зон глубинных разломов на более высокие уровни земной коры могло вызывать не только образование апогнейсовых метасоматитов с их исключительно высокой, превышающей в десятки (а для ниобия — и до ста) раз кларки для гранитоидов, концентрацией редких элементов, но и сопровождаться выплавлением расплавов щелочно-гранитоидного состава. Перераспределение изначально высоких содержаний редких элементов в этих гранитоидах за счет процессов дифференциации и метасоматических преобразований может при-

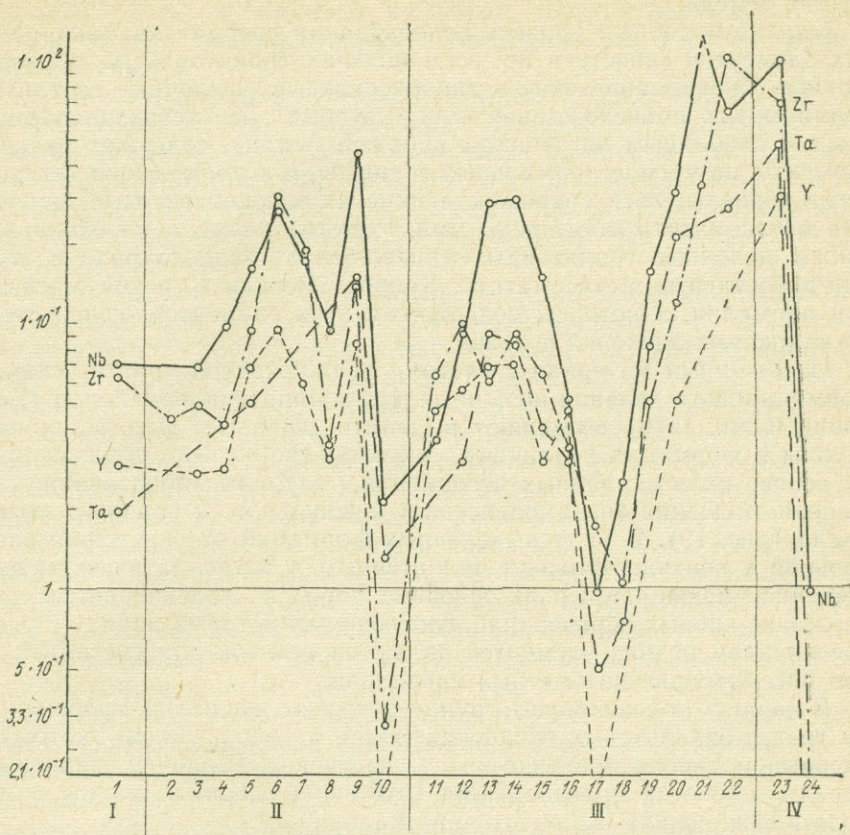


Рис. 18. График концентрации ряда редких элементов в щелочных гранитоидах относительно их кларковых содержаний в кислых породах (по А. П. Виноградову, 1962)

I — кислые щелочные эффузивы срединно-океанических щелочно-базальтовых серий; *II* — кислые щелочные эффузивы и гранитоиды щелочно-базальтовых серий континентальных областей; *III* — палингенные щелочные граниты (и связанные с ними метасоматиты) континентальных областей; *IV* — щелочно-гранитные метасоматические образования зон глубинных разломов и регионального метаморфизма

1 — обсидиан с о-ва Вознесения; *2* — эффузивы влк. Нандевар (Австралия); *3* — эффузивы Эфиопского рифта; *4* — эффузивы вулканов Адедской серии (юг Аравийского п-ова); *5* — эффузивы о-ва Пантеллерия; *6* — эффузивы из шт. Невада (США); *7* — дайки щелочных гранитов Туттуток (Юж. Гренландия); *8* — щелочные граниты грабена Осло; *9* — щелочные граниты Илмаусак; *10* — щелочные граниты калневых базальтоидов, Сыныр; *11* — эффузивы Мейор Айленд (Новая Зеландия); *12* — эффузивы Нигерии; *13* — эффузивы Вост. Казахстана; *14* — щелочные гранит-порфиры Вост. Казахстана; *15* — щелочные граниты Вост. Казахстана; *16* — щелочные граниты Сев. Нигерии; *17* — щелочные граниты Горного Алтая; *18* — щелочные метасоматиты по гранитам Горного Алтая; *19* — щелочные метасоматиты по гранитам Вост. Казахстана; *20* — щелочные метасоматиты по гранитам Сев. Нигерии; *21* — экзоконтактовые метасоматиты щелочных гранитов Вост. Казахстана; *22* — экзоконтактовые метасоматиты щелочных гранитов Горного Алтая; *23* — апогнейсовы метасоматиты Вост. Сибири; *24* — рибекит-эгириновые метасоматиты Кривоного Рога, Курской магнитной аномалии (график составлен по литературным данным)

водить иногда к появлению промышленных концентраций ниобия, редких земель.

Однако подобный уровень концентрации рассматриваемых редких элементов свойствен не всем щелочно-гранитоидным образованиям. Субвулканические и гипабиссальные щелочные граниты палингенного происхождения, для которых не устанавливается связь с глубинным источником (Горный Алтай), содержат редкие элементы на уровне нормальных гранитов, с которыми они генетически связаны, хотя сопровождающие их экзоконтактовые щелочные метасоматиты обогащены ими. Редкими элементами обеднены также щелочные гранитоиды калиево-базальтоидного ряда и эгирин-рибекитовые метасоматиты Кривого Рога и Курской магнитной аномалии, в которых содержания этих элементов опускаются до кларковых значений и ниже.

Изложенный материал с учетом предложенной ранее схемы формационного деления щелочных (фельдшпатоидных) пород (Бородин и др., 1970) позволяют выделить главные формационные группы и формации различных щелочно-гранитных образований на основе их естественных ассоциаций, глубины образования и степени смешения (взаимодействия) ювенильного и корового материала (рис. 19). В ряду выделенных формаций от океанской ювенильной к континентальным палингенным и метасоматическим постепенно уменьшается роль основных пород и увеличивается содержание кислых образований, соотношения которых наряду с распределением редких элементов являются основой для систематики при рассмотрении конкретных провинций.

В первую (ювенильную) группу отнесены кислые дифференциаты трахит-базальтовых океанских серий, в образовании которых коровый материал практически не участвовал. Щелочно-гранитные породы являются производными глубинной основной магмы и их доля в этих сериях исключительно мала.

Для второй гибридной (палингенно-ювенильной) группы формаций характерно смешение мантийного и корового материала, но для разных формаций оно осуществляется в различной степени. Габброидная формация выделяется по преобладанию основных разновидностей пород и малой распространенности гранитоидных образований. Для трахибазальт-гранитоидной формации устанавливается существенное увеличение кислых пород. В самостоятельную (калиево-базальтоидную) формацию в группе гибридных формаций выделяются щелочно-гранитные дифференциаты калиевых щелочных магм, характеризующиеся исключительной обедненностью редкими элементами, что, по-видимому, является специфической особенностью магм этого типа.

В третью (палингенную) группу объединены естественные ассоциации, характеризующиеся почти полным отсутствием основных дериватов. Образование этих формаций связано с палингенным переплавлением сиалической коры, которое, возможно, обуславливается воздействием ювенильных растворов (сиенит-гранитная фор-

мация). К этой же группе формаций отнесены щелочно-гранитные дифференциаты палингенных расплавов состава нормальных гранитоидов, образование которых происходило без участия глубинного материала.

К четвертой группе отнесены метасоматические породы щелочно-гранитного состава, образование которых связывается либо с интенсивным воздействием ювенильных растворов на сиалические породы, но без существенного переплавления (корово-ювенильная подгруппа), либо с процессами регионального метаморфизма без привноса вещества из глубины и без переплавления (коровая подгруппа).

Генетическая связь пересыщенных кремнеземом щелочных пород с процессами гранитоидного магматизма являлась предметом неоднократного обсуждения в геологической литературе. Как следует, однако, из приведенных выше данных, во многих провинциях палингенно-ювенильных и палингенных формаций для щелочно-гранитных пород характерна пространственно-временная и, по-видимому, генетическая связь с собственно щелочными породами — нефелиновыми сиенитами. Как было показано ранее (Бородин и др., 1971), при рассмотрении условий формирования щелочных пород с учетом геохимических данных о поведении редких элементов-индикаторов достаточно определенно противопоставляются две модели щелочного петрогенезиса: 1) агентами метасоматоза и щелочного палингенезиса являются глубинно-коровые растворы и 2) щелочной метасоматоз и анатексис связаны с ювенильными эманациями. Глубинно-коровые растворы по условиям своей генерации отличаются существенно калиевым характером и обуславливают развитие процессов обычной гранитизации. Поэтому необходимы дополнимые условия, например, локальная специфика состава замещаемых коровых пород, чтобы помимо нормальных гранитов появились и щелочные разности. Напротив, с ювенильными растворами связана преимущественно натровая щелочность, а также и повышенные концентрации специфических элементов-индикаторов. Поэтому уже в начальные этапы взаимодействия ювенильных растворов с гранито-гнейсами и другими метаморфическими породами прогрессирующее натровое ощелачивание будет приводить к смене бесщелочных (субщелочных), а также калиевых цветных минералов их натровыми аналогами. Так, вместо нормальных роговых обманок и биотита будут выделяться натровые амфиболы и пироксены — эгирин, арфведсонит, рибекит и другие, сопровождаемые парагенными редкометальными минералами — бритолином, пироксеном и др. При этом основная масса калия остается инертной, фиксированной в составе полевошпатовых минералов. Реальной геологической моделью подобных процессов могут служить зоны фенитизации вокруг интрузий нефелиновых сиенитов и карбонатитов.

Таким образом, при формационном анализе щелочных гранитоидов, как и других типов щелочных пород, следует иметь в виду

ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ	ГРУППЫ ФОРМАЦИЙ	ФОРМАЦИИ	Степень смешения глубинного и по- рового материала	СТРУК		
				Океанические хребты		
ОКЕАНИЧЕСКИЙ	Ювенильная	трахит-базальтовая	Глубинный материал	О. Вознесения, Азорские о-ва, Роккол, Мергелен		
				Глубинный		
	ПАЛИНГЕННО-ЮВЕНИЛЬНАЯ (гибридная)	габброидная	с небольшим участием корового материала			
		трахибазальт-гранитная	С равным или подчиненным участием глубинного материала			
		налиево-базальтоидная	Существенно коровые, возможно с частичной переработкой ювенильными растворами			
		сиенит-гранитная	гранитная	Без следов воздействия глубинных источников		
Норово-ювенильная	зон глубинных разломов	С интенсивной переработкой ювенильными растворами				
Норовая	регионального метасоматоза	метаморфические (без привноса)				

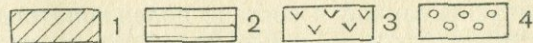
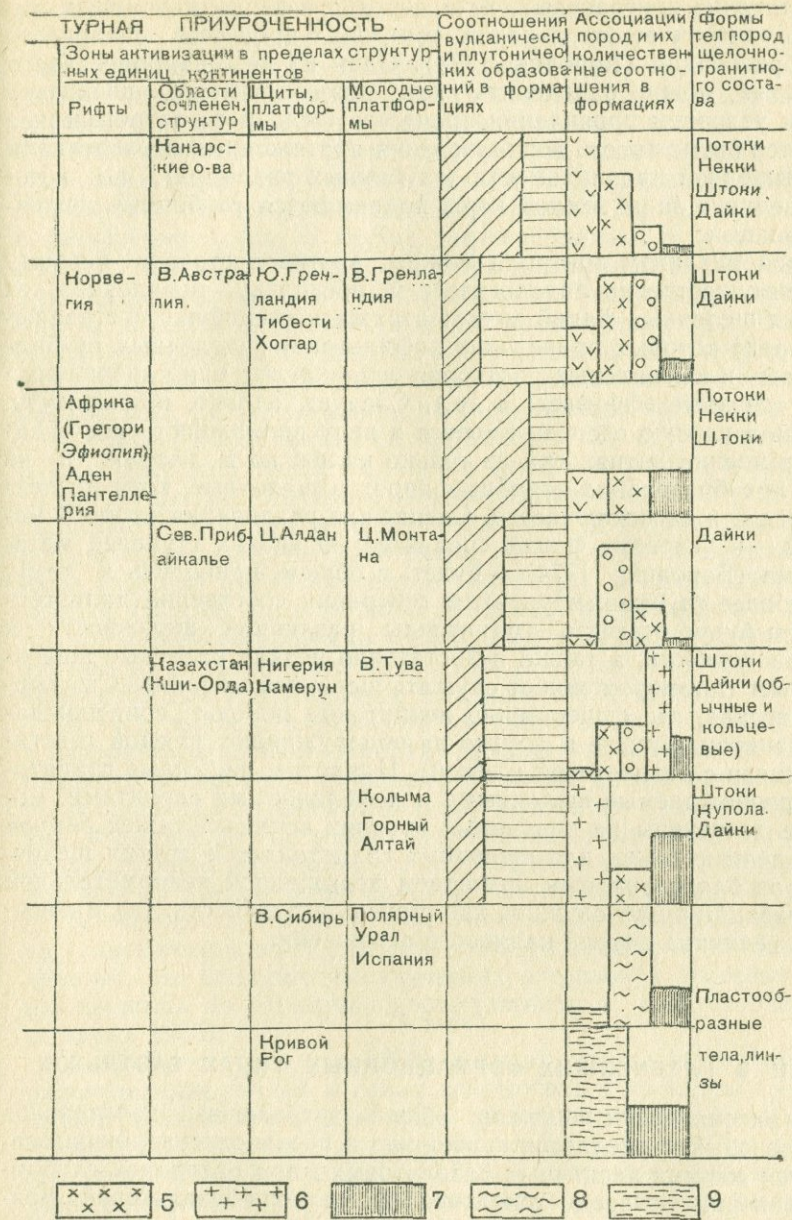


Рис. 19. Главнейшие формации

1 — вулканические породы; 2 — плутонические породы; 3 — габбро, базальты; 4 — нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, фолониты, италиты; 5 — сиениты, трахиты; 6 — биотитовые граниты, кератофиры, риолиты; 7 — щелочные граниты, пантеллериты, комендиты; 8 — эгирип-рибекитовые гнейсы; 9 — рибекитовые сланцы



щелочно-гранитоидных образований

4 — нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, фолониты, италиты; 5 — сиениты, трахиты, пантеллериты, комендиты; 8 — эгирип-рибекитовые гнейсы; 9 — рибекитовые сланцы

два достаточно контрастных, хотя нередко и взаимосвязанных механизма тектонического в целом контроля процессов щелочного магмаобразования (Бородин, 1974). Один из них, наиболее часто отмечаемый, можно определить как дизъюнктивный, поскольку главным условием проявления процессов щелочного петрогенезиса становится возможность возникновения протяженных по вертикали зон повышенной проницаемости (глубинных разломов), по которым в верхние зоны земной коры поднимаются глубинные щелочные эманации.

Второй механизм контроля можно противопоставить первому как преимущественно литологический, поскольку появление тех или иных щелочных фаций может отражать специфику состава пород, в среде которых происходит инфильтрация щелочных глубинно-коровых и ювенильных растворов (силикатные или карбонатные толщи, основные эффузивы и др.). Следует, однако, подчеркнуть, что здесь в первую очередь имеется в виду возможность постепенного повышения активности не только калия, но и натрия, а не прямое преобразование подобных пород в щелочные, хотя последний процесс и не исключается. Специфика реализации второго механизма — в условиях фаций сравнительно низких ступеней метаморфизма (Бородин, 1974) — будет, в общем, приводить к тому, что наиболее глубинным уровням генерации собственно палингеновых магм будут отвечать гранитоиды различной щелочности и кремнекислотности, а также и достаточно редкие калиевые щелочные магмы (примером может служить щелочной комплекс Сынырского массива, где существенно лейцитовые породы сопровождаются гранитоидами; те и другие не обнаруживают прямой генетической связи с базальтовой магмой). Напротив, щелочные гранитоиды, сопровождаемые щелочными и нефелиновыми сиенитами, могут быть встречены на различных уровнях верхних этажей земной коры. Следовательно, для щелочных гранитоидов и других щелочных пород благоприятным критерием повышенной редкометалльной специализации будут служить как степень агпаитности, так и повышенная величина натрий-калиевого отношения.

Глава 3

ТИТАН В ГЛАВНЕЙШИХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПАХ БАЗАЛЬТОВ

При рассмотрении вопросов общей петрологии значительное внимание обычно уделяется сравнению и противопоставлению особенностей состава первичных базальтовых магм различной глубинности, в первую очередь толеитовой и щелочно-базальтовой. Возможность выделения подобных первичных (исходных) типов магм для континентов и океанов опирается на совокупность как геологических, так и петрохимических характеристик, все чаще подкрепляемых целенаправленными статистическими исследованиями (Кутюлин, 1969). Вместе с тем, отнесение отдельных эффузивных об-

разований к тому или иному магматическому типу может быть сопряжено со значительными трудностями в связи с наличием переходных типов магм. Статистические критерии могут оказаться недостаточными для вполне однозначного определения принадлежности единичных базальтов к главным типам магм.

Поэтому более эффективным методом, позволяющим избежать указанных выше затруднений, может быть сравнительный петрохимический анализ различных эффузивных серий, куда наряду с базальтами входят и другие дифференциаты. В этом случае неизбежно возникает вопрос о выборе достаточно наглядных петрохимических параметров (коэффициентов, индикаторных отношений) в качестве координат при построении диаграмм. В стремлении к наиболее комплексной характеристике химического состава сравниваемых пород исследователи все чаще прибегают к сложным параметрам, рассчитываемым по соотношению нескольких главных петрогенных компонентов (коэффициенты Куно, Торнтон-Таттла и др.). Нетрудно показать, что тем самым не только эти, но и почти все остальные главные породообразующие окислы уже не могут быть взяты порознь в качестве независимых переменных при построении корреляционных диаграмм, где за одну из координат приняты сложные петрохимические параметры. В связи с этим несомненный интерес представляют данные о распределении редких и малых элементов-примесей в базальтах и их дифференциатах в зависимости от кремнекислотности, щелочности и других петрохимических параметров (Бородин, Гладких, 1967; 1968).

В этом плане заслуживают внимания данные о распределении в базальтах и других породах титана — элемента, геохимически близкого к ниобию и цирконии. В то же время титан отличается от них гораздо большей величиной начальной концентрации (кларка), что приводит не только к обогащению им ряда главных породообразующих силикатов, но и к появлению собственных минералов еще на раннем этапе кристаллизации базальтов.

Возможность использования титана как индикаторного элемента («дискриминанта») специально обсуждалась Ф. Чейзом, установившим, что базальты океанических островов и орогенических зон различаются по характеру распределения и содержанию титана (Chayes, 1965).

Г. В. Граcco (Grasso, 1968) показал, что сложное бимодальное распределение титана в лавах действующих вулканов соответствует содержанию этого элемента в трех различных по происхождению базальтовых сериях — щелочноземельных сериях орогенических зон (первый максимум $\text{TiO}_2=0,75\%$), натровых базальтовых сериях платформ ($\text{TiO}_2=2,25\%$) и щелочных базальтовых сериях ($\text{TiO}_2=3,05\%$). Д. С. Штейнберг (1963) сопоставил различные типы базальтов по содержанию в них титана и характеру его корреляции с железом и магнием. При этом он сделал вывод о том, что по количеству и соотношению этих элементов, во-первых, отчетливо разделяются толеитовая и оливино-базальтовая группы во

всех фракциях и производных от базальтов и долеритов и их кислых дифференциатов до гипербазитов, во-вторых, выделяются отдельные комплексы и провинции, иногда выдерживающиеся на большом протяжении.

Закономерностям геохимического поведения титана в базальтовых сериях из отдельных провинций СССР посвящен также ряд работ других исследователей (Абрамович и Высокоостровская, 1963; Нестеренко и Альмухамедов, 1966 и др.). Тем не менее многие основные вопросы распределения титана в базальтовых сериях заслуживают дальнейшего изучения. В числе таких вопросов можно в первую очередь указать сравнительную характеристику рифтовых океанических и континентальных серий, которые по основным петрологическим особенностям в наибольшей степени могут быть противопоставлены толеитовым формациям. Такое сопоставление целесообразно и потому, что за последние годы опубликованы многочисленные данные по эффузивным сериям Восточной и Центральной Африки (El-Hinnavi, 1964 и др.), базальтам океанических и других провинций. Наряду с ними привлекаются и новые материалы по Сибири и Русской платформе. Анализ этих данных и посвящена, в основном, настоящая глава книги. Как и в предыдущих наших публикациях, в качестве основного петрохимического параметра выбран коэффициент, учитывающий одновременно изменения в характере и катионной, и анионной частей пород — коэффициент относительной основности * (K_r).

Содержание титана в базальтах и щелочных дифференциатах базальтовых магм

Среднее содержание титана в базальтах из различных формаций приведено в табл. 49. Однако при оценке этих цифр необходимо учитывать и диапазон колебаний средних содержаний в пределах сравниваемых формационных групп. Так, например, среднее содержание титана в главных типах траппов Сибири (Лурье, Матйтис, 1964) колеблется от 1,2 до 3,2% TiO_2 , в щелочных оливиновых базальтах Прибайкалья (Белов, 1963) от 0,3 до 3,5% TiO_2 и т. д. С другой стороны, в разнообразных щелочных дифференциатах, появление которых в первую очередь отличает глубинные щелочно-базальтовые серии от трапповых, наблюдается как постепенное уменьшение концентрации титана при переходе от базальтов к наиболее лейкократовым щелочным дифференциатам, так и максимальные его содержания в некоторых бесполовошпатовых — нефелиновых и других базальтоидах. Рассмотрим ниже некоторые цифровые данные.

* Величина K_r вычисляется как отношение атомных количеств щелочных металлов к сумме атомов кремния и алюминия: $K_r = \frac{K+Na}{Si+Al}$ (%).

Содержание TiO_2 в базальтах¹ и базальтоидах

Провинция	Возраст	Траппы	Океанические толеиты	Щелочные оливковые базальты	Трахибазальты	Трахиандезиты, андезиты	Трахиитонолиты	Бесполовшпальные щелочные базальтоиды
Среднее содержание на континентах		1,48	—	2,22				
Среднее в океанических сериях		—	2,09	3,06				
Русская платформа	Pz	2,3 ²	—	4,95 ³	5,54 ³	3,83 ⁸	0,33 ⁹	6,30 ⁹
Сибирская платформа	Pz—Mz	1,48	—	4,06 ⁶	4,37 ⁴	1,23 ⁶	0,87 ⁶	4,65 ⁶
Кузнецкий Алатау	Pz	—	—	1,45 ⁷	1,30 ⁷	0,97 ⁷	0,44 ⁷	3,16 ⁷
Прибайкалье	Kz	—	—	2,23	2,3 ⁵	0,78 ⁵	0,9 ⁵	2,6 ⁵
Восточная Африка	Kz	1,34	—	2,73—2,93 ¹⁶	2,04 ⁸	—	0,65 ⁸	2,42 ⁸
Индийская платформа (Декаан)		2,15	—					
Океанические рифты и острова								
Тихий океан	Kz	—	2,31	3,08		1,77 ¹¹	0,87 ¹²	2,71 ¹⁴
Атлантический океан	Kz	—	1,39	2,97		1,82 ¹⁰	0,42 ¹⁰	3,34 ¹⁵
Индийский океан	Kz	—	2,77	3,20			0,42 ¹³	

Примечание. ¹ Кутюлин, 1969; ² Ушакова, 1962; ³ Свиридов, 1968; ⁴ Шихорина, 1969; ⁵ Белов, 1963; ⁶ Жук-Почекутов и др., 1965; ⁷ Бородин, Гладких, 1967; ⁸ El-Hinnavi, 1964; ⁹ Бугурлинов Панов, 1966; ¹⁰ Daly, 1927 (о. Святой Елены); ¹¹ Engel a. Engel, 1964; ¹² Lacroix, 1928 (Таити) ¹³ Edwards, 1938 (Кергелен); ¹⁴ Нокколдс и Аллен (Гавайи), 1958; ¹⁵ Stark, Най, 1963 (о. Трак); ¹⁶ Герасимовский, Карпушина, 1970.

Вулканические породы зоны Восточно-Африканского рифта, представляющие континентальную оливин-базальтовую формацию, изучены Эль-Хиннави (El-Hinnavi, 1964). Согласно его данным, в состав пород восточной ветви рифтовой зоны, помимо базальтов, трахибазальтов и трахиандезитов и трахитов, входит большое количество эффузивных пород щелочного ряда — от меланократовых (мелилитовых и нефелиновых анкаратритов, базальтов и нефелинитов) до фонолитовых нефелинитов и фонолитов. Наиболее высокие содержания титана отмечаются в меланократовых щелочных породах — от 1,10 до 4,85% TiO_2 , а также в базальтах и трахибазальтах (1,04—3,15% TiO_2). В лейкократовых членах ряда содержание титана постепенно уменьшается до 1,15—0,22% TiO_2 в фонолитах и трахитах.

Сравнительно более высокие содержания титана характерны для пород щелочной оливин-базальтовой формации палеозоя Си-

бирской и Русской платформ, приуроченных к зонам глубинных разломов. Такова эффузивная ассоциация Маймеча-Котуйской провинции (Восточная Сибирь), куда входят бесполовошпатовые щелочные базальтоиды (меланократовые нефелиниты, мелилититы, лимбургиты и пр.), содержание титана в которых колеблется в пределах от 3,3 до 5,91% TiO_2 (Жук-Почекутов и др., 1965). Высокие содержания титана характерны и для трахибазальтов этого района (2,75—6,02%). В долерито-базальтах, андезитах и трахиандезитах содержание титана значительно ниже (от 0,92 до 1,78% TiO_2) и минимально в конечных дифференциатах ряда — трахитах и трахипаритах (0,36—1,29% TiO_2).

Интересны данные по содержанию титана в породах щелочной оливин-базальтовой формации Русской платформы, приуроченной к тектонической зоне сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом. Преобладающими породами здесь являются базальты и трахибазальты, содержание титана в которых превышает содержания в щелочных базальтоидах других провинций и колеблется в среднем от 3,41% до 5% в базальтах и 3,8—5,54% в трахибазальтах (Бутурлинов, Панов, 1966; Свиридов, 1968).

Отличается от описанных выше континентальных серий субплатформенная серия щелочной оливин-базальтовой формации Кузнецкого Алатау (Бородин, Гладких, 1967₁). Входящие в ее состав щелочные базальтоиды (меланократовые оливиновые нефелиниты) имеют довольно высокие содержания титана (3,10—3,21%), в то время как базальты и трахибазальты обеднены им (1,42—1,51%) по сравнению с подобными породами других сходных серий.

Вулканические образования океанической оливин-базальтовой формации, развитые на островах Атлантического, Тихого и Индийского океанов, также содержат в своем составе щелочные эффузивы. В большей степени, чем в континентальных сериях, они представлены лейкократовыми разностями (муджиериты, трахиты, фоллиты), с невысокими содержаниями титана (0,42—0,87%). Значительно более высокие содержания титана отмечаются в щелочных базальтоидах океанических островов. Так, в нефелин-мелилитовых базальтах Гавайских островов (серия Гонулулу) содержание титана меняется от 2,27 до 3,0% (Никколдс и Аллен, 1958); в мелилит-нефелиновых базальтах о. Трак 3,10—3,58% TiO_2 (Stark a. Nau, 1963).

В базальтах океанических серий содержание титана колеблется довольно значительно: как правило, базальты толеитового типа, слагающие океаническое дно и присутствующие среди островных серий, содержат меньше титана, чем щелочные оливиновые базальты этих же серий (табл. 50). Наиболее богаты титаном щелочные оливиновые базальты островов Тихого и Индийского океанов (3,08 и 3,2% TiO_2 в среднем). Обеднены титаном толеитовые базальты Атлантической серии (1,39%).

Результаты анализа корреляционных связей титана в базальтах

Породы или минералы	Коррелируемые элементы или величины	Число пар	Значения коэффициента корреляции	
			вычисленные*	критические с 95%-ной значимостью
Базальты трапповой формации	$TiO_2 - (Na + K)$	259	+0,328	0,122
	$TiO_2 - \left(\frac{Na + K}{Si + Al} \right)$	259	+0,218	0,122
Базальты и трахизабальты щелочной оливиновой формации континентов	$TiO_2 - (Na + K)$	164	+0,317	0,151
	$TiO_2 - \left(\frac{Na + K}{Si + Al} \right)$	258	+0,240	0,122
Базальты и трахизабальты щелочной оливин-базальтовой формации океанов	$TiO_2 - (Na + K)$	186	+0,204	0,143
	$TiO_2 - \left(\frac{Na + K}{Si + Al} \right)$	144	+0,444	0,162
Пироксены из базальтов	$TiO_2 - Al_2O_3$	90	+0,297	0,227

* Корреляция была вычислена методом «дробового выстрела».

Среди трапповых формаций наиболее изучены комплексы интрузивных и эффузивных траппов Сибирской платформы (Кавардин и др., 1968). Содержание титана в базальтах здесь колеблется в пределах 1,51—1,85%, в долеритах 0,9—2,60%. Наиболее богаты титаном субщелочные дифференциаты — трахизабальты, трахидолериты, трахиандезитобазальты (2,08—3,46%). Субкислые разновидности (кварцевые долериты, диориты, гранодиориты) сравнительно обеднены титаном (1,03—1,45), так же как и ультраосновные (0,3—1,36%).

Траппы Русской платформы, изученные З. Г. Ушаковой (1962) и включающие интрузивные и эффузивные образования, характеризуются более высокими, по сравнению с сибирскими, содержаниями титана: средние содержания для различных типов пород колеблются в пределах 1,62—3,09% TiO_2 .

Более низкими содержаниями титана характеризуются траппы Африканской платформы 0,42—3,14% (Уокер и Полдверт, 1950), Таймыра 0,20—2,7% (Даминова, 1964), Кузбасса — 0,97—2,26 (Кутолин, 1964).

Эффузивные серии орогенических областей — серии андезитовой формации, обеднены титаном, содержание которого в породах большинства серий не превышает 1,75%. В базальтах отдельных провинций этой формации среднее содержание титана колеблется

в пределах 0,96—1,15%; среднее содержание для базальтов этой формации составляет 1,04% (Кутолин, 1969).

В наиболее щелочных сериях формации, например, Западно-Камчатской щелочной провинции, содержание титана также невысоко и колеблется в пределах 0,52—2,10% (абсарокиты, шошониты, кринаниты, банакиты и др.).

Поведение титана в процессе дифференциации базальтовых магм

В первом приближении характеристикой степени дифференциации базальтовых магм может служить увеличение концентрации атомов щелочных металлов в последовательном ряду магматических продуктов. В то же время изменение концентрации щелочей, особенно на ранних этапах (базальты и меланократовые дифференциаты), может отражать и различия в условиях первичного (глубинного) магмаобразования, например, в полноте селективного плавления или степени ювенильного ощелачивания. Сравнение особенностей распределения титана на основе графиков $TiO_2-\Sigma Na+K$ для различных базальтоидных серий (рис. 20—22) * позволяет сделать следующие выводы.

Максимальные содержания титана как в траппах, так и в дифференцированных щелочно-базальтовых сериях, отвечают относительно низкой щелочности при небольшом диапазоне ее изменения (100—150 атомарных количеств щелочных металлов). При этом намечается вполне определенная тенденция к прямой зависимости (см. табл. 50) между увеличением содержания титана и щелочных металлов в базальтах из любых серий, на ранних и средних этапах дифференциации базальтовых магм (базальты и их дифференциаты умеренной или пониженной щелочности). Основное различие между толеитовыми и щелочно-базальтовыми сериями заключается в том, что распределение титана в сложных дифференцированных сериях формации щелочных оливиновых базальтов, представленных на графиках (см. рис. 21 и 22) имеет вид асимметричной кривой с одним максимумом. В нижней части левой восходящей ветви располагаются наиболее меланократовые и бесщелочные разности — пикритовые порфириды, обладающие низкими содержаниями титана. Основное поле левой ветви (нижняя часть) и ее максимум занимают базальты пониженной щелочности, в верхней части — типичные щелочные оливиновые базальты и трахибазальты. Правая, нисходящая ветвь графиков характеризует содержание титана в лейкократовых дифференциатах — андезито-базальтах, андезитах, трахитах, а также щелочных эффузивах — нефелинитах, фонолитах и пр. В этих породах прослеживается обратная связь между содержанием титана и щелочностью, что в целом отвечает химизму процесса кристаллизационной дифференциации —

* $\Sigma Na+K$ дана в атомных количествах.

появлению все более лейкократовых пород. При этом уменьшается содержание железа и магния, с которыми титан связан прямой корреляционной зависимостью (Штейнберг, 1963; Бутурлинов и др., 1966). Наиболее четко подобное распределение титана проявлено в океанических сериях, в то время как в континентальных аналогичная кривая отвечает лишь максимальным содержаниям титана для всего диапазона щелочности. В то же время для зна-

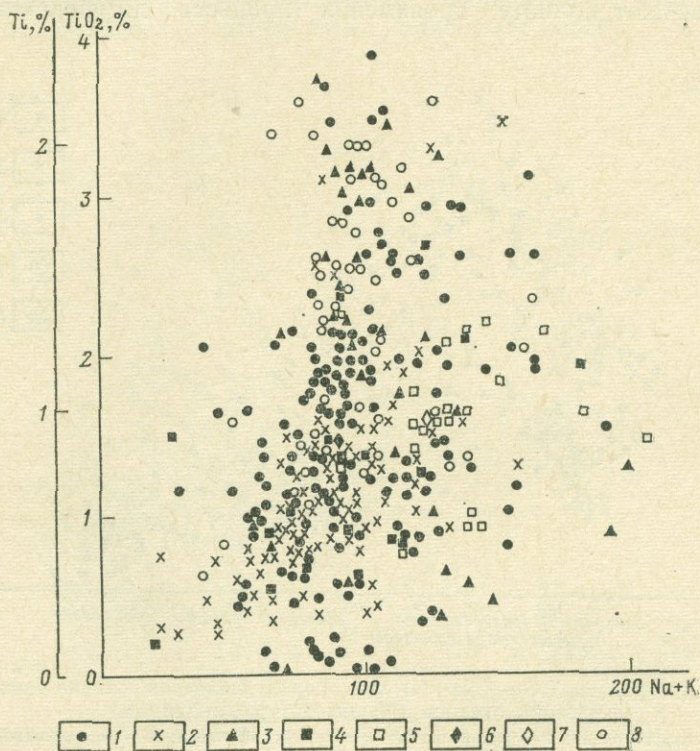


Рис. 20. Диаграмма TiO_2 —(Na+K) для пород трапповой формации (по литературным данным)

1 — Сибирская платформа; 2 — Африка; 3 — Индийская платформа; 4 — Таймыр; 5 — Кузбасс, 6 — траппы древних платформ; 7 — траппы молодых платформ; 8 — Русская платформа

чительной части базальтов и их лейкократовых дифференциатов можно отметить относительно стабильный уровень концентрации титана (около 2% TiO_2). Следует также отметить, что максимальные концентрации титана встречаются не в базальтах, а в бесполевошпатовых базальтоидах из карбонатитовых провинций, представляющих, по крайней мере, частично автономные серии вторичных (щелоченных) магм (Бородин, 1965).

Графики распределения титана в зависимости от более общего параметра — коэффициента относительной основности, учитываю-

щего также изменения в концентрации кремния и алюминия, близки к рассмотренным выше. Это, с одной стороны, подтверждает правильность выбора параметра $K_r = \frac{Na+K}{Si+Al}$ (%) как показателя степени дифференциации, а с другой, — позволяет высказать некоторые дополнительные соображения. При сравнении графиков TiO_2-K_r для главных серий нетрудно видеть, что различия между ними отвечают полноте проявления процесса дифференциации.

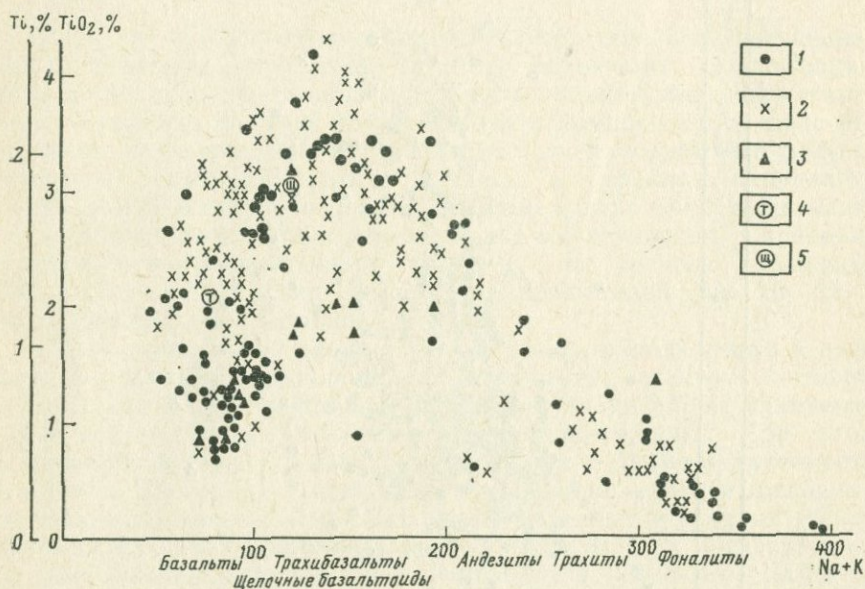


Рис. 21. Диаграмма $TiO_2-(Na+K)$ для пород щелочной оливин-базальтовой формации океанов (по литературным данным)

1 — Атлантический океан; 2 — Тихий океан; 3 — Индийский океан; 4 — океанический толент; 5 — щелочной оливиновый базальт

Иначе говоря, сравниваемые серии являются как бы частями единого ряда (поля) дифференциатов — от траппов через океанические серии к континентальным, в которых дифференциация проявлена наиболее полно. Таким образом, именно в континентальных сериях в наибольшей степени реализованы те тенденции, которые только намечаются для предыдущих серий.

Так, при совмещении на одном графике фигуративных точек ряда трапповых провинций и океанических серий (рис. 23) видно, что составы трапповых дифференциатов почти полностью локализируются в пределах поля, отвечающего восходящей части графика океанических серий. При этом характерные для последних максимальные содержания титана располагаются в области более высокой щелочности (сдвинуты вправо) по сравнению с траппами.

Дальнейшие же различия между сравниваемыми сериями, прежде всего, относятся к появлению ряда дифференциатов все повышающего содержания титана постепенно падает до минимальных значений. Появление подобных дифференциатов, развитых в ограниченных масштабах по сравнению с собственно базальтами, очевидно, отвечает глубинной магматической дифференциации в наиболее строгом понимании этого процесса (в отсутствии сиалической коры).

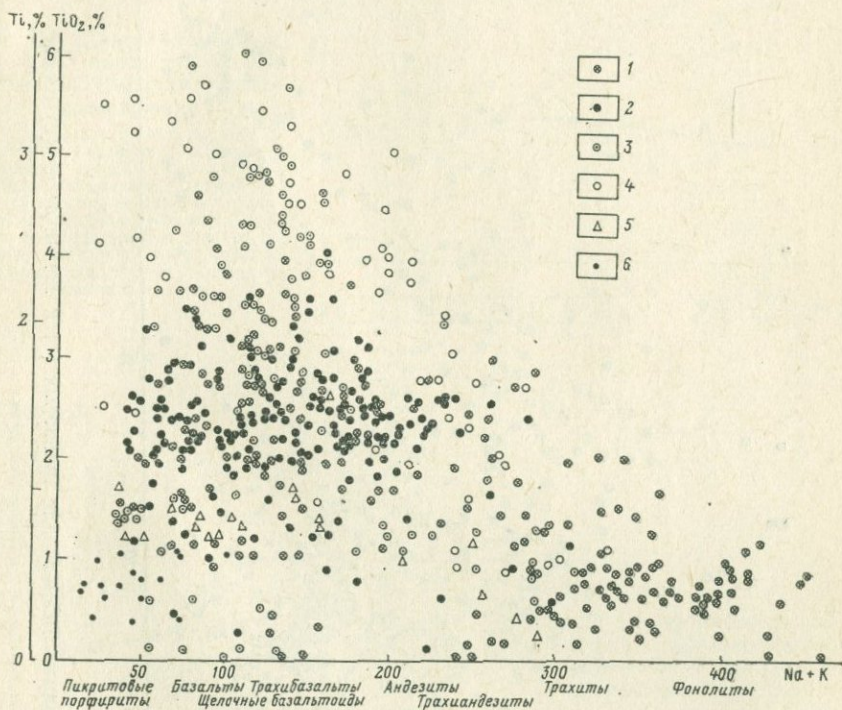


Рис. 22. Диаграмма $TiO_2-(Na+K)$ для пород оливин-базальтовой формации континентов (по литературным данным)

1 — Восточная Африка; 2 — Забайкалье; 3 — Восточная Сибирь, Маймеч-Котуйская провинция; 4 — Русская платформа, Приазовье; 5 — Кузнецкий Алатау; 6 — дикиртовые порфириты

Другие различия заключаются в проявленной лишь для траппов тенденции к формированию дифференциатов с заметно пониженным и относительно ровным содержанием титана на всем интервале повышения щелочности расплавов — от наиболее основных производных (типа пикритовых базальтов и долеритов) в нижнем левом углу диаграммы до наиболее щелочных (типа кварцевых долеритов и тешенитов), явно отвечающих близповерхностной дифференциации в условиях континентальной коры (рис. 24). Если при этом попытаться схематизировать график TiO_2-K_r для траппов, то

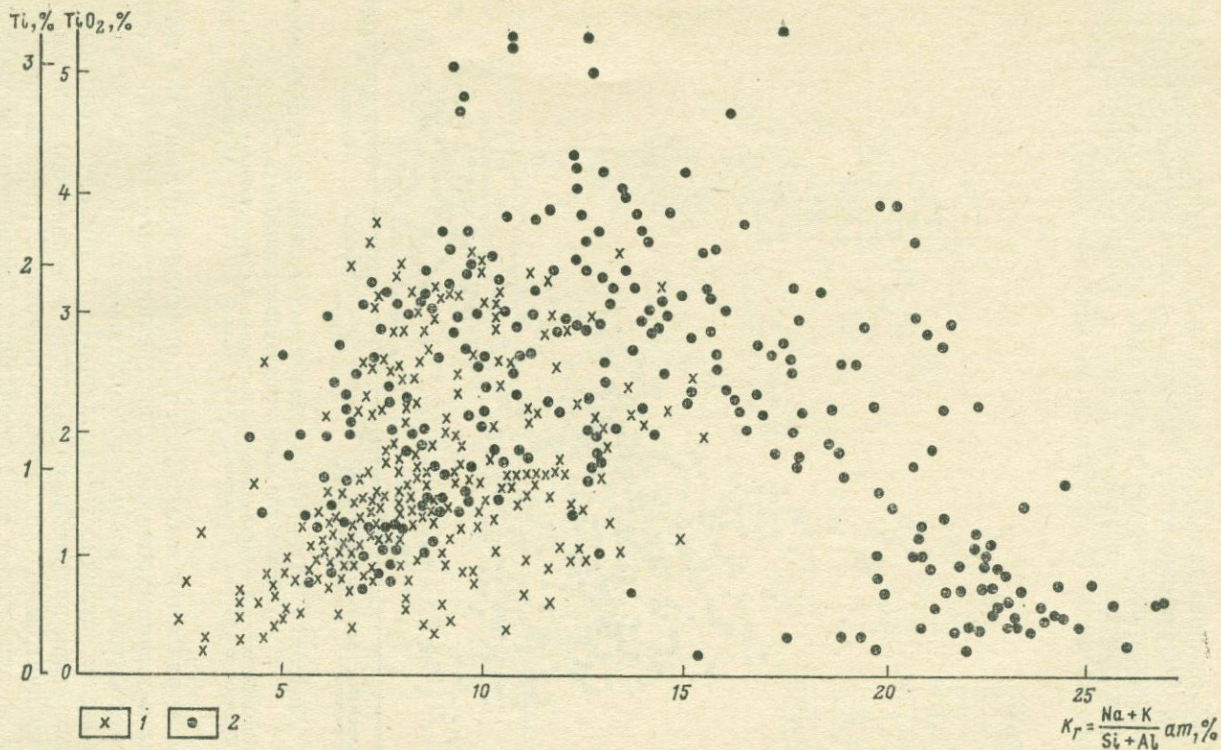


Рис. 23. Диаграмма TiO_2-K_T для трапповых (1) и океанических (2) серий

отдельным провинциям будут соответствовать линии, характеризующие основное направление дифференциации траптовых магм (рис. 25). Как видно из этого графика, для главнейших траптовых серий в месте пересечения характерных линий может быть намече-

Рис. 24. Диаграмма TiO_2-K_r для пород траптовой формации Сибири (среднее содержание)

1 — ультраосновные породы (пикритовые базальты, пикритовые долериты и др.); 2 — основные породы (базальты, долериты); 3 — субщелочные породы (трахибазальты, трахидолериты, трахандезито-базальты, габбро-тешенты и др.); 4 — субкислые породы (кварцевые долериты, диориты и др.)

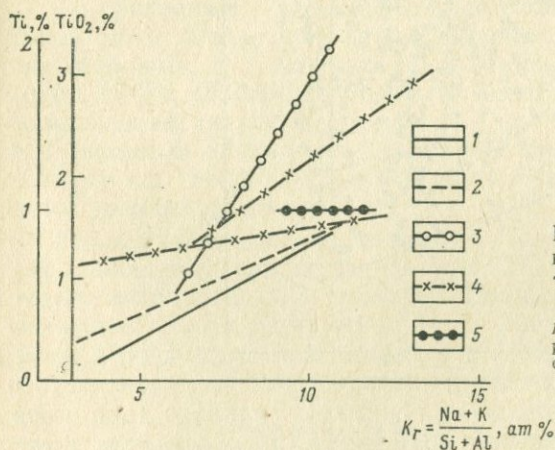
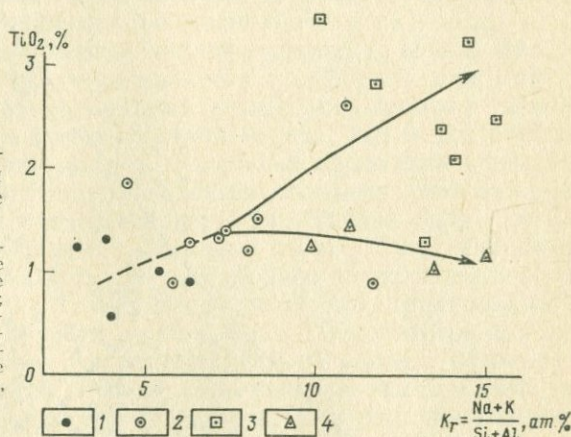


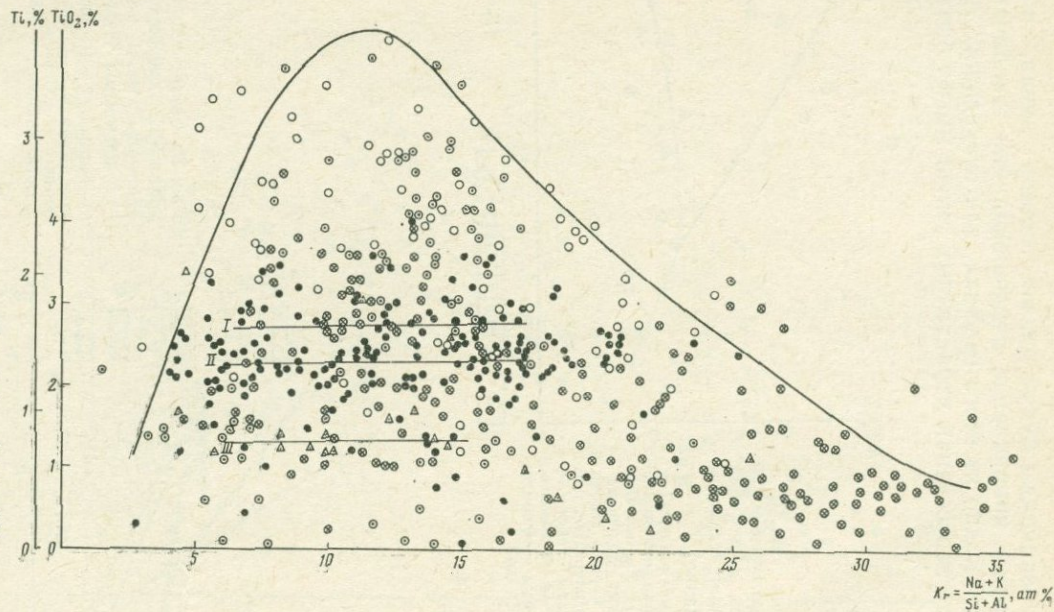
Рис. 25. Схема основных направлений дифференциации траптовых магм на основе диаграммы TiO_2-K_r

1 — Таймыр; 2 — Восточная Африка (Карру); 3 — Русская платформа; 4 — Сибирь (главные типы траптов); 5 — Кузбасс

но общее поле с координатами: TiO_2 1,1—1,2% и K_r 7—9. По-видимому, в этих пределах и находится средний состав главных компонентов исходной траптовой магмы, а также и среднее содержание титана, несколько пониженное по сравнению с его статистической оценкой (по данным В. А. Кутолина, $X=1,48-1,66$). В то же время такие, например, серии, как таймырская и Карру, представляют несколько иную, возможно частично контаминированную, менее глубинную начальную магму с пониженным содержанием титана на всем пути процесса дифференциации.

Рис. 26. Диаграмма TiO_2-K_r для пород щелочной оливин-базальтовой формации континентов

I-III — примерные линии средних содержаний (*I* — Восточная Африка, *II* — Забайкалье, *III* — Кузнецкий Ала-тау). Остальные условные обозначения см. на рис. 22



В подтверждение указанных выше различий между толеитовыми и щелочно-базальтовыми сериями, характеризующих также и специфику магматической дифференциации для континентальных и океанических участков, рассмотрим график TiO_2-K_r для континентальных щелочно-базальтовых серий из рифтовых и других провинций. На диаграмме (рис. 26), как бы продолжая «трапповую» тенденцию, фигуративные точки заполняют весь участок поля между восходящей и нисходящей частями кривой графика. Весьма примечательной чертой графика является следующее: хотя контур поля точек (по характерным максимальным содержаниям) может быть выражен такой же асимметричной кривой, как и для океанических серий, внутри этого контура отдельные провинции представлены преимущественно субпараллельными полосами, отвечающими определенным уровням среднего содержания титана для любых магматических дифференциатов данной серии. Так, например, в средней части поля параллельно оси абсцисс располагается большая часть фигуративных точек, представляющих трахибазальтовую провинцию Прибайкалья с содержанием TiO_2 , равным приблизительно 2,5%, независимо от типа эффузивных пород — от базальтов до андезитов-базальтов. Однако для меньшей части базальтов и базальтоидов Прибайкалья можно говорить о наличии «океанической» тенденции — концентрации титана до 3,5—4% в условиях умеренной щелочности (средняя часть графика).

По сравнению с рассмотренными выше главными типами базитовых магм особое положение занимают базальт-андезитовые серии островных дуг. Как уже указывалось ранее (Chayes, 1965; Кутюлин, 1969), собственно базальты здесь отличаются более низким содержанием титана, не только по сравнению с океаническими, но и трапповыми аналогами. Достаточно специфично и распределение в базальтах титана, хотя и намечается некоторая аналогия с траппами древних платформ.

Анализ распределения титана не только в базальтах, но и в других членах эффузивных серий (рис. 27) позволяет прийти к некоторым дополнительным выводам. Прежде всего обращает на себя внимание, что на диаграмме $Ti-K_r$ фигуративные точки таких типичных представителей данной формации, как толеитовые и высокоглиноземистые дифференциаты, располагаются не только ниже всего поля океанических серий, но также и траппов. Другими словами, характер распределения титана не согласуется с допущением, что исходная для всей ассоциации магма может быть получена в результате фракционирования более первичной (глубинной) базальтовой магмы. В то же время намечается достаточная сопоставимость с некоторыми континентальными сериями — продуктами близповерхностной дифференциации щелочно-базальтовой магмы (например, субплатформенными сериями типа Кузнецкого Алатау). Об этом свидетельствует также и характер зависимости содержания титана от относительной основности магмы — без макси-

мума в средней части графика, при постепенном понижении содержания титана на всем интервале щелочности.

Наряду с этим можно видеть, что щелочные эффузивы Японии и Камчатки определенно обособлены от остальных членов андезитовой формации и скорее соответствуют дифференциатам океанических серий, отличаясь от них несколько пониженным содержанием титана.

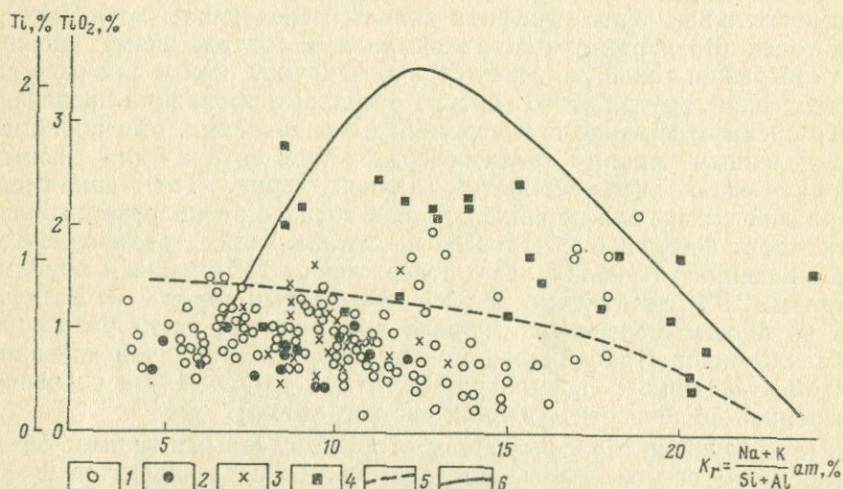


Рис. 27. Диаграмма TiO_2-K_f для пород андезитовой формации (по литературным данным)

1 — серии Камчатки, Курил, Сахалина и Японии; 2—4 — серии вулканических пород Японии (2 — толеитовая; 3 — высокоглиноземистых базальтов; 4 — щелочных пород); 5 — серия Кузнецкого Алатау (щелочные оливиновые базальты и их дифференциаты); 6 — океанические серии

Таким образом, можно предположить, что основная масса пород эффузивной ассоциации островных дуг, отвечающая, по Куно, толеитовому и высокоглиноземистому типам исходных магм разной глубинности, по условиям генерации близка к субплатформенным образованиям. Напротив, щелочные эффузивы в этой ассоциации действительно представляют гораздо более глубокие выплавки. Поэтому очевидно, что эффузивная ассоциация островных дуг, хотя и проявлена в условиях переходного типа земной коры, но составляет не единую, а гетерогенную, в целом, формацию.

Основываясь на сравнении океанических и континентальных серий, можно наметить некоторые общие положения. Очевидно, что восходящие ветви кривых на графиках TiO_2-K_f , отвечающие основной массе родоначальных базальтов в любых типах базальтовых серий, характеризуют в первую очередь специфику условий глубинного магмаобразования. Напротив, нисходящая ветвь кривой (от базальтов до наиболее щелочных дифференциатов — фолитов и трахитов) представляет процессы магматической диффе-

ренциации исходных базальтовых магм на различных уровнях глубинности. Как было показано выше, восходящие части графиков принципиально сходны (совпадают) для различных базальтовых магм, хотя при этом постепенно и возрастает начальная концентрация титана от траппов к базальтам из дифференцированных океанических и континентальных серий далее — к базальтам и бесполевошпатовым базальтоидам, представляющим магмы из рифтовых и карбонатитовых провинций.

Если взять за основу состав мантийного перидотита, вычисленный П. Г. Харрисом и др. (Harris et al., 1967), то при полном отделении базальтовой составляющей типа примитивного океанического толента в расплав перейдет около 15% ат. количества катионов (Овчинников, Бородин, Ляхович, 1970). При этом содержание TiO_2 будет достигать 1,5—2%, что близко к исходным содержаниям в различных типах исходных базальтов. При большей степени селективного плавления, что чаще всего предполагается для щелочных выплавов, а также в результате процессов типа зонной плавки и ювенильного ошелочения содержание титана в первичных магмах может быть повышено в несколько десятков раз по сравнению с исходной концентрацией в «пиролите» (по П. Г. Харрису — 0,1% TiO_2).

Существуют и принципиально иные, но примерно в такой же степени правдоподобные допущения, связывающие появление базальтовых, прежде всего трапповых, магм не с селективным, а полным плавлением мантийного материала*. В этом случае, очевидно, достаточно небольшой степени селективного плавления, чтобы от толентовых (трапповых) магм перейти к щелочно-базальтовым дифференциатам с повышенным содержанием щелочей, титана и некоторых других компонентов, кроме редких и рассеянных.

Повышение концентрации титана в родоначальных базальтовых магмах свидетельствует об их генерации в условиях относительно больших глубин. Так, например, Мак-Грегором в результате экспериментального изучения системы $MgO-SiO_2-TiO_2$, моделирующей плавление вещества мантии, было показано, что количество TiO_2 , содержащегося в выплавляемой жидкости, увеличивается с увеличением давления. Это позволило предположить, что основной причиной различий в содержании титана в базальтах можно считать глубину формирования первичных базальтовых магм (Mac Gregor, 1969). С подобными заключениями согласуются рассмотренные выше данные о распределении титана: его концентрация в сериях, связанных с глубинными разломами и рифтами, и,

* Появление в течение относительно коротких отрезков времени однородной базальтовой магмы, изливающейся на площадях, измеряемых сотнями тысяч и даже миллионами квадратных километров, неизбежно вызывает представление об очень быстром расплавлении субстрата, происходящем в огромных масштабах при однородности состава образующейся выплавки. По-видимому, никакие механизмы, кроме полного плавления гомогенного материала, пока не могут объяснить это явление (Масайтис, 1969).

напротив, пониженные содержания в субплатформенных сериях (Кузнецкий Алатау), трапловых провинциях и орогенных провинциях (андезитовые формации).

На фоне указанных выше различий в исходной концентрации титана в тех или иных родоначальных магмах последующее его распределение зависит от особенностей процессов кристаллизационной дифференциации, с чем в основном могут быть связаны закономерности концентрации титана в ряду последовательных магматических дифференциатов. Как известно по данным многочисленных исследований, главными концентраторами титана в базальтовых и базальтоидных сериях являются рудные минералы (титаномагнетит, ильменит, перовскит) и моноклинные пироксены. Хотя концентрация титана в окислах гораздо выше, чем в силикатах, пироксены в большей степени могут контролировать распределение последнего в процессе кристаллизации базальтовых расплавов, особенно при его низких и умеренных исходных содержаниях. Это определяется как преимущественным осаждением пироксенов в качестве первовыделений, так и предпочтительным вхождением титана в структуру пироксена при высоких температурах (Verhogen, 1962). Другим важным фактором, благоприятствующим вхождению титана в пироксены, является недосыщенность расплавов кремнеземом, что в итоге повышает возможность замещения титаном алюминия в шестерной координации. Установлено, что наиболее высокими содержаниями титана обладают клинопироксены из базальтов континентальных щелочно-базальтовых серий (от 1 до 5%), что вполне соизмеримо с валовой концентрацией титана в исходных расплавах. Так, среднее содержание TiO_2 в пироксенах равно 2,04% (вычислено нами по 70 опубликованным анализам). Возможность прямой корреляции между титаном и алюминием подтверждается статистически (см. табл. 50).

В толеитовых расплавах, судя по данным А. И. Альмухамедова (1967) и Г. В. Нестеренко (Нестеренко, Альмухамедов, 1966), основными концентраторами титана служат титаномагнетит и ильменит, содержание же этого элемента в пироксенах из траплов всегда ниже 1%. Следует, однако, иметь в виду, что вхождение основной массы титана в состав магнетита (точнее говоря, ульвошпинели) возможен лишь при низкой величине парциального давления кислорода, т. е. в условиях относительно больших глубин.

Из приведенных выше данных следует, что повышение концентрации титана при переходе от наименее щелочных базальтов к щелочным базальтоидам (восходящая ветвь кривой на графиках TiO_2-K_T) будет определяться как выделением более титанистых пироксенов в более щелочных разностях, так и захватом основной массы титана на поздних этапах кристаллизации титаномагнетитом и ильменитом, а в нефелиновых и других бесполовошпатовых базальтоидах — перовскитом (Бородин, 1966). В дальнейшем, при переходе к все более лейкократовым дифференциатам будет снижаться содержание титана (нисходящая ветвь графика). Посколь-

ку в ряде континентальных базальтовых серий сохраняется более или менее стабильный уровень концентрации титана на протяжении всего ряда дифференциатов, то, очевидно, уменьшение содержания в породах цветных минералов, в том числе титанистых клинопироксенов, компенсируется выделением собственных титановых минералов (ильменит и др.).

* * *

Подводя итог изложенному выше, можно прийти к общему заключению о том, что вряд ли правильно относить титан к числу «некогерентных элементов», которые не связаны закономерно с типами магм, выделяемых по соотношению главных компонентов (Грин и Рингвуд, 1968). Напротив, не только исходные базальты различных формационных типов, но и серии их дифференциатов вполне определенно различаются по содержанию и характеру распределения в них титана. При этом намечаются следующие закономерности:

1. Содержание титана увеличивается в ряду исходных магм большей глубинности: базальты андезитовых формаций, траппы и другие толеитовые базальты, щелочные оливиновые базальты, бесполовошпатовые щелочные базальтоиды.

2. На начальных и главных этапах дифференциации любых базальтовых магм происходит повышение концентрации титана, вплоть до максимальных значений, наблюдаемых в конкретных эффузивных сериях. Это повышение закономерно связано с одновременным ростом щелочности и общей основности базальтовых и щелочно-базальтовых магм.

3. Дальнейшие этапы дифференциации, хотя и приводят к появлению наиболее щелочных дифференциатов (при различной их кремнекислотности), сопровождаются понижением концентрации титана, минимальной в конечных дифференциатах — трахитах, фолитах и др. Эти дифференциаты обеднены кальцием и фемическими элементами, геохимически в наибольшей степени близкими титану.

4. Особенности распределения титана в базальтах и их щелочных дифференциатах позволяют использовать его как элемент-индикатор при формационном анализе базальтовых серий и определении степени их глубинности (ювенильности).

Глава 4

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ И МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА УЛЬТРАБАЗИТОВ

Ультраосновные породы входят в состав целого ряда магматических формаций, образование которых связано с разными этапами развития геологических структур (табл. 51; формации по

Геологическая позиция ультрабазитов и характер их оруденения

Структурное положение магматических формаций	Магматические формации	Главные типы ультрабазитов	Оруденение	Примеры массивов (район); их возраст
Геосинклинальная область (ранний этап развития геосинклиналей)	Габбро-пироксенит-дунитовая	Пироксенит, дунит; мнее — верлит, горн-блендит	Титаномагнетитовое, редко хромитовое	Гусевогорский, Нижнетагильский (Урал); S — D
	Габбро-перидотитовая	Верлиты, пироксениты	Преимущественно сульфидное медно-никелевое	Печенгская группа (Кольский п-ов); до Ст
	Гипербазитовая	Серпентинизированные гарцбургиты, дуниты	Хромитовое	Кемпирсайский, (Урал); D
	Слабодифференцированные ультрабазитовые интрузии	Гарцбургиты	Сульфидное медно-никелевое	Аларечинский (Кольский п-ов); Pt
То же (поздний или орогенный этап развития геосинклиналей)	Габбро-монзонит-сиенитовая и габбро-сиенитовая	Оливиниты, верлиты	Титаномагнетитовое	Ларнашен-Дарабаский (Армения), Pg; Ельть-Озеро (Кольский п-ов), Pt
Платформенная область (участки активизации раннего этапа развития платформ)	Дифференцированных габбро-норитовых интрузий	Оливиниты, гарцбургиты, бронзититы Пироксенит, дунит, бронзитит, гарцбургит	Сульфидное медно-никелевое	Мончегорский плутон (Кольский п-ов), Pt
	Дифференцированных ультраосновных интрузий	Оливиниты, верлиты, пироксениты	Титаномагнетитовое, хромитовое, сульфидное медно-никелевое	Бушвельдский лополит (Африка); до Ст
	Щелочно-ультраосновная	Оливиниты, пироксениты	Титаномагнетитовое	Колвицкий (Кольский п-ов); Pt
То же (участки активизации позднего этапа развития платформ)	Кимберлитовая	Кимберлиты	Титаномагнетитовое и перовскитовое	Ковдорский, Лесная варака (Кольский п-ов); Pz (S — D)
			Алмазное	Мало-Ботуобинский р-н; D — C; Чомурдахский р-н; T — Cf (Якутия)

Ю. А. Кузнецову, 1964). В геосинклинальных областях их формирование приурочено к периоду преимущественного прогибания, т. е. к первому (или раннему) периоду образования геосинклинали. Для этого периода развития геосинклинальных областей характерно образование гипербазитовой, габбро-пироксенит-дунитовой и габбро-перидотитовой магматических формаций (Урал, Кольский п-ов, Кавказ). С более поздним или орогенным этапом развития геосинклинальных областей связано образование габбро-монзонит-сиенитовой и габбро-сиенитовой формаций (Кавказ, Кольский п-ов).

В платформенных областях выделяются два основных периода, в течение которых формировались магматические формации, где важная роль принадлежит ультрабазитам. Во-первых, это период активизации раннего этапа развития платформ, когда в основном проявилась тенденция к постепенному прогибанию. В этот период формировались крупные стратифицированные тела, например, Бушвельдский лополит или Мончегорский плутон, относящиеся к формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий. В другой период активизации позднего развития платформ сформировался сложный комплекс пород щелочно-ультраосновной формации (Кольский п-ов), а также произошло образование кимберлитовой формации (Якутия).

Генезис ультрабазитов габбро-пироксенит-дунитовой, габбро-перидотитовой, габбро-монзонит-сиенитовой формаций геосинклинальных областей, а также формации дифференцированных габбро-норитовых интрузий платформ связан с внедрением и глубинной дифференциацией магмы основного состава (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Е. П. Молдаванцев, И. И. Малышев, О. А. Воробьева, Е. В. Свешникова, А. И. Богачев и др.). При формировании габбро-пироксенит-дунитовой формации, например, Уральской геосинклинальной области, на раннем этапе образования происходила глубинная дифференциация первичного расплава с разделением на основную и ультраосновную магмы. Затем эти магмы внедрились в ослабленную зону глубинных разломов и консолидировались в виде крупных габброидных тел, среди которых находятся обособления ультрабазитов. Интрузивные массы дунитов, пироксенитов и габбро, сосредоточенные в одной и той же структурной зоне, несомненно, связаны общностью происхождения и возникли при первичном расслоении габброидной магмы (Воробьева и др., 1962).

Массивы ультрабазитов габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала имеют расслоенный характер, хотя и не совсем четко выраженный, что отмечалось в работах О. А. Воробьевой и др. (1962), В. А. Решитько (1961 г.). Это скорее всего связано с более поздней кристаллизационной дифференциацией в результате охлаждения расплава в интрузивной камере.

В платформенных областях при формировании магматических формаций ультрабазитов и базитов разделение первичной магмы в значительной степени, вероятно, происходило в интрузивной ка-

мере. В результате образовались отчетливо расслоенные, очень крупные тела, например, Бушвельдский лополит, представляющий собой чередование анортозитов, пироксенитов, габбро, норитов, а также залежей массивного титаномагнетита (верхняя часть норитовой толщи) и дунита, бронзитита, гарцбургита, верлита, норита, хромита (нижняя часть норитовой толщи). Расслоенность характерна также и для Мончегорского плутона.

Таким образом, в процессе формирования ультрабазит-базитовых тел большей части рассмотренных магматических формаций геосинклинальных областей и платформ ранних этапов развития большую роль сыграла дифференциация магмы основного состава. На самых ранних глубинных стадиях, вероятно, это была ликвация, а на более поздних этапах становления интрузий ультрабазитов и базитов большое значение могла иметь кристаллизационная дифференциация.

Характерно, что в процессе разделения материнского расплава редкие и малые элементы вели себя неодинаково. На примере дифференцированных серий Мончегорского плутона, интрузий Печенгской группы, габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала и габбро-монцит-сиенитовой формации Малого Кавказа (табл. 52) видно, что в ультраосновных дифференциатах и габброидах элементы-примеси разделяются на две группы: 1) Cr, Ni, Co концентрируются в дунитах и оливинитах, 2) Ti, V, Sc, Ga, Sr накапливаются в пироксенитах и габброидах. Это тенденция достаточно четко прослеживается для всех исследованных нами гипербазит-базитовых формаций.

Основная тенденция разделения Cr, V и Ti также хорошо видна на примере отношений этих элементов в ультрабазитах различных дифференцированных комплексов (табл. 53).

По сравнению с ультрабазитами рассмотренных магматических формаций несколько особняком стоят ультраосновные породы (альпинотипные), относящиеся к наиболее распространенной гипербазитовой формации геосинклинальных областей. Как правило, породы этой формации менее разнообразны по сравнению с ультрабазитами и базитами рассмотренных выше формаций. Доминирующей породой является гарцбургит с локальным развитием дунитов и резко подчиненным распространением пироксенитов и верлитов. Существующие довольно многочисленные точки зрения о генезисе пород гипербазитовой формации можно свести к двум основным. Согласно первой из них породы указанной формации и связанные с ними хромитовые руды образовались из ультраосновной магмы. Этому придерживаются большинство советских исследователей: Н. В. Павлов (1971), Н. Д. Соболев (1971), Г. Г. Кравченко (1971 г.), Л. И. Колотилов (1970 г.), О. М. Глазунов (1970 г.), А. Н. Сутурин (1970 г.) и др. По представлениям других исследователей дуниты и перидотиты гипербазитовой формации являются твердым остатком после выплавления базальта

из вещества мантии: Л. В. Дмитриев и др. (1971), И. Курода и др. (1971 г.), Е. М. Мурес, Ф. И. Вайн (Mooges, Vine, 1971) и др.

Однако А. П. Виноградов, А. А. Ярошевский и Н. П. Ильин (1970) специально отметили, что тугоплавкие продукты, остающиеся после зонного плавления, находятся на значительно больших глубинах, чем подкоровые участки мантии. И поэтому наблюдаемые в земной коре отдельные массивы и пояса ультраосновных пород (дунитов, перидотитов, серпентинитов) нельзя рассматривать как непосредственные продукты зонного плавления мантии.

А. М. Стьюбер и В. Р. Мурти (Stuber, Murthy, 1966), основываясь на более высоких значениях отношений изотопов $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ в альпинотипных ультраосновных породах (0,710—0,715) по сравнению с базальтами (океаническими и континентальными), а также с включениями ультраосновных пород (0,705), считают, что альпинотипные гипербазиты, вероятнее всего, являются дериватами верхней мантии. По предлагаемой ими схеме гипербазитовое вещество верхней части мантии сформировалось в процессе раннего образования Земли. Континентальная кора образовалась под действием радиоактивных элементов около 3,5 млрд. лет назад.

Таким образом, не исключено, что на раннем этапе формирования оболочек Земли происходило накопление в подкоровых областях вещества, имеющего ультраосновной состав. Однако в дальнейшем образование ультраосновных пород (перидотитов и дунитов) гипербазитовой формации и генетически связанных с ними хромитовых руд, вероятнее всего, проходило в интрузивную стадию развития.

Наконец, к платформенным областям (участки активизации позднего этапа развития платформ) приурочены две формации ультрабазитов (щелочно-ультрабазитовая и кимберлитовая), которые по своему петрохимическому составу имеют между собой мало общего, но, как справедливо отметили в своей работе Л. Н. Овчинников, Л. С. Бородин и В. В. Ляхович (1970), обладают большим сходством в наборе и уровне концентраций редких и малых элементов. Вероятнее всего, специфические тектонические условия позволили глубинному веществу кимберлитового состава проникнуть в область чехла древних платформ без существенной дифференциации. Этой точки зрения придерживаются В. С. Соболев, Н. В. Соболев и Б. Г. Лутц.

Генетическая связь ультрабазитов рассмотренных формаций с магмой различного состава (основной и ультраосновной) оказала существенное влияние на характер оруденения. Наибольшее распространение среди пород рассмотренных магматических формаций имеют титаномагнетит, хромит и сульфиды Cu и Ni . С кимберлитами связаны алмазы. Титаномагнетитовое оруденение характерно для ультрабазитов габбро-пироксенит-дунитовой, габбро-монцонит-сиенитовой, дифференцированных интрузий и щелочно-ультраосновной формации. Хромитовое оруденение наиболее часто встречается в дунитах гипербазитовой формации. Медно-никеле-

Среднее содержание элементов-примесей в ультраосновных и основных породах дифференцированных массивов, вес. %

Формация	Массив	Порода	Ni	Cr	Co	V	Ti	Sc	Ga	Li	Sr
Дифференцированных габбро-норитовых интрузий	Мончегорский плутон	Оливинит	$\frac{0,22}{(9)}$	$\frac{0,16}{(10)}$	$\frac{0,034}{(5)}$	$\frac{0,033}{(7)}$	$\frac{0,05}{(7)}$	$\frac{0,0007}{(3)}$	$\frac{0,0035}{(5)}$	$\frac{0,0001}{(8)}$	$\frac{0,021}{(2)}$
		Перидотит	$\frac{0,175}{(24)}$	$\frac{0,24}{(17)}$	$\frac{0,029}{(4)}$	$\frac{0,005}{(10)}$	$\frac{0,08}{(16)}$	$\frac{0,0015}{(4)}$	$\frac{0,0005}{(3)}$	$\frac{0,0003}{(1)}$	$\frac{0,022}{(1)}$
		Пироксенит	$\frac{0,07}{(19)}$	$\frac{0,40}{(13)}$	$\frac{0,015}{(6)}$	$\frac{0,006}{(11)}$	$\frac{0,117}{(16)}$	$\frac{0,0020}{(6)}$	$\frac{0,0005}{(5)}$	$\frac{0,0002}{(6)}$	$\frac{0,016}{(2)}$
		Габбро, габбро-норит	$\frac{0,061}{(12)}$	$\frac{0,14}{(4)}$	$\frac{0,015}{(5)}$	$\frac{0,0095}{(4)}$	$\frac{0,133}{(21)}$	$\frac{0,0028}{(3)}$	$\frac{0,0007}{(4)}$	$\frac{0,00014}{(4)}$	—
		K $\frac{\text{оливинит}}{\text{габбро}}$	3,9	1,2	2,2	0,3	0,37	0,36	0,6	0,7	—
Габбро-перидотитовая	Кириеджипори	Перидотит	$\frac{0,14}{(26)}$	$\frac{0,184}{(26)}$	$\frac{0,024}{(8)}$	$\frac{0,0089}{(26)}$	$\frac{0,366}{(26)}$	$\frac{0,0017}{(17)}$	$\frac{0,0009}{(18)}$	$\frac{0,0012}{(26)}$	$\frac{0,015}{(6)}$
		Пироксенит	$\frac{0,032}{(10)}$	$\frac{0,061}{(10)}$	$\frac{0,015}{(7)}$	$\frac{0,045}{(10)}$	$\frac{1,33}{(10)}$	$\frac{0,0062}{(8)}$	$\frac{0,0012}{(6)}$	$\frac{0,0008}{(9)}$	$\frac{0,0152}{(5)}$
	Печенгская группа интрузий	Габбро	$\frac{0,010}{(7)}$	$\frac{0,022}{(6)}$	$\frac{0,008}{(6)}$	$\frac{0,04}{(7)}$	$\frac{2,14}{(6)}$	$\frac{0,0024}{(6)}$	$\frac{0,0020}{(3)}$	$\frac{0,0020}{(7)}$	$\frac{0,031}{(5)}$
		K $\frac{\text{перидотит}}{\text{габбро}}$	14,0	8,4	3,0	0,22	0,16	0,7	0,3	0,6	0,5

Габбро-пироксенит-дунитовая	Гусевогорский	Оливинит	$\frac{0,059}{(21)}$	$\frac{0,034}{(22)}$	$\frac{0,0074}{(6)}$	$\frac{0,0038}{(12)}$	$\frac{0,043}{(5)}$	$\frac{0,0017}{(25)}$	$\frac{0,0003}{(7)}$	$\frac{0,0003}{(1)}$	$\frac{0,016}{(10)}$
		Перидотит	$\frac{0,031}{(42)}$	$\frac{0,118}{(54)}$	$\frac{0,009}{(5)}$	$\frac{0,015}{(55)}$	$\frac{0,165}{(37)}$	$\frac{0,0052}{(54)}$	$\frac{0,0006}{(20)}$	$\frac{0,0005}{(3)}$	$\frac{0,015}{(5)}$
		Пироксенит	$\frac{0,024}{(60)}$	$\frac{0,113}{(65)}$	$\frac{0,0046}{(8)}$	$\frac{0,033}{(54)}$	$\frac{0,26}{(57)}$	$\frac{0,0089}{(67)}$	$\frac{0,0009}{(46)}$	$\frac{0,0006}{(3)}$	$\frac{0,016}{(16)}$
		Габбро	$\frac{0,0075}{(9)}$	$\frac{0,0137}{(9)}$	—	$\frac{0,051}{(4)}$	$\frac{0,68}{(12)}$	$\frac{0,0037}{(9)}$	—	—	—
		<i>K</i> $\frac{\text{оливинит}}{\text{габбро}}$	7,9	2,5	—	0,07	0,06	0,46	—	—	—
Габбро-монцонит-сиенитовая	Ларнашен-Дарабасский	Оливинит	$\frac{0,050}{(4)}$	$\frac{0,10}{(4)}$	—	$\frac{0,018}{(3)}$	$\frac{0,19}{(3)}$	$\frac{0,0012}{(4)}$	—	—	—
		Перидотит		$\frac{0,031}{(5)}$	—	$\frac{0,031}{(5)}$	$\frac{0,62}{(4)}$	$\frac{0,0061}{(6)}$	$\frac{0,0016}{(2)}$	—	—
		Пироксенит	$\frac{0,014}{(3)}$	$\frac{0,048}{(3)}$	—	$\frac{0,048}{(3)}$	$\frac{0,87}{(3)}$	$\frac{0,013}{(3)}$	$\frac{0,0016}{(1)}$	—	—
		Габбро	$\frac{0,011}{(10)}$	$\frac{0,013}{(11)}$	—	$\frac{0,024}{(11)}$	$\frac{0,46}{(11)}$	$\frac{0,0031}{(11)}$	—	—	$\frac{0,098}{(1)}$
		<i>K</i> $\frac{\text{оливинит}}{\text{габбро}}$	4,5	7,8	—	0,75	0,41	0,39	—	—	—

Отношения Cr/V, Cr/Ti, Ti/V в ультрабазитах различных формаций

Формация (район)	Порода	Cr/V	Cr/Ti	Ti/V
Гипербазитовая (Урал)	Диаллагит	13,0	3,2	4,1
	Вебстерит	16,0	4,4	3,7
	Гарцбургит	60,8	18,8	3,6
	Дунит	76,6	19,2	4,8
То же (Малый Кавказ)	Диаллагит	15,6	6,4	2,4
	Верлит	25,0	7,5	3,3
	Гарцбургит	52,6	12,4	4,8
	Дунит	82,9	16,8	5,3
Габбро-пироксенит-дунитовая (Урал)	Диаллагит рудный	0,14	0,012	11,5
	Диаллагит	6,5	0,55	12,8
	Верлит	13,4	1,06	13,3
	Оливинит	9,2	0,85	11,0
Габбро-перидотитовая (Кольский п-ов)	Верлит	21,0	0,5	33,5
	Пироксенит	11,0	0,03	27,3
Дифференцированных габбро-норитовых интрузий (Кольский п-ов)	Оливинит	52,0	3,2	16,0
	Гарцбургит	48,0	3,0	16,0
	Бронзитит	66,0	3,4	19,5
Габбро-монцит-сиенитовая (Малый Кавказ)	Диаллагит рудный	0,21	0,009	24,0
	Оливинит рудный	0,93	0,04	20,6
	Оливинит	5,6	0,53	10,8
Щелочно-ультраосновная (Кольский п-ов. Полярная, Сибирь)	То же	36,0	0,22	150,0
	Пироксенит	1,4	0,014	100,0
Кимберлитовая (Якутия)	Кимберлит	6,7	0,17	49,7

вые руды наиболее характерны для габбро-перидотитовой формации, слабодифференцированных ультрабазитовых интрузий и дифференцированных габбро-норитовых интрузий. С последними также связаны крупные месторождения титаномагнетита и хромита (Бушвельд).

Если теперь рассмотреть магматические формации с учетом распространенности и набора главных типов ультраосновных пород, то оказывается, что в отдельных формациях преобладают вполне определенные разновидности ультрабазитов. Например, по данным Л. Ф. Борисенко, среди ультрабазитов габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала площадь, занятая пироксенитами, составляет около 78,6%, а дунитами около 21,4% (верлиты и оливиниты пользуются ограниченным распространением в пределах этой магматической формации). Среди ультраосновных пород гипербазитовой формации Урала преобладают гарцбургиты и развившиеся по ним серпентиниты. Согласно С. П. Соловьеву (1952 г.), на остальные типы ультрабазитов приходится менее 5% площади.

Неодинаковая распространенность ультрабазитов различных типов заметно влияет на уровень средних содержаний редких и малых элементов в ультраосновных породах различных формаций. Из табл. 54 видно, что ультрабазиты первой формации обогащены Sc, Ti, V, Ga и обеднены Cr, Ni по сравнению с ультраосновными породами второй формации.

Таблица 54

Среднее содержание элементов-примесей в ультраосновных породах габбро-пироксенит-дунитовой (1) гипербазитовой (2) формаций Урала, вес. %

Элементы			Элементы		
	1	2		1	2
Sc	0,0056	0,0009	Mn	0,12	0,09
Ti	0,29	0,015	Co	0,005	0,009
V	0,028	0,004	Ni	0,048	0,145
Cr	0,13	0,32	Ga	0,0084	0,0002

Среди ультраосновных пород некоторых массивов значительно распространены рудные разности пироксенитов, перидотитов, оливинитов и дунитов. Присутствие рудных минералов (главным образом титаномагнетита) существенно сказывается на составе ультрабазитов. Однако даже одинаковые по минеральному составу безрудные породы, например, дуниты, могут отличаться по своему составу при условии, что они принадлежат к разным магматическим формациям. В частности, это было доказано для дунитов и перидотитов гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой формаций с помощью методов магматической статистики В. В. Велинским и др. (1970 г.).

Проведенное нами сравнение однотипных ультраосновных пород различных магматических формаций также показало неоднородность средних содержаний элементов-примесей, в особенности это касается титана, хрома, никеля, а также ванадия и скандия (табл. 55, 56). Рудные разности этих пород, в основном обогащенные титаномагнетитом, выделены отдельно. Это сделано для того, чтобы сгруппировать породы, заведомо обогащенные титаном, ванадием, галлием. При подсчете учитывались только наши данные, полученные для ультрабазитов Урала, Малого Кавказа, Кольского п-ова и Якутии.

Сравнение средних содержаний элементов-примесей в однотипных породах проводилось с помощью методов математической статистики. Так как распределение второстепенных элементов в исследованных породах нормальное или близкое к нормальному, различия между отдельными совокупностями определялось с помощью критерия расового сходства К. Пирсона (Миллер, Кан, 1965): \bar{X} — среднее арифметическое содержание каждого элемента,

Средние содержания и стандартные отклонения элементов-примесей
в дунитах, оливинитах и рудных оливинитах

Элемент	Габбро-пироксенит-дунитовая		Гипербазитовая	Габбро-монзонит-сиенитовая	Дифференцированных ультраосновных интрузий	Щелочно-ультраосновная		Дифференцированных габбро-норитовых интрузий
	Дунит	Оливинит	Дунит	Рудный оливинит	Оливинит	Оливинит	Рудный оливинит	Оливинит
Sc	0,0003 (43) 0,00025	0,0017 (25) 0,0018	0,0005 (36) 0,0007	0,0009 (20) 0,0013	0,0009 (5) 0,000065	0,0007 (23) 0,00042	0,00126 (9) 0,00085	0,00074 (3) 0,00037
V	0,0027 (52) 0,02275	0,0038 (12) 0,0052	0,0030 (37) 0,00225	0,036 (21) 0,038	0,0045 (7) 0,0025	0,0014 (15) 0,0015	0,0074 (12) 0,0069	0,003 (7) 0,0011
Ti	0,051 (24) 0,050	0,043 (5) 0,0555	0,0240 (18) 0,60?	0,81 (21) 0,69	0,17 (7) 0,18	0,17 (17) 0,17	1,93 (8) 2,5	0,05 (7) 0,02
Cr	0,361 (35) 0,305	0,034 (22) 0,0525	0,22 (91) 0,40	0,049 (21) 0,058	0,022 (7) 0,015	0,093 (37) 0,115	0,148 (19) 0,11	0,16 (10) 0,088
Mn	0,13 (11) 0,02	0,198 (10) 0,025	0,074 (91) 0,070	0,23 (4) 0,05	0,20 (9) 0,08	0,143 (20) 0,083	0,20 (8) 0,07	0,118 (10) 0,045
Co	0,008 (10) 0,002	0,0074 (6) 0,0030	0,009 (2) 0,0125	0,003 (1) —	0,033 (4) 0,009	0,020 (21) 0,095	0,023 (12) 0,014	0,034 (5) 0,011
Ni	0,159 (34) 0,0995	0,059 (21) 0,0555	0,16 (92) 0,120	0,0032 (21) 0,015	0,13 (9) 0,04	0,118 (39) 0,088	0,123 (18) 0,045	0,22 (9) 0,12
Ga	0,0001 (10) 0,00005	0,0003 (7) 0,00025	0,0005 (2) —	0,0018 (2) 0,00005	— —	0,00045 (6) 0,0005	0,0014 (6) 0,001	— —
Sr	0,002 (10) 0,0005	0,016 (10) 0,010	0,0075 (7) 0,0029	0,024 (2) 0,006	0,016 (3) 0,007	0,020 (9) 0,019	0,015 (8) 0,014	0,022 (1) —
Cu	0,0017 (7) 0,0005	0,0016 (2) —	0,007 (1) —	0,0033 (1) —	0,025 (4) 0,012	0,0026 (7) 0,0024	0,0017 (5) 0,001	0,11 (4) 0,209

Примечание. В этой и следующих таблицах первая цифра — среднее содержание, вторая — стандартное отклонение; в скобках — число проб.

Средние содержания и стандартные отклонения элементов-примесей в перидотитах

Элемент	Габбро-пироксенит-дунитовая	Гипербазитовая		Пироксенит-гарцбургитовая	Габбро-перидотитовая
	Верлит	Гарцбургит	Верлит	Серпентинит, апоперидотит	Верлит
Sc	0,0052 (54) 0,00455	0,0008 (55) 0,00095	0,0040 (7) 0,0019	0,0013 (10) 0,0005	0,0017 (17) 0,0016
V	0,0150 (55) 0,02025	0,0039 (49) 0,0042	0,013 (14) 0,0215	0,0045 (18) 0,0045	0,01 (30) 0,0005
Ti	0,165 (37) 0,150	0,0134 (15) 0,060	0,06 (12) 0,0345	0,108 (7) 0,136	0,31 (24) 0,16
Cr	0,118 (54) 0,1555	0,24 (40) 0,445	0,199 (15) 0,10	0,40 (17) 0,49	0,19 (30) 0,122
Mn	0,143 (17) 0,056	0,077 (51) 0,075	0,120 (16) 0,046	0,14 (16) 0,16	0,12 (27) 0,06
Co	0,009 (5) 0,0030				0,024 (7) 0,008
Ni	0,031 (42) 0,064	0,125 (54) 0,07	0,027 (15) 0,024	0,14 (18) 0,03	0,14 (30) 0,16
Ga	0,0006 (20) 0,00075	0,0002 (2) 0,0001			0,0007 (8) 0,00025
Sr	0,015 (5) 0,010	0,007 (12) 0,0075		0,011 (6) 0,007	0,015 (6) 0,014
Cu	0,003 (4) 0,0022	0,0011 (1)	0,003 (1)		0,037 (8) 0,029

S — его стандартное отклонение, определенное по размаху. Различие между средними содержаниями элемента считается значимым, если полученное значение превышает допустимое значение $\chi^2 = 3,84$, при 5%-ном уровне значимости и одной степени свободы.

Проведенное сравнение дунитов габбро-пироксенит-дунитовой формации с дунитами и оливинитами других магматических формаций показало, что по содержанию элементов-примесей они наиболее близки к дунитам гипербазитовой формации и оливинитам дифференцированных габбро-норитовых интрузий (см. табл. 55). Эти же дуниты заметно отличаются от оливинитов той же габбро-пироксенит-дунитовой формации и особенно от рудных оливинитов габбро-монцонит-сиенитовой и щелочно-ультраосновной формаций. В свою очередь рудные оливиниты значимо различаются по содержаниям V, Cr и Ni.

Сравнение перидотитов (см. табл. 56) показало, что верлиты габбро-пироксенит-дунитовой формации значимо отличаются по содержаниям большинства элементов-примесей (Sc, V, Ti, Mn, Ni, Ga) от гарцбургитов гипербазитовой формации и верлитов габбро-перидотитовой формации. В свою очередь гарцбургиты наиболее близки к апоперидотитовым серпентинитам пироксенит-гарцбургитовой формации.

Наконец, анализ данных, полученных для наиболее обширной группы пироксенитов (табл. 57), показывает, что диаллагиты и оливиновые пироксениты габбро-пироксенит-дунитовой формации почти не имеют значимых различий между собой. Между рудными и безрудными диаллагитами той же формации намечается четкое различие по содержанию V, Ti, Cr, Ga, т. е. элементов, концентрирующихся в титаномагнетите. Оливиновый пироксенит имеет большое сходство только с пироксенитом гипербазитовой формации.

Характерно, что авгитит щелочно-ультраосновной формации заметно отличается от большинства пироксенитов; исключение составляет авгитит дифференцированных ультраосновных интрузий. Это же касается бронзитита, который по содержанию элементов-примесей отличается от пироксенитов других формаций.

Проведенное сравнение показывает, что однотипные ультрабазиты, относящиеся к разным магматическим формациям, большей частью значимо отличаются по ряду элементов-примесей, в особенности по содержаниям Ti, Cr, Mn, Ni для дунитов и оливинитов, по содержаниям Sc, Ti, Ni для перидотитов и по содержаниям Ti, V, Cr, Ni для пироксенитов. Эти отличия могут быть связаны как с гетерогенностью исходной магмы, так и со спецификой тектонического развития геологических структур, в которых формировались разные магматические формации.

Кроме упомянутых элементов, следует указать специфические элементы-примеси (Ta, Nb, Zr, TR, Li, Rb), которые характерны только для ультраосновных пород щелочно-ультраосновной и кимберлитовой формаций. Эти элементы в породах указанных формаций находятся в сочетании с обычными элементами-примесями, присущими ультрабазитам: Cr, Ni, Co, Ti и др. Необычная обогащенность Ta, Nb, Zr, TR, Li, Rb ультрабазитов только щелочно-ультраосновной и кимберлитовой формаций в значительной степени связана с широким проявлением метасоматических процессов. Именно эта специфическая особенность отличает их от ультраосновных пород нормального ряда (Борисенко, 1966).

Следует отметить, что помимо отличий в составе ультрабазитов различной формационной принадлежности иногда наблюдаются колебания средних содержаний элементов-примесей в ультраосновных породах отдельных массивов, относящихся к одной и той же магматической формации. О влиянии регионального фактора на геохимическую и металлогеническую специфику ультраосновных пород конкретных районов указывали А. И. Богачев и др. («Геохимия гипербазитов ...», 1971).

Таким образом, ультрабазиты разных структурных областей (геосинклиналей и платформ) прошли различный путь развития. Вероятнее всего, в процессе формирования магматических формаций ультрабазитов-базитов материнская магма испытала и глубинную ликвацию и кристаллизационную дифференциацию. Ультраосновные породы, образовавшиеся за счет дифференциации магмы основного состава, как правило, обогащены железом, а так-

Средние содержания и стандартные отклонения элементов-примесей в пироксенитах

Элемент	Габбро-пироксенит-душитовая			Гипербазитовая	Габбро-моцонит-сиенитовая	Пироксенит-гарибурги́товая	Дифференцированных ультраосновных интрузий	Щелочно-ультраосновная	Габбро-перидотитовая	Дифференцированных габбро-норитовых интрузий
	Диаллагит	Рудный диаллагит	Оливиновый пироксенит	Пироксенит	Пироксенит рудный	Пироксенит рудный	Авгитит	Авгитит рудный	Авгитит рудный	Бронзитит
Sc	0,0089 (67) 0,0084	0,0074 (106) 0,0050	0,0045 (49) 0,00405	0,0057 (43) 0,0060	0,0061 (19) 0,0038	0,0061 (5) 0,0018	0,0048 (8) 0,0006	0,0056 (10) 0,0045	0,0066 (9) 0,0040	0,002 (6) 0,0006
V	0,033 (54) 0,0202	0,054 (121) 0,0785	0,018 (46) 0,0285	0,0103 (36) 0,0248	0,035 (19) 0,021	0,031 (5) 0,008	0,022 (9) 0,007	0,020 (26) 0,0212	0,055 (14) 0,0920	0,006 (11) 0,0029
Ti	0,260 (57) 0,387	0,66 (120) 0,300	0,157 (41) 0,146	0,096 (23) 0,0815	0,84 (19) 0,41	0,91 (6) 0,27	0,55 (10) 0,24	2,0 (13) 0,9	1,75 (11) 2,24	0,12 (16) 0,07
Cr	0,113 (65) 0,2775	0,0145 (80) 0,0922	0,157 (42) 0,109	0,19 (37) 0,2575	0,0073 (9) 0,0051	Не обн. (5)	0,16 (9) 0,28	0,031 (25) 0,038	0,060 (14) 0,06	0,40 (13) 0,18
Mn	0,100 (23) 0,090	0,102 (13) 0,020	0,146 (18) 0,187	0,104 (27) 0,078	0,116 (19) 0,086	0,117 (5) 0,31	0,12 (9) 0,016	0,12 (13) 0,05	0,19 (12) 0,069	0,09 (26) 0,03
Co	0,0046 (8) 0,002	0,0042 (23) 0,004	0,0033 (7) 0,0025	—	—	—	0,010 (4) 0,0017	0,01 (16) 0,0058	0,015 (6) 0,0085	0,015 (6) 0,004
Ni	0,0238 (60) 0,0875	0,016 (77) 0,0775	0,017 (44) 0,017	0,026 (33) 0,03175	0,0066 (19) 0,0035	0,017 (1)	0,044 (10) 0,018	0,025 (25) 0,034	0,0008 (9) 0,0005	0,07 (19) 0,025
Ga	0,0009 (46) 0,0010	0,0015 (89) 0,00145	0,0007 (26) 0,0008	0,0005 (7) 0,00035	—	0,0014 (1)	0,0007 (2) 0,00015	0,0011 (8) 0,00045	0,0012 (6) 0,00035	—
Sr	0,016 (16) 0,0125	0,022 (21) 0,0365	0,019 (18) 0,021	0,011 (3) 0,0025	—	0,09 (6) 0,033	0,03 (2) 0,0015	0,046 (9) 0,036	0,015 (5) 0,009	0,016 (2) 0,001
Cu	0,0013 (7) 0,0005	0,0081 (4) 0,0030	0,0037 (3) 0,0031	0,018 (3) —	—	—	0,0054 (4) 0,0022	0,011 (7) 0,013	0,024 (6) 0,006	0,005 (4) 0,005

же ванадием, титаном, галлием (особенно породы габбро-пироксенит-дунитовой и габбро-монцонит-сиенитовой формаций). В некоторых случаях большое значение приобретают медь и никель (габбро-перидотитовая формация и слабодифференцированные ультрабазитовые интрузии). В таких уникальных образованиях, как Бушвельдский лополит, происходит концентрация Ti, V, Cu, Ni, Cr и Pt.

Породы геосинклинальных областей, образование которых связано с ультраосновой магмой (гипербазитовая формация), как правило, значительно обогащены хромом, а также никелем и кобальтом.

Наконец, особняком стоят ультрабазиты щелочно-ультраосновой и кимберлитовой формаций, сочетая в себе обогащенность Ti, Cr, Ni, Co, с повышенными содержаниями Ta, Nb, Zr, TR.

Глава 5

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ГЛАВНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

Мантийная дифференциация и геохимия первичных расплавов

Геохимию магматических пород целесообразно рассматривать с момента зарождения первичных расплавов в глубоких зонах астеносферы Земли. Современные данные глубинной геофизики и экспериментальной петрологии с различной степенью убедительности позволяют предполагать определенное изменение по вертикали вещественного состава верхней мантии за время существования Земли как планеты. С точки зрения геохимии фундаментальное значение имеет вещественный состав астеносферы, являющийся исходным веществом, определяющим весь ход дальнейшей геохимической эволюции магматических расплавов. Для геохимии собственно магматических пород важнейшую роль играет состав не всей толщи астеносферы, а только ее верхней части — до глубин порядка 300—400 км. Именно эта область верхней мантии, особенно в интервале 100—250 км, является ареной возникновения и эволюции первичных магматических расплавов. Однако прямое определение химического состава вещества верхней мантии в настоящее время невозможно, так как эти зоны недоступны для непосредственного изучения. На основании косвенных данных геофизических исследований, космогонических теорий происхождения и эволюции Земли, а также на основании многочисленных экспериментальных исследований плавления и кристаллизации различных силикатных систем при высоких давлениях, вещество верхней мантии по современным представлениям отвечает силикатному, существенно магнезиальному составу. Давление и температура опреде-

ляют фазовый состав мантии, который экспериментально изучен достаточно хорошо (Грин и Рингвуд, 1968, 1968г; Рингвуд, Мак-Грегор, Бойд, 1968; Cohen, Jto, Kennedy, 1966).

В соответствии с экспериментальными данными вещество мантии представлено оливин-клинопироксен-ортопироксен-шпинель-гранатовой (пироп) породой, т. е. пироповым или пироп-шпинелиевым перидотитом. Предполагаемый химический состав вещества мантии приведен в табл. 58.

Таблица 58

**Химический состав модели вещества мантии
и состав природных включений из трубок взрыва Восточной Сибири**

Компо- ненты	Состав мантии				Пироповый перидотит	Алмазо- носный эклит	Эклогиты
	Пиролит	Пироксе- новый пиролит— оливин+ +пироксе- сен+шпи- нель	Гранатовый пиролит— оливин+ +мало- глинозе- мистый пироксен+ +пироп	Ультра- базиты Урала			
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	43,06	44,69	45,58	43,9	43,10	46,64	44,93
TiO ₂	0,58	0,08	0,15	0,17	0,38	0,10	0,34
Al ₂ O ₃	3,99	3,19	2,41	4,1	2,92	15,21	14,76
Fe ₂ O ₃	1,66	0,09	0,27	1,1	6,15	3,87	2,97
FeO	6,66	9,54	6,41	7,9	2,14	8,73	5,41
MnO	0,13	0,14	0,12	0,1	0,06	0,19	0,12
MgO	39,32	39,80	42,60	37,9	38,51	11,26	18,48
CaO	2,65	2,97	2,10	3,2	2,52	8,70	8,81
Na ₂ O	0,61	0,18	0,24	0,52	0,44	1,92	0,52
K ₂ O	0,22	0,02	—	0,17	0,12	1,56	0,22
Cr ₂ O ₃	0,42	0,45	0,09	0,48	0,39	0,04	0,29
NiO	0,39	0,26	—	0,10	0,45	—	0,12
CoO	0,02	—	He обн.	—	—	—	0,013
CO ₂	—	0,04	—	0,12	—	—	—
P ₂ O ₅	0,08	0,04	0,03	0,01	0,37	0,05	0,05
H ₂ O	0,21	0,43	—	—	2,45	2,30	2,97
Сумма		100,05	100,0	100,0	100,0	100,57	100,0

Примечание. Данные граф 2—4 приведены по А. Э. Рингвуду и др., 1968; графы 5— по С. Ф. Соболеву; граф 6—8 — по А. П. Бобривичу, 1959 г.

Необходимо подчеркнуть, что минеральный и вещественный состав вещества мантии значительно меняются по вертикали. Как показали Т. Х. Грин и А. Э. Рингвуд (1966 г.), фазовый состав мантии на глубине 120—150 км (давление 40—50 кбар) отвечает ассоциации оливин+малоглиноземистые пироксены (орто и клино)+пироповый гранат+(шпинель). С уменьшением глубины (и давления) ассоциации закономерно меняются (Рингвуд, Мак-Грегор, Бойд, 1968):

а) оливин + пироп + клинопироксен + ортопироксен (глубина 50 км; $P=18$ кбар);

б) оливин + обогащенный алюминием энстатит + диопсид + шпинель (глубина 30—40 км; $P=13—18$ кбар);

в) оливин + плагиоклаз + энстатит + диопсид + аксессуарный хромит (глубина менее 30 км; P менее 13 кбар).

Естественно, что выплавление базальтовой жидкости с разных глубин окажет значительное влияние на ее состав.

По представлениям названных авторов жидкость, отделяющаяся на глубинах более 80—100 км ($P=27—35$ кбар), отвечает составу пикрита. Последний редко достигает поверхности и в дальнейшем подвергается дифференциации. С глубины 40—60 км ($P=13, 5—18$ кбар и $T=1300^\circ$) отделяются оливиновые толеиты и щелочные оливиновые базальты.

Остающийся тугоплавкий остаток представляет собой ультраосновное вещество, дающее начало гипербазитовым формациям. Количество отделяющейся базальтовой жидкости невелико и не превышает 10—15% объема дифференцирующейся колонны вещества мантии.

Вещественный состав выплавляющихся базальтовых жидкостей известен по природным объектам (см. табл. 59). Это позволяет, с определенными допущениями, рассматривать геохимическое поведение петрогенных элементов в процессе мантийной дифференциации. Сопоставление выплавляющихся базальтоидных расплавов (по природным образцам) с веществом мантии, за которое принят пироксеновый пиролит, позволило выяснить основные тенденции геохимической эволюции (нормированные отношения приведены в табл. 59). В процессе мантийной дифференциации происходит контрастное разделение петрогенных элементов, характеризующееся следующими особенностями:

а) элементы, активно переходящие в первичные магмы (увеличение содержания более чем в 10 раз): в пикритах — Ti, Fe^{3+} ; в океанических и континентальных толеитах — Ti, Fe^{3+} , Na, K; в океанических щелочных оливиновых базальтах — Ti, Fe^{3+} , Na, K, P;

б) элементы, существенно переходящие в первичные магмы (увеличение содержания от 2 до 10 раз): в пикритах — Al, Ca, Na, K; в океанических и континентальных толеитах — Al, Ca, P; в океанических щелочных базальтах — Al, Ca;

в) элементы инертные (содержание не меняется) во всех типах — Si, Mn;

г) элементы консервативные (остающиеся в остатке): Mg, Fe^{2+} .

Из приведенных соотношений видно, что, исключая Fe_2O_3 , повышенное количество которого связано с воздействием потенциала кислорода на поздних этапах, выплавки мантийного генезиса обогащаются преимущественно TiO_2 , щелочами, в меньшей степени Al_2O_3 и CaO. В то же время в остатке остается преимущественно MgO и FeO. Уже на самой ранней стадии при мантийной диффе-

Средний состав базальтоидов мантийного генезиса и величины нормированных отношений элементов к составу пироксенового пиrolита

Компонент	По Т. Х. Грину и А. Э. Рингвуду (1968)				По В. А. Куголину (1969)			
	Пикрит		Толентовый океанический базальт (среднее из 110 анализов)		Континентальный толентовый базальт (среднее из 258 анализов)		Океанический щелочной базальт (среднее из 118 анализов)	
	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	45,51	1,02	49,15	1,10	49,22	1,10	45,83	1,03
TiO ₂	1,93	24,12	2,02	25,25	1,48	18,50	3,06	38,25
Al ₂ O ₃	12,44	3,9	15,09	4,73	15,18	4,76	14,99	4,7
Fe ₂ O ₃	0,92	10,2	3,35	37,22	3,18	35,33	3,90	43,33
FeO	8,67	0,91	7,56	0,79	9,33	0,98	8,43	0,88
MnO	0,15	1,07	0,17	1,22	0,20	1,43	0,14	1,00
MgO	18,79	0,47	7,75	0,19	6,22	0,15	7,65	0,19
CaO	9,67	3,25	10,61	3,57	10,47	3,53	10,02	3,37
Na ₂ O	1,64	9,11	2,23	12,38	2,22	12,38	2,91	16,16
K ₂ O	0,08	4,00	0,30	15,0	0,75	37,5	1,18	59,00
P ₂ O ₅	0,20	5,00	0,23	5,75	0,15	3,75	0,48	12,00

Примечание. а — содержание элементов, %; б — отношение содержаний элементов в данной породе к содержаниям элементов в пироксеновом пиrolите.

ренциации проявляется характерная черта в поведении элементов: степень их дифференцированности резко различна. Эту особенность, в частности для калия, отмечали Т. Х. Грин и А. Э. Рингвуд (1968), выделяя некогерентные элементы, к которым они относят К, Ti, Р, U, Th, TR.

К сожалению, данные о геохимии этих и других редких элементов в первичных глубинных расплавах и перидотитовых ультраосновных остатках отсутствуют. Приблизительно о геохимии глубинного вещества можно судить по особенностям распределения рудных, редких и рассеянных элементов в породах перидотитовых и базитовых формаций мантийного генезиса, непосредственно доступных изучению.

Геохимия пород верхней мантии

Применение в петрологии достижений физики высоких давлений расширило представления об агрегатном состоянии и термодинамических превращениях силикатных систем при давлениях до 100 кбар и более, что отвечает глубинам до 250—300 км. Именно эта область астеносферы является непосредственной ареной возникновения первичных магм мантийного генезиса. На основании этих исследований П. Дж. Харрисом и др. (1967), Н. В. Соболе-

вым (1968), Т. Х. Грином и А. Е. Рингвудом (1970) было предложено несколько моделей состава вещества верхней мантии (табл. 60).

Таблица 60

Химический состав вещества верхней мантии
на глубинах 50—100 км (Р. 15—30 кбар)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	46,0	44,20	44,0	43,9	45,20
TiO ₂	0,13	0,10	0,12	0,17	0,71
Al ₂ O ₃	3,04	2,70	2,47	4,1	3,54
FeO (ΣFe)	17,45	8,07	7,81	8,67	8,37
MnO	0,31	0,15	0,09	0,1	0,14
MgO	28,6	41,30	41,60	37,9	37,48
CaO	2,28	2,40	2,54	3,2	3,08
Na ₂ O	1,21	0,25	0,29	0,52	0,57
K ₂ O	0,21	0,015	0,15	0,17	0,13
Cr ₂ O ₃	0,5	—	—	0,48	0,43
CoO	—	—	—	0,10	0,20
P ₂ O ₅	0,01	—	—	—	—
	0,28	—	0,06	0,01	—

Примечание. 1 — хондрит тип Z (без металлического железа) (Б. Мейсон, 1965) 2 — мантийный перидотит (Харрис и др., 1967) 3 — природный пироповый перидотит из включений в кимберлитах Якутии (Лутц, 1971) 4 — расчетный состав мантии по сопоставлению средних взвешенных составов гипербазитовой и базальтовой магм зоны глубинного разлома Урала (Соболев, 1959) 5 — пиролит III, (Грин и Рингвуд, 1970).

Интенсивные исследования последних лет в области минерального состава, термодинамики и парагенезисов пород фаций высоких ступеней метаморфизма и успехи в развитии учения о магматических формациях позволили доказать реальность существования пород мантийного генезиса, доступных для непосредственного изучения. Такими геологическими образованиями являются:

1. Ксенолиты глубинных включений, обнаруженные в кимберлитовых и щелочно-базальтоидных трубках взрыва, среди которых представлены породы разреза континентальной коры от низов «гранитного» слоя через гранулит — чарнокит — эклогиты «базальтового» слоя до гранатовых перидотитов и глубинных эклогитов верхней мантии (Лутц, 1971).

2. Магматические производные верхней мантии, представленные в наиболее чистом виде океаническими толеитами, континентальными толеитами, океаническими и континентальными гарцбургитами и некоторыми другими ультраосновными и основными породами, приуроченными к зонам глубинных разломов. Сопоставление средних составов магм этих формаций позволяет получить состав мантии расчетным путем (см. табл. 60). На базе изучения естественных парагенезисов включений Б. Г. Лутц (1971) предложил наиболее универсальные варианты модели гетерогенной ман-

тии под континентами. Эти варианты основаны на естественных породах, обнаруженных в форме ксенолитов в кимберлитовых и щелочно-базальтоидных трубках взрыва. Наиболее распространенными среди них является пироповый перидотит (см. табл. 60). Встреченные среди ксенолитов шпинелевые, шпинель-гранатовые ультрабазиты, гранатовые клинопироксениты (эклогиты) и алмазоносные эклогиты, представляют собой ряд пород, минеральные парагенезисы которых устойчивы в T — P -координатах, отвечающих условиям верхней мантии на уровне от поверхности Мохоровичича до волновода Гутенберга включительно. По Н. В. Соболеву (1969), уровень волновода Гутенберга отвечает по составу алмазосодержащему эклогиту.

В качестве объектов непосредственного исследования были использованы образцы глубинных включений из кимберлитовых трубок «Обнаженная», «Мир», и «Удачная» (Якутская АССР). Были изучены шпинелевые оливиниты, дуниты, лерцолиты, шпинель-пироповые и пироповые перидотиты, лерцолиты, гарцбургиты, диопсидиты, энстатититы, вебстериты, гранатовые глубинные эклогиты (табл. 61). Петрохимический состав пород включений детально описан в работах ряда авторов. Это массивные полнокристаллические, часто крупнозернистые породы, сложенные обычно магнезиальным оливинном, моноклинным пироксеном, энстатитом, существенно пироповым гранатом и шпинелью. Моноклинный пироксен представлен диопсидом, обычно с высоким содержанием энстатитового компонента или хромдиопсидом. И в моноклинном и в ромбическом пироксенах часто содержится повышенное количество Al_2O_3 . Количественные соотношения оливина, пироксенов и граната варьируют в самых широких пределах, образуя ряд ультраосновных пород от анхимономинеральных оливинитов, пироксенитов и гранатитов до гранат-шпинелевых ультрабазитов сложного состава. Минералы, слагающие включения, имеют химические составы, близкие к составам минералов, полученных при экспериментах (Грин, Рингвуд, 1970).

На основании изучения составов сосуществующих пироксенов и гранатов Б. Г. Лутцем (1971) было доказано, что условия давления и температуры, при которых происходило формирование гранатовых перидотитов, лежат в пределах: $P=15-24$ кбар и $T=1100-1250^\circ C$, что отвечает глубинам порядка 40—100 км.

С геофизической стороны эти породы характеризуются высокими скоростями (8,6—9 км/сек) упругих волн при давлениях до 20 кбар (Б. Г. Лутц и др., 1971 г.). Петрографическое изучение образцов глубинных включений позволило установить, что шпинелиевые и гранат-шпинелиевые перидотиты, гранатовые лерцолиты, гранатовые клинопироксениты (глубинные мантийные эклогиты) с хром-диопсидом, пироповым и пиральспитовым гранатом могут рассматриваться как ксенолиты ныне дифференцированной верхней мантии. Дифференциация мантии, фиксирующаяся (снизу вверх) наличием природного ряда: пироповый лерцолит — пироп-

Химический состав образцов глубинных включений из трубки «Обнаженная» и некоторых гипербазитов

Компоненты	Перидотиты				Эклогиты		Пегматонидные пироксениты		Магматические породы			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	38,72	41,42	35,36	41,82	48,50	46,50	49,32	49,50	39,50	25,37	40,03	43,08
TiO ₂	0,09	0,09	0,86	0,12	0,27	0,15	0,15	0,18	3,90	5,33	1,34	1,29
Al ₂ O ₃	1,50	3,93	8,00	4,20	9,40	12,65	6,83	6,30	6,02	3,54	2,48	8,96
Fe ₂ O ₃	0,77	1,86	2,17	1,42	1,32	1,30	1,43	1,68	2,30	6,99	7,99	5,46
FeO	6,64	4,74	5,85	5,53	3,78	6,14	2,51	4,26	6,03	7,88	5,84	8,93
MnO	0,12	0,11	0,19	0,05	0,14	0,14	0,10	0,10	0,11	0,28	0,13	0,20
MgO	43,30	38,90	27,00	40,20	25,20	18,70	23,70	30,70	27,50	25,92	36,20	20,97
CaO	2,60	2,55	5,70	1,80	7,26	9,74	11,30	3,40	1,34	20,83	4,45	8,81
Na ₂ O	0,08	0,16	0,25	0,25	0,94	1,90	0,71	0,30	0,27	0,21	0,55	1,25
K ₂ O	0,15	0,03	2,00	0,04	0,09	0,08	0,10	0,04	4,00	0,93	0,37	0,73
H ₂ O ⁻	0,24	0,32	0,80	0,62	0,20	0,28	0,20	0,40	1,10	—	—	—
H ₂ O ⁺	3,76	3,68	5,80	3,00	1,68	1,90	1,72	1,80	7,00	—	—	—
P ₂ O ₅	0,10	0,03	0,27	0,03	0,04	0,04	0,04	0,13	0,06	1,98	0,18	0,27
Cr ₂ O ₃	0,30	0,95	0,50	—	0,80	—	1,40	0,85	0,51	0,086	0,23	—
	0,10	0,10	0,10	—	0,10	0,42	0,10	0,10	0,10	0,59	—	—
П.п.п.	0,90	0,88	4,30	0,50	Не сбн.	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	—
Сумма	99,27	99,65	99,05	99,58	99,62	99,94	99,51	99,54	99,64	99,93	—	—

1 — шпинелиевый оливинит; 2 — шпинелиевый дунит-лерцолит; 3 — гранатовый перидотит по кимберлиту; 4 — пироповый лерцолит с хромдиоксидом; 5 — оливинизированный эклогит; 6 — эклогит (пироп-диопсидовый пироксенит); 7 — пегматонидный пироксенит; 8 — пегматонидный пироксенит; 9 — кимберлит тр. «Обнаженная»; 10 — пикритовый порфирит тр. «Великан» (без H₂O и п. п. п.; включений не содержит); 11 — меймечит, Гули (Жук-Почкутов и др., 1965); 12 — пикритовый порфирит, Гули (Жук-Почкутов и др., 1965).

шпинелевый лерцолит — шпинелиевый гарцбургит, — является, видимо, следствием первичной эволюции вещества мантии при отделении вещества протокоры в доархейское время. Отделяющиеся расплавы должны были иметь базальтовый или андезито-базальтовый состав. Необходимо отметить, что среди изученных образцов выделяются две главные разновидности: 1) ксенолиты мантии — гранатовые перидотиты, эклогиты; 2) сегрегационные и эклогитизированные разновидности, формирование которых происходило внутри трубки взрыва, в которой (в определенных пределах) происходит моделирование условий больших глубин.

Различие в генезисе пород включений находит полное отражение в закономерностях распределения в них рудных и редких элементов (табл. 62). Гранатовые и гранат-шпинелевые перидотиты мантии характеризуются весьма высокими содержаниями сидерофильных элементов — хрома, никеля, кобальта, по сравнению с гипербазитами поверхностных формаций, являющимися остаточной магмой после отделения базальтовых магм. Соотношение элементов всегда $Cr > Ni > Co$. Повышенные содержания характерны для титана, меди и, в особенности, ванадия и бора. Содержание скандия находится на уровне или несколько ниже, чем в гарцбургитах и равно содержанию его в хондритах. В то же время гранатовые перидотиты мантии резко обеднены литофильными редкими элементами — цирконием, ниобием, иттербием, содержание которых составляет 1—2 г/т.

Весьма характерно распределение натрия и калия. Гранатовые перидотиты содержат почти равные их количества — 0,19, и 0,16% соответственно. Для шпинелевых перидотитов наблюдается некоторое преобладание калия над натрием: 0,14% и 0,18% соответственно. Собственно эклогиты характеризуются более низкими концентрациями Cr, Ni, Co. В и более высокими Ti, V, Sc. Значительно выше в них содержания литофильных элементов — циркония, ниобия, иттербия. Возрастает также количество натрия и калия до 0,24 и 0,16% соответственно. Особую группу по содержанию рудных, редких и щелочных элементов составляют алмазоносные и пиральспитовые эклогиты. Так, количество титана в алмазоносных эклогитах достигает 4500 г/т; ванадия 380 г/т. Относительно высокие концентрации характерны для натрия (1,05%) и калия (0,44%). Содержания последних двух элементов в эклогитах значительно выше, чем в хондритах и даже в океанических толеитах, и такие же, как в траппах. В то же время эти эклогиты содержат типично «базальтовые» концентрации хрома и никеля.

Общие закономерности изменения содержаний элементов в породах мантии показаны на рис. 28. График I отражает тенденции в породах дифференцированной мантии выше волновода Гутенберга; график II — закономерности распределения в эклогитах и их разностях. От гранатовых перидотитов к шпинелиевым перидотитам происходит увеличение содержаний никеля, кобальта, бора, цинка и уменьшение хрома, титана, ванадия, меди, циркония, скан-

Средние содержания рудных и редких элементов

Тип породы	Порода	Ti	V	Cr	Ni
Породы дифференцированной верхней мантии	Шпинелевые дунит-лерцолиты	730	50	3200	1800
	Гранат-шпинелиевые верлиты, лерцолиты	3800	115	2500	830
	Гранатовые лерцолиты, верлиты	1500	130	7000	770
Собственно эцлогиты	Гранат-шпинелевые диопсидовые	1300	120	3800	970
	Собственно эцлогиты	2300	160	2100	560
	Пиральспитовые	730	300	580	250
	Алмазосодержащие	2500	250	390	120
Измененные под воздействием кимберлита эцлогиты и сегрегационные образования в трубах взрыва	Шпинелевые оливиниты, дуниты	300	25	2800	1800
	Гранат-шпинелевые оливинизированные хром-диопсидовые эцлогиты	1900	130	8900	1100
	Гранатовые оливинизированные эцлогиты	1350	120	4900	1100
Ультрабазитовые и базитовые формации поверхностных зон	Мантия Урала (расчет) ¹	900	80	3100	1000
	Гарцбургиты (альпинотипные) ¹	300	10	1300	1600
	Океанические гарцбургиты ²	160	70	5600	3400
	Континентальные толеиты (траппы) ³	8150	186	210	165
	Океанические толеиты ⁴	8900	292	297	97
	Кимберлиты ⁵	14000	140	1500	1000
Хондриты ⁶	800	65	3500	16800	

Примечание. I. Определения выполнены в лабораториях ИМГРЭ следующими методами: Ti, V, Cr, Ni, Co — квантометрическим; Nb — химическим; Cu, Zn — спектроквантометрическим. Алмазосодержащие эцлогиты трубки «Мир» — из коллекции А. А. Пономаренко. II. Данные по ультрабазитовым и базитовым формациям приведены из следующих источников: ¹ по С. Ф. Соболеву (1969); ² по Р. Л. Фишеру и С. Дж. Энгелю (1970), с дополнениями А. П. Виноградова и др. (1969); ³ данные авторов; ⁴ по А. Е. Энгелю и др. (1965 г.);

в породах верхней мантии и их производных, г/т

Co	B	Sc	Nb	Cu	Zn	Li	Rb	Sr	Rb/Li	Na	K	Na/K	Число анализов
175	90	19	3	47	100	1	40	165	40	0,14	0,18	0,78	4
140	100	28	4	130	100	3	35	200	12	0,10	0,15	0,67	7
100	110	89	2	50	50	2	33	150	16	0,19	0,16	1,19	3
100	19	29	—	70	160	5	50	140	10	0,20	0,14	1,43	4
74	23	53	4,5	49	110	7	30	155	4	0,24	0,16	1,50	6
120	17	60	4	15	140	7	37	120	5	—	—	—	3
—	12	60	—	—	—	18	40	—	2,2	1,05	0,44	2,38	4
120	90	7	1	25	70	1	34	100	34	0,14	0,19	0,74	5
115	80	60	2	75	50	4	50	170	12,5	—	—	—	3
95	24	65	3	125	80	4	40	190	10	—	—	—	4
30	8	10	3	—	—	2	30	140	15	0,38	0,13	2,9	40—50
60	8,5	8	—	20	—	1,2	31	68	25	0,05	0,06	0,7	10—40
94	—	17	—	46	—	—	—	—	—	0,145	0,015	9,8	—
34	—	74	3	100	50	7	9	600	1,3	1,64	0,57	2,9	—
32	—	61	30	77	—	9	10	130	1	2,02	0,12	16	—
70	150	20	200	100	—	20	100	700	5	0,27	1,96	0,14	—
1000	1,6	9,4	0,5	100	—	2,7	3	11	1,1	0,68	0,88	7,7	—

методами: Ti, V, Cr, Ni, Co — квантометрическим; B, Sc — спектральным количественным; Nb — химическим; Cu, Zn — спектроквантометрическим. Алмазосодержащие эцлогиты трубки «Мир» — из коллекции А. А. Пономаренко. I. Данные по ультрабазитовым и базитовым формациям приведены из следующих источников: ¹ по С. Ф. Соболеву (1969); ² по Р. Л. Фишеру и С. Дж. Энгелю (1970), с дополнениями А. П. Виноградова и др. (1969); ³ данные авторов; ⁴ по А. Е. Энгелю и др. (1965 г.); ⁵ по П. Дж. Харрису и др. (Harris a. O, 1967); ⁶ по Б. Мейсону (1965 г.).

дия, ниобия и щелочей. Этот процесс вызван обеднением шпинелиевых перидотитов этими элементами за счет отделения базальтовых расплавов при дифференциации верхней мантии в течение всей истории Земли. При этом это уменьшение концентраций достигает максимума при переходе к поверхностным интрузивным пери-

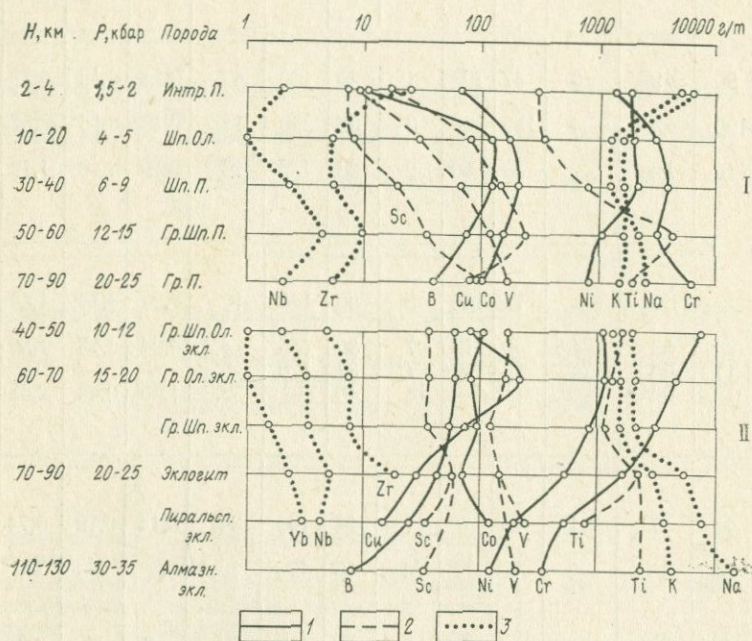


Рис. 28. Тенденции изменения содержаний рудных и редких элементов в дифференцированных породах верхней мантии (I) и в разновидностях эклогитов (II) при изменении в очаге

1—3 — элементы (1 — существенно мантийные; 2 — дающие различный уровень концентраций в эклогитах, 3 — литофильные). Сокращения: Интр. П. — интрузивные перидотиты; Шп. Ол. — шпинелиевые оливиниты; Шп. П. — шпинелиевые перидотиты, дуниты; Гр. шп. П. — гранат-шпинелиевые перидотиты; Гр. П. — гранатовые перидотиты, гранат-пироп. Гр. Шп. Ол. экл. — гранат-шпинелиевые оливинизированные эклогиты; Гр. Ол. экл. — гранатовые оливинизированные эклогиты; Пиральсп. экл. — пиральспитовые эклогиты; Алмазн. экл. — алмазсодержащие эклогиты

дотитам. Одновременно в последних редко возрастает количество Na, K, Zr, Sc, Nb, что, по нашему мнению, отражает влияние корового материала на гипербазитовую магму.

Для всех изучавшихся литофильных элементов характерны максимумы концентраций в гранат-шпинелиевых перидотитах (Ti, Cr, Zr, Nb) с одновременным минимумом для хрома. Столь закономерный скачок в концентрациях отражает геохимический рубеж между эклогитами мантии и гранат-шпинелиевыми перидотитами.

В мантийных эклогитах распределение рудных и редких элементов имеет совершенно иной характер, чем в перидотитах. Наи-

более направлена тенденция возрастания на 1,5 порядка концентраций хрома, никеля, бора и убывание натрия, калия, титана, ванадия, скандия, циркония, ниобия, иттербия. Содержания кобальта, меди, цинка почти не меняются.

Конечные концентрации в гранат-шпинелиевых оливинизированных эклогитах смыкаются с концентрациями в гранатовых перидотитах.

Сопоставление содержаний элементов в собственно эклогитах с пиральспитовыми и алмазоносными эклогитами для таких элементов, как титан, ванадий, скандий и некоторых других литофильных элементов, показывает возникновение «вилки» в характере распределения. В этих породах имеет место два уровня концентраций, отличных и от обычных эклогитов, и от содержаний в гранатовых перидотитах.

Необходимо отметить, что алмазоносные эклогиты, безусловно являющиеся породой фаций высоких давлений, помещаются, по гипотезе Н. В. Соболева, в область волновода Гутенберга, т. е. на глубину около 120 км, только на основании присутствия в них алмазов, в которых имеются также включения минеральных парагетезисов высоких давлений. В то же время по своему химическому составу, составу пироксенов и гроссуляр-пироп-андрадитовых гранатов эти эклогиты очень близки к коровым эклогитам метаморфических пород и к эклогитам, развивающимся по гипербазитам (Удовкина, 1971), для которых так же, как и для алмазоносных эклогитов, характерны высокие содержания титана, низкие хрома и примерно такие же ванадия, кобальта, никеля (Ti 0,11—0,7%; Cr 0,13—0,2%; V 0,03—0,12%; Co—0,02—0,03%; Ni 0,009—0,04%). Количество натрия и калия в этих породах также одинаково. Специфические содержания рудных и редких элементов в алмазоносных эклогитах выпадают также и из генеральной последовательности их распределения в ряду хондрит — гранат-шпинелиевый перидотит — шпинелиевый перидотит, фиксирующей общую направленность геохимической дифференциации верхней мантии на протяжении эволюции верхней мантии Сибирской платформы в мезозойское время (рис. 29).

Таким образом, отнесение алмазоносных эклогитов на большие глубины связано с определенными петролого-геохимическими противоречиями и требует большой осторожности, тем более, что метастабильный алмаз в системе алмаз—графит может образовываться в широком интервале давлений и температур (Банди и др., 1955; Верещагин, 1965).

В то же время, идея о таком близком по составу к базальтовому веществе в области волновода Гутенберга позволяет снять многие петрологические трудности, связанные с возникновением базальтовых расплавов. Простейшие расчеты показывают, что при полном плавлении алмазоносных эклогитов удаление всего 20% оливина (форстерита) приводит к формированию магмы, близкой по составу к высокоглиноземистым толеитам (табл. 63, графы 8.

9). Если же в процессе глубинной магматической дифференциации из алмазоносных эклогитов будет отделено 20% энстатита (состав энстатита взят из энстатитовых включений в щелочных базальтах), то оставшийся «расплав» будет близок по составу к высокоглиноземистому щелочно-оливиновому базальту (см. табл. 63, графы 10; 15). Повышенное количество глинозема удаляется отсадкой шпини-

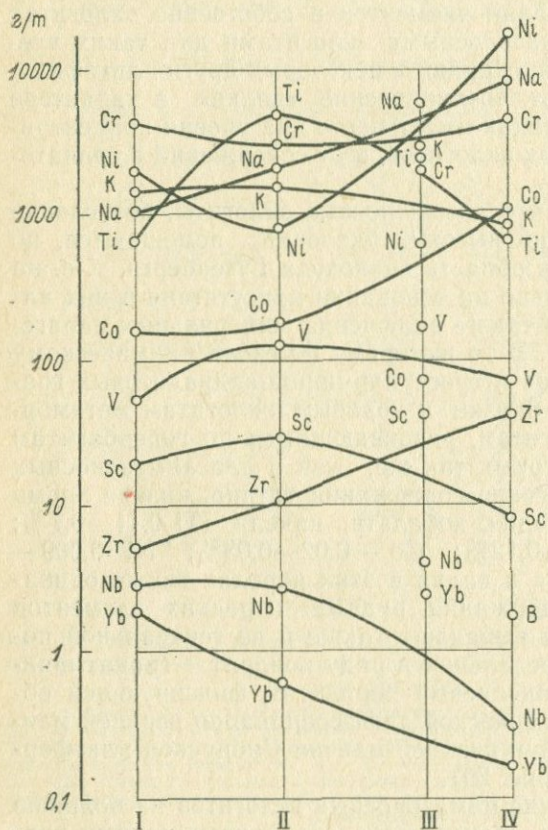


Рис. 29. Генеральная последовательность изменения содержаний элементов в ряду хондрит-гранат-шпинелевый перидотит — шпинелевый перидотит

I — шпинелевый перидотит; II — гранат-шпинелевый перидотит; III — алмазоносный эклогит; IV — хондрит

тели. Интересно, что аналогичный по составу «расплав» может получиться, если выделить 20% энстатита из состава метаморфического корового эклогита (см. табл. 63, графа 3). Возможно, что возникновение щелочно-базальтовых расплавов происходит за счет подобного механизма, протекающего в глубинных частях земной коры, в зонах континентальных рифтов.

Наравне с этим пироповые перидотиты или лерзолиты также способны дать расплав, близкий к пикриту, если допустить селективное плавление двух частей пироба и одной части хромдиопсида с химическими составами минералов включений (см. табл. 63, графа 9). Остаток, получающийся при удалении 15% такого «пикри-

Сравнение средних химических составов эклогитов, теоретических выплавов и природных базальтов, %

Компоненты	Эклогиты							Теоретические выплавки				Природные базальты		
	Алмазоносный (Лутц, 1971)	Из метаморфических комплексов	Из ультраосновных пород	Пироповый (ксенолит из кимберлита)	Оливин из эклогитовых ксенолитов	Экстатит из пироксеновых включений в базальтах	Пироповый эклогит (после удаления 20% оливина)	Алмазоносный эклогит (после удаления 20% оливина)	Алмазоносный эклогит (после удаления 20% экстатита)	Селективная выплавка из пиропового перидотита (две части широпа + одна часть хромдиоксида)	Пикритовый порфирит (Жук-Почкутов, Гладких, 1965)	Океанический толеит	Континентальный толеит	Щелочно-оливиновый базальт
		По И. С. Медведевой (1965)	По В. Н. Кутюлину (1969)											
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	45,35	50,10	44,21	43,00	40,64	55,04	44,90	46,81	42,60	48,78	43,08	49,15	49,22	45,83
TiO ₂	0,87	5,60	0,24	0,53	—	0,05	0,68	1,08	1,08	0,20	1,29	2,09	1,48	3,06
Al ₂ O ₃	14,40	15,86	17,86	14,88	0,10	2,97	19,46	17,90	17,31	14,15	8,96	15,09	15,18	14,99
Fe ₂ O ₃	3,66	7,45	3,42	0,15	1,90	—	0,19	4,07	4,57	0,47	5,46	3,35	3,18	3,90
FeO	8,70	14,76	7,89	11,10	5,40	5,93	12,54	9,45	9,41	6,45	8,93	7,56	9,33	8,43
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,10	0,04	0,34	0,12	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,23	0,33	0,16	0,19	0,07	0,15	0,24	0,27	0,25	0,18	0,20	0,17	0,20	0,14
MgO	14,41	11,99	14,76	18,51	51,71	33,56	10,55	5,06	9,64	19,47	20,97	7,75	6,22	7,65
CaO	9,48	12,10	10,94	8,55	0,20	1,02	9,80	11,78	11,62	9,07	8,81	10,61	10,47	10,02
Na ₂ O	1,77	3,90	0,30	1,00	—	—	1,28	2,19	2,52	0,63	1,25	2,23	2,22	2,91
K ₂ O	1,12	0,90*	0,10*	0,25	—	—	0,32	1,36	1,40	0,05	0,73***	0,30	0,75	1,18

* H₂O + П.п.п. — 2,67%; ** H₂O — 0,4%; *** P₂O₅ — 0,22%.

та», отвечает по составу нормальному гарцбургиту: SiO_2 44,2%; TiO_2 0,4%; Al_2O_3 1,7%; FeO (суммарное) 8,1%; MgO 32,4%; CaO 1,9%; Na_2O 0,4%; K_2O 0,1%.

Таким образом, в зависимости от исходного состава родоначального мантийного вещества и механизма выплавления образуются два типа мантийного магматизма: 1) эклогиты могут дать большие массы базальтов толеитового ряда (а в особом случае и высокоглиноземистый щелочно-оливиновый базальт); 2) гранатовые перидотиты и гранат-шпинелиевые перидотиты при глубинном магмообразовании разделяются на две контрастные ветви — толеитовые базальты и гипербазиты в соотношении 1 : 9 или 2 : 8. Первый тип широко проявлен на континентальных платформах, второй — в зонах глубинных региональных разломов в геосинклиналях и океанических хребтах. Образование характерной петрохимической и геохимической «вилки» в распределении элементов является основной закономерностью глубинного магмообразования.

Мантийные перидотиты по содержанию рудных, редких и породообразующих элементов занимают промежуточное положение между породами, являющимися их дифференциатами.

Характер направленности процесса глубинной дифференциации элементов показан на рис. 30. Уровни концентраций элементов различны, и на графике они выражены парами стрелок. При этом степень контрастности уровней содержаний меняется во времени в процессе эволюции мантии.

Для доархейского периода, по сравнению с исходным хондритовым веществом, дифференциация носит узко направленный характер. Векторы образуют узкие вилки, фиксирующие увеличение (вверх) или уменьшение (вниз) концентраций в гранатовых перидотитах и эклогитах. Контрастный тип (вилки типа II) отмечается только для скандия. Характерно резкое уменьшение для никеля, кобальта и слабое для циркония, хрома, натрия. Количество остальных элементов (K, Ti, V, B, Nb) в дифференциатах верхней мантии возрастает. Для условий океанических платформ и хребтов характер направленности дифференциации меняется в сторону увеличения числа элементов, образующих контрастные уровни типа II. Такой характер распределения имеют хром, никель, титан, калий, отчасти медь. При этом содержание калия в океанических толеитах остается на уровне исходной породы. Убывание концентраций отмечается для кобальта и меди, направленное возрастание — для ванадия, циркония, скандия, иттербия, натрия.

Магматизм континентальных платформ и геосинклиналей характеризуется еще большей степенью контрастности уровней содержаний. Распределение большинства изучавшихся элементов (K, Na, Ti, V, Ni, Cu) характеризуется именно этой особенностью. Направленно убывают содержания хрома и кобальта, возрастают — циркония и скандия.

Описанный выше характер изменения концентраций рудных и редких элементов в породах и производных мантии играет огром-

ную роль в формировании глубинного рудогенеза. Перемещение мантийного материала вверх и погружение блоков низов коры вниз в условиях изменения P и T приводит не только к смене парагене-

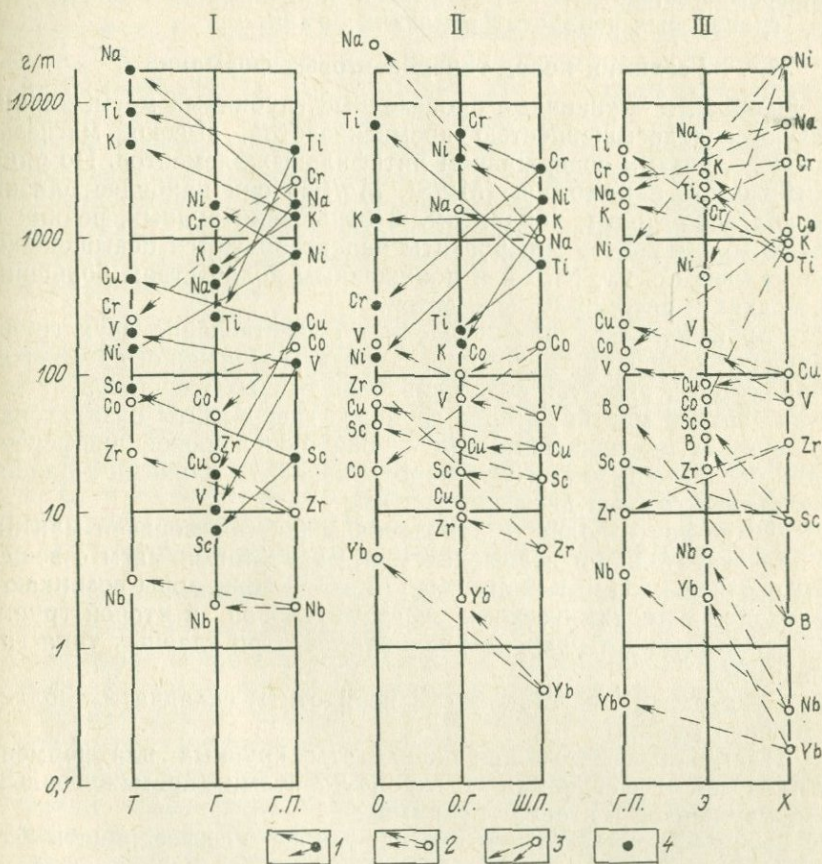


Рис. 30. Изменение направленности и характера геохимической дифференциации в верхней мантии

I — континентальные платформы и геосинклинали; *II* — океанические платформы и хребты; *III* — древняя доархейская дифференциальная мантии

T — континентальные толеиты; *Г* — континентальные гарцбургиты; *Г.П.* — мантийный гранат-шпинеливый перидотит; *О* — океанические толеиты; *О.Г.* — океанические гарцбургиты;

Ш.П. — мантийный шпинеливый перидотит; *Э* — пироповые эклогиты, *X* — хондрит

1 — геохимическая «вилка» контрастных уровней дифференциации *III* типа; *2, 3* — узконаправленная глубинная дифференциация *I* типа; *4* — элементы с контрастной геохимической дифференциацией

зисов минералов, но и к обязательному образованию сброса избыточных элементов, таких как Si, K, Na, Fe (Лутц, 1971). Несомненно, что вместе с породообразующими элементами в глубинные сквозьмагматические ювенильные потоки вовлекаются рудные и редкие элементы, мигрирующие как в образующиеся магмы, так

и в кристаллические породы верхних структурных этажей земной коры. Дальнейшее геохимическое изучение этих процессов позволит выявить количественные характеристики глубинного рудогенеза и, возможно, потребует разработки кларков нового класса пород — гранатовых перидотитов мантии Земли.

Геохимия пород гипербазитовых формаций

Гипербазиты — типичные производные глубинных магм, характеризуются недосыщенностью кремнекислотой, высокой магнезиальностью, низким содержанием литофильных элементов. По ряду геохимических параметров (Mg/Si , Mg/Fe) они наиболее близки к бесполовошпатовым хондритам. В отношении рудных, редких и рассеянных элементов гипербазиты характеризуются повышенным содержанием Fe, Cr, Ni, Co и пониженным количеством большинства редких и рассеянных элементов.

Их происхождение предопределяет существование двух групп гипербазитов: первая группа — гипербазиты мантийного генезиса, возникающие в процессе отделения базальтовых расплавов от вещества верхней мантии; вторая группа — гипербазиты базальтоидного генезиса, возникающие при глубинной и коровой дифференциации базальтовых магм. Эти породы являются ранними и наиболее ультраосновными дифференциатами.

В случае почти полного плавления вещества верхней мантии или при значительном взаимодействии базальтовых магм с веществом верхней мантии и эклогитами нижней зоны коры возникают гипербазиты с геохимическими чертами первой и второй групп.

Соответственно в природе различаются три главных типа гипербазитов:

А. Существенно магнезиальные перидотиты складчатых областей (первая группа);

Б. Плагноклазсодержащие перидотиты крупных платформенных интрузий в ассоциации с габбро-норитами (промежуточный тип между первой и второй группами);

В. Дуниты, перидотиты и другие ранние дифференциаты базальтовых магм (вторая группа).

В силу особенностей генезиса названные типы гипербазитов характеризуются специфической металлогенией и геохимией.

Гипербазиты складчатых областей приурочены к зонам глубинных региональных разломов. Они объединяют большую группу существенно магнезиальных ультраосновных пород, включающую также и альпинотипные перидотиты, широко развитую в различных районах Мира — Урал, Казахстан, складчатое обрамление Сибирской платформы, Кавказ, Альпы, складчатые области Америки и Азии, океанические хребты Атлантического и Индийского океанов.

Гипербазиты этого типа рассматриваются как реализация перидотитового вещества, остающегося после отделения базальтовых магм от вещества верхней мантии.

В процессе отделения базальтовых магм в веществе мантии плавятся наиболее неустойчивые минералы с низкой температурой плавления — гранат, пироксен. При этом в базальтовый расплав переходит значительная часть редких, рассеянных литофильных элементов. В частности, Р. Хан-Вайнхеймером (Hahn-Weinheimer e. a., 1961) на примере эклогитов показано резкое обогащение гранатовых фаз В, Ва, Си, Мп, Sc, Ti, Zп по сравнению с остальными минералами. В то же время Sr, V, частично Cr содержатся в одинаковых количествах, а концентрация Ni и Со понижена. Соответственно в гранатах количество Ni в 10 раз ниже, чем Со, а в остальных минералах Ni преобладает над Со. Естественно, что при селективном плавлении гипербазитовый остаток резко обедняется редкими и литофильными элементами и обогащается Cr, Ni, в меньшей степени Со.

Эта геохимическая специализация полностью остается при последующем внедрении ультраосновной магмы в верхние горизонты коры. Перидотиты складчатых областей отличаются низкими содержаниями Al, Са, Na, К, очень низкими содержаниями Ti, V, Sc и многих редких элементов (табл. 64, 65).

Альпинотипные перидотиты обогащены Cr, Ni, Sr, В. Количество Cr и Ni почти равны ($Cr/Ni=1,2-2,1$). Из элементов группы платины для них характерно присутствие Os, Jг. Для пород этого типа отмечается низкое отношение $MgO/SiO_2=0,9$ и низкая относительная железистость $\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + Mg}$ (в окислах) $=1,75-1,93$. Натрий преобладает над калием — $Na_2O/K_2O=2,11$. В целом геохимия этих пород слабо изучена. Наряду с обилием данных по хрому, никелю, кобальту, другие элементы практически не изучались. Единственный район, который изучен наиболее полно, что Уральская провинция альпинотипных и базальтоидных перидотитов.

Перидотиты платформенных образований — плагиоклазсодержащие перидотиты в ассоциации с габбро-норитами — развиты менее широко (Монче-тундра, Байкал, Южная Африка). Гипербазиты типа Б характеризуются также низкими отношениями $MgO/SiO_2=0,8-0,9$ и несколько более высокой общей относительной железистостью (1,9—3,1). Соотношение Na_2O/K_2O близко к единице или меньше. Содержание TiO_2 , Al_2O_3 и CaO в этих перидотитах выше, чем в альпинотипных (см. табл. 59). Редкие элементы в этих породах изучены слабо. Для перидотитов Русской платформы отмечается низкое содержание Cr, Ni, Со и повышенное содержание Си. Исключение представляет Монче-тундра, где содержание никеля высокое (до 2200 г/т и выше). Отношение $Cr/Ni=3-1$. Для перидотитов этого типа характерно обогащение S, Se, Te.

Перидотиты базальтоидного генезиса (тип В) во многом близки геохимически к первым двум типам. Однако эти породы характеризуются повышенными содержаниями Al, Са, Na, Ti, V, Sc. Относи-

Химический состав перидотитов различных районов, %

Компоненты	Тип А			Кольский п-ов (Печенга)	Тип Б			Тип В		
	Гардбургитовая формация Урала	Малый Кавказ (оз. Севан)	Куба		Прибайкальско-Иркутско-Давиренский комплекс	Южная Родезия	Бушвельд (Африка)	Дунит-пироксенит-габбровая формация	Урал	Курильские о-ва
SiO ₂	39,41	39,91	39,66	42,24	37,88	39,18	41,20	37,87	42,39	41,73
TiO ₂	0,08	0,01	—	0,25	0,20	Следы	0,25	0,06	0,29	0,38
Al ₂ O ₃	2,07	1,60	1,15	3,33	3,80	2,55	1,20	1,02	5,60	8,78
Fe ₂ O ₃	4,14	5,78	7,66	3,46	8,80	6,37	7,20	4,03	5,39	2,86
FeO	4,09	2,44	0,98	4,71	6,00	2,15	8,20	7,55	7,93	8,82
MnO	0,09	0,12	—	0,15	0,27	Следы	0,10	0,15	0,15	0,10
MgO	38,75	35,71	36,20	34,61	32,40	37,04	34,40	42,54	26,38	25,74
CaO	1,43	0,88	0,26	2,31	3,65	0,07	1,35	0,95	9,59	5,63
Na ₂ O	0,22	0,28	0,11	—	0,01	0,55	0,20	} 0,07	} 0,24	0,65
K ₂ O	0,09	0,07	0,01	—	—	0,39	0,30			0,16
Cr ₂ O ₃	0,46	0,25	0,35	—	—	0,32	—	0,47	0,11	—
NiO	0,15	—	—	0,22(Ni)	0,16(Ni)	0,24	—	0,06	0,01	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,04	—	—	—	—	0,02	0,04
S	0,07	—	—	0,20	0,12	—	0,05	—	—	0,34
H ₂ O ⁻	0,38	0,16	1,04	—	—	0,82	0,25	—	—	0,38
H ₂ O ⁺	3,59	0,05	12,41	—	8,11	10,97	5,20	4,02	1,35	—
П.п.п.	4,83	12,81	—	8,73	—	—	—	—	—	3,33
MgO/SiO ₂	0,97	0,89	0,91	0,82	0,85	0,94	0,83	1,12	0,62	0,62
Fe ₂ O ₃ + FeO	1,75	1,87	1,93	1,91	3,13	1,87	3,09	2,13	3,35	3,12
Fe ₂ O ₃ + FeO + MgO										
Na ₂ O/K ₂ O	2,44	4,00	11,0	—	—	1,41	0,66	—	—	4,06

Содержания рудных и редких элементов в ультраосновных породах различных типов, г/т

Элементы и их отно- шения	Пироповые перидотиты (мантия)	Тип А (альпинотипные)			Тип Б (платформенные)		Тип В (базальтоидные)	
		Перидотиты			Перидотиты	Пироксениты	Дуниты	Перидотиты
		Урал (западный склон)	Урал (зона разлома)	Другие районы	Русская платформа		Урал	
Cr	7000	5000	1800	4000**	1550	1550	3200	3500
Ni	770	4000	1500	2100**	95	440	1100	700
Co	100	100	60	160**	46	35	110	75
Cu	70	50	20	—	66	70	12	40
Ti	1500	500	600	—	58	40	110	1800
V	130	43	10	120*	39	80	200	400
Sc	9	—	7,2	3*	—	—	4	20
Ca	—	—	1	10*	8	8	1	4
Zr	10	20	33	—	—	—	20	30
TR	5	—	2,5	2,1—48***	—	—	10	25
K	1600	—	850	—	730	—	360	400
Na	1900	—	1600	—	—	—	340	2000
Li	2	—	0,9	2*	—	—	3,5	5,5
Rb	30	—	10	—	1	—	10	18
Sr	—	—	100	—	—	—	20	35
B	35	100	8,5	—	—	—	3	4,5
U	0,16	—	—	0,005****	—	—	—	1,3
Th	0,29	—	—	0,012****	—	—	—	0,45
Pt	—	—	—	—	0,017	—	0,052	0,05
Pd	—	—	—	—	0,012	—	0,012	0,01
Os	—	—	0,005	—	—	—	0,010	—
Ru	—	—	0,0007	—	—	—	0,005	—
Pd/Pt	—	—	—	—	0,7	—	0,025	0,2
Os/Ru	—	—	7,2	—	—	—	2	—
K/Rb	50	—	85	—	730	—	36	22
Cr/Ni	10	1,25	1,2	1,9	16,3	3,5	2,9	5,0

* Западно-Индийский океанский хребет (Борисенко, 1966). ** Малый Кавказ (Абдуллаев и др., 1967); *** остров Св. Павла (Хэскин и др., 1968 г);

**** США, Скалистые горы (Lovering, Morgan, 1963).

Содержание редкоземельных элементов в перидотитах, г/т

Компоненты	Хондриты (среднее из 20 анализов)	Тип Б			Тип А			Полярный Урал
		Танаквилло (Венесуэла)	Лизард (Корнуолл)	г. Альберта (Квебек)	О-в Св. Павла			
					1*	2	3	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
La	0,3	0,0041	0,0046	0,0067	4,1	4,6	0,58	1,8
Ce	0,84	0,107	0,059	0,054	2,3	18,7	0,57	3,3
Pr	0,12	0,017	0,00111	0,0031	1,76	2,6	0,078	0,60
Nd	0,58	0,20	0,042	0,042	6,2	8,0	0,31	2,4
Sm	0,21	0,113	0,033	0,0090	1,11	1,7	0,095	0,88
Eu	0,074	0,068	0,017	0,0059	0,032	0,58	0,53	—
Gd	0,32	0,027	0,071	0,047	1,16	2,5	0,19	0,90
Tb	0,049	0,079	0,081	0,038	0,31	0,33	0,047	0,19
Dy	0,31	—	—	—	—	—	—	0,95
Ho	0,073	0,095	0,052	0,022	0,18	0,23	0,045	0,24
Er	0,21	0,27	0,17	0,081	0,58	0,70	0,13	0,47
Tu	0,033	0,049	0,030	0,0149	0,068	0,083	0,027	—
Yb	0,17	0,45	0,27	0,17	0,50	0,57	0,16	0,57
Lu	0,031	0,031	0,021	0,0148	0,072	0,047	0,022	—
Y	1,8	2,1	1,21	0,54	5,0	5,0	1,24	4,8
$\Sigma TR + Y$	4,7	3,9	2,1	1,07	32	48	3,7	17
$\Sigma La - Eu$								1,1
$\Sigma Gd + Y$	0,83	0,15	0,08	0,06	2,96	3,81	1,16	
$\Sigma Ce / \Sigma Y$ (без Y)	2,9	0,41	0,28	0,083	8,2	8,1	3,5	2,7
$\Sigma La - Nd$ %	63,5	18,7	12,5	20,8	83,4	83,4	55,2	65,9
$\Sigma Sm - Ho$ %	28,5	35,7	29,8	24,0	12,0	13,1	32,6	25,7
$\Sigma Er - Lu$ %	8,0	45,6	57,7	55,2	4,6	3,5	12,2	8,4

* Номера образцов.

тельная железистость этих пород выше, чем в первых двух типах (2,1—3,3).

Менее четки различия в геохимии редких и рассеянных элементов (см. табл. 65). В базальтоидных перидотитах несколько выше содержания Sc, Ga, Li, TR. Интересные отличия наблюдаются в распределении редких земель (табл. 66): высокотемпературные платформенные перидотиты (графы 3—5) резко обогащены тяжелыми иттриевыми землями, в отличие от альпинотипных перидотитов (графы 6—9). Редкие земли в хондритах занимают промежуточное положение. Это соотношение еще раз подчеркивает мантийное, глубинное их образование.

Необходимо отметить, что среди перидотитов всех типов присутствуют в различных количествах основные и кислые разновидности — в ряде случаев более поздние дифференциаты. Причем породы основного состава в гипербазитовых формациях (тип А) находятся в резко подчиненном положении; в формации перидотитов «ассоциирующихся» с габбро-норитами (плагноклазовые перидотиты типа Б) габбро занимают примерно половину объема интрузий. Перидотиты базальтоидного генезиса (дунит-пироксенит-габбровая формация) находятся в резко подчиненном положении — не более 10—15% по отношению к основным породам.

Характерной геохимической чертой пород ранних и поздних дифференциатов является сохранение тех же признаков, которые отличают перидотиты разных типов. Так, сравнение распределения содержаний породообразующих элементов в породах дифференцированного ряда двух различных по генезису типов — перидотитового мантийного (тип А) и базальтоидного (тип В) позволило установить, что породы базальтоидного генезиса (от дунитов до габбро) содержат повышенное (по отношению к соответствующим породам перидотитового генезиса) количество суммарного железа, титана, алюминия, кальция, характеризуются высокой относительной железистостью и более низким отношением MgO/SiO_2 . Содержания редких и рудных элементов в сопоставляемых породах также указывают на различия их происхождения (см. табл. 63).

Геохимия пород базитовых формаций

Разделяя в общих чертах представления Ю. А. Кузнецова (1964) о магматических формациях, мы считаем, что наибольшим распространением среди пород нормального ряда базальтоидных формаций пользуются океанические толеитовые базальты, континентальные толеитовые базальты и щелочно-оливиновые базальты, развитые как на континенте, так и в океанических зонах. Особое место среди пород базальтоидных формаций занимают пикриты. Пространственная и временная ассоциация континентальных толеитов, пикритов и кимберлитов свидетельствует об общности глубинного происхождения.

Для того чтобы проследить геохимическую эволюцию главных разновидностей пород базитовых формаций с момента возникновения первичной магмы, была предпринята попытка рассчитать состав этой магмы для континента. При этом постулируется селективное плавление пироксен-оливин-гранатовой породы в следующей пропорции: две части пироба и одна часть хромдиопсида.

В результате такого плавления вещества мантии образуется магма, по составу близкая к пикриту (табл. 67).

Таблица 67

Состав селективной выплавки „пикритовой“ магмы

Компоненты	Пироба из эклогита (а)	Хромдиопсид из эклогита (б)	Оливин из включений (в)	Выплавка из смеси: (2а+б) („пикрит“)	Пикрит
SiO ₂	46,16	50,06	40,60	48,78	45,51
TiO ₂	0,15	0,30	0,001	0,20	1,93
Al ₂ O ₃	20,17	0,96	Следы	14,15	12,44
Fe ₂ O ₃	Следы	1,40	1,90	0,47	0,92
FeO	8,17	2,48	5,40	6,45	8,67
MnO	0,18	He опр.	0,07	0,18	0,15
MgO	20,30	16,24	51,25	19,47	18,79
CaO	4,90	19,68	0,10	9,07	9,67
Na ₂ O	—	1,84	—	0,63	1,64
K ₂ O	—	0,16	—	0,05	0,08
Cr ₂ O ₃	0,38	1,12	0,04	0,05	—
NiO	—	He опр.	0,23	—	—
H ₂ O	—	1,44	0,40	—	—
П.п.п.	0,10	4,17	—	—	—
Сумма	100,51	99,75	100,00	99,50	100,00

Пикритовая магма в чистом виде образует довольно редкие самостоятельные проявления. Однако она играет решающую роль в мантийном магмообразовании в целом, так как является своего рода толчком и исходной матрицей к образованию главных разновидностей пород нормального ряда базитовых формаций. В мантийных и глубинных коровых очагах пикритовая магма, вступая во взаимодействие с окружающими ее породами, изменяет свой первоначальный состав, обогащаясь кремнием, железом, натрием, калием и, возможно, некоторыми некогерентными элементами, приобретая при этом состав континентального толентитового базальта. В свою очередь толентитовая магма, перемещаясь вверх, попадает в промежуточные магматические очаги, в которых состав магмы также изменяется в результате взаимодействия с окружающими породами и под влиянием сквозьмагматических растворов в системе: глубинный очаг магмообразования — промежуточный магмати-

ческий очаг. При этом происходит некоторое обогащение щелочами и в первую очередь калием.

Здесь же, по всей вероятности, осуществляются процессы глубинной дифференциации с частичным удалением в первые порции кристаллической фазы магния, кальция и железа.

Таким образом, из мантийного вещества (пироповый перидотит или пироп-шпинелиевый перидотит) путем селективного плавления можно получить первичную магму пикритового состава и ультраосновной аккумулят, близкий по составу к дуниту или перидотиту гарцбургитовой формации. Затем, под воздействием по крайней мере трех ведущих петрогенетических процессов (глубинная дифференциация, контаминация магмы и воздействие ювенильных растворов) из пикритовой магмы образуется толеитовая, высокоглиноземистая и щелочно-оливиновая порции магмы.

Процесс формирования главнейших серий базальтов из пикритовой магмы сопровождается чрезвычайно интересными закономерностями изменения содержаний породообразующих элементов. На рис. 31 приведены отношения содержаний петрогенных элементов в средних составах базальтов по В. А. Кутолину, к содержанию их в «пикритовой» выплавке (см. табл. 60). В поле I попадает только магний, содержание которого в «пикрите» избыточно и он фиксируется в составе оливина и ромбического пироксена, накапливаясь в верхней мантии. Содержание элементов группы Б поля II меняются закономерно, мало чем отличаясь в сравниваемых сериях. К ним относятся Mn, Si, Al, Ca, отчасти Fe. Элементы некогерентные (группа В) не подчиняются общей зависимости и являются частично заимствованными или привнесенными, так как содержания K, Na, Ti в «пикритовой» выплавке резко дефицитны и не могут обеспечить уровень содержаний этих элементов в континентальных и щелочных базальтах.

Информацию о генезисе пород базальтовых формаций на современном уровне исследования можно получить, рассматривая особенности распределения редких элементов.

В процессе дифференциации базальтовых магм в промежуточных очагах намечается закономерное распределение рудных, редких и радиоактивных элементов. Среди них могут быть выделены три группы элементов, концентрирующихся в дифференциатах: 1) основных (Cr, Co, Ni, V, Sc, B, Pt, Au); 2) кислых (Ga, Ba, Sr, Li, Rb, Th, U, Be); 3) средних (Jn, Cu, Pb).

Геохимическое поведение названных выше элементов в процессе дифференциации базальтовых магм по кремнекислотности (в ряду базальт-андезит-дацит) аналогично поведению некоторых главных породообразующих элементов (Fe, Mg, Ca, с одной стороны, и Si, Na, K, — с другой) и характерно для всех вулканических серий.

Не менее существенно поведение рудных, редких и радиоактивных элементов при переходе от одного типа базальтовой магмы к другому (толеиты, высокоглиноземистые базальты и щелочно-

оливиновые базальты). В этом случае рудные и редкие элементы (сидерофильные и литофильные) ведут себя по-разному. Для одной группы элементов (Cu, Ni, Cr, Co, V, Sc) характерно уменьше-

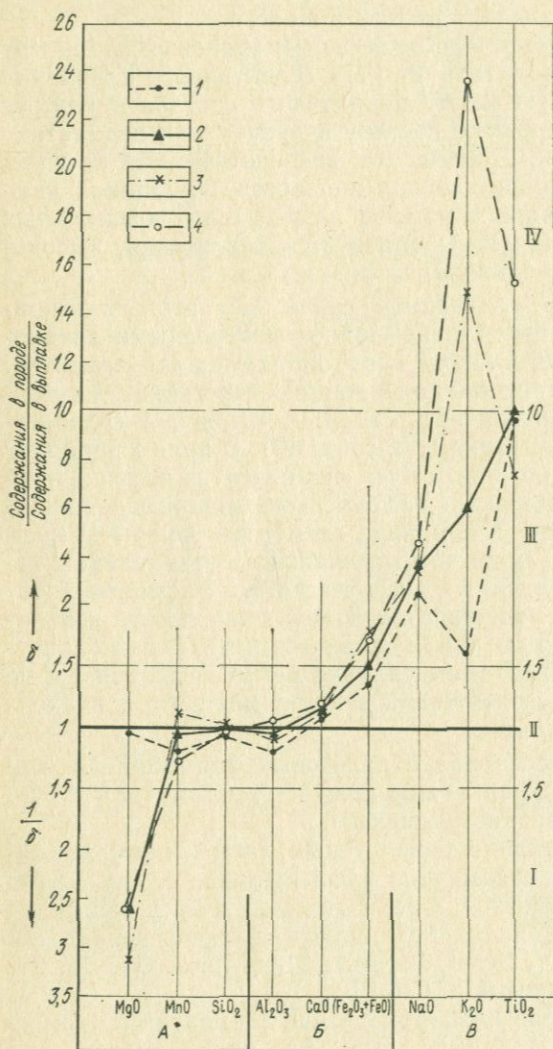


Рис. 31. Соотношения петрогенных элементов в главных типах базальтовых серий, нормированные по «пикритовой» выплавке

Породы: 1 — пикриты; 2 — океанические толеиты; 3 — континентальные толеиты; 4 — щелочно-оливиновые базальты. Поля соотношений концентраций: I — избыточные, II — достаточные; III — дефицитные, IV — резко дефицитные. Группы элементов: А — накапливающиеся в аккумуляте; Б — когерентные; В — некогерентные

ние содержаний при переходе от толеитовой порции магмы к щелочно-оливиновой.

Для другой группы элементов (Nb, Zr, Ga, Ba, Sr, Rb и отчасти Li) свойственно увеличение содержаний при переходе от одного типа магмы к другому (табл. 68). Такая особенность распределения редких и рудных элементов может быть объяснена процессами

Средние содержания редких элементов в породах базальтовых серий океанических и континентальных областей, г/т (по Л. Н. Овчинникову, Л. С. Бородину и В. В. Ляховичу, 1970)

Элементы	Океанические			Континентальные		
	толеиты	оливино- вые базальты	щелочно- оливиновые базальты	траппы	толеито- вые базальты	щелочно- оливиновые базальты
Cu	83	90	30	110	203	68—30
Ni	110	410	24	110	84	36—70
Cr	360	570	18	180	186	22—106
Co	35	66	24	34	40	30—50
V	320	240	243	190	260	230—500
Sc	49	35	21	40—80*	58	—
Nb	30	30	75	3	10	12—40
Zr	67	130	365	70—100	80	200—360
Be	2	2	2	до 1*	—	1—2
Ga	16	16	22	70*	—	18—50
Ba	12	220	405	690	—	600—2000
Sr	97	320	583	360	—	350—660
Li	21	2	7	5—13*	—	13
Rb	1	11	41	2—18*	—	—

* Данные авторов.

глубинной (мантийной) дифференциации, различной степенью контаминированности магмы и влиянием ювенильных (сквозьмагматических) растворов.

Элементы редкоземельной группы, так же как и большинство литофильных элементов, обнаруживают тенденцию накапливаться в кислых дифференциатах единой эффузивной серии. Минимальное количество элементов редкоземельной группы (суммарно) характерно для океанических (70—80 г/т) и континентальных толеитов (100—123 г/т).

Характерно изменение отношения $\frac{\Sigma La-Eu}{\Sigma Gd-Lu+Y}$ при переходе от одного типа магмы к другому (табл. 69).

По данным Х. А. Гюнтера (1968 г.) это отношение равно: для толеитов 1,9; высокоглиноземистых базальтов 3,7; и щелочно-оливиновых базальтов 7,6.

Отношение $\frac{\Sigma La-Eu}{\Sigma Ga-La+Y}$, рассчитанное по данным Л. А. Хэскина, Ф. А. Фрея и др. (1968 г.), минимальное в океанических толеитах (0,69; 0,70), возрастает в континентальных толеитах (1,18; 1,68) и средних базальтах (табл. 69). Таким образом, это отношение является не только показателем фракционирования редкоземельных элементов при дифференциации магмы, но и свидетельством ее ювенильности или степени контаминированности.

Содержания редкоземельных элементов в породах базальтоидных формаций, г/т

Элементы	Океанические толенты		Континентальные толенты (Айронтон монтана)		Толентовый базальт	Высокоглино- земистый базальт	Щелочно- оливиновый базальт	Базальты (среднее по всем сериям)
	Срединно- Атлантичес- кий хр.	Восточно- Тихоокеанское подняtie						
			Японская островная дуга					
1	2	3	4	5	6	7	8	9
La	5,0	1,9	12,80	11,70	He опр.	11,0	21,7—48	17
Cl	11,8	13,9	—	24	4,74	21,5	35,7—63,1	66
Pr	2,1	1,9	4,7	3,7	—	—	—	8,5
Nd	9,7	8,6	20	15	4,52	15,3	16,0—30,5	32
Sm	4,3	2,8	5,9	3,8	1,94	4,36	4,5—6,3	6,9
Eu	1,7	1,35	3,7	1,09	He опр.	1,31	He опр.	2,7
Gd	5,5	4,6	5,1	4,2	2,55	5,46	4,37—6,70	5,9
Tb	1,19	0,83	0,50	0,75	—	—	—	1,08
Dy	—	—	—	—	2,53	4,63	3,99—5,16	—
Ho	1,5	1,06	1,21	1,35	—	—	—	1,11
Er	3,9	3,3	4,4	2,6	1,66	2,53	1,92—2,36	3,3
Tu	0,56	0,41	0,72	0,36	—	—	—	0,44
Yb	3,0	2,8	2,7	2,1	1,39	1,97	1,16—2,05	2,7
Lu	0,52	0,57	0,60	0,33	—	—	—	—
V	33	30	29	24	—	—	—	25
ΣTR	84	7,4	123	100	—	—	—	170
ΣLa—Eu	34,6	30,45	47,10	59,29	—	—	—	133,10
ΣGd—Lu+Y	49,17	43,23	44,23	35,69	—	—	—	39,53
ΣCl/ΣY	0,70	0,69	1,18	1,68	—	—	—	3,15
ΣLa—Nd %	56	60	60	77	—	70	82—86	84
ΣSm—Ho %	23	20	24	13	—	16	10—8	10
ΣEr—Lu %	21	20	16	10	—	14	8—6	6

Примечание. Данные граф 2—5 и 9 приведены по Л. Н. Хэскину, Ф. А. Фрею и др., 1968 г.; 6—8 — по Масуда Акимаса, 1966 г.

Весьма существенно, что в расчетах при селективном плавлении двух частей пиропса и одной части моноклинного пироксена из пиропового перидотита в полученной магме пикритового состава суммарное содержание элементов редкоземельной группы оказалось близким к содержанию в океанических толеитах, а отношение $\frac{\Sigma La-Eu}{\Sigma Gd-Lu+Y}$ равное с аналогичным коэффициентом из океанических толеитов (0,70).

В работах К. Хайера и Роджерса (1963 г.) показана функциональная связь между $lg(Cu, Th, K)$ в магматических породах и получены кривые их эволюции в координатах $lgU - lgK$ и $lgTh - lgK$. При этом установлено, что по мере увеличения глубины выплавления магмы содержания радиоактивных элементов и калия в первичной магме уменьшаются (см. табл. 44). Нанесение на диаграмму К. Хайера содержаний U и K , характерных для пород, слагающих мантию (пироп-шпинелиевый перидотит, эклогит) и выплавляющихся из нее (океанические и континентальные толеиты, высокоглиноземистые и щелочно-оливиновые базальты) (см. рис. 7, 8), показано, что толеиты на линии эволюции магматических пород занимают более прогрессивное положение, чем пироп-шпинелиевый перидотит. Дунит-гарцбургитовой формации занимает регрессивное положение по сравнению с первичным веществом мантии. Положение высокоглиноземистых и щелочно-оливиновых базальтов соответствует нормальному ходу глубинной дифференциации. Особое место занимают континентальные толеиты (траппы Сибири). Высокие содержания в них урана и калия свидетельствуют о большей скорости накопления урана по отношению к калию. Аномально высокое среднее содержание урана в континентальных толеитах объясняется, по-видимому, заимствованием его из пород континентальной коры в процессе продвижения магмы от места ее образования к поверхности. Поведение тория соответствует ходу глубинной дифференциации первичной толеитовой магмы.

Таким образом, характер распределения некоторых рудных, редких и радиоактивных элементов вполне соответствует модели селективного выплавления пикритовой и примитивной толеитовой магмы из пироп-шпинелиевого перидотита.

В заключение следует подчеркнуть, что особенности распределения большинства петрогенных, рудных и редких элементов в ультраосновных ксенолитах из кимберлитов, породах различных вулканических серий и ультрабазитах гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций не противоречат обсуждаемой в настоящей главе модели состава верхней мантии. Основываясь на этих данных, можно считать, что породами, максимально приближающимися по составу к первичной магме, являются океанические толеиты, а породами, непосредственно слагающими мантию, — эклогиты метаморфогенного типа и некоторые альпинотипные ультрабазиты. Содержания отдельных петрогенных, рудных

и редких элементов в этих породах может характеризовать первичное содержание их в мантии. Породы остальных вулканических серий возникают в результате процессов глубинной дифференциации первичной (мантийной) магмы, осложненной на разных этапах влиянием селективной контаминации магмы коровым материалом и воздействием метасоматизирующих растворов. Ультрабазиты гарцбургитовой формации являются тугоплавкими остатками (аккумулятами), образующимися при селективном плавлении вещества мантии, а дунит-пироксенит-габбровой формации — дифференциатами базальтовой выплавки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время, когда достаточно ясно наметились основные закономерности размещения магматических формаций, связи их с конкретными стадиями развития складчатых областей, платформ и характером тектонических движений, большое значение для решения кардинальных вопросов приобретают детальные геохимические исследования.

Многолетнее изучение ультраосновных, основных и других типов пород важнейших формаций крупнейших петрографических провинций СССР (Урала, Сибири, Кольского п-ова и др.) позволило показать геохимическую специализацию изверженных пород в ее качественных и количественных проявлениях.

Необходимо отметить, что признаки отличий рассматриваемых формаций в большей мере определяются характером общей линии контрастности их генезисов и состава, чем особенностями традиционного разделения их на тектонической основе.

Большой петрографический и геохимический материал по природным объектам, а также результаты экспериментального петрографического моделирования позволяют вполне определенно считать, что контрастные геохимические типы магматических пород (с одной стороны, базиты и гипербазиты, с другой — гранитоиды) представляют не менее контрастные процессы магнезиального происхождения: ювенильные подкорковые и палингенные коровые. Эта контрастность отчетливо проявляется в геохимическом распределении малых и редких элементов. Так, по совокупности геологических и геохимических данных только среди ультраосновных пород выделяются три достаточно контрастные группы (формации) гипербазитов: 1) дунит-гарцбургитовая; 2) дунит-пироксенит-габбровая; 3) перидотитовая, принадлежащая к дифференцированным платформенным габбро-норитовым интрузиям. Однотипные породы этих формаций характеризуются достаточно специфическими ассоциациями ряда рудных, редких и малых элементов и уровнями их концентрации. На примере Урала и Кавказа видно, что перидотиты гарцбургитовой формации по сравнению с однотипными породами габбровой формации характеризуются относительно повышенными содержаниями В, Zr, Nb, Rb, Co, Ni и пониженными — Ti, V, Sc, TR, Li, Ge. Для основных пород характерны соответственно повышенные содержания Cr, Ni, Zr, Nb, Li и пониженные — Ti, V, Sc, TR, Rb, Sr. Перидотиты более щелочных серий, таких как габбро-сиенитовые или щелочно-габброидные формации, характеризуются резким воз-

растанием концентраций Ti, V, Sc, Sr, Au, Nb, Ta и других элементов. Причина возникновения этих фундаментальных геохимических отличий лежит в условиях и специфике глубинного магмообразования.

Одним из доказательств характера глубинной дифференциации являются рассмотренные в настоящей работе изменения в распределении элементов-индикаторов в перидотитовых включениях из кимберлитов, представляющих вещество верхней мантии до глубины порядка 100—120 км. На основании полученных авторами данных с достаточной уверенностью можно утверждать, что при глубинной дифференциации ультраосновного вещества верхней мантии — гранатового перидотита (лерцолита) — происходит контрастное разделение химических элементов. В отделяющейся базальтовой жидкости происходит накопление тех петрогенных и малых элементов, которые понижают температуру ликвидуса, с одновременным обогащением тугоплавкого остатка элементами, повышающими его температуру. В результате этого процесса расплав обогащается кремнием, алюминием, щелочами, титаном, ванадием, литием, рубидием, редкими землями, танталом, ниобием, цирконием, торием, а в тугоплавком остатке накапливаются магний, железо, хром, никель и некоторые другие сидерофильные элементы.

В условиях широкого диапазона высокотемпературного изоморфизма в силу геохимической близости к кальцию и щелочным металлам, с одной стороны, или железу, с другой, — происходит разделение на «литофильную» (Li, Rb, TR, U) и «сидерофильную» (Cr, Ni, Co, V, Pt) группы, а также отделение специфической группы близких к титану и алюминию элементов с высокой валентностью и относительно малыми радиусами ионов (Nb, Ta, Zr). Это разделение и лежит в основе геохимической специфики магм, генерированных на разных уровнях земной коры и верхней мантии.

Подчеркнутая выше специфика глубинной геохимической дифференциации в определенной мере моделируется процессами внутрикамерной дифференциации (естественный эксперимент), рассмотренных в работе на примере больших плутонов габбро-норитовых формаций и трапповых интрузий платформ. Из этих примеров видно, что в единой дифференцированной серии в ультрабазитах концентрируются хром, никель, кобальт, а в основных — титан, ванадий, галлий, литий, стронций.

Сходная картина наблюдается для больших естественных рядов изверженных пород. Так, ультраосновные и основные породы в ряду альпинотипные гипербазиты → расслоенные платформенные интрузии → габбровые формации складчатых зон характеризуются убыванием концентраций типоморфных элементов ультраосновных магм и возрастанием содержаний «габброидной» группы элементов. Аналогичные тенденции характерны и для континентальных толеитовых магм, формирующих трапповый магматизм устойчивых областей. Эти породы по своим геохимическим особенностям незначительно отличаются от примитивных океанических толеитов,

а сдвиг концентраций ряда в сторону повышения интерпретируется как результат влияния континентальной коры.

В общем ряду рассматривавшихся формаций ультраосновных и основных пород крайнее положение занимают щелочно-трахитовые, щелочно-базальтовые формации, обогащенные Zr, Nb, Ta, и породы щелочно-ультраосновных комплексов и кимберлитов, развитых в областях платформ. Эти серии, в особенности последние, характеризуются уникальными сочетаниями сидерофильных и литофильных элементов и резким возрастанием концентраций редких элементов — циркония, тантала, ниобия, редких земель и ряда других. Своеобразный геохимический облик указанных формаций, а также интенсивное проявление в связи с кимберлитами процессов углекислого аметасоматоза, необычайно большие масштабы развития щелочного и карбонатного метасоматоза в щелочно-ультраосновных комплексах, свидетельствует о том, что формирование этих магм отвечает случаю специфического фракционирования магматического материала, сопровождающегося отгонкой легколетучих фракций обогащенных редкими и малыми элементами.

Геолого-структурный анализ, проведенный с учетом уровней концентраций редких элементов и выполненным ранее формационным делением щелочных фельдшпатоидных пород, позволил выделить четыре группы щелочно-гранитоидных образований: 1) ювенильная — кислые дифференциаты трахибазальтовых океанических серий; 2) палингенно-ювенильная — трахибазальт-гранитоидная серия; 3) палингенная группа сиенит-гранитных формаций; 4) метасоматиты щелочно-гранитоидного состава. Выявление изменения концентраций и анализ поведения элементов-индикаторов позволяет различать глубинно-коровый и ювенильный источники щелочного метасоматоза. Метасоматические процессы подобного типа в древних гранито-гнейсовых комплексах сопровождаются образованием промышленно важных концентраций редкометалльных минералов.

При выявлении особенностей глубинной дифференциации, определения степени ювенильности и роли коровых процессов в большей мере, чем содержания петрогенных и редких элементов, имеют значение особенности распределения элементов-индикаторов и изменение величин индикаторных отношений. Для установления таких зависимостей показателями глубинных ювенильных процессов являются отношения Cr/V, Cr/Ti, соотношения щелочей, Zr, Nb, Ta и некоторых других элементов. Целесообразно использовать наиболее контрастные геохимические группы элементов-индикаторов. Как видно на примере трапповых базальтовых, щелочно-базальтовых, щелочных гранитоидных формаций, степень коровой дифференциации и контаминации эффективно показывают отношения Th/U, K/U, K/Rb и др.

Значительные геохимические отличия соотношения элементов-индикаторов характерны также и для гранитоидных магм. Как следует из приведенных данных, различия в распределении редких

элементов отражают весьма существенные стороны геохимии магматических пород. Поэтому во многих случаях именно редкие, а не петрогенные элементы могут быть использованы как геохимические индикаторы при решении принципиальных вопросов петрологии и рудообразования. Этому перспективному направлению необходимо уделять значительное внимание в дальнейших работах.

Из совокупности приведенных данных следует, что для рассматриваемых глубинных формаций вырисовывается отчетливая геохимическая когерентность в поведении большинства петрогенных и редких элементов на всех стадиях магмообразования. В определенной степени это заключение подтверждается и данными о распределении редких элементов в процессе внутрикамерной дифференциации и по совокупности геохимических характеристик для разделения редких элементов при образовании дифференцированных пород дунит-пироксенит-габбровой формации. Лишь для части элементов (редкие щелочи, уран, калий) можно допустить значительную некогерентность и возможную роль ассимиляции их из корового материала.

Более сложны и многообразны причины геохимической специализации собственно коровых палингенных гранитных магм. В настоящее время можно наметить только основные линии процессов их геохимической специализации. Наиболее удобным объектом являются щелочные гранитоиды, на примере которых можно показать роль как процессов региональной гранитизации, так и воздействие ювенильных щелочных эманаций.

В определенной степени процессы ювенильного ощелочения должны учитываться и при объяснении геохимической специализации некоторых ультраосновных формаций, прежде всего кимберлитовой и щелочно-ультраосновной.

Таким образом, по всей совокупности рассмотренных в работе данных для формаций изверженных горных пород вырисовываются две принципиально различные линии магмообразования: мантийная и коровая. Хотя эти две линии достаточно очевидны при общем формационном анализе, их выявление для конкретных интрузивных комплексов подчас сопряжено со значительными трудностями и требует всестороннего анализа всего комплекса факторов: структурно-тектонических, литолого-фациальных, петрохимических, геохимических и др. При этом существенное значение приобретает использование редких элементов как геохимических индикаторов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуллаев З. Б., Шербина В. В., Эфендиев Г. Х. К геохимии никеля и кобальта в ультраосновных породах офиолитовой формации Малого Кавказа (Азербайджан).—«Геохимия», 1967, № 4, с. 427—432, с ил.
- Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1961, с. 373, с ил.
- Абовян С. Б., Борисенко Л. Ф. Новые данные о вторичном магнетите из ультрабазитов Армении.—«Докл. АН АрмССР», 1971, № 4, с. 221—234, с ил.
- Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б. Титан в магматических формациях Алтае-Саянской области.—В кн.: Химия земной коры. Т. I, М., 1963, с. 312—335, с ил.
- Акимов А. П., Семенов Г. С. Геохимия радиоактивных элементов в глубинных породах.—В кн.: Симпозиум по проблемам связи поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, 1968, с. 309—317, с ил.
- Акимов А. П., Берзина И. Г., Гуревич М. Ю. Содержание урана в породах и минералах из эклогитовых включений в кимберлитах Якутии.—«Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 5, с. 1245—1248, с ил.
- Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, 1959, с. 526, с ил. Авт.: А. П. Бобриевич, М. Н. Бондаренко, М. А. Гневушев, Л. М. Краснов.
- Альбитизированные и гнейзенизированные граниты. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 196, с ил. Авт.: А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситнин, К. Д. Субботин.
- Альмухамедов А. И. Поведение титана в процессах дифференциации базальтовой магмы.—«Геохимия», 1967, № 1, с. 75—85, с ил.
- Амантов В. А., Михайлов И. В., Старченко В. В. Системы разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамление.—«Геология и геофизика», 1967, № 6, с. 31—39, с ил.
- Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометальной металлогенической специализации. М., «Недра», 1967, с. 199, с ил.
- Архангельская В. В. О тантал-ниобиевом оруденении в древних метасоматических образованиях Восточной Сибири.—«Геология рудных месторождений», 1968, № 5, с. 29—40, с ил.
- Баддингтон А. Ф. Формирование гранитных тел. М., «Иностр. лит.», 1963, с. 108, с ил.
- Бауди Ф. П., Холл Г. Т., Стронг Г. М. Искусственные алмазы.—«Успехи физических наук», 1955, вып. 4, № 52, с. 241—254, с ил.
- Бардаханов Н. Б., Гарчимаев Ц. Б. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Хангарул, Хара-Мурин, Снежная и Хамней. Улан-Удэ, 1967, 215 с., с ил.
- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963, 371 с., с ил.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966, 341 с., с ил.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968, 553 с., с ил.
- Белоусов В. В., Дзоценидзе Г. С. Проблема «Базальты плато».—В кн.: Базальты плато. (Докл. геологов на XXII сессии МГК). М., 1964, с. 145—164, с ил.

Беляевский Н. А., Борисов А. К., Вольвовский И. С. Глубинное строение территории СССР.— «Сов. геология», 1967, № 11, с. 56—84, с ил.

Беляевский Н. А., Вольвовский И. С. Соотношения геологических структур и глубинных структур земной коры континентального типа.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, 1971, с. 19—29, с ил.

Беспалов В. Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, «Наука», 1971, 363 с., с ил.

Беус А. А., Ситнин А. А. Распределение петрогенных элементов в гранитоидах.— «Проблемы геохимии», 1965, с. 429—435, с ил.

Билибина Т. В. Интрузивные комплексы Мугуджар.— В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск, 1970, с. 63—65, с ил.

Богданова К. Г., Логинова М. А. Интрузивный магматизм Юго-Западного Алтая и связи с закономерностями размещения полезных ископаемых.— «Инф. сборник ВСЕГЕИ», 1960, № 3, с. 48—64, с ил.

Болотников А. Ф. Субщелочные и щелочные гранитоиды Улканского массива и вопросы их генезиса.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1965, № 4, с. 51—58, с ил.

Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М., «Наука», 1966, 222 с., с ил.

Бородин Л. С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты (к общей петрологии массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов).— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1963, № 8, с. 23—42, с ил.

Бородин Л. С. Редкие элементы в ультрабазитах из комплексных массивов ультраосновных—щелочных пород (к проблеме карбонатитов и их связи с щелочным магматизмом).— В кн.: Проблемы геохимии. М., 1965, с. 396—406, с ил.

Бородин Л. С. Петрология нефелино-пироксеновых пород и генезис комплексных массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Автореф. докт. дисс. М., 1966, 36 с.

Бородин Л. С. К проблеме океанических базальтоидных серий.— «Сов. геология», 1968, № 6, с. 177—180, с ил.

Бородин Л. С. Редкие элементы как индикаторы глубинности (ювенильности) формаций щелочных пород.— В кн.: Материалы IV Всесоюз. петрограф. совещ.». Баку, 1969, с. 420—423, с ил.

Бородин Л. С. Общие геохимические аспекты проблемы формаций щелочных пород.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии». М., 1974, с. 237—249, с ил.

Бородин Л. С., Гладких В. С. К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого Алатау.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1967, № 12, с. 5—20, с ил.

Бородин Л. С., Гладких В. С. К геохимии циркония в дифференцированных щелочно-базальтовых сериях.— «Геохимия», 1967, № 10, с. 1023—1034, с ил.

Бородин Л. С., Гладких В. С. Ниобий в щелочных базальтах и базальтоидах.— «Геохимия», 1968, № 5, с. 539—548, с ил.

Бородин Л. С., Нечаева И. А., Ганзеев А. А. К проблеме формаций щелочных пород и их редкометального оруденения.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1970, № 3, с. 29—31, с ил.

Бородин Л. С., Осокин Е. Д., Ганзеев А. А. Геохимические типы нефелиновых сиенитов и проблема их генетической связи с гранитоидами.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов (материалы к симпозиуму). Свердловск, 1971, с. 159—175, с ил.

Буданов В. И. К вопросу о происхождении и дифференциации магм типа Великих Африканских разломов.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 4, с. 901—904, с ил.

Бутурлинов Н. В., Панов Б. С. Титан в магматических породах Донбасса.— «Геохимия», 1966: № 6, с. 734—737, с ил.

Быховский Л. З. Возможности комплексного использования вольфрамитовых концентратов. В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л., 1967, с. 84—93, с ил.

- Вартапетян Б. С. К вопросу о возрасте интрузивов Армянской ССР. В кн.: Вопросы геологии Кавказа, Ереван, 1964, с. 43—56, с ил.
- Васильев В. Г., Ковальский В. В., Черский Н. В. Происхождение алмазов. М., «Недра», 1968, 258 с., с ил.
- Вдовыкин Г. П. Алмазы в метеоритах. М., «Наука», 1970, 125 с., с ил.
- Векилова Ф. И. Геохимия кобальта. Баку, Изд-во АН АзССР, 1966, 124 с., с ил.
- Вембан Н. А. Пути дифференциации в траппах. В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., 1950, с. 121—147, с ил.
- Вергунов Г. П. Новые данные об ультраосновных породах Сахалина и Курильских островов.—«Докл. АН СССР», 1964, т. 158, № 3, с. 629—632, с ил.
- Верещагин Л. Ф. К вопросу о механизме полиморфного превращения графита в алмаз.—«Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 5, с. 1027—1029, с ил.
- Вернадский В. И. Об элементах редких земель в массивных горных породах.—«Докл. АН СССР», сер. А, 1929, № 2, с. 15—18, с ил.
- Вилеский А. М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М., «Наука», 1967, 323 с., с ил.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород Земной коры.—«Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571, с ил.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция земли. М., Изд-во АН СССР, 1969, 44 с., с ил.
- Виноградов А. П., Ярошевский А. А., Ильин Н. П. Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии.—«Геохимия», 1970, № 4, с. 389—402, с ил.
- Власов К. А. Эманационный процесс и кристаллизационная дифференциация как ведущие факторы образования ряда месторождений редких элементов.— В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., 1956, с. 174—187, с ил.
- Волочкович К. Л. Геоантиклинальные поднятия как глубинные структуры, контролирующиеся редкометалльные зоны. В кн.: Металлогения Тянь-Шаня, Фрунзе, 1968, с. 391—393, с ил.
- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, 1962, 317 с., с ил.
- Гайнанов А. Г. Строение земной коры и верхней мантии океанов.— В кн.: Кора и верхняя мантия земли. М., 1968, с. 34—43, с ил.
- Ганеев И. Г., Сечина Н. П. К геохимическим особенностям вольфрамитов.—«Геохимия», 1960, № 6, с. 471—484, с ил.
- Гаррис М. А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. (Докл. на XXII сессии МГК, проблема 13). М., 1964, с. 312—328, с ил.
- Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968, 450 с с ил.
- Геологическое строение, полезные ископаемые и подземные воды бассейна верхнего течения р. Уды. Улан-Удэ, 1962, 173 с., с ил. Авт.: З. М. Мареев и др.
- Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Т. 2. Под ред. Р. А. Борукаева и Г. Н. Щербы. Алма-Ата, «Фан», 1967, 390 с., с ил.
- Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Под ред. А. И. Богачева (Труды ИГКар. ФАН СССР, вып. 9). Л., «Наука», 1971, 140 с., с ил.
- Герлинг Э. К., Матвеева И. И. Возраст основных пород, определенный калий-аргоновым методом.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. (Докл. на XXII сессии МГК, проблема 3). М., 1964, с. 329—341, с ил.
- Герасимовский В. И., Карпушина В. А. О содержании титана в вулканических породах Восточно-Африканской рифтовой зоны.—«Геохимия», 1970, № 10, с. 1174—1182, с ил.
- Глаголев А. А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. М., «Наука», 1966, 184 с., с ил.
- 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, с ил.

Гладких В. С. Петрохимические и геохимические особенности толеитовых базальтов Воронежской антеклизы.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1971, т. XVI, № 2, с. 107—119, с ил.

Гладких В. С. К петрологии верхнедевонских вулканогенных пород Припятского и Днепровского грабенов.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1972, т. XLVII, № 6, с. 73—85, с ил.

Гладких В. С., Жук-Почекутов К. А., Леонтьев Л. Н. Редкие элементы в щелочной эффузивной ассоциации Маймеча-Котуйской провинции (северо-запад Сибирской платформы).— В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., 1965, с. 91—126, с ил.

Гладких В. С., Лебедев-Зиновьев А. А. Уран и торий в щелочных оливин-базальтовых сериях.— «Геохимия», 1971, № 11, с. 1315—1322, с ил.

Глуховский М. З., Федоровский В. С. О нижней границе удоканской серии и соотношениях арха и нижнего протерозоя в Олекмо-Витимской горной стране.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. IV. Новосибирск, 1970, с. 84—99, с ил.

Горелов Б. Г. Кодаро-удоканский комплекс гранитоидов нижнего протерозоя севера Читинской области.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. (Материалы IV конференции). Чита, 1967, вып. 2/4, с. 31—52, с ил.

Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 132—227, с ил.

Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 118—132, с ил.

Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Поля устойчивости глиноземисто-пироксеновых и гранатовых перидотитов и их значение в строении верхней мантии.— В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород. Л., 1970, с. 9—20, с ил.

Гринберг Г. А., Флеров Б. Л. Металлогения гранитоидов активизированных областей.— В кн.: Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, 1971, с. 51—74, с ил.

Груза В. В. О факторах, определяющих повышенную щелочность некоторых магматогенных образований Алтае-Саянской области.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 2, с. 429—431, с ил.

Гурулев С. А. Геология и условия формирования Ико-Давыренского габбро-перидотитового массива. М., «Наука», 1965, 122 с., с ил.

Дамнинова А. М. Трапы Центрального Таймыра и роль кристаллизационной дифференциации и ассимиляции в их образовании.— В кн.: Базальты плато. (Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК, проблема 7). М., 1964, с. 35—47, с ил.

Деменецкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1957, 381 с., с ил.

Дистлер В. В. К геохимии вольфрамитов высокотемпературных редкометальных месторождений.— В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений. Л., 1967, с. 72—85, с ил.

Дмитриев Л. В., Балашов Ю. А., Шараськин А. Я. Особенности дифференциации мантии океанов по петрохимическим и геохимическим данным.— В кн.: Международный геохимический конгресс. (Тезисы докл.). Т. I. 1971, 58 с., с ил.

Домезозойские тектонические структуры южной части Урало-Монгольского складчатого пояса.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, 1971, с. 115—131, с ил. Авт.: Б. Н. Красильников и др.

Дубровский М. И. Субвулканические граниты докембрия.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с. 25—48, с ил.

Ермилова Н. П. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М., «Наука», 1964, 176 с., с ил.

Еськова Е. М. Ниобий. В кн.: Геохимия редких элементов. Т. I, М., 1964, с. 342—372, с ил.

Еськова Е. М. Щелочные аноэффузивные метасоматиты — новый генетический тип редкометальных месторождений.— В кн.: Научные собрания (материалы). Вып. 4, М., с. 1—38, с ил.

Еськова Е. М., Ефимов А. Ф. Особенности распределения редких элементов в аноксифузивных щелочных метасоматитах Урала.— «Геохимия», 1970, № 9, с. 1027—1041, с ил.

Ефимов А. Ф., Еськова Е. М. Минералогия щелочных метасоматитов западного склона Урала.— В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и минералогии щелочных пород. М., 1972, с. 90—128, с ил.

Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С., Леонтьев Л. Н. Ассоциация щелочных базальтоидов Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации.— В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатов. М., 1965, с. 5—90, с ил.

Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из на Полярном Урале. М., Изд-во АН СССР, 1932, 115 с., с ил.

Заварицкий А. Н. Петрография Бердяушского плутона. М., Изд-во ОНТИ НКГП СССР, 1937, 168 с., с ил.

Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 248 с., с ил.

Зленко Н. Д. Стратиграфия и вулканизм позднего докембрия юго-востока Сибирской платформы.— В кн.: Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК, проблема 8. М., 1960, с. 44—68, с ил.

Зоненшайн Л. П. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая.— В кн.: Стратиграфия и тектоника МНР. (Труды совместной Советско-Монгольской геол. экспед., вып. I). М., 1970, с. 4—28, с ил.

Интрузии Топарского комплекса в Шетском районе Центрального Казахстана.— «Труды Ин-та геол. наук АН КазССР», 1965, т. 12, с. 43—73, с ил. Авт.: Г. И. Бедров и др.

Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965, 348 с., с ил.

Кавардин Г. И., Старицына Г. Н., Голубков В. С. Траппы Енисейской рудной провинции.— «Труды НИИГА», 1968, т. 158, с. 42—54, с ил.

Кашкай М. А. Основные ультраосновные породы Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзССР, 1947, 213 с., с ил.

Карасик М. А. О чертах сходства и качественных различиях между магматическими и контактово-метасоматическими железорудными месторождениями.— «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», 1955, ч. 84, вып. 1, с. 184—201, с ил.

Кей М. Геосинклинали Северной Америки. М., «Иностр. лит.», 1955, 391 с., с ил.

Кен А. Н. Геологические формации центральной части Алтае-Саянской складчатой области и их рудоносность.— «Труды ВСЕГЕИ», 1964, т. 103, с. 25—57, с ил.

Кележинская В. В. Химизм четвертичных базальтов Курило-Камчатской вулканической провинции.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 6, с. 1422—1425, с ил.

Кигай В. А., Фаворская М. А. О некоторых магматических формациях Тихоокеанского пояса.— В кн.: Магматические формации. (Труды III Всесоюз. петрографич. совещ.). М., 1964, с. 52—56, с ил.

Киселев А. И., Салтыковский А. Я. Новые данные о нижнемеловых трахидазальтах Удино-Витимского междуречья (Западное Забайкалье).— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 5, с. 1116—1119, с ил.

Киселева И. А., Матвеев А. А. Некоторые закономерности распределения элементов-примесей в магнетитах контактово-метасоматических месторождений.— «Геология рудных месторождений», 1967, т. 9, № 6, с. 76—80, с ил.

Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С. Интрузивные комплексы гранитоидов палеозоя Бет-Пак-Далы.— «Сов. геология», 1956, № 51, с. 27—44, с ил.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 184 с., с ил.

Корзун В. П. О верхнедевонских вулканогенных образованиях северо-востока Припятской впадины.— В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики». Минск, 1970, с. 162—170, с ил.

Костин А. П., Волженкова А. Я. О влиянии вмещающих пород на состав руд.— «Геология рудных месторождений», 1965, № 1, с. 95—98, с ил.

Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., «Иностр. лит.», 1954, 431 с., с ил.

Ксенофонов О. К., Ивлев И. А. Гранитондные магматические комплексы Тургайского прогиба и их металлогения.— В кн.: Второе Уральское петрографическое совещание. (Тезисы докл.). Т. IV. Свердловск, 1966, с. 61—70, с ил.

Кудрявцев Ю. К., Мараева Р. Н., Попов В. С. Дайки и порфиоровые интрузии южной части Токрауской впадины.— «Бюлл. МОИП», 1971, т. XVI (5), с. 112—121.

Кузнецов Е. А. К петрохимии магматических комплексов Урала.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 8. Свердловск, 1961, с. 23—56.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитондный магматизм и тектоника.— «Геология и геофизика», 1967, № 10, с. 108—121.

Кузьменко М. В., Калита А. П., Мелентьев Г. Б. Геохимическая специализация и вопросы классификации редкометалльных гранитных пегматитов.— В кн.: Геохимия, минералогия и геология месторождений редких элементов. М., 1970, с. 20—47.

Кутюлин В. А. Петрология траппов Кузбасса.— В кн.: Базальты плато. (Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК, проблема 7.) М., 1964, с. 78—85.

Кутюлин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М., «Наука», 1969, 142 с.

Кухринкова Н. В. Базальты Тункинской системы впадин.— В кн.: Петрографические исследования магматических пород Восточной Сибири. (Труды Вост. фил. СО АН СССР, сер. геол.), 1961, вып. 16, с. 35—48.

Ларин В. Н. О возможности прогнозирования слепых редкометалльных месторождений в Северном Прибалхашье.— «Геология рудных месторождений», 1967, № 4, с. 18—34.

Ларсен Е. С., Фейр Ж. Распределение урана и тория в интрузивных породах.— В кн.: Ядерная геология. М., 1956, с. 174—211.

Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна.— «Труды ИГН, сер. петрограф.», 1966, вып. 161, № 46, с. 4—58.

Ленных И. В. Кислые и средние интрузивные комплексы Южного Урала и их металлогения.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 8. Свердловск, 1961, с. 84—98.

Леонтьев А. Н. Некоторые особенности геологического положения редкометаллоносных гранитов Алтая.— В кн.: Вопросы геологии и генезиса месторождений редких элементов. (Труды ИМГРЭ, вып. 5), М., 1961, с. 99—117.

Леонтьев А. Н. О симметричной системе пегматитовых и гидротермалитовых рудных зон Прииртышья.— В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М., 1965, с. 108—126.

Леонтьев А. Н. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. М., «Недра», 1968, 166 с.

Леонтьев А. Н., Леонтьев Л. Н. О месте редкометалльных рудных поясов в непрерывном классификационном ряду геосинклинальных и внегеосинклинальных областей.— «Геология рудных месторождений», 1969, № 4, т. 11, с. 107—114.

Лисицын А. И. Редкометалльное оруденение в древних толщах Урала.— «Разведка и охрана недр», 1965, № 12, с. 1—5.

Лисицын А. И., Таланцев А. С. Новые данные о металлогении западного склона Урала.— «Сов. геология», 1965, № 2, с. 126—130.

Логачев Н. А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1958, № 4, с. 18—29.

Логачев Н. А. Осадочные вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Байкальский рифт. М., 1968, с. 84—117.

Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале.— В кн.: Хромиты СССР. Т. II. М., 1940, с. 5—198.

Лутц Б. Г. Реакции эклогитизации в глубинных породах.— «Геология рудных месторождений», 1965, № 5, с. 18—30.

Лутц Б. Г. Реакция формирования эклогитов.— В кн.: Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК. М., 1968, с. 127—133.

Лутц Б. Г. Эклогиты верхней мантии.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, 1971, с. 218—222.

Лучицкий И. В., Бондаренко П. М. Некоторые общие черты тектоники и вулканизма Байкальского свода и его аналогов.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. IV. М., 1970, с. 141—158.

Львов Б. К. Геолого-петрографические и минералого-геохимические особенности герцинских интрузий восточного склона Южного Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металогения Урала. Т. 3. Свердловск, 1963, с. 215—238.

Ляпичев Г. Ф. Интрузивные комплексы Чингизской геантиклинорной зоны.— В кн.: Геология Чингизской геантиклинальной зоны. Алма-Ата, 1962, с. 41—68.

Ляхович В. В. Элементы редких земель в акцессорных минералах гранитоидов.— «Геохимия», 1962, № 1, с. 37—52.

Ляхович В. В., Шевалеевский И. Д. О соотношениях циркония и гафния в акцессорных цирконах гранитоидов.— «Геохимия», 1962, № 5, с. 440—452.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., «Наука», 1967, 276 с.

Магматические комплексы и формации Горного Алтая.— В кн.: Магматические формации. (Труды III Всесоюз. петрограф. совещ.). М., 1964, с. 155—165. Авт.: В. А. Кузнецов, Б. Н. Лапин, Л. А. Михалева, А. А. Оболенский, Р. В. Оболенская, В. А. Скуридин, А. Н. Кононов.

Малышев А. А., Алаев Л. П. Геологическое строение и полезные ископаемые Витимо-Амалатского междуречья. Улан-Удэ, 1960, 194 с.

Мартыянов Н. Н., Мелентьев Г. Б. О перспективах попутной добычи редкометалльных концентратов из полевошпатовых месторождений.— В кн.: Редкие элементы (сырье и экономика), № 3. М., 1969, с. 79—83.

Масайтис В. Л. Проблемы траппового магматизма Сибирской платформы.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., 1969, с. 247—256.

Масайтис В. Л. Докембрийские базиты Сибирской платформы. М., «Недра», 1970, 64 с.

Массив Гремяха-вырмес на Кольском полуострове. М.—Л., «Наука», 1967, 127 с. Авт.: А. А. Полканов, Н. А. Елисейев, Э. Н. Елисейев, Г. И. Кавардин.

Медведева И. Е. Эклогиты.— В кн.: Геохимия, минералогия и петрография. М., 1965, с. 5—63.

Метаморфизм Тихоокеанского пояса. Под ред. А. А. Маракужева, М., «Наука», 1971, 214 с.

Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии.— «Вест. МГУ, сер. геол.», 1969, № 1, с. 42—60.

Милашин А. П. О соотношениях в структуре океанической коры.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, 1971, с. 174—177.

Миллер Р., Кан Дж. Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965, 480 с.

Минеев Д. А. О содержании редких земель в акцессорных минералах.— «Геохимия», 1968, № 2, с. 237—239.

Минеральный состав некоторых щелочных метасоматитов Урала. (Минералы месторождений полезных ископаемых Урала).— «Минералогический сборник», № 8. Свердловск, 1968, с. 124—135. Авт.: Н. В. Свяжин, М. К. Гайдуква, В. И. Жданова, А. В. Фадеева, Л. И. Андреева, В. Н. Мешканова. (Труды Ин-та геологии и геохимии).

Моисеенко Ф. С. К вопросу о морфологии крупных интрузий Центрального Казахстана.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1964, т. 39, вып. 4, с. 98—113.

Морфология кристаллов алмаза, синтезированного в широком интервале температур и давлений.— «Зап. Всесоюз. мин. об-ва», 1966, № 5, вып. 1, с. 174—183. Авт.: Г. Н. Безруков и др.

Мэйсон Б. Метеориты. М., «Мир», 1965, 306 с.

Набоко С. И. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав.— В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М., 1960, с. 325—333.

Нестеренко Т. В., Фролова Л. П. Литий и рубидий в траппах.— «Геохимия», 1965, № 3, с. 343—347.

Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. Титан в пироксенах дифференцированных траппов.— «Геохимия», 1966, № 8, с. 972—979.

Нокколдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. М., «Иностран. лит.», 1958, 272 с.

О возрасте интрузивных пород южной части Токрауского синклинория (Центральный Казахстан).— «Вестн. МГУ, сер. геол.», 1965, № 4, с. 39—46. Авт.: М. К. Бахтеев, Н. Ф. Лившиц, В. С. Попов, А. Н. Строганов.

Овчинников Л. Н., Троянова М. В. Закономерности распространения рубидия в изверженных и метасоматических породах Урала и их геологическое значение.— В кн.: Тезисы докл. I Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1961, с. 39—41.

Овчинников Л. Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. I (Труды I Уральск. петрограф. совещ.) Свердловск, 1963, с. 57—82.

Овчинников Л. Н., Бородин Л. С., Ляхович В. В. Геохимия магматических пород.— «Геохимия», 1970, № 4, с. 446—459.

Осборн Е. Ф., Ройдер П. Л. Влияние давления кислорода на кристаллизацию в упрощенных базальтовых системах.— В кн.: Труды XXI сессии МГК. М., 1963, с. 124—143.

Особенности химизма гипербазитов различных магматических и их петрогенетическое значение.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 1, с. 203—207. Авт.: В. В. Велицкий, Г. В. Пинус, Ф. П. Леснов, Ю. Р. Васильев.

Остроумова А. С., Румянцева Н. А. Щелочные вулканические формации складчатых областей. М., «Недра», 1967, 279 с.

Павленко А. С., Быховер В. Н. Монголо-Тувинская провинция щелочно-гранитоидных пород и некоторые черты их происхождения и геохимии.— В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., 1971, с. 86—120.

Павлов Н. В. Современное состояние проблемы генезиса хромитовых руд геосинклинальных областей.— В кн.: Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенетических карт на хромиты. М., 1971, с. 84—103.

Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., «Наука», 1967, 129 с.

Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1950, № 4, с. 28—52.

Паффенгольц К. Н. Интрузивные породы бассейна озера Севан и р. Веди-Чай, Даралагеза и Нахкрая.— В кн.: Интрузивы Закавказья. 1941, вып. II, с. 58—72.

Петров В. С. Генетическая связь алмазов с карбонатами кимберлитов.— «Вест. МГУ, сер. биол. почвов., геол. геоф.», 1959, вып. 2, с. 131—148.

Петрова И. А. Проявления щелочного метасоматоза в вулканической жерловине на Южном Урале.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. (Труды I Уральск. петрограф. совещ.). Свердловск, 1963, т. III, с. 141—148.

Покровский П. П., Логвинов В. Е. О возрастных взаимоотношениях гранитоидов Шилово-Коневской группы массивов.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 3. Свердловск, 1963, с. 87—108.

- Половко Н. И. Баланс вещества при образовании щелочных метасоматитов Криворожско-Кременчугской зоны. Киев, 1970, 139 с.
- Польдерваарт А. Интрузивные траппы Карру. М., «Мир», 1949, 216 с.
- Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. М., «Недра», 1966, 208 с.
- Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. М., 1959, с. 24—41.
- Радкевич Е. А. Полицикличность оруденения и явления активизации в металлогенических провинциях Восточной Азии.— В кн.: Вопросы металлогении. М., 1965, с. 35—51.
- Распределение редких земель в литосфере и космосе. М., «Мир», 1966, 243 с. Авт.: Л. А. Хэскин, Ф. А. Фрей, Р. А. Шмитт, Р. Х. Смит.
- Редкоземельные силикаты.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 26. М., «Недра», 1966. 190 с. Авт.: И. Т. Александрова, А. И. Гинзбург и др.
- Рид Х. Гранитные серии в подвижных поясах.— В кн.: Земная кора М., 1957, с. 68—94.
- Рингвуд А. Э., Мак-Грегор И. Д., Бойд Ф. Р. Петрографический состав верхней мантии.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 272—277.
- Роненсон Б. М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометаллового оруденения.— «Геол. месторождений редких элементов». Вып. 28. М., 1966, 172 с.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химический состав Земной коры.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, 1971, с. 192—206.
- Румянцева Н. А. Щелочные базальтоиды ашинской свиты Среднего Урала (в связи с проблемой алмазности).— «Бюлл. ВСЕГЕИ», 1958, № 1, с. 34—48.
- Салтыковский А. Я. Новые данные о соотношении калия и рубидия в некоторых континентальных областях.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 180, № 5, с. 1228—1230.
- Сатурин А. Н. Геохимия хрома и рудоносность гипербазитов.— В кн.: Ежегодник — 1969. Иркутск, 1970, с. 61—63.
- Свиридов В. В. Химико-статистическое изучение базальтов (Юго-Зап. Донбасс).— «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 6, с. 1469—1471.
- Святловский А. Е. Структурная вулканология. М., «Недра», 1971, 232 с.
- Смирнов В. И. Металлогения тектонических зон геосинклиналей.— В кн.: Вопросы металлогении. (Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК). М., 1965, с. 29—44.
- Соболев В. С. Современные петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород.— «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», 1957, т. 86, № 2, с. 301—310, с ил.
- Соболев И. Д. Тектоника и магматизм Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. (Труды I Уральск. петрограф. совещ.). Т. I, Свердловск, 1963, с. 31—37 с ил.
- Соболев Н. В. Ксенолиты эколгитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии.— В кн.: Кора и верхняя мантия. (XXIII МГК, докл. сов. геол.). М., 1968, с. 119—126, с ил.
- Соболев Н. В., Кузнецова И. К. Минералогия алмазности эколгитов.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 167, № 6, с. 1365—1368, с ил.
- Соболев Н. Д. Формации и фации ультраосновных пород и их хромитовосность.— В кн.: Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты. М., 1971, с. 8—21, с ил.
- Соболев С. Ф. Распределение циркония в пироксенит-габбро-тоналитовых породах Урала.— В кн.: Материалы IV конф. молод. научн. сотр. ИМГРЭ. М., 1962, с. 27—34, с ил.
- Соболев С. Ф. Габбро-тоналитовый комплекс Полярного Урала. М., «Наука», 1965, 162 с., с ил.

Соболев С. Ф. Особенности генезиса и состава пород дунит-пироксенит-габбровой формации Урала.— В кн.: Кора и верхняя мантия. М., 1968, с. 187—198, с ил.

Соболев С. Ф. Первичные базальт-перидотитовые магмы и оценка состава подкорового вещества Уральской геосинклинали.— В кн.: Материалы IV Всесоюз. петрограф. совещ., Баку, 1969, с. 441—444, с ил.

Соловьев Н. С. Рубидий в вулканических породах западной части Урулгонгуйской зоны (Восточное Забайкалье).— «Геохимия», 1970, № 1, с. 82—87, с ил.

Старков Н. П., Кропачев А. М. Малые элементы в ультрабазитах Западного Склона Среднего и Северного Урала.— «Уч. зап. Пермск. ун-та», 1966, № 140, с. 138—143, с ил.

Строганов А. Н., Юнаковская Ю. В. Новые данные о морфологии Караобинского гранитного массива.— «Сов. геология», 1964, № 2, с. 129—133, с ил.

Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в шировой системе рифтов.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1969, № 10, с. 3—27, с ил. Авт.: А. П. Виноградов, Г. Б. Удинцев, Л. В. Дмитриев, В. Ф. Канаев, Ю. П. Непрочнов, Г. Н. Петрова, Л. Н. Рыкунов, Л. И. Коган.

Тарнов А. П. Глубинное строение основных планетарных структур по геофизическим данным. Воронеж, 1970, 123 с., с ил.

Тимофеев А. Н. О структурно-петрографической интерпретации некоторых результатов геофизических исследований на Урале.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Т. I, Свердловск, 1963, с. 529—536, с ил.

Туколюков Ю. А., Яковлева С. З., Варшавская Э. С. Некоторые особенности распространения рубидия.— В кн.: Абсолютный возраст докембрийск пород СССР. М., 1965, с. 164—179, с ил.

Удовкина П. Г. Эклогиты Полярного Урала. М., «Наука», 1971, 190 с., с ил. Ультраосновные и основные интрузии Печеньги. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, 473 с., с ил. Авт.: Н. А. Елисеев, Г. И. Горбунов, Э. Н. Елисеев, В. А. Масленников, К. Н. Уткин.

Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., 1950, с. 8—182, с ил.

Усенко И. С., Бернадская Л. Г. О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1954, № 2, с. 28—43, с ил.

Ушакова З. Г. Нижнепалеозойская трапповая формация западной части Русской платформы.— В кн.: Основные и ультраосновные магматические формации платформ и подвижных поясов. Л., 1962, с. 3—105, с ил.

Фаворская Л. В., Никифорова Г. А., Гурьева А. И. О возможности извлечения скандия из вольфрамитов и бериллов.— «Труды КазИМС», 1961, вып. 5, с. 269—273, с ил.

Фишер Р. Л., Энгель С. Дж. Лерцолит, анортозит, габбро и базальто-драгированные из поперечных разломов и рифтовой зоны Индоокеанского срединного океанического хребта.— «Геохимия», 1970, № 6, с. 661—677, с ил.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960, 232 с., с ил.

Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения.— В кн.: Байкальский рифт. М., 1968, с. 3—15, с ил.

Францессон Е. В., Лутц Б. Г. О включении графитсодержащего пиропового перидотита из кимберлитов трубки «Мир».— «Докл. АН СССР», 1971, № 6, с. 1370—1373, с ил.

Хазов Р. А. Касситерит-калишпатовая парагенетическая ассоциация в скарновородном месторождении Кителя.— «Геология рудных месторождений», 1968, № 6, с. 106—111, с ил.

Хазов Р. А., Хазова В. И. К вопросу о минерализации альбитизированных гранитов и апогранитов Карелии.— В кн.: Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л., 1971, с. 137—143, с ил.

Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I, М., 1958, с. 14—91, с ил.

Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1962, 341 с., с ил. Авт.: С. Б. Абовян, и др.

Хасамутдинов М. Г. Магматические формации Зайсанской складчатой области.— В кн.: Герцинские магматические комплексы Восточного Казахстана. Т. 2. Алма-Ата, 1971, с. 141—162, с ил.

Хренов П. М., Бухаров А. А. Краевые вулкано-плутонические пояса Северо-Азиатского кратона.— «Сов. геология», 1972, № 4, с. 21—34, с ил.

Шейнманн Ю. М. О путях изучения состава верхней мантии.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1964, т. XXXIX (4), с. 3—20, с ил.

Шейнманн Ю. М. Магмы и геосинклиальный процесс. Типы земной коры и магмы.— В кн.: Тектоника магматизма и закономерности размещения рудных месторождений. М., 1964, с. 102—119, с ил.

Шейнманн Ю. М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии.— «Сов. геология», 1965, № 8, с. 3—25, с ил.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968, 231 с., с ил.

Шейнманн Ю. М., Апелцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 12—13. М., 1961, 178 с., с ил.

Шелковников А. Д. Интрузивные комплексы северо-западной части Восточного Саяна и их металлогеническая специализация.— «Труды СНИИГ-ГИМС», 1962, вып. 24, с. 161—169, с ил.

Шихорина К. М. О природе базальтов Маймеча-Котуйской провинции.— «Уч. зап. НИИГА», 1969, вып. 14, с. 35—44, с илл.

Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. Т. I, Свердловск, 1963, с. 7—25, с ил.

Щелочно-галлоидный метасоматоз пород кристаллического фундамента западного обрамления Русской платформы и его редкометалльный характер.— В кн.: Международный геохимический конгресс. М., 1971, с. 552—554, с ил. Авт.: К. Д. Субботин, Р. А. Хазов, Л. В. Ганзеева, В. И. Хазова.

Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960, 381 с., с ил.

Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 378—442, с ил.

Щерба Г. Н., Овчаренко Е. Ф., Малькова Р. Н. Молодые (последокембрийские) граниты и грейзены Нигера.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1967, № 2, с. 56—66, с ил.

Энгель А. Е., Энгель С. Дж. Горные породы.— В кн.: Основные проблемы океанологии. М., 1968, с.

Эфендиев Г. Х., Абдулаев З. Б., Бабаева З. Э. Скандий в ультраосновных породах Малого Кавказа (Азербайджанская ССР).— «Геохимия», 1966, № 12, с. 1457—1462, с ил.

Aumeuto. The Mid-Atlantic ridge.— «Canad. J. Earth Sci.», 1968, v. 5, N 1, p. 1—21.

Baker J. Petrology of the volcanic rocks of Saint Helena Island, South Atlantic.— «Bull. Geol. Soc. America», 1969, v. 80, N 7, p. 1283—1309.

Banfield A. F. Geology of Isabella Island (Galapagos).— «Bull. Geol. Soc. America», 1956, v. 67, N 2, p. 215—234.

Barbieri M., Fornaseri M., Penta A. (Rome, Italy). Rubidium and potassium relationship in some volcanoes of Central Italy.— «Chem. Geol.», 1968, v. 3, N 3, p. 3—21.

Chayes F. Titania and alumina content of oceanic and circumoceanic basalt.— «Mineral. Mag.», 1965, v. 34, p. 126—131.

Cohen L. H., Ito K., Kennedy G. C. Melting and phase relationships of an anhydrous natural basalt to 40 kilobars.—„Geol. Soc. America Spec. Papers“, 1966, N 87, p. 617—623.

Compston W., McDougall J., Heier K. S. Geochemical comparison of mesozoic basaltic rocks of Antarctica, South Africa, South America and Tasmania.—„Geochim. et cosmochim. acta“, 1968, v. 32, N 2, p. 831—844.

Cox K. G., Hornung G. The petrology of the Karroo basalts of Basutoland.—„Amer. Mineralogist“, 1966, v. 51, N 9—10, p. 1151—1174.

Cox G., Gass I. G., Mallick D. I.—Y. The peralkaline volcanic suite of Aden and Little Aden, South Arabia.—„J. Petrol.“, 1970, v. 11, N 3, p. 433—462.

Daly R. The geology of St. Helena Island.—„Proc. Amer. Acad. Arts and Sci.“, 1927, v. 62, p. 1—31.

Dickinson W. R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific.—„Science“, 1967, v. 157, N 3790, p. 1084—1097.

Edwards A. B. Tertiary lavas from the Kergelen archipelago.—In: BANZ Antract. Exp. Rept. 1938, ser. A, pt 5, N 2, 86, p. 94—96.

El-Hinnawi E. Petrochemical characters of African volcanic rocks. Pt II.—„Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.“, 1964, Hft 6, p. 166—187.

Engel A. E., Engel C. G. Composition of basalts from the Mid. Atlantic Ridge.—„Science“, 1964, v. 144, N 3624, p. 1330—1333.

Engel A. E., Engel C. G. Igneous rocks of the East Pacific Rise.—„Science“, 1964, v. 146, p. 477—485.

Engel A. E., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.—„Bull. Geol. Soc. America“, 1965, v. 76, N 7, p. 719—734.

Ewart A., Taylor S. R., Capp A. C. Geochemistry of the pantellerites of Mayor Island, New Zealand.—„Contribs. Mineral. and Petrol.“, 1968, v. 17, p. 116—140.

Gast P. W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types.—„Geochim. et cosmochim. acta“, 1968, v. 32, p. 1057—1086.

Grasso G. V. The TiO_2 frequency in volcanic rocks.—„Geol. Rundschau“, 1968, Hft 3, p. 930—935.

Green T. H., Ringwood A. E. Origin of the Calc-alkaline igneous rock suite.—„Earth and Planet. Sci. Letters“, 1966, v. 1, N 5, p. 34—48.

Griffin W. L., Murthy V. Rama. Distribution of K, Rb, Sr and Ba in some minerals relevant to basalts genesis.—„Geochim. et cosmochim. acta“, 1969, v. 33, N 11, p. 1389—1414.

Hahn-Weinheimer R., Rost E. Akseccoriche mineralisch and elemente in serpentinit von Leopoldsdgrun.—„Geochim. et cosmochim. acta“, 1961, v. 21, N 3/4, p. 210—218.

Harris P. G., Rosy A., White J. G. Chemical composition of the upper mantle.—„J. Geophys. Res.“, 1967, v. 72, N 24, p. 6359—6369.

Hart S. R., Nalwalk A. I., K, Rb, Sc and Sr relationships in submarine basalts from the Puerto Rico trench.—„Geochim. et cosmochim. acta“, 1970, v. 34, N 2, p. 145—155.

Heier K. S. U, Th, K in the eclogite rocks.—„Geochim. et cosmochim. acta“, 1963, v. 27, N 8, p. 684—691.

Heier K. S., Rogers J. J. W. Radiometric determination of thorium, uranium and potassium in basalts and in two magmatic differentiation series.—„Geochim. et cosmochim. acta“, 1963, v. 27, N 2, p. 121—133.

Hess H. A primary peridotite magma.—„Amer. J. Sci.“, 1938, v. 35, N 209, p. 38—52.

Hutchison R. X., Harris P. C., Paul D. K. Chemical composition of the upper mantle.—„Mineral. Mag.“, 1970, v. 37, N 290, p. 184—197.

Jamieson B. G., Clarke D. B. Potassium and associated elements in tholeiitic basalts.—„J. Petrol.“, 1970, v. 11, N 1, 183—204.

Kuno H. Petrology of Hakone volcano.—„Bull. Geol. Soc. America“, 1950, v. 61, N 9, p. 957—1020.

Kuno H. Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas.—„Bull. volcanol.“, 1959, ser. II, t. XX, p. 37—76.

- Lacroix A. La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie Australe.— „Mem. Acad. sci. Paris.“, 1928, t. 59, p. 108—142.
- Lambert I. B., Heier K. S. The vertical distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust.— „Geochim. et cosmochim. acta“, 1967, v. 31, N 6, p. 431—448.
- Lessing P., Decker R. W., Reynolds R. C. Jr. Potassium and rubidium distribution in Hawaiian lavas.— „J. Geophys. Res.“, 1963, N 20, p. 861—874.
- Lovering J. F., Morgan J. W. Comparative uranium and thorium analyses of basic and ultrabasic rocks.— „Nature“ (Engl.), 1963, v. 199, N 4892, p. 1075—1086.
- MacDonald G. A. A contribution to the petrology of Tutuila, American Samoa.— „Geol. Rundschau“, 1968, v. 57, N 3, p. 182—199.
- MacDonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.— „J. Petrol.“, 1964, 5, N 1, p. 82—133.
- MacDonald R., Gibson I. L. Pantelleritic obsidians from the volcano Chabbi (Ethiopia).— „Contribs. Mineral. and Petrol.“, 1969, v. 24, p. 239—244.
- MacGregor J. The system MgO—SiO₂—TiO₂ and its bearing on the distribution of TiO₂ in basalts.— „Amer. J. Sci.“, 1969, v. 267, p. 342—363.
- Machacek V., Štrbený O. The geochemistry of volcanic rocks of the central part of the Ceske stredohori Mts.— „Sbor. geol. ved.“, 1970, G. 16, p. 7—50.
- Maitre R. W. Le. Petrology of volcanic rocks, Gough Island, South Atlantic.— „Bull. Geol. Soc. America“, 1962, v. 73, N 11, p. 1309—1340.
- Masuda Akimasa. Lanthanides in basalts of Japan with three district types.— „Geochem. J.“, 1966, v. 1, N 1.
- Mohr P. A. Volcanic composition in relation to tectonics in the Ethiopian rift system: a preliminary investigation.— „Bull. volcanol.“, 1970, v. 34, fasc. 1, p. 141—157.
- Moores E. M., Vine F. I. The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications.— „Phil. Trans. Roy. Soc.“, London, 1971, A 268, N 1192, p. 443—466.
- Muir I. D., Tilley C. E. Basalts from the northern part of the Rift zone of the Mid-Atlantic ridge.— „J. Petrol.“, 1964, v. 5, N 3, p. 409—434.
- Nicholls N. Basalts from the deep ocean floor.— „Mineral. Mag.“, 1965, v. 34, p. 134—151.
- Nicholls N. The nature and composition of rocks samples dredged from the Mid-Atlantic ridge.— „Marine Geol.“, 1964, N 1, p. 31—48.
- Noble D., Haffty J. Monor-element and revised major-element contents of some Mediterranean pantellerites and comendites.— „J. Petrol.“, 1969, v. 10, N 3, p. 502—509.
- Oliver J. E., Ewing M., Press F. Crustal structure and surface-wave dispersion.— „Bull. Geol. Soc. America“, 1965, N 7, p. 913—946.
- Rittman A. On the serial character of igneous rocks. (Egypt).— „J. Geol.“, 1957, v. 1, N 1, p. 3—22.
- Ridley W. J. The petrology of the Las Canadas volcanoes, Tenerife, Canary Island.— „Contribs. Mineral. and Petrol.“, 1970, v. 26, N 2, p. 124—160.
- Sigvaldason G. E. Chemistry of basalts from the Icelandic Rift zone.— „Contribs. Mineral. and Petrol.“, 1968, v. 20, N 4, p. 357—370.
- Stark J., Hay R. Geology and Petrography of volcanic rocks of Truk Islands.— „Geol. Surv., Prof., paper“, 1963, 409, p. 1—40.
- Stüber A. M., Murthy V. R. Strontium isotop and alkali element abundances in ultramafic rocks.— „Geochim. et cosmochim. acta“, 1966, v. 30, p. 1243—1259.
- Tatsumoto M., Hodge C. E., Engel A. E. Potassium, rubidium, strontium, thorium, uranium, and the ratio of strontium 87 to strontium 86 in oceanic tholeiitic basalt.— „Science“, 1965, v. 150, N 3698, p. 1150—1153.
- The geology of the Nuanetsi igneous province.— „Philos. Trans. Roy. Soc. London A“, 1965, v. 257, N 2, p. 131—154. Aut.: K. G. Cox, R. L. Johnson, L. J. Mankman, C. Y. Stillman, J. K. Vail.

Ticher R., Engel C., Hilde T. Basalts dredged the Amirante Ridge, Western Indian Ocean.—„Deep-Sea Res.“, 1968, v. 15, N 5, p. 74—88.

Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements some major units of Earths crust.—„Bull. Geol. Soc. America“, 1961, v. 72, N 2, p. 175—191.

Upton B. G., Wadsworth W. J., Newman T. C. The petrology of Rodriguez Island, Indian Ocean.—„Geol. Soc. Amer. Bull.“, 1967, v. 78, N 12, p. 1495—1506.

Verhoogen I. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks.—„Amer. J. Sci.“, 1962, v. 260, N 3, p. 244—256.

Walner F., Poldervaart A. Karro dolerites of the Union of South Africa.—„Bull. Geol. Soc. America“, 1949, v. 60, N 4, p. 348—361.

Wemban N. A. Differentiation of dolerites of Tasmania.—„J. Geol.“, 1942, v. I, N 5, 6, p. 451—469.

Yagi K. Alkalic rocks Morotu district, Sakhalin.—„Bull. Geol. Soc. America“, 1953, v. 64, N 7, p. 769—809.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
-----------------------	---

Часть I

Геохимия редких элементов в формациях складчатых зон

Глава 1. Петрология и геохимия базит-гипербазитовых формаций Уральской геосинклинали. <i>С. Ф. Соболев</i>	5
Глава 2. Редкие и малые элементы в ультрабазитах Малого Кавказа. <i>Л. Ф. Борисенко, Н. М. Куриленко, И. В. Степанов</i>	38
Глава 3. Геология и геохимическая специализация щелочных метасоматитов западного склона Урала. <i>Е. М. Еськова, А. Ф. Ефимов</i>	58

Часть II

Редкие и малые элементы формаций устойчивых областей

Глава 1. Редкие и малые элементы в ультраосновных породах Кольского полуострова и Северной Карелии. <i>А. В. Лапин</i>	79
Глава 2. Геохимия и петрология толеит-базальтовой формации Сибирской платформы. <i>Б. П. Золотарев</i>	108
Глава 3. Редкие элементы в девонских щелочных оливин-базальтовых сериях юго-западной части Русской платформы. <i>В. С. Гладких</i>	123
Глава 4. Редкометалльные метасоматиты южной части Балтийского щита. <i>Л. В. Ганзеева, В. И. Хазова, Р. Л. Хазов</i>	135

Часть III

Геохимия редких элементов и общие проблемы геологии и петрологии формаций изверженных пород

Глава 1. Геологические позиции и строение редкометаллоносных гранитовых формаций. <i>А. Н. Леонтьев, Л. Б. Белоножко</i>	143
Глава 2. Главнейшие формационные типы щелочно-гранитоидных пород. <i>Л. С. Бородин, Г. Н. Мухитдинов, И. А. Нечаева, А. А. Ганзеев</i>	160
Глава 3. Титан в главнейших формационных типах базальтов. <i>Л. С. Бородин, И. К. Пятенко</i>	170
Глава 4. Общие закономерности распределения редких и малых элементов в ультраосновных породах и некоторые вопросы генезиса ультрабазитов. <i>Л. Ф. Борисенко, А. В. Лапин, В. В. Бондаренко</i>	187
Глава 5. Геохимия и петрология главных формационных типов ультраосновных и основных пород. <i>С. Ф. Соболев, Б. П. Золотарев</i>	200
Заключение	229
Список литературы	233

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ФОРМАЦИЯХ
ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Редактор издательства *С. Г. Бароянц*
Переплет художника *А. Е. Григорьева*
Технические редакторы *Н. В. Жидкова,*
А. Е. Матвеева

Корректор *Л. С. Сметанина*

Сдано в набор 9/VIII 1974 г. Подписано в печать
26/XII 1974 г. Т-21577. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага № 2. Печ. л. 15,5. Уч.-изд. л. 18,09.
Тираж 1000 экз. Заказ № 675/11666—2.
Цена 2 р. 05 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика
объединения «Аэрогеология»

1713

25.05K

Б.Б.И.Р.