

МАТЕРИАЛЫ
ПО ПЕТРОЛОГИИ
И МИНЕРАЛОГИИ
УЛЬТРАОСНОВНЫХ
И ОСНОВНЫХ ПОРОД

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 395

МАТЕРИАЛЫ ПО ПЕТРОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

Ответственные редакторы
докт. геол.-мин. наук *Г. В. Линус*,
канд. геол.-мин. наук *Ф. П. Леснов*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1978

Сборник посвящен вопросам петрологии, минералогии и геохимии ультраосновных и основных интрузивных горных пород. Рассмотрены условия залегания, состав и генезис ультраосновных пород и слагающих их минералов из массивов Алтае-Саянской области, Корякского нагорья, Сибирской платформы, Узбекистана, Монголии и др. Детально описаны состав, свойства и условия образования оливинов, клинопироксенов, биотитов и плагиоклазов.

Работа представляет интерес для петрологов, занимающихся исследованиями ультраосновного и основного магматизма.

ОТ РЕДАКТОРА

В статьях настоящего сборника широко освещаются аспекты глубинного (мантийного) магматизма, в основном связанные с вопросами петрологии, минералогии и геохимии ультраосновных и основных горных пород. Материалы для публикаций собраны авторами в различных районах СССР и МНР. В них рассмотрены результаты детального изучения условий залегания, состава и генезиса ультраосновных и основных пород и слагающих их породообразующих минералов из интрузивных массивов как складчатых областей Центральной и Восточной Азии (Алтае-Саянская область, Монголия, Узбекистан) и Северо-Востока СССР (Корякское нагорье), так и стабильных областей земной коры (северо-запад Сибирской платформы). В ряде статей детально охарактеризованы состав, свойства и условия образования оливинов, клинопироксенов, биотитов и плагиоклазов, обсуждаются условия образования вторичных дунитов и некоторые вопросы метаморфизма альпинотипных гипербазитов. Рассматриваются вопросы происхождения и преобразования во время транспортировки из-под коровых глубин ксенолитов ультраосновных пород в молодых базальтах Корякского нагорья и Монголии.

Статьи сборника в основном написаны сотрудниками лаборатории петрологии магматических пород ИГиГ СО АН СССР. Они до некоторой степени отражают тот круг вопросов, который определяет главную тематику лаборатории, направленную на исследование мантийного магматизма в подвижных и стабильных зонах земной коры за последние двадцать лет с момента ее организации.

Л. В. Агафонов, Л. Н. Поспелова, Ж. Баярхуу

ВТОРИЧНЫЕ ДУНИТЫ НАРАНСКОГО МАССИВА И ИХ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

При обсуждении вопросов, связанных с вторичным происхождением ультраосновных пород, большинство исследователей, изучающих базит-гипербазитовые ассоциации, обращают внимание на взаимоотношения пород, которые не всегда соответствуют общепринятым схемам магматического происхождения всей гаммы ультраосновных пород, слагающих массивы. При этом одни исследователи в формировании некоторых ультраосновных пород отдают предпочтение магматическим процессам, другие — метасоматическим. Среди различных гипотез генезиса ультраосновных образований встречаются и крайние точки зрения: либо все породы магматического происхождения, укладываемые в классический ряд Боуэна — магматической кристаллизационной дифференциации, либо метасоматического за счет замещения какого-то (иногда даже не ультраосновного) субстрата (Москалева, 1974; Успенский, 1952; Юдин, 1959; Ефимов, 1966; Ефимов, 1973). Не затрагивая вопрос о соотношении магматизма и метасоматоза в формировании ультраосновных массивов, обнажаемых на современном эрозионном срезе в складчатых областях, отметим лишь, что от формирования консолидированного твердого вещества ультраосновных пород до выведения их на дневную поверхность проходит значительное время. В течение этого интервала они участвуют в складчатости, подвергаются метаморфизму и воздействию более поздних магматических образований. Трудно допустить, чтобы в процессе продолжительной геологической истории гипербазиты никак не реагировали на изменения внешних условий. Здесь же отметим и постмагматическое изменение, связанное с кристаллизацией самих гипербазитов. С учетом сказанного, по мнению авторов, находится место вторичным процессам изменения ультраосновных пород, проявляющихся в рекристаллизации и метасоматическом преобразовании. Вопрос заключается только в оценке роли тех или иных процессов.

В последнее время в связи с более детальными геолого-петрографическими и особенно минералогическими исследованиями все больше и больше напрашивается вывод о гетерогенности пород альпинотипных гипербазитов. Причем изучение химизма минералов ультраосновных пород и, в частности, пластических деформаций минералов, слагающих эти породы, уже выявило ряд признаков, способствующих отличию первичных гипербазитов от вторичных образований (Агафонов и др., 1976; Пинус и др., 1976_{1,2}). В настоящее время мнение большинства исследователей единодушно, по крайней мере, в вопросе о вторичном (метасоматическом) характере пироксенитов, особенно мономинеральных клинопироксенитов и ортопироксенитов (Добрецов, 1963, 1964; Пинус и др., 1966; Альпинотипные гипербазиты..., 1973). Труднее дело обстоит с интерпретацией вторичной природы дунитов и перидотитов, где схемы метасоматического генезиса этих пород в одних регионах порой не соответствуют наблюдаемым фактам в других. Как правило, в таких по-

строениях отсутствуют четкие признаки и характеристики, позволяющие убедительно различать первичные и вторичные образования.

В предлагаемой статье на основании материалов, собранных при геологических исследованиях Наранского гипербазитового массива Монголии, рассматриваются минералого-петрографические особенности вторичных дунитов с акцентом на признаки, отличающие их от первичных дунитов.

Наранский гипербазитовый массив располагается в северо-восточной части хр. Хан-Тайширин-Ула в зоне разлома, разделяющей осадочно-вулканогенные образования девона и веида — кембрия (Маркова, 1975). Вторичные дуниты распространены примерно в средней части массива, в 1,5—2 км на северо-восток от горы 3070 м среди сильно серпентинизированных дунитов и гарцбургитов. Здесь на протяжении около 1 км оконтуриваются выходы вторичных дунитов в виде полосы северо-восточного простиранья. Они хорошо фиксируются по своей более светлой, иногда с коричневым оттенком, окраске на основном темно-зеленом фоне. Отдельные выходы этих дунитов имеют неправильные формы в виде лапчатых шлифов, ветвящихся жилок. Местами эти жилки переплетаются, образуя причудливый узор (фото)¹. Встречаются все переходы от мелкопрожилковых разностей дунитов до сплошных массивных дунитов. В ассоциации с вторичными дунитами изобилуют плотные, с зеркалами скольжения, офиты салатного цвета. Среди поля характеризуемых дунитов располагаются субширотного простиранья дайки мелкозернистых диабазов (микрогаббро) офитовой и пойкилоофитовой структуры, сложенных плагиоклазом, буроватым авгитом, порой в виде крупных призматических кристаллов, и неравномерно распределенным темно-бурым биотитом. В породе много мелкой вкрапленности титаномагнетита. Призмы зонального плагиоклаза иногда замещены агрегатом хлорита, эпидота и кальцита. Мощность даек 1—2 м, длина по простиранью до 10 м. В нескольких местах вблизи даек наблюдались мелкопрожилковые выделения хризотил-асбеста.

Породы, окружающие поле развития вторичных дунитов, представлены сильно серпентинизированными дунитами и гарцбургитами. Региональная серпентинизация дунитов и гарцбургитов предшествовала образованию вторичных дунитов. Во время массовой региональной серпентинизации, проходившей во фреатическую низкотемпературную стадию (Пинус и др., 1973), широкое развитие получили петельчатые лизардитовые серпентиниты с бруситом. Реже и, вероятно, локально образовывались серпентиниты лизардит-хризотилового состава. Во вторую более высокотемпературную гидротермальную стадию, связанную с дайками диабазов, происходили локальная перекристаллизация серпентинитов первой стадии с обильным выделением магнетита и частичная дегидратация серпентинита с образованием оливина в ассоциации с антигоритом. Вторая стадия протекала при повышенном парциальном давлении кислорода, что способствовало выделению магнетита.

Петрографическое исследование вторичных дунитов показывает, что исходные лизардит-хризотил-серпентиниты сохраняются в виде реликтов между жилками вторичного дунита. В крупных реликтах лизардит-хризотилового агрегата, не затронутых более поздними генерациями серпентина, в виде пятен и тонких жилок развивается офит первой генерации. На контакте с вторичными дунитами лизардит-хризотил-серпентиниты перекристаллизуются в лизардит-хризотил-антигоритовые серпентиниты в парагенезисе с магнетитом. Антигорит, как правило, тяготеет к экзоконтактам вторичных дунитов. Эти смешанные лизардит-хризотил-антигоритовые серпентиниты макроскопически выглядят порой как офит. В шлифах же отчетливо фиксируются все три

¹ Фотоиллюстрация к статье, помещена в конце книги.

серпентиновых минерала (местами с очень сложными взаимоотношениями), погруженные в низкопреломляющий, иногда изотропный офит. Офитовые жилки первой генерации с просечками магнетита, который в виде слегка вытянутых зерен перпендикулярно жилке офита образует микропрожилки (просечки), согласные с простираением этих жилкок, пересекаются офитовыми жилками второй генерации, совершенно не содержащими магнетита. Число последних (они как бы накладываются друг на друга) достигает 10 шт. и более. Иногда между этими параллельными жилками остаются реликты офита первой генерации с магнетитом. Подобные соотношения магнетита и офитовых жилкок второй генерации показывают, что офит второй генерации как бы изоморфно растворяет в себе трехвалентное железо, содержащееся в магнетите, либо офит второй генерации образовался в свободном пространстве, т. е. по трещинкам. Однако если бы железо в повышенном количестве входило в состав офитов второй генерации, то они имели бы больший показатель преломления. Фактически же показатель преломления ($N = 1,562$) меньше, чем у офита первой генерации ($N = 1,568$). Поэтому второе предположение нам кажется наиболее допустимым. Офиты первой и второй генерации и жилки вторичного оливина нарушаются микросбросами и трещинками, которые выполняются офитами третьей генерации. Можно полагать, что образование вторичного оливина, которое мы рассматриваем как десерпентинизацию, идущую с уменьшением объема, автоматическим способствовало появлению свободного пространства (трещин), выполняемого офитами второй генерации. Очевидно, в большинстве случаев процессы формирования вторичного оливина и офитов второй генерации совмещались во времени, но происходили в разных участках пространства. В головной части гидротермы с более высокой температурой шло образование оливин-антигоритовой ассоциации, а в периферийных низкотемпературных участках по трещинкам отлагался офит. Исходные смешанные лизардит-хризотилловые серпентиниты с офитом в реликтах и вблизи жилкок вторичных дунитов часто содержат в большом количестве окислы и гидроокислы железа, придающие породе коричневую и светло-коричневую окраску. Анализ офитов первой генерации, окрашенных окислами и гидроокислами железа с помощью ИКС, по набору характерных линий

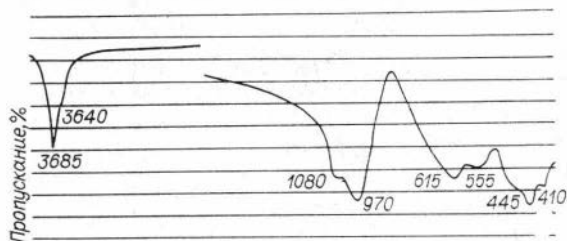


Рис. 1. ИК-спектр офита, окрашенного гидроокислами железа. Обр. 1200а.

т. е. по набору характерных линий (рис. 1) ближе всего отвечает офиту лизардит-хризотилловому (Банников, 1976). Антигорит, как правило, чист от окислов железа, что указывает на его более позднее образование — после офита первой генерации.

Таким образом, устанавливается следующая стадийность преобразования ультраосновных пород и образования вторичных дунитов (рис. 2).

1 стадия — фреотическая серпентинизация дунит-гарцбургитов с образованием лизардитовых серпентинитов с бруситом. Локально формировались серпентиниты смешанного лизардит-хризотилового состава с бруситом. В эту же стадию образовывались офиты первой генерации.

2 стадия — гидротермальная, более высокотемпературная, которая вызывала рекристаллизацию серпентинитов первой стадии с образованием смешанных лизардит-хризотил-антигоритовых серпентинитов с магнетитом и офитом второй генерации, а также вторичных оливинов в парагенезисе с антигоритом. Для начальных этапов этой стадии характерно образование окислов и гидроокислов железа.

3 стадия — гидротермальная, более высокотемпературная, которая вызывала рекристаллизацию серпентинитов первой стадии с образованием смешанных лизардит-хризотил-антигоритовых серпентинитов с магнетитом и офитом второй генерации, а также вторичных оливинов в парагенезисе с антигоритом. Для начальных этапов этой стадии характерно образование окислов и гидроокислов железа.

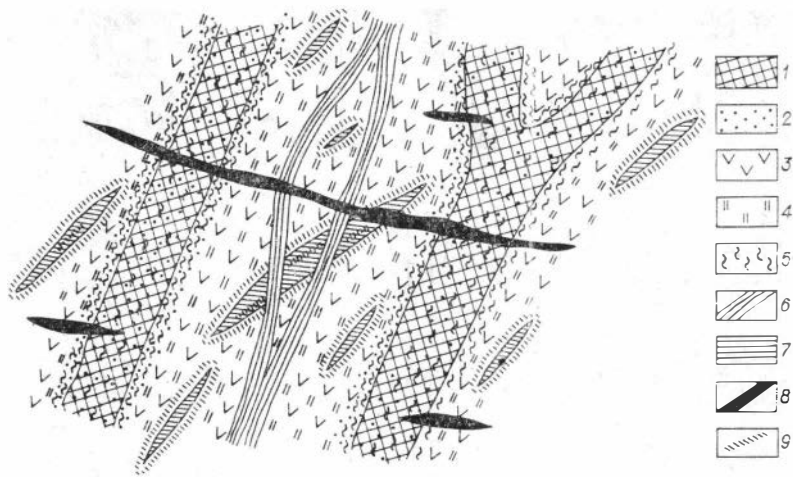


Рис. 2. Идеализированная схема стадийности преобразования ультраосновных пород и образования вторичных дунитов.

1 — жилки вторичного дунита; 2 — антигорит; 3 — лизардит; 4 — хризотил; 5 — микропрожилки магнетита; 6—8 — офиты второй (*), первой (7), третьей (8) генераций; 9 — просечки магнетита в связи с офитами первой генерации.

3 стадия — регрессивная, проявилась незначительно. В процессе этой стадии по микротрещинкам проходило образование офитов третьей генерации, рассекающих серпентиниты первых двух стадий и жилки вторичного дунита. В конце этой стадии проявилась карбонатизация, которой подвергаются все минералы предыдущих стадий.

При формировании вторичных дунитов акцессорные хромшпинелиды замещаются либо полностью магнетитом, либо (и чаще) хлоритом. При этом первоначальная форма хромшпинелидов сохраняется благодаря тонкой периферийной кайме магнетита. Иногда магнетит в форме петель виден и внутри бывших зерен хромшпинелидов. Очень редко внутри таких футляровидных образований наблюдаются реликты хромшпинелидов, по интенсивной коричневой окраске которых в проходящем свете можно предполагать, что первичная порода соответствовала дунит-гарцбургиту, так как в лерцолитах хромшпинелиды, как правило, имеют более светлую окраску. Пластинчатый хлорит, замещающий хромшпинелид, имеет очень низкое двупреломление, иногда до изотропного, редко аномальные фиолетовые цвета интерференции. Среди вторичных дунитов были найдены сплошные хромитовые выделения (шлиры), которые также замещаются хлоритом. Последний был изучен более детально, а одинаковые оптические характеристики хлоритов, развивающихся по акцессорным и рудным хромитам, позволяют параллелизовать их состав. Макроскопически хлорит имеет светло-сиреневую окраску. По данным рентгенометрического анализа, хлорит характеризуется усиленным рефлексом 007, что отражает необычный состав этого минерала (табл. 1). Для выяснения химизма хлорита было выполнено два анализа: один — обычным мокрым методом с целью определения соотношения двух- и трехвалентного железа и количества конституционной воды, другой — с помощью электронного микронзонда MS-46, что позволило детализировать состав хлорита (табл. 2, ан. № 1, 2 соответственно). Приведенные анализы показывают, что изученный хлорит можно диагностировать как кеммерерит (Дир и др., 1965). Для него характерны повышенное содержание окиси Cr, низкое — Fe и высокое — Mg. Соответственно его железистость очень низкая и составляет 2% по мокрому анализу и 1,1% по данным микронзонда. Малые элементы, за исключением Ni, в изоморфных замещениях не проявлены.

Результаты рентгенометрического анализа кеммерерита

№ п/п	I	$\frac{d}{n}\alpha, \text{ \AA}$	hkl	№ п/п	I	$\frac{d}{n}\alpha, \text{ \AA}$	hkl
1	С.	14,4	001	12	Сл.	2,15	—
2	О. с.	7,2	002	13	Ср.	2,04	007
3	С.	4,80	003	14	Сл.	2,01	—
4	Ср.	3,59	004	15	»	1,899	—
5	»	2,81	005	16	»	1,837	—
6	Сл.	2,59	—	17	»	1,807	—
7	»	2,54	—	18	»	1,792	—
8	»	2,51	—	19	»	1,677	—
9	»	2,45	—	20	Оч. сл.	1,577	—
10	Оч. сл.	2,41	006	21	Сл.	1,542	—
11	Сл.	2,39	—				

Примечание. О. с. — очень сильная; с — сильная; ср. — средняя; сл. — слабая; оч. сл. — очень слабая. Условия съемки: Cu — анод, V=33кВ; I=10мА; УРС-50ИМ.

Как видно, при образовании хлорита по хромшпинеллду происходит обмен элементов между вмещающей породой и хромшпинелидом. Фактически полностью из рудного выносятся Fe и большая часть Cr, замещается глинозем, Mg и привносится кремнезем. При этом можно полагать, что образование хлорита протекало при повышенных парциальных давлениях кислорода, поскольку все железо, хотя его количество и незначительно, присутствует в хлорите в трехвалентном состоянии. Об этом же свидетельствует и обилие магнетита в породах в парагенезисе с высокомагнезильным хлоритом и оливином. Это обстоятельство хорошо согласуется с экспериментальными данными С. Е. Хаггерти и Дж. Бекера (1967), которые показали, что ассоциация форстерита с магнетитом и гематитом возникает при избытке кислорода.

Для изучения поведения Fe и других элементов в процессе образования вторичных дунитов был проанализирован состав оливинов, слагающих жилки дунитов. В строении жилки вкрест простирания (рис. 3, табл. 3) наблюдается зональность, обусловленная закономерным обо-

Таблица 2

Состав хлорита, замещающего хромит, всс. %

Оксид	1	2	Оксид	1	2
SiO ₂	33,08	35,48			
Al ₂ O ₃	12,15	12,34	Na ₂ O	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	1,40	—	Cr ₂ O ₃	4,19	3,17
FeO	Сл.	0,73	Li ₂ O	Сл.	—
TiO ₂	»	Не обн.	V ₂ O ₅	»	—
CaO	»	»	NiO	0,19	0,07
MgO	35,58	36,34	H ₂ O ⁻	0,52	—
MnO	Сл.	0,01	H ₂ O ⁺	13,00	—
P ₂ O ₅	0,04	—			
K ₂ O	Сл.	Не обн.			
			Сумма . . .	100,16	88,11
			Fe · 100%	2,0	1,1
			Fe+Mg		

Примечание. 1 — аналитик Л. В. Гущина; 2 — аналитик В. Н. Корольюк. Кристаллохимические формулы.

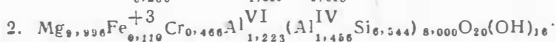
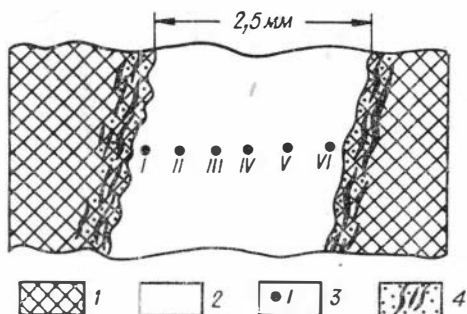


Рис. 3. Схема строения жилки вторичного дунита. Номера точек соответствуют номерам анализа в табл. 3.

1—серпентинит смешанного lizardit-хризотил-антигоритового состава с офитом; 2—вторичный оливин в ассоциации с антигоритом и магнетитом; 3—номера анализов; 4—микропрожилки и беспорядочно рассеянный магнетит в зальбандах жилок вторичного дунита.



гашением центральной части жилки Mn и Fe. Причем, если зональность по количеству железа в оливине проявлена незначительно (отклонение от среднего содержания 5%), то по содержанию Mn она очевидна (отклонение от среднего до 40%). Так же отчетливо видна зональность и по общей железистости с учетом тейфройтового компонента. Так, оливин периферийных частей жилок имеет железистость на 14% меньше, чем средний процент; в свою очередь, оливин центральной части жилки на 30% железистей периферийного оливина. Зональность по другим элементам не наблюдается. Сопоставление оливина из первичных дунитов и гарцбургитов и вторичных дунитов (табл. 4, 5) свидетельствует об обогащении оливина вторичных дунитов Mg и Mn. Напротив, Ca, который содержится в незначительных количествах в первичных оливинах, фактически отсутствует во вторичных. То же самое относится и к Ni, содержание которого в 2 раза меньше во вторичных оливинах. Самой поразительной особенностью последних является резко пониженное содержание Fe и соответственно низкая железистость,

Таблица 3
Состав оливинов из жилки вторичного дунита в гипербазитах Наранского массива (обр. 736а), вес. %

Компонент	№ образца						\bar{x}
	I	II	III	IV	V	VI	
SiO ₂	42,57	42,25	42,17	42,36	42,09	42,08	42,25
FeO	2,11	2,18	2,28	2,28	2,23	2,10	2,20
MgO	55,69	54,80	55,24	54,78	55,36	55,47	55,22
MnO	0,45	0,81	0,92	0,98	0,79	0,57	0,75
CaO	0,01	0,01	0,01	0,01	He обн.	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,07	0,03	0,06	0,07	0,07	0,04	0,06
NiO	0,14	0,16	0,17	0,16	0,18	0,17	0,16
Сумма	101,04	100,24	100,85	100,64	100,72	100,44	100,65
Количество катионов в пересчете на 4(O)							
Si	1,000	1,001	0,995	1,001	0,994	0,995	0,998
Fe ⁺²	0,041	0,044	0,045	0,045	0,044	0,041	0,043
Mg	1,947	1,933	1,941	1,930	1,948	1,953	1,942
Mn	0,009	0,016	0,018	0,020	0,016	0,011	0,015
Ni	0,003	0,003	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004
Fe · 100%	2,08	2,18	2,26	2,30	2,21	2,08	2,19
Fe+Mg							
(Fe+Mn) · 100%	2,52	2,98	3,16	3,27	2,98	2,64	2,93
Fe+Mn+Mg							

Примечание. Анализы в табл. 3—5 выполнены на микрозонде MS-46.

Состав первичных оливинов из дунитов и гарцбургитов Наранского массива, вес. %

Компонент	Дуниты				Гарцбургиты				Средний состав
	7306	7136	730а	\bar{x}	712а	711а	705а	\bar{x}	
SiO ₂	41,55	42,36	40,22	41,38	41,77	41,58	40,60	41,32	41,35
FeO	8,07	7,75	7,19	7,67	7,72	7,79	7,72	7,74	7,70
MgO	50,91	50,69	51,33	50,98	50,71	50,65	50,93	50,76	50,87
MnO	0,26	0,22	0,21	0,23	0,34	0,34	0,22	0,30	0,26
CaO	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Cr ₂ O ₃	0,01	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0,01	0,01	0,01	He обн.
NiO	0,31	0,29	0,30	0,31	0,30	0,30	0,31	0,31	0,30
Сумма	101,14	101,34	99,29	100,59	100,89	100,71	99,83	100,48	100,54
Количество катионов в пересчете на 4(O)									
Si	1,001	1,014	0,985	1,000	1,007	1,003	0,991	1,000	1,000
Fe ⁺²	0,162	0,155	0,147	0,155	0,155	0,158	0,157	0,157	0,156
Mg	1,825	1,807	1,873	1,835	1,818	1,822	1,850	1,830	1,833
Mn	0,006	0,004	0,004	0,005	0,007	0,007	0,004	0,006	0,005
Ni	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006
$\frac{Fe \cdot 100\%}{Fe+MgO}$	8,15	7,91	7,29	7,78	7,84	7,98	7,82	7,88	7,83
$\frac{(Fe+Mn) \cdot 100\%}{Fe+Mn+Mg}$	8,42	8,11	7,49	8,01	8,18	8,32	8,02	8,17	8,09

Состав вторичных оливинов из дунитов Наранского массива, вес. %

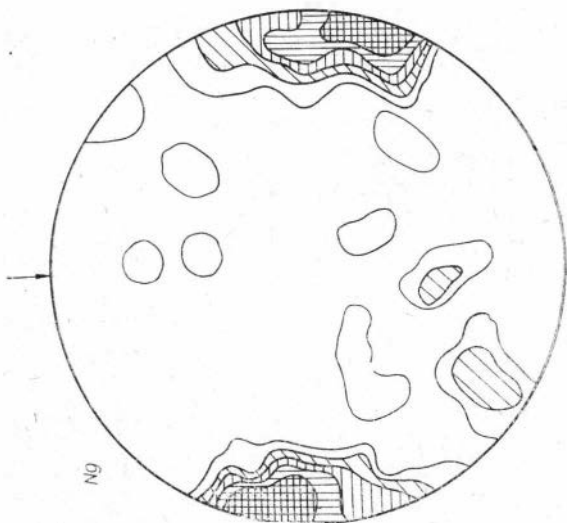
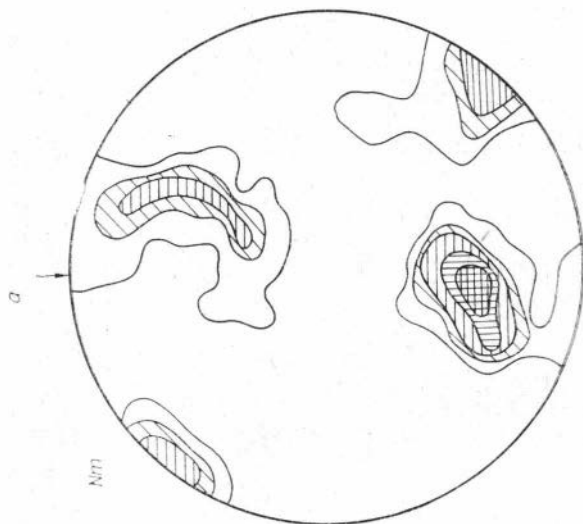
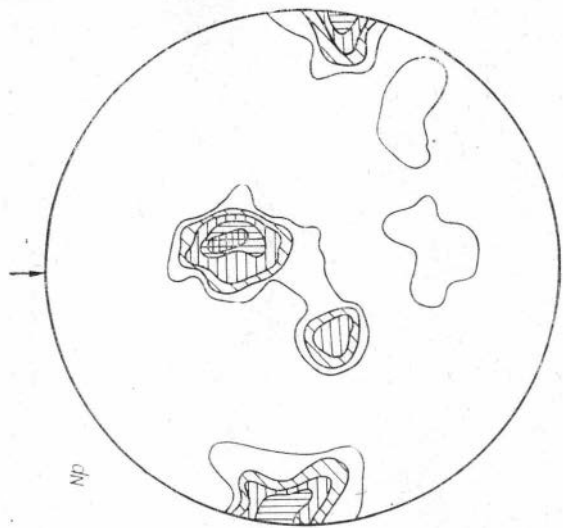
Компонент	736а	1200а	1200г	\bar{x}
SiO ₂	42,25	41,61	42,76	42,21
FeO	2,20	1,66	1,34	1,73
MgO	55,22	55,54	55,18	55,31
MnO	0,75	0,26	0,18	0,40
CaO	0,01	0,01	0,04	0,02
Cr ₂ O ₃	0,06	0,04	He обн.	0,03
NiO	0,16	0,21	0,16	0,18
Сумма	100,65	99,33	99,66	99,88
Количество катионов в пересчете на 4(0)				
Si	0,998	0,992	1,011	1,000
Fe ⁺²	0,043	0,033	0,026	0,034
Mg	1,942	1,973	1,945	1,953
Mn	0,015	0,006	0,004	0,008
Ni	0,003	0,004	0,003	0,003
Fe · 100%	2,19	1,64	1,30	1,71
$\overline{Fe+Mg}$				
(Fe+Mn) · 100%	2,93	1,92	1,51	2,12
$\overline{Fe+Mn+Mg}$				

в несколько раз меньшая по сравнению с оливином первичных пород.

Рассмотрим состав оливинов из вторичных дунитов различных по своей морфологии выделений. Образец 736а — мелкопрожилковый тип, 1200б — крупные жилы дунитов, 1200г — сплошные шлировые выделения дунита. Как следует из данных анализа, наблюдаются различия в составе оливинов, слагающих разные морфологические типы дунитов. Так, самые магниальные оливины присутствуют в сплошных дунитах. Для них характерно наиболее низкое содержание Mn. В переходных типах от мелкопрожилковых к сплошным железистость оливина возрастает с одновременным ростом содержания Mn. Наконец, в мелкопрожилковых дунитах наблюдается самая высокая железистость оливина (но и она в несколько раз ниже, чем в оливинах первичных дунитов и гарцбургитов) и выявлено максимальное содержание Mn. Содержание Ni во всех морфологических типах дунитов снижено и остается примерно на одном и том же уровне.

Подобное поведение Fe от мелкопрожилковых дунитов к сплошным, вероятно, объясняется эволюцией растворов, вызывающих гидротермальную переработку пород, за счет которых формировались вторичные дуниты. Если рассматривать сплошные дуниты как центральные участки, а мелкопрожилковые — как наиболее удаленные образования, можно предположить, что с удалением от источника растворов по мере движения изменялся окислительно-восстановительный потенциал гидротерм либо уменьшалось парциальное давление кислорода. Это способствовало образованию оливина повышенной железистости по сравнению с оливином из сплошных дунитов, располагающихся ближе к источнику гидротерм.

Обобщим особенности, которые присущи первичным и вторичным оливинам и слагаемым ими дунитам в Наранском массиве. Основное отличие вторичных оливинов от первичных в химизме (см. табл. 4, 5) — резко пониженная железистость, пониженное содержание Ni, Ca и по-



1-3-5-10-15
37

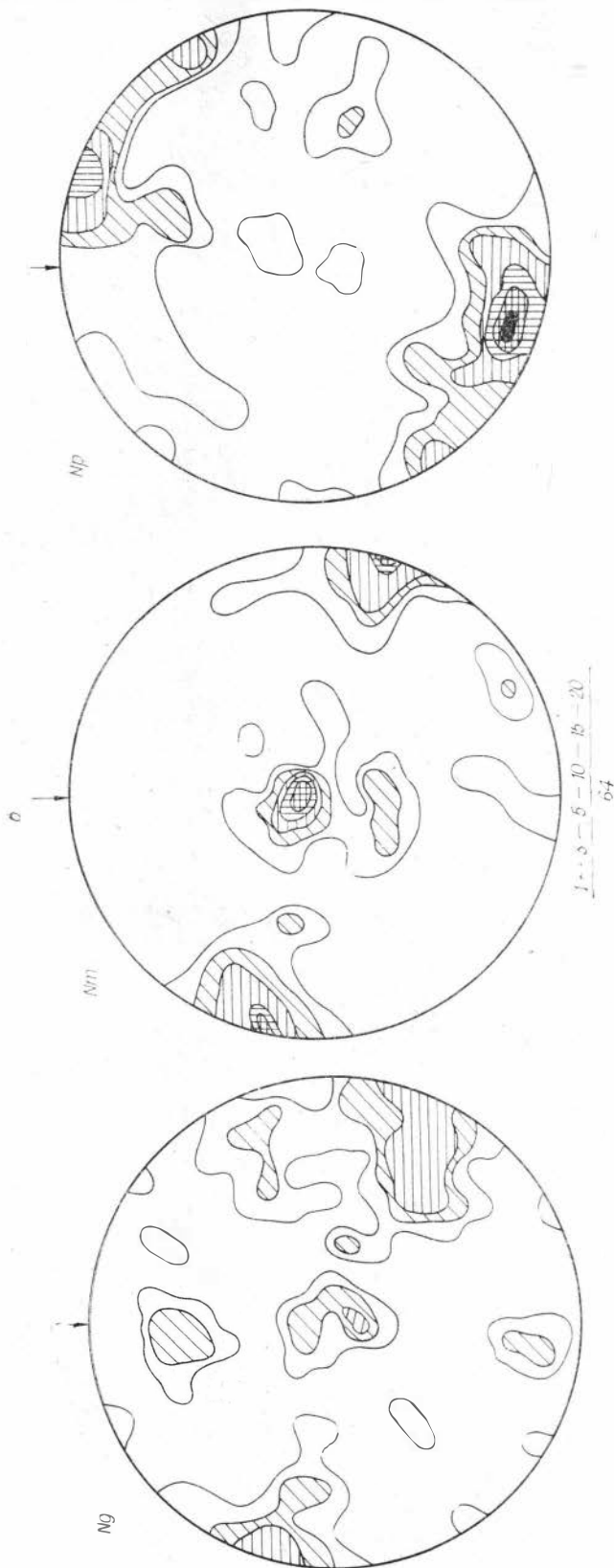


Рис. 4. Ориентировка оптической индикатрисы в олинках из первичных (а) и вторичных (б) дунитов).

вышенное — Mn . Структурно-текстурные отличия выражаются главным образом в отсутствии пластических деформаций во вторичных оливинах. В первичных наблюдается волнистое погасание и полосы сброса по (100). Форма выделения зерен первичного оливина округлая изометричная, размер примерно одинаковый; для вторичного оливина характерны неправильные формы (лапчатые узкие, изогнутые), иногда с отдельными развитыми гранями. Кроме того, им присуща резкая неоднородность зерен по размеру. Иногда под микроскопом в шлифах наблюдаются тонкие жилки толщиной 1—4 мм, имеющие симметричное строение. Средняя часть каждой из них выполнена магнетитом, а края — оливином, который в виде мелких удлиненных кристалликов ориентирован удлинением перпендикулярно простиранию жилки, причем ось Np располагается по удлинению кристаллов оливина, а оси Ng и Nm — по простиранию жилки. Часто тонкие жилки переходят в крупные вытянутые монокристаллические образования, в которых ориентировка сохраняется, т. е. по удлинению располагается ось Np . Во многих случаях наблюдаются взаимные пересечения жилок, сложенных вторичным оливином. Соответственно для первичных дунитов характерны равномерно-зернистые структуры, а для вторичных — неравномерно-зернистые, иногда порфириовидные. Для первичных показательны крупные тела с отсутствием резких контактов с перидотитами. По морфологии выделений у вторичных дунитов отмечаются жилы различной мощности, неправильные шпирсы, по объему, как правило, значительно уступающие первичным дунитам. В первичных дунитах широко развиты петельчатый лизардитовый серпентин с бруситом, реже лизардит-хризотилловый серпентин. Хромшпинелиды в этих дунитах не изменены и имеют правильную кристаллографическую огранку. Магнетит и гидроокислы железа в составе первичных дунитов отсутствуют. Во вторичных дунитах широко развиты офиты и серпентиниты смешанного лизардит-хризотил-антигоритового состава. При этом наблюдается несколько генераций офита. В парагенезисе с вторичным оливином развиты антигорит и магнетит. Последний в виде секущих жилок и вкрапленности встречается внутри зерен оливина и в зальбандах тел вторичных дунитов. Хромшпинелиды замещаются либо магнетитом (по периферии зерен), либо полностью кеммереритом; последнее значительно чаще.

Как выше отмечалось, во вторичных дунитах зерна оливина обычно удлинены по оси Np , по которой имеют предпочтительную ориентировку. Чтобы проверить это положение статистически и сравнить с ориентировкой зерен оливина в первичных дунитах, был проведен микроструктурный анализ в образцах обеих разновидностей дунитов. Оливин в первичных дунитах (рис. 4, а, б) имеет ортогональную ориентировку, которая наиболее четко выявляется при 10%-ной плотности, причем менее ориентированы зерна оливина по осям Np и Nm . Можно полагать, что ориентировка оптической индикатриссы оливина в первичных дунитах связана с незначительным вращением кристаллов оливина около оси Ng при окончательном становлении этих пород. Во вторичных дунитах, напротив, наблюдается очень сильная ориентировка зерен оливина по оси Np при 20%-ной плотности. При этом, как следует из петрографического изучения, ориентировка видна как в прожилковых типах дунитов, так и в сплошных шпирсовых выделениях. Оси Ng и Nm , в свою очередь, имеют близкое к поясовому расположение. Такая ориентировка осей оптической индикатриссы и вытянутая форма зерен оливина по оси Np свидетельствуют, что рост кристаллов вторичного оливина проходит по плоским сеткам с наибольшей ретикулярной плотностью, какой в оливине является плоскость (010).

Выделенные выше стадии серпентинизации при образовании вторичных оливинов позволяют заключить, что массовая серпентинизация (лизардитизация) гипербазитов, которая проявилась в массиве, прохо-

дила в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, отвечающей условиям метаморфизма вмещающих толщ. В это время наибольшее развитие получили петельчатые лизардиты с бруситом, меньшее — локально лизардит-хризотилитовые серпентиниты с бруситом. Отсутствие магнетита (или его незначительное количество) указывает на то, что условия массовой серпентинизации отличались более восстановительными условиями, нежели последующие стадии. По экспериментальным данным (Боуэн, Таттл, 1951) и анализу парагенезисов вторичных дунитов, верхний температурный предел образования вторичных дунитов ограничивается 500°C, реакцией серпентин + форстерит = тальк + вода, т.е. появлением талька. В то же время известно (Малахов, 1971), что с повышением температуры лизардит сменяется хризотилом и далее антигоритом. Эти данные, а также пятнистый характер проявления вторичных дунитов позволяют связывать процесс образования вторичных дунитов с более поздними гидротермами, генерируемыми внедренными дайками диабазов, служивших локальным источником тепла при этом процессе, а кристаллизация вторичного оливина объясняется частичной десерпентинизацией при повышении температуры растворов, вследствие чего в условиях повышенного парциального давления кислорода возникает ассоциация антигорит + форстерит + магнетит.

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Л. В., Леснов Ф. П., Пинус Г. В. Пироксены базит-гипербазитовых ассоциаций Северо-Востока СССР.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 6—31.
- Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973. 320 с.
- Банников О. Л. Жильные офитовые серпентиниты из гипербазитового массива полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка).— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 43—52.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. М., ИЛ, 1965. 316 с.
- Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жаденитов и альбитов хр. Борус (Зап. Саяны).— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. I. Новосибирск, изд. РИО СО АН СССР, 1963, с. 242—317.
- Добрецов Н. Л. К проблеме генезиса гипербазитов.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 3, с. 3—20.
- Ефимов А. А. Проблема дунита.— «Сов. геол.», 1966, № 5, с. 13—27.
- Ефимов А. А. О роли метасоматоза в формировании дунит-пироксенит-габбровой ассоциации.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 14—29.
- Малахов И. А. Термодинамические условия серпентинизации ультраосновных пород.— «Докл. АН СССР», 1971, с. 200, № 1, с. 212—214.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М., «Наука», 1975. 119 с.
- Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л., «Недра», 1974. 279 с.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966. 210 с.
- Пинус Г. В., Велицкий В. В., Колесник Ю. Н., Леснов Ф. П., Агафонов Л. В., Банников О. Л. Гипербазиты складчатых областей как индикаторы вещества верхней мантии.— В кн.: Магматизм глубинных разломов в главных типах структур земной коры. Новосибирск, 1976, с. 3—27.
- Пинус Г. В., Велицкий В. В., Леснов Ф. П., Агафонов Л. В., Банников О. Л., Баярхуу Ж. Гипербазитовые пояса Центральной Азии и некоторые общие вопросы петрологии гипербазитов.— В кн.: Проблемы петрологии. М., «Наука», 1976, с. 94—105.
- Успенский Н. М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала.— В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., Госгеолтехиздат, 1952, с. 24—41.
- Юдин М. И. Дуниты хр. Борус и их происхождение.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1959, № 2, с. 59—77.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система MgO — SiO₂ — H₂O.— В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, 1951, с. 23—49.
- Haggerty S. E., Baker J. Alteration of Olivine in Basaltic and Associated lavas.— «Contrib. to Miner. a. Petrol.», 1967, v. 16, № 3, p. 258—273.

ТАКСИТОВЫЕ ГАББРО-ДОЛЕРИТЫ
И ГАББРО ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ
ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИВОВ
КАК ВЕРОЯТНЫЙ РЕЗУЛЬТАТ
МЕТАМАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕБАЗИФИКАЦИИ

Такситовые габбро-долериты (или габбро-диабазы) и габбро норильских рудоносных интрузивов уже давно привлекают внимание геологов своими необычными морфологическими особенностями (Годлевский, 1959; Роговер, 1959; Смирнов, 1966; Коровяков и др., 1963; Золотухин, 1964; Золотухин, Васильев, 1967; Тарасов, 1976; и др.). Намечены закономерности расположения их в разрезе дифференцированных интрузий, особенности их химизма, связь богатого вкрапленного и шлирового сульфидного оруденения с этими породами. Одновременно выявляются противоречия в подходе к вопросам их генезиса. Кратко остановимся на перечисленных моментах. Напомним, что подобные породы помимо Норильского района распространены также в ряде дифференцированных рудоносных трапповых интрузивов бассейна р. Курейка, восточного борта Тунгусской синеклизы (Виленский и др., 1964; Машак и др., 1966; Виленский, 1967; Золотухин, Васильев, 1967), а также в некоторых мощных дайках протерозойских рудоносных траппов Анабарского щита (Машак, 1969).

Наиболее характерными чертами облика такситовых габбро-долеритов являются их относительная лейкократовость и присутствие в них ярко выраженной атакситовой текстуры за счет неравномерного распределения силикатных и фемических минералов, а также чередования мелко- и крупнозернистых участков в породе. Отсутствие этой неравномерности распределения минералов при общей сохранности лейкократового характера породы и средне-крупнозернистой ее структуры показательно для габбро. Между такситовыми и равномерно-зернистыми разновидностями пород (габбро и талнахитами) имеются все структурные и пространственные переходы. Поскольку в такситовых габбро-долеритах преобладают микро- и макроучастки с габбровой структурой, возникновение габбро можно отнести к результату постепенного разрастания и объединения этих мелких участков в монолитную породу с такой структурой за счет поглощения участков с другими структурами (офитовой, пойкилоофитовой, призматически-офитовой, панидиоморфно-зернистой, грануляционной и др.). Минералогически как такситовые, так и равномерно-зернистые породы (габбро и «талнахиты») обычно представлены плагиоклазом, оливином, клино- и ортопироксеном с широкими вариациями как их количества, так и состава самих минералов (табл. 1). В породах может быть до 10% и более рудных минералов (магнетит, хромшпинелиды, сульфиды). Колебания составов нерудных минералов в такситовых габбро-долеритах охватывают обычно интервал для таковых в породах всей расслоенной серии той или иной дифференцированной интрузии (Годлевский, 1959; Золотухин, 1964). Характерным элементом для такситовых пород является присутствие оливина в виде идиоморфных зерен, ойкокрystalлов, а также отдельных мелких изометричных зерен; кроме того, наблюдаются изометричные и вытянутые их скопления, очень напоминающие гранулированные формы более крупных зерен. Это наименьшие по размеру зерна пород, составляющие обычно десятые доли миллиметра в диаметре. Наибольшие по размеру зерна этих пород обычно представлены столбчатыми

Породообразующие минералы верхних ($\Gamma_{\text{вт}}$) и нижних ($\Gamma_{\text{нт}}$) такситовых габбро-долеритов и габбро (Γ)

№ п/п	Интрузия	Порода	Плагиоклаз		Клинопироксен		Ортопироксен		Оливин	
			состав, % ан. комп.	колич., %	состав, % гед. комп.	колич., %	состав, % ферросал. комп.	колич., %	состав, % фаял. комп.	колич., %
1	Талнахская. Ветви юго-западная	$\Gamma_{\text{нт}}$	93—43	30—55	31—39	20—25	26	Ед. проценты, до 0	24—30	10—30
	северо-восточная	$\Gamma_{\text{нт}}$	97—50	30—50	30—32	25—35	25	То же	22—35	5—20
		$\Gamma_{\text{нт}}$	100—35	40—50	21—39	20—27	26—30	»	28—35	10—30
	северо-западная	$\Gamma_{\text{нт}}$	96—40	25—50	32—35	25—30	32—44	»	10—44	10—35
		$\Gamma_{\text{нт}}$	86—35	45—55	26—39	20—35	28	»	30—36	10—20
Хараелахская	$\Gamma_{\text{нт}}$	88—45	35—65	26—30	15—25	18—36	»	20—35	10—30	
	$\Gamma_{\text{нт}}$	88—46	30—55	19—48	20—35	23—26	»	17—31	10—20	
2	Норильск-I	$\Gamma_{\text{вт}}$	93—45	5—95	23—33	3—70	22—35	0—5	20—35	0—30
		$\Gamma_{\text{нт}}$	95—40	10—95	27—17	0—90	22—35	0—5	22—40	0—50
		Γ	98—40	66—88	36—27	8—30	—	—	51—56	0,5—9
3	Норильск-II	$\Gamma_{\text{вт}}$	87—58	15—95	20—30	0—45	27—40	Ед. проценты	22—32	0—55
		$\Gamma_{\text{нт}}$	87—62	20—94	22—20	0—40	28—41	0—5	24—40	0—50
		Γ	93—62	65—90	21—28	10—20	—	Ед. зерна	40	1—20
4	Гора Черная	Γ	65	73—85	30—35	9—17	—	—	—	3—6
		$\Gamma_{\text{нт}}$	85—42	88—15	24—20	0—45	22—40	0—6	26—46	0—50
5	Имангидинская	»	80—64	60	20—10	28	23—30	Ед. проценты	17—35	10
6	Второй порог	»	72—60	45—55	35—48	30—40	29	3—5	35—49	12—15
7	Ручей Рудный	»	76—51	34—49	36—38	13—37	34—50	Ед. зерна	29—44	15—46
8	Нинимская	$\Gamma_{\text{т}}$	80—50	6—58	26—25	20—90	—	»	32	10—28
9	Верхне-Кунтыкахская	$\Gamma_{\text{нт}}$	85—70	44—53	29—34	17—30	24—31	1—5	20—43	19—35
10	Велигна	»	80—60	41—61	29—31	18—36	27	2—4	32—50	15—25
11	Будьурхайская дайка	$\Gamma_{\text{т}}$	60	42	35	32	35	10	46	6

Примечание. По данным: 1— В. В. Золотухина и др. Петрология Талнахской... 1975); 2—4 — М. К. Иванова и др. (1971); 5 — И. А. Коровякова и др. (1963); 6, 7 — А. М. Виленского и др. (1964); 8 — А. М. Виленского (1967); 9 — Г. Н. Старицыной и др. (1972); 10 — М. С. Мацака и др. (1966); 11 — М. С. Мацака (1969).

субидиоморфными зернами клинопироксена, достигающими первых сантиметров в длину, и ойкокристаллами клинопироксена и оливина (первые миллиметры в диаметре). Размер зерен плагиоклаза в длину колеблется от десятых долей до первых миллиметров в такситовых породах, а в габбро и «талнахитах» — в пределах первых миллиметров (Петрология Талнахской..., 1975).

В Норильском районе нижние такситовые породы в разрезе дифференцированных интрузий располагаются в основном между контактными и пикритовыми габбро-долеритами. В верхней части разреза между верхними контактными габбро-долеритами и породами верхней части расслоенной серии часто размещены линзовидные и пластинообразные тела верхних такситовых габбро-долеритов и габбро. Габбро (в том числе оливиновое) может наблюдаться и в нижней части разреза (интрузии Талнахская и Норильск-I), где есть и «талнахиты» — как разновидность пегматоидных пород (Золотухин, Рябов, 1970). В части разрезов интрузии Норильск-II наблюдается чрезвычайно интересное слияние верхних и нижних такситовых габбро-долеритов на всю ее мощность с отдельными реликтами горизонтов основной трехчленной расслоенной серии (Роговер, 1959; Золотухин, Васильев, 1967). Такситовые породы, тяготеющие к нижнему контакту, имеются в ряде дифференцированных интрузий бассейна р. Курейка (Второго порога, руч. Рудного, Нижняя-I, II и др.), северо-восточного борта Тунгусской синеклизы (Верхне-Кунтыкахская, Маймечинская, Велингна и др.). Вдоль контактов такситовые породы обнаружены также в протерозойских трапповых дифференцированных дайках Анабарского щита (Харапская, Будурхайская). Менее определенное положение горизонтов такситовых пород известно в Нинимской интрузии (восточный борт Тунгусской синеклизы), а также в Кулюмбинской и некоторых слабодифференцированных интрузивах р. Курейки (Озерная, Джалтул и др.), иногда в брекчированных дайках Анабарского щита. Вероятно, это сеть трещин, унаследованных такситовыми породами, местами почти на всю мощность интрузий долеритов или габбро-долеритов.

Важно отметить редкие выходы такситовых пород, а также габбро за пределы содержащих их интрузивов (на примере Норильск-I, Талнахского и даек Анабара). Взаимоотношения такситовых пород с контактными, пикритовыми и другими габбро-долеритами расслоенной серии интрузий повсеместно не оставляют сомнений в том, что первые являются наиболее молодыми образованиями. Тем не менее сравнительные определения возраста такситовых габбро-долеритов и пород расслоенной серии К — Аг методом не дают возможности оценить этот разрыв, ибо он находится в пределах точности метода (Фирсов и др., 1972). Обращает на себя внимание проявление ореола (иногда четкого) струйчато-лейкократизированных разностей пород расслоенной серии выше горизонта нижних такситовых пород (в интрузии Норильск-I они располагаются в основном между горизонтами пикритовых и оливиновых габбро-долеритов). Как характерный элемент подобных пород, отмечаются изометричные «лейкократовые блоки», вытянутые шлиры и прожилки среди пикритовых и оливиновых габбро-долеритов (Золотухин, 1964; Тарасов, 1976), причем строение этих блоков: центр — «габбро», край — такситовые разности (Тарасов, 1976) — представляет аналогию расположения тел габбро среди такситовых горизонтов в крупном масштабе (Золотухин, 1964; Рябов, 1969; Тарасов, 1976).

Главнейшей особенностью химизма пород такситового горизонта считалась, как известно (Годлевский, 1969), близость его состава к среднему — по интрузии. Однако такое совпадение — достаточно редкий и частный случай, когда такситовые породы наследуют состав в основном контактовых габбро-долеритов (табл. 2). В общем случае (рис. 1) даже для среднего состава такситовых пород и габбро отсут-

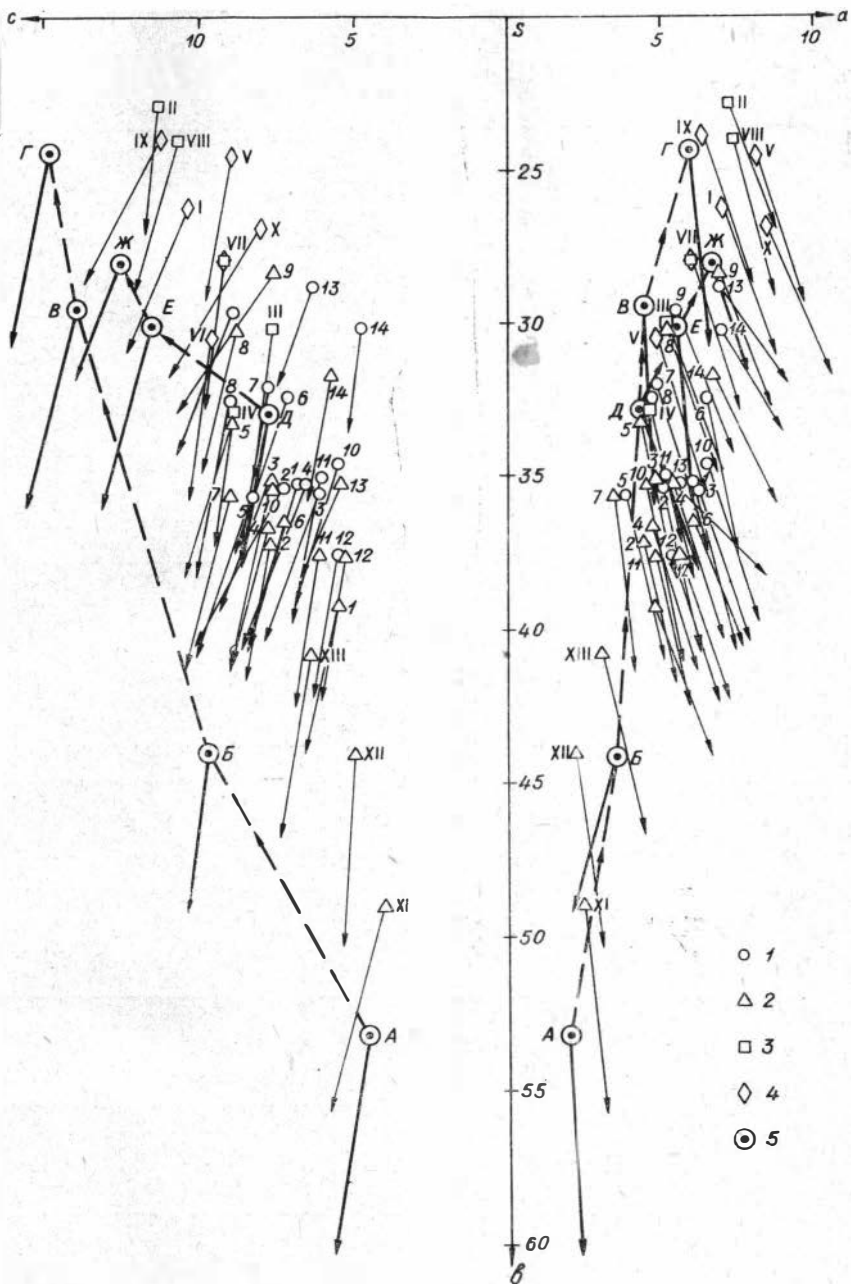


Рис. 1. Диаграмма Заварицкого для такситовых габбро-долеритов, габбро и средневзвешенного состава содержащих их трапповых интрузивов Сибирской платформы.

1 — средневзвешенные составы дифференцированных интрузивов. 2 — нижние такситовые габбро-долериты интрузий (табл. 2, № 1—14); 3 — верхние такситовые габбро-долериты; 4 — габбро (табл. 3, 1—X, XI—XIII — обр. 105А, 21, 58 — троктолитовые разновидности такситовых габбро-долеритов интрузии Норильск-1, Золотусин, 1964); 5 — породы лейкократовых блоков и вмещающих их пород (Тарасов, 1976). А — вмещающий пикритовый габбро-долерит, обр. 549/330; Б — переходная к пикритовым периферическая часть блока, Ур. 566/270 (1); В — переходная атакситовая оторочка блока, Ур. 270 (2); Г — центральная часть лейкократового блока, Ур. 566/270 (3); Д — вмещающий оливниновый габбро-долерит, обр. 1; Е — переходная атакситовая оторочка лейкократового блока, Ур. 544/250 (1); Ж — центральная часть лейкократового блока, Ур. 544/250 (2). Штрихами со стрелкой показаны сопряженные составы.

Сопоставление среднего химического состава нижних такситовых горизонтов (Гт) и средневзвешенных соответствующих интрузий в целом (Ги)

№ п/п	Интрузия	Горизонт	Кол-ч. анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO
1	Верхняя Талнахская. Ветви: юго-западная	Гт	11	42,34	0,68	14,98	5,05	0,02	9,64	10,53	0,14	10,04
		Ги	47	44,37	0,90	14,47	4,71	0,20	7,49	10,98	0,17	9,52
2	северо-восточная	Гт	9	41,55	0,94	14,27	6,77	0,03	10,00	9,42	0,17	9,34
		Ги	48	43,43	1,09	14,16	4,04	0,11	9,48	10,23	0,18	9,26
3	северо-западная	Гт	14	41,64	0,95	14,76	4,38	0,04	9,60	8,74	0,18	11,36
		Ги	61	43,96	0,90	13,46	4,02	0,07	8,36	10,07	0,20	9,81
4	Интрузия в целом	Гт	34	41,85	0,86	14,70	5,22	0,03	9,72	9,50	0,16	10,40
		Ги	156	43,95	0,95	14,03	4,23	0,13	8,38	10,40	0,18	9,50
5	Норильск-I	Гт	15	43,72	0,79	15,92	3,83	0,06	9,02	9,15	0,13	10,23
		Ги	54	44,06	0,71	14,81	4,51	0,44	8,77	10,84	0,14	9,85
6	Гора Зуб	Гт	2	41,77	0,76	14,94	5,57	0,13	10,79	8,50	0,15	10,36
		Ги	30	45,89	0,86	15,52	3,53	0,06	9,38	9,53	0,18	9,12
7	Норильск-II	Гт	7	42,96	0,89	15,27	3,90	0,50	9,38	11,54	0,19	8,98
		Ги	44	46,01	1,23	15,01	3,26	0,18	8,56	9,69	0,20	10,13
8	Гора Черная	Гт	2	46,43	1,01	16,64	2,44	0,06	9,42	7,96	0,13	10,93
		Ги	18	47,09	0,76	17,30	2,22	—	7,77	11,09	0,14	11,24
9	Имангдинская	Гт	5	47,85	1,12	16,08	2,57	0,04	8,48	7,19	0,14	10,17
		Ги	30	46,96	1,00	16,79	2,31	0,13	8,23	7,86	0,14	11,67
10	Мантуровская	Гт	5	45,60	0,85	15,16	2,69	0,07	8,89	12,07	0,15	9,75
		Ги	70	46,89	1,07	13,47	3,75	0,16	8,24	10,61	0,19	9,66
11	Второй порог (р. Курейка)	Гт	5	45,08	1,38	12,99	3,25	—	13,48	10,93	0,21	8,48
		Ги	15	46,74	1,62	13,41	3,00	—	12,48	9,56	0,22	9,11
12	Ручей Рудный Там же, средний состав	Гт	3	45,34	1,76	12,39	4,43	—	10,90	11,01	0,22	9,34
		Ги	6	47,54	1,85	13,81	3,47	—	10,94	7,67	0,24	9,50
13	Велингна Там же, средний состав	Гт	3	47,16	1,37	12,43	2,36	0,04	12,56	6,29	0,24	13,77
		Ги	19	48,65	1,78	14,62	3,12	0,02	11,12	5,35	0,20	10,30
14	Будьурхайская дайка из протерозоя Анабара	Гт	6	48,75	1,77	13,87	3,59	0,02	9,38	8,05	0,19	10,10
		Ги	15	48,85	3,24	12,37	4,80	0,01	10,54	5,91	0,07	9,03

№ п/п	Инtruзия	Горизонт	Колич. анализов	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	H ₂ O ⁺	S _{общ}	Числовые характеристики			
										a	в	с	S
1	Верхняя Талнахская. Ветви: юго-западная	Гт	11	1,76	0,56	0,16	5,20	1,69	1,66	4,8	39,3	5,6	50,3
		Ги	47	1,98	1,03	0,18	4,01	—	—	6,0	35,2	6,9	51,9
2	северо-восточная	Гт	9	1,57	0,54	0,12	3,22	1,73	2,29	4,4	37,2	7,8	50,6
		Ги	48	1,53	1,00	0,22	3,29	—	—	5,0	35,4	7,4	52,2
3	северо-западная	Гт	14	1,48	0,89	0,10	3,75	—	3,41	4,8	35,1	7,8	52,3
		Ги	61	1,96	1,12	0,12	3,52	—	—	6,2	35,5	6,2	52,1
4	Инtruзия в целом	Гт	34	1,60	0,69	0,12	3,15	1,70	2,40	4,7	36,7	7,9	50,7
		Ги	156	1,83	1,05	0,17	3,60	—	—	5,6	35,2	6,8	52,4
5	Норильск-I	Гт	15	1,43	0,66	0,13	3,46	—	1,44	4,3	33,2	9,1	53,3
		Ги	54	1,26	0,66	0,24	3,09	—	0,95	3,8	35,6	8,4	52,2
6	Гора Зуб	Гт	2	2,05	0,84	0,16	2,56	—	1,05	6,0	36,5	7,4	50,1
		Ги	30	2,23	1,12	0,20	—	—	—	6,4	32,4	7,2	54,0
7	Норильск-II	Гт	7	1,23	0,74	0,20	3,82	—	—	3,4	35,6	9,1	51,9
		Ги	44	1,85	0,53	0,21	2,50	—	—	4,9	32,0	7,9	55,2
8	Гора Черная	Гт	2	2,03	0,40	0,15	1,96	—	0,36	5,2	30,3	8,9	55,5
		Ги	18	1,81	0,58	—	—	—	—	4,7	32,5	9,1	53,7
9	Имангдинская	Гт	5	1,82	1,89	0,11	2,50	—	0,17	6,9	28,4	7,7	57,0
		Ги	30	1,72	1,04	0,08	2,44	—	0,23	5,4	29,6	9,0	56,1
10	Мантуровская	Гт	5	1,71	0,63	0,10	2,51	—	0,33	4,5	35,3	7,8	52,4
		Ги	70	2,30	1,01	0,12	2,60	—	0,18	6,4	34,6	5,6	53,3
11	Второй порог (р. Курейка)	Гт	5	1,85	0,45	0,20	0,74	—	—	4,7	37,6	6,2	51,5
		Ги	15	2,06	0,57	0,22	0,55	—	—	5,2	35,0	6,2	53,6
12	Ручей Рудный Там же, средний состав	Гт	3	2,13	0,59	0,16	0,98	—	0,71	5,5	37,6	5,4	51,6
		Ги	6	2,43	0,63	0,21	1,23	—	—	5,3	37,5	5,5	51,7
13	Велингна Там же, средний состав	Гт	3	1,75	1,10	0,18	0,90	—	0,01	5,3	35,3	5,5	53,8
		Ги	19	2,32	1,21	0,26	0,74	—	0,20	6,9	28,8	6,4	57,9
14	Будурхайская дайка из протерозоя Анабара	Гт	6	2,54	0,81	0,20	0,85	—	—	6,6	31,7	5,8	55,7
		Ги	15	2,79	0,59	0,31	1,31	—	—	6,9	30,2	4,8	58,0

№ п/п	Инtruзия	Горн-зонт	Колич. анали-зов	Числовые характеристики									
				f'	m'	c'	n	t	Φ	Q	a/c	$f'/t'+m'$	К. ф. $\left[\frac{[FeO+Fe_2O_3] \cdot 100}{[FeO+Fe_2O_3+MgO]} \right]$
1	Верхняя Талнахская. Ветви: юго-западная	Гт	11	35,4	46,8	17,8	82,4	1,3	11,1	-14,6	0,86	0,43	58,2
		Ги	47	32,5	53,7	13,8	74,4	1,5	11,4	-15,1	0,87	0,38	52,0
2	северо-восточная	Гт	9	43,9	45,1	11,0	83,9	1,6	16,6	-15,5	0,56	0,49	64,0
		Ги	48	37,0	50,8	12,2	63,6	1,9	10,0	-13,0	0,68	0,42	57,0
3	северо-западная	Гт	14	38,6	43,2	18,2	70,6	1,7	11,2	-12,8	0,61	0,47	61,6
		Ги	61	33,5	49,3	17,2	72,7	1,5	9,9	-14,4	1,0	0,40	55,2
4	Инtruзия в целом	Гт	34	39,7	45,9	14,4	78,8	1,6	12,8	-15,9	0,60	0,46	61,0
		Ги	156	34,3	51,4	14,3	72,5	1,9	10,4	-13,2	0,82	0,40	55,0
5	Норильск-I	Гт	15	38,2	49,5	12,4	76,8	1,4	10,4	-11,0	0,50	0,44	58,0
		Ги	54	35,4	53,0	11,6	74,1	1,2	11,1	-11,6	0,45	0,40	55,2
6	Гора Зуб	Гт	2	43,2	41,0	15,8	78,6	1,4	13,6	-19,2	0,81	0,51	66,0
		Ги	30	37,6	50,6	11,8	74,0	1,4	9,4	-12,0	0,89	0,43	57,6
7	Норильск-II	Гт	7	35,9	57,3	6,8	79,2	1,5	9,6	-12,1	0,37	0,38	53,5
		Ги	44	31,2	53,8	15,0	86,0	1,9	9,3	-7,3	0,62	0,58	55,0
8	Гора Черная	Гт	2	38,0	46,0	16,1	80,3	1,6	7,0	-8,2	0,58	0,45	59,9
		Ги	18	29,0	57,4	13,6	82,9	—	—	-11,1	0,52	0,34	47,4

9	Имандинская	Гт Ги	5 30	37,6 34,4	44,3 46,5	18,0 19,3	59,1 71,0	1,7 1,6	7,9 6,7	-7,5 -7,7	0,90 0,60	0,46 0,42	60,8 57,3
10	Мангуровская	Гт Ги	5 70	30,8 31,8	57,8 51,1	11,3 17,0	82,0 77,0	1,3 1,8	6,5 8,9	-12,0 -11,7	0,58 1,14	0,35 0,38	49,2 53,2
11	Второй порог	Гт Ги	5 15	41,2 41,2	48,1 45,4	10,7 13,4	85,7 84,4	2,3 2,5	7,1 7,3	-12,6 -9,4	0,77 0,84	0,46 0,47	60,5 62,0
12	Ручей Рудный Там же, средний состав	Гт Ги	3 6	37,8 36,7	46,4 48,4	15,8 14,9	85,0 85,0	2,8 2,8	10,4 9,2	-13,6 -12,7	1,02 0,97	0,45 0,43	58,1 65,2
13	Велинга Там же, средний состав	Гт Ги	3 19	39,3 46,5	29,7 31,8	31,0 21,7	70,0 74,0	2,1 2,8	5,5 9,1	-8,6 -4,4	0,97 1,08	0,57 0,59	70,3 72,5
14	Будурхайская дайка из протерозоя Анабара	Гт Ги	6 15	38,1 46,8	42,1 32,9	19,7 20,2	83,6 88,1	2,6 4,7	9,5 13,5	-7,4 -2,5	1,14 1,43	0,47 0,59	62,0 72,0

Примечание. По данным: 1—4 — Д. А. Дожина, Б. Н. Батуева (1971); 5, 6 — М. Н. Годленского (1959); 7 — В. В. Золотухина, Ю. Р. Васильева (1967); 8 — И. А. Коропякова и др. (1963); 9, 10 — В. В. Золотухина, Н. Ф. Щерина (1977); 11, 12 — А. М. Виденского и др. (1964); 13 — М. С. Мацака и др. (1966); 14 — М. С. Мацака (1969).

ствуется стабильность, и их вариации выходят далеко за пределы среднего состава самих интрузий, охватывая весь диапазон состава пород их расслоенных серий. Обширный фактический материал дает все основания говорить, что общей закономерностью является жесткая сопряженность составов такситовых пород и вмещающих их пород расслоенной серии (Золотухин, 1964; Золотухин, Васильев, 1967; Петрология Талнахской..., 1975). Локализованные среди пикритовых габбро-долеритов такситовые породы приближаются по составу к пикритовым, среди оливиновых — к оливиновым, а среди безоливиновых — к безоливиновым габбро-долеритам основной расслоенной серии. Все это можно сказать и в отношении верхних такситовых габбро-долеритов, а также габброиталнахитов (троктолитов) — в случае развития равномерно-зернистой структуры в подобных пегматондных породах (табл. 3). Указанная закономерность очень четко проявляется на петрохимических диаграммах Заварицкого, где сопоставляется химизм такситовых пород и габбро, с одной стороны, и пород расслоенной серии — с другой (Золотухин, Васильев, 1967; Петрология Талнахской..., 1975). Из них следует, что группа такситовых пород и габбро по химизму может быть столь же неоднородна, как и группа пород расслоенной серии, причем в обеих группах имеются параллельные аналоги по химизму. Подобное явление можно интерпретировать, по нашему мнению, лишь как значительную унаследованность состава при замещении такситовыми породами и габбро пород основной расслоенной серии. По-видимому, это присуще всем или многим дифференцированным интрузиям сопредельных районов севера Сибирской платформы.

На фоне общей унаследованности состава при таком замещении, определяемой значительной

Состав верхних такситовых габбро-долеритов (Гт) и габбро (Г) интрузий Норильского района

Компонент	Талнах	Норильск-I						Норильск-II	Имангда	Мантур
	I (Г)	II(Гт)	III(Гт)	IV(Гт)	V(Г)	VI(Г)	VII	VIII(Гт)	IX(Г)	X(Г)
SiO ₂	44,06	46,90	47,64	44,32	47,43	45,88	46,83	45,15	46,30	46,69
TiO ₂	0,72	0,78	0,98	0,72	0,80	0,65	0,78	0,53	0,73	0,66
Al ₂ O ₃	18,81	20,68	14,93	16,18	18,35	17,59	17,54	20,60	19,92	17,50
Fe ₂ O ₃	3,00	3,50	2,49	5,40	—	2,14	2,70	2,01	2,16	2,60
Cr ₂ O ₃	0,02	—	0,01	—	—	—	—	0,02	0,02	0,01
FeO	6,85	5,83	7,89	9,35	8,97	8,36	8,08	6,00	6,11	6,10
MgO	6,60	5,06	8,31	8,63	6,38	9,12	7,50	6,81	6,30	7,26
MnO	0,18	0,15	0,16	—	—	—	—	0,15	0,11	0,17
CaO	11,13	11,40	10,33	9,70	9,86	11,30	10,50	10,86	11,27	10,48
Na ₂ O	1,98	2,70	2,06	1,83	2,88	1,93	2,28	2,17	1,77	2,32
K ₂ O	1,30	0,50	0,38	0,37	0,80	0,44	0,50	1,03	1,38	2,07
P ₂ O ₅	0,19	0,19	0,18	—	—	—	—	0,16	0,09	0,14
П. п. п.	3,76	2,10	2,91	2,87	3,78	1,87	2,69	3,96	3,25	4,04
Σобщ	0,59	0,67	0,03	2,15	0,28	0,42	0,71	—	0,26	0,17
Числовые характеристики										
a	7,0	7,2	5,2	4,7	8,1	4,9	6,0	7,4	6,4	8,5
b	26,3	22,9	30,2	32,8	24,5	30,5	28,0	24,0	23,9	26,8
c	10,4	11,4	7,7	9,0	9,0	9,7	9,3	10,7	11,3	8,1
S	56,3	58,4	56,8	53,6	58,2	54,7	55,9	57,9	58,4	56,5
f'	35,7	40,9	33,9	43,0	36,9	32,9	37,7	36,7	35,7	31,8
m'	47,1	40,2	48,5	46,5	47,4	52,4	47,6	50,7	48,9	48,4
c'	17,2	15,7	17,6	10,5	15,8	14,6	14,6	12,6	15,3	19,8
n	69,6	89,8	89,2	87,9	83,8	88,5	88,0	77,1	65,1	62,7
t	1,2	1,3	0,8	1,2	1,2	1,0	1,3	1,1	1,1	1,1
φ	7,5	14,1	7,5	14,9	—	6,0	8,7	8,3	8,8	8,5
Q	-11,8	-8,9	-4,4	-11,4	-8,9	-10,0	-8,7	-9,7	-7,3	-12,0
alc	0,67	0,63	0,67	0,52	0,90	0,55	0,64	0,69	0,56	1,04
f'/f'+m'	0,43	0,50	0,41	0,48	0,44	0,39	0,44	0,42	0,42	0,40
K. ф., вес. %	59,8	64,6	55,8	63,2	58,8	53,4	59,1	54,0	56,8	54,3

Примечание. I — лейкогаббро по СЗ ветви Талнахской интрузии, по Д. А. Додину, Б. Н. Батуеву (1971); среднее из 8 анализов. II — по А. В. Тарасову (1976); обр. У-33-3. III — VI — по В. В. Золотухину (1964); соответственно образцы 52; 53; 163/60; 49; VII — среднее из 5 анализов. VIII — по В. В. Золотухину, Ю. Р. Васильеву, 1967; среднее из 4 анализов. IX, X — по В. В. Золотухину, Н. Ф. Щедрину (1977); среднее соответственно из 4 и 9 анализов.

инертностью SiO_2 , CaO , MgO и некоторых других окислов, расчеты привноса — выноса показывают тем не менее вполне определенное движение ряда главных породообразующих компонентов. Примеры таких расчетов приводились некоторыми авторами (Золотухин, 1966; Золотухин, Васильев, 1967; Петрология Талнахской..., 1975; Тарасов, 1976; и др.). Опираясь на эти расчеты, относительную подвижность компонентов в процессе возникновения такситовых пород и габбро схематически можно выразить следующим рядом (в направлении понижения): H_2O , S, K_2O , Na_2O , TiO_2 ; Cr_2O_3 ; P_2O_5 ; NiO; Fe; Al_2O_3 ; CaO ; MgO ; SiO_2 .

Интересно подчеркнуть две несколько отличные тенденции при возникновении такситовых пород в трапповых дифференцированных интрузиях по отношению к среднему составу интрузий. В одной группе интрузивов (рис. 2, 3) это сопровождается явным повышением магнезиальности новообразованных пород при сопутствующем возрастании полевошпатовой извести и снижении содержания SiO_2 (Норильск-II, Мантуровская, Второй порог, Велингна, Будархайская дайка). В другой группе в такситовых породах повышается железистость при обычном спаде содержания SiO_2 и незакономерном соотношении a/c (интрузии: Талнах, Норильск-I, Зуб, Черная, Имангдинская, руч. Рудного). В первой группе на фоне общей лейкократизации имеет место некоторый привнос магния, сопровождаемый новообразованиями оливина, во второй — фиксируется вынос магния

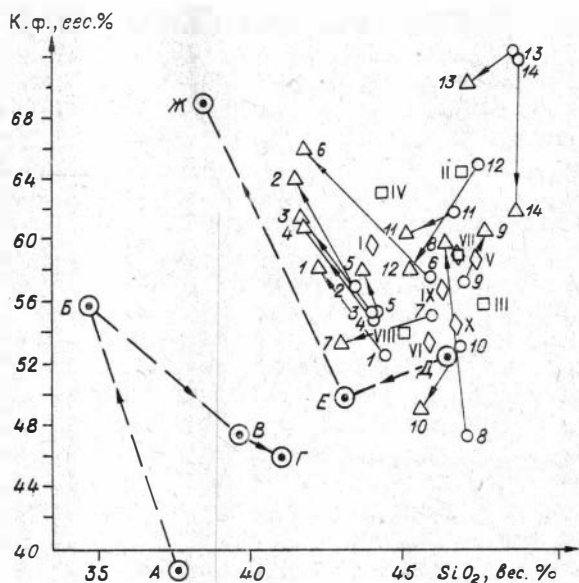


Рис. 2. Диаграмма SiO_2 — коэффициент фракционирования (к. ф.) $\left[\frac{(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \right]$, вес. % для исследуемых пород. Усл. обозн. см. рис. 1. Стрелками соединены сопряженные составы.

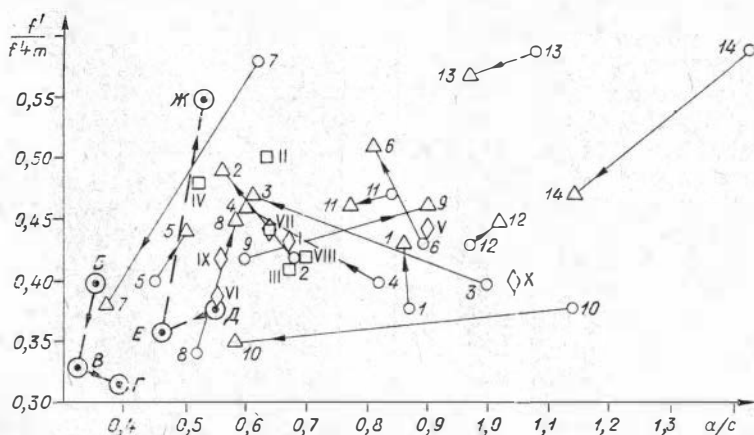


Рис. 3. Диаграмма a/c — $f'/f^4m + m'$ для исследуемых пород. Усл. обозн. см. рис. 1. Стрелками соединены сопряженные составы.

при заметной деоливинизации. Обнаруженные расплавные включения в минералах такситовых пород и габбро в норильских интрузиях, а позднее и температура, определенная по ним (Золотухин, 1964; Булгакова и др., 1967; Петрология Талнахской..., 1975), показали, что эти породы являются, несомненно, магматическими, но температура затвердевания у них примерно на 100°C ниже, чем у наиболее низкотемпературных безоливиновых габбро-долеритов расслоенной серии. Поэтому указанное выше движение вещества в процессе преобразования пород расслоенной серии в такситовые породы и габбро, очевидно, происходит в значительной мере на их магматической стадии, а не относится всецело к ранним (домагматическим) и поздним (постмагматическим) метасоматическим изменениям, как это можно было предполагать (Золотухин, 1966). Имеющие магматическую природу такситовые габбро-долериты и габбро могут сопровождаться, как упоминалось выше, ореолом лейкократизированных пород расслоенной серии, возникших явно за счет преобразования метасоматического характера (процесс метасоматической лейкократизации). Это и цепочки кристаллов плагиоклаза вдоль протопластовых и сколовых трещин, и их сетчатые скопления, и лейкократовые блоки среди пород расслоенной серии. В интрузии Норильск-1, например, они локализованы над такситовым горизонтом среди пикритовых габбро-долеритов и в нижней части горизонта оливиновых габбро-долеритов, а также вокруг линзообразных тел габбро в верхней части интрузива. Важно отметить, что эти метасоматические лейкократовые блоки петрохимически четко отличаются (Тарасов, 1976) от всей массы морфологически подобных магматических такситовых габбро-долеритов и габбро (см. рис. 1—3: серия А—Г — от вмещающих пикритовых через переходные разности к центральным частям лейкократового блока; такая же серия Д—Ж начинается от оливиновых вмещающих габбро-долеритов). Особенно хорошо заметно это на проекции cSb (см. рис. 1) по постоянным аномально высоким характеристикам c и на проекции aSb по малым характеристикам c' и высоким m' (резко секущее положение векторов по отношению ко всей массе остальных). Отличаются они также малыми значениями параметров a/c и SiO_2 (см. рис. 2, 3). Эти соотношения норильских магматических такситовых пород и габбро с лейкократизированными породами метасоматического ореола дают основания предполагать, что аналогичные такситовые лейкократовые породы, описанные как метасоматиты среди перидотитов Полярного Урала (Морковкина, 1962), глубже либо по простиранию переходят в магматические габброиды. Доказательством тому могло бы служить обнаружение расплавных включений в их минералах.

Указанные ореолы, возможно, представляют ранние домагматические (дотакситовые) высокотемпературные метасоматиты, наложенные на породы расслоенной серии, центральные части которых, примыкающие к проницаемым зонам, при дальнейшем возрастании температуры метасоматизирующих растворов и их массы переходят в расплав и дают магматические такситовые породы и габбро. С неменьшим основанием можно говорить о посттакситовом возрасте метасоматического ореола либо о комбинации обоих вариантов. Вопросы генезиса последних весьма спорны. В целом ряде работ рассматривались гипотезы о приконтактной контаминации и последующей неравновесной кристаллизации магмы (Годлевский, 1959), о приконтактной термодиффузии в магме (Виленский и др., 1964), об отдельной фазе такситовой магмы (Ровер, 1959), о вторичном приконтактном переплавлении при сопутствующей метасоматической переработке (Золотухин, 1964).

В последние годы к объяснению генезиса норильских такситовых пород и габбро были привлечены идеи метамагматической дебазификации (Коржинский, 1973). Сущность их заключается в том, что не

только растворы постмагматической стадии, но и сквозьмагматические растворы претерпевают кислотно-щелочную эволюцию, в процессе которой из окружающего магматического вещества ими выносятся основные компоненты и наблюдается его явственная лейкократизация, тем большая, чем дольше проходят растворы. Попутно происходит осаждение рудных компонентов как наиболее слабых оснований. Таким образом, сульфидное медно-никелевое оруденение, по его мнению, может возникнуть и на магматической стадии в процессе дебазификации магмы, причем капли таких сульфидов в магме отнюдь не являются результатом ее ликвации. Мы согласны, что при метамагматической дебазификации возможен эффект лейкократизации магмы при кислотно-щелочной эволюции сквозьмагматических растворов. Однако нужно также подчеркнуть, что геологическая ситуация нахождения такситовых пород и габбро указывает на более позднее их возникновение по сравнению с кристаллизацией «первичной» магмы самой интрузии. Таким образом, не являясь собственно метасоматическими, как говорилось выше, они могут быть лишь продуктом вторичного переплавления (лучше сказать — магматического замещения) первично-магматических пород. Отсюда можно полагать, что собственно такситовые габбро-долериты и габбро возникают как основные пегматоиды при раскristаллизации богатого летучими вторичного расплава¹. Процессы «такситизации» и «габбронизации» здесь, по-видимому, представляют собой метамагматическую дебазификацию, но не первичной, а вторичной магмы и сопровождаются заметным движением вещества. Концентрированный поток сквозьмагматических растворов, проходящий по горизонтам вторичной магмы, способствует на первых порах ее заметной метамагматической дебазификации, а затем интенсивному постмагматическому изменению пород, возникающих из этого расплава, а также сопредельных с ним.

Как известно (Роговер, 1959; Смиров, 1966), наиболее обогащены сульфидами (пирротинном, халькопиритом, кубанитом, пентландитом) такситовые горизонты дифференцированных интрузий. Они имеют богатое вкрапленное, прожилково-вкрапленное и шпирное оруденение, причем шпирсы иногда достигают нескольких метров в диаметре и сопровождаются по периферии зонами густой вкрапленности (Зонтов, 1959). Интенсивно обогащены сульфидами также пикритовые и контактовые породы, сопредельные с нижним такситовым горизонтом. Низы пикритового горизонта часто содержат богатое вкрапленное оруденение, в то время как верхняя часть может быть и безрудной (Мантуровская интрузия). Особенности локализации сульфидов, особенно прожилково-вкрапленных, указывают на явные признаки замещения силикатов сульфидами. Наиболее четко они наблюдаются в зернах клинопироксена. Подобное замещение часто сопровождается новообразованными реакционными минералами: бурой и зеленой роговой обманкой, ярко-зеленым метасоматическим клинопироксеном, гранатом гроссуляр-андрадитового ряда, средним и кислым плагиоклазом, иногда встречаются зеленая шпинель и другие новообразования.

Все эти признаки свидетельствуют о возникновении сульфидов после раскristаллизации вторичного расплава и образования первично-магматических силикатных минералов. Отсюда следует, что сульфиды возникают в ранний постмагматический этап, завершающий дебазификацию вторичной магмы, и к собственно магматическому этапу отношения не имеют.

¹ При быстрой потере летучих возникают не пегматоиды, а породы типа псевдоталитов (Рябов, Золотухин, 1970).

Итак, лейкократовые горизонты рудоносных интрузий, содержащие такситовые габбро-долериты и габбро, обязаны своим возникновением как процессам магматической, так и дальнейшей постмагматической лейкократизации. К первой относятся сдвиг эвтектической точки в сторону плагиоклаза в системе диспид — анортит — вода при повышенном давлении воды (Yoder, 1955) и метамагматическая дебазификация за счет выноса ряда компонентов магмы сквозьмагматическими растворами эволюционирующей щелочности. К постмагматической лейкократизации, как высоко-, так и низкотемпературной, приводит, в конечном счете, также кислотно-щелочная эволюция растворов, но уже постмагматических (Петрология Талнахской..., 1975). Реализуется она за счет тенденции при определенных условиях к разложению фемических минералов с возникновением ассоциации салического минерала с рудным (обычно окислами железа), что является значительным источником оруденения лейкократовых пород. Лейкократовость как самих такситовых габбро-долеритов и габбро, так и ореола сопутствующих им полевошпатизированных пород служит существенным поисковым признаком рудоносных дифференцированных интрузий, а сам факт присутствия в составе интрузии норильского типа — поисковым критерием ее рудоносности. Для нижних дифференциатов таких интрузий она является хорошим поисковым признаком на сульфидное медно-никелевое (а в ряде случаев и хромитовое), для верхних дифференциатов — на сульфидное медьсодержащее и титаномагнетитовое оруденения. Помимо норильских интрузий аналогичные лейкократовые образования известны также в связи с упомянутым оруденением в таких больших расслоенных плутонах, как Бушвельд, Инсизва, Садбери и др.

* * *

Возникновение пегматоидных образований — такситовых габбро-долеритов и габбро в трапповых дифференцированных рудоносных интрузиях связано с целым комплексом причин. Сюда входят особенности состава исходной магмы (достаточно большая ее магнезиальность), особенности ее механизма внедрения (пульсационный режим, по В. В. Золотухину, 1964), возникновение вторичной пегматоидной магмы вдоль ослабленных направлений в раскаленных затвердевших головных частях внедряющихся интрузий (в значительной мере наследующей состав «вмещающих» интрузивных пород), ее метамагматическая дебазификация и, наконец, автометасоматические изменения, в том числе высокотемпературная полевошпатизация. Рассмотренные на примере норильских рудоносных интрузий соотношения первичной и вторичной (пегматоидной) магм, метамагматической дебазификации и возникновения сульфидного оруденения приводят к выводу, что метамагматическая дебазификация, идущая со значительным перемещением ряда компонентов, возможна здесь после возникновения горизонтов вторичной магмы, через которые могло осуществляться колализованное интенсивное движение глубинных сквозьмагматических растворов, а не в первично-магматический этап, как это предполагает Д. С. Коржинский (1973), когда оно не могло быть локализованным. Не связаны с первично-магматическим этапом и сульфиды, в частности, упомянутых пегматоидных образований. Они являются продуктом постмагматического высокотемпературного этапа, завершающего дебазификацию вторичной пегматоидной магмы.

Булгакова Е. Н., Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. К проблеме генезиса такситовых габбро-долеритов дифференцированных трапповых интрузий Норильского района.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 2, с. 418—421.

Виленский А. И. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 272 с.

Виленский А. И., Кавардин Г. И., Кравцова Л. И., Старицына Г. Н. Петрология трапповых интрузий правобережья р. Енисей. М., «Наука», 1964. 237 с.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.

Додин Д. А., Багуев Б. Н. Геология и петрология Талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола.— В кн.: Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971, с. 31—101.

Золотухин В. В. Основные закономерности протектоникки и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. М., «Наука», 1964. 192 с.

Золотухин В. В. О результатах последних петрологических исследований интрузии Норильск-1.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1966, с. 117—126.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Особенности формирования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 230 с.

Золотухин В. В., Рябов В. В. «Талнахит» как одна из разновидностей норильских габбро-долеритов троктолитового типа.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 7, с. 68—74.

Золотухин В. В., Щедрин Н. Ф. Дифференцированные интрузии Имандинского рудного узла. Новосибирск, «Наука», 1977. 135 с.

Зонтов Н. С. Геологическая структура жильного медно-никелевого месторождения северного мыса горы Рудной.— «Геол. рудн. месторожд.», 1959, № 5, с. 3—20.

Иванов М. К., Иванова Т. К., Тарасов А. В., Шатков В. А. Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла.— В кн.: Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971, с. 197—304.

Коржинский Д. С. Метамагматические процессы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1973, № 12, с. 3—6.

Коровяков И. А., Нелюбин А. Е., Райкова З. А., Хортова А. К. Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. М., Госгеолтехиздат, 1963. 101 с.

Мащак М. С., Панкратов А. А., Пономаренко А. И. Дифференцированная интрузия Веллингна.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1966, с. 227—259.

Мащак М. С. Сульфидные медно-никелевые рудопоявления в протерозойских дайках диабазов южного склона Анабарского щита.— «Геол. рудн. месторожд.», 1969, № 6, с. 74—78.

Морковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала.— В кн.: Основные породы и проблемы их генезиса.— «Труды ИГЕМ». М., 1962, вып. 77, с. 130—224.

Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск, «Наука», 1975. 432 с. Авт. В. В. Золотухин, В. В. Рябов, Ю. Р. Васильев, В. А. Шатков.

Роговер Г. Б. Месторождение Норильск-1. М., Госгеолтехиздат, 1959. 168 с.

Рябов В. В. О происхождении такситового габбро-долерита, лейкократового габбро и магматической брекчии Хараелахской ветви Талнахской интрузии.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 2, с. 51—58.

Рябов В. В., Золотухин В. В. О псевдотахлитах Талнахского интрузива на Сибирской платформе.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 3, с. 56—63.

Смирнов М. И. Строение норильских никеленосных интрузий и их сульфидные руды. М., «Недра», 1966. 60 с.

Старицына Г. Н., Томановская Ю. И., Кравцова Л. И. Интрузивные траппы северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. Л., «Недра», 1972. 210 с.

Тарасов А. В. О механизмах формирования Норильской интрузии и связанных с ней сульфидных тел.— В кн.: Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 123—276.

Фирсов Л. В., Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Каллий-аргоновый возраст дифференцированных трапповых интрузий Норильского района.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 6, с. 45—50.

О МАГНЕТИТОВОМ ОРУДЕНЕНИИ В ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ КОМПЛЕКСАХ

Среди известных магнетитовых и титаномagnetитовых месторождений, ассоциирующих с магматическими породами, особое положение занимают месторождения, взаимосвязанные со щелочно-ультраосновными комплексами, представленными интрузиями ультраосновного и щелочного состава с карбонатитами.

Большинство известных интрузий этого типа располагается в пределах стабильных участков земной коры — на щитах, платформах и в зонах сквозьструктурных разломов. За редким исключением массивы представляют собой штокообразные цилиндрические тела небольших размеров (до 50 км²), сформировавшиеся в результате сочетания сложных процессов интрузивной деятельности и метасоматоза, в оценке роли и масштабов которых имеются существенные расхождения. Для массивов характерен весьма разнообразный петрографический состав, но одинаковый или близкий набор пород, присутствующих в различных количественных соотношениях. Независимо от этого, порядок формирования пород для всех интрузий остается единым: первыми, если они есть, всегда внедряются ультрабазиты (дуннты, оливиниты, перидотиты), нередко образующие центральные «ядра» тел, вокруг которых располагаются пироксениты, породы мелилитового состава, якупирангит-мельтейгит-ийолитового ряда, щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные габброиды, карбонатиты. С интрузиями этого типа взаимосвязаны разнообразные полезные ископаемые, в том числе рудопроявления и месторождения магнетита.

Переменные количества магнетита присутствуют практически во всех разновидностях пород этих гетерогенных интрузий, но его максимальные концентрации сосредоточены в ультрабазитах и в апатит-форстерит-магнетитовых породах, именуемых камафоритами. Вопросы генезиса магнетитового оруденения, особенности состава и распределения рудных минералов в породах этих массивов давно уже привлекают внимание исследователей и неоднократно обсуждались в литературе (Егоров и др., 1961; Каледонский комплекс ..., 1965; Бородин и др., 1966, 1973; Годлевский, 1968; Золотарев, 1971; Гоньшакова, 1972; Штейнберг, Фоминых, 1974; Васильев, 1976; и др.). Весьма противоречивые оценки генезиса магнетитового оруденения связаны прежде всего с различными представлениями исследователей о роли и соотношении магматических и метасоматических процессов в формировании контрастных по составу пород, слагающих интрузии.

Как известно, крупные концентрации титаномagnetита генетически взаимосвязаны с основными и щелочιο-основными породами. Для ультрабазитов такая взаимосвязь с геохимической позиций является парадоксальной и требует иных объяснений (Щербина, 1971; Соловьев, 1970; Виноградов, 1962). По нашему мнению, пространственная ассоциация ультраосновных и щелочных пород открывает широкие возможности для объяснения генезиса титаномagnetитового оруденения и особенностей его локализации в тех или иных породах щелочно-ультраосновных комплексов.

В ультраосновных породах сложных интрузий Маймеча-Котуйского и других районов магнетит присутствует в качестве аксессуарного минерала, а также образует крупные локальные скопления в пироксенитах и оливинитах. Клинопироксениты, в том числе рудные, особенно

широко развиты в Гулинском плутоне, располагающемся на северной окраине Сибирской платформы. Этот плутон, площадь которого оценивается в 2000 км², сложен преимущественно дунитами, в небольшом объеме другими породами. По нашим данным, пироксениты образуют среди дунитов зоны метасоматической пироксенизации (Васильев, Золотухин, 1975). Мощность таких зон достигает 600 м при протяженности до 5 км. Сами зоны состоят из серии сближенных субпараллельных тел пироксенитов непостоянной мощности и протяженности, располагающихся обычно согласно с одной из систем трещин отдельности в дунитах. Магнетит в пироксенитах присутствует в виде вкрапленности и мономинеральных обособлений, составляющих иногда до 25—30% объема пород. Совместно с ним встречается флогопит, бурая роговая обманка, перовскит, апатит, шпинель. По характеру выделения и морфологическим особенностям четко обособляются, по крайней мере, три следующие разновидности титаномагнетита: 1. Крупные изометричные агрегаты, расположенные в интерстициях пироксена. Структурные соотношения минералов сложные, однако сидеронитовый характер структуры подчеркивает более позднее время формирования титаномагнетита. 2. Мелкие одиночные выделения титаномагнетита, пойкилитово включенного в пироксен. Располагаются эти индивиды беспорядочно, иногда образуют довольно густую вкрапленность, но совершенно не подчинены каким-либо кристаллографическим элементам пироксена. 3. Волосовидные прожилки титаномагнетита, пересекающие силикатные минералы. Нередко такие прожилки начинаются от крупнозернистых выделений и прослеживаются в пироксене.

Иной характер распределения магнетита в оливинитах других интрузий. Максимальные концентрации рудного минерала присутствуют в существенно оливинитовых массивах в виде вкрапленных и сплошных руд, сосредоточенных на небольших по площади участках. В таких участках оруденение чаще всего представлено тонкополосчатыми рудами, имеющими несомненное морфологическое сходство с полосчатыми хромитовыми рудами в дунитах. Взаимопереходы между оливинитовыми и рудными слоями обычно постепенные, через зону сидеронитовой вкрапленности. Рудные «слои» быстро выклиниваются, переходят с одного горизонта на другой или сливаются, образуя линзовидные раздувы мощностью до 0,5—1,0 м. Ориентировка полосчатости в рудах обычно совпадает с элементами залегания пологих протоматмических трещин отдельности. Изредка тонкополосчатые и жильные мономинеральные руды имеют вертикальное залегание, совпадающее с расположением пегматоидных тел рудных оливинитов. Характерно, что участки магнетитового оруденения, как правило, пространственно тяготеют к зонам развития пегматоидных оливинитов, а рудные «прослои» ассоциируют с крупнозернистыми порфиroidными, вероятно, перекристаллизованными оливинитами. Магнетит в оливинитовых интрузиях почти всегда встречается совместно с перовскитом, флогопитом, клингомитом. Перовскит изредка преобладает над магнетитом и даже образует в оливинитах Кугды мономинеральные прослои и вкрапленность.

Характерно, что в оливинитах магнетит хотя и содержит значительное количество Ti, но видимых структур распада твердых растворов не обнаруживает. Более того, очень часто этот магнетит кажется пористым, в нем видны многочисленные реликты нерудных минералов. Создается впечатление, что он развивался позднее и замещал ранее выделившиеся силикатные минералы.

В мелилитовых, нефелин-пироксеновых и других породах этих сложных интрузий магнетит встречается в виде аксессуарной примеси, крайне редко — в повышенных количествах. Исключение составляют только камафориты — апатит-магнетит-форстеритовые породы, прост-

ранственно и генетически связанные с карбонатитами и предшествующие их появлению.

Камафориты образуют жилообразные, кулисообразные и кольцевые тела различной размерности, располагающиеся чаще всего в центральных зонах массивов. Породы состоят из переменного количества магнетита, апатита, форстерита, кальцита, небольшого — флогопита, клиногумита и ряда редкометаллических минералов (пироксид, бадделлит, цирконолит и др.). Благодаря такому составу, камафориты используются в промышленности как комплексные руды на Fe, P и редкие элементы (Ta, Nb, Zr).

Содержание магнетита в камафоритах изменяется от первых процентов до 90—95%. Магнетит образует в камафоритах более или менее равномерную вкрапленность и сплошные крупнозернистые массы в виде неправильных гнездовых скоплений. Для кальцитсодержащих разновидностей камафоритов характерно развитие идиоморфных октаэдрических кристаллов, иногда достигающих 10—15 см в поперечнике (Бордин и др., 1973).

О своеобразии формирования магнетитовых руд в камафоритах свидетельствуют нередко встречающиеся отдельные зерна и скопления магнетита, располагающегося на границе с карбонатными минералами. Несомненно, магнетит образовался вместе с магнетитом и его появление вызвано локальным повышением химического потенциала кислорода.

На генезис камафоритов существуют противоречивые взгляды. Традиционным и хорошо обоснованным представлением исследователей об их метасоматическом происхождении в последнее время противопоставляется гипотеза их магматогенного, возможно ликвидационного генезиса. В пользу последнего говорит присутствие расплавных включений в апатите и оливине из этих пород. По данным Л. И. Паниной и В. С. Шацкого (1973), температура гомогенизации расплавных включений в оливине и апатите соответственно равна 1280 ± 20 и $1170-1140^\circ\text{C}$.

Магнетиты из различных типов пород существенно различаются между собой по химическому составу и содержанию элементов-примесей (табл. 1). По нашим и литературным данным, почти все проанализированные магнетиты содержат повышенное количество TiO_2 (более 5 вес. %) и по существующим классификациям должны именоваться титаномагнетитами. Количество TiO_2 , максимальное (до 18 вес. %) в магнетитах из ультраосновных пород, уменьшается до первых процентов в магнетитах из камафоритов. По сравнению с камафоритами магнетиты из ультраосновных пород отличаются также высоким содержанием Mg, Al, Cr, Ni, Co и более низким — Zr, Nb, Ta. Различия в составах магнетитов хорошо выявляются также при сопоставлении процентных содержаний в них главных компонентов, в первую очередь ульвошпинели, магнетита и магнезиоферрита (Васильев, 1976).

Анализ рудных минералов, проведенный на микроанализаторе «Ка-мека», выявил значительные колебания в составе титаномагнетитов из одноименных ультраосновных пород (табл. 2). Так, для титаномагнетитов из пироксенитов Гулинского плутона характерно довольно постоянное содержание всех элементов, кроме Ti, количество которого изменяется от 10,8 до 18,7 вес. % (см. табл. 2, ан. 1—4). Частично Ti представлен самостоятельной фазой — тонкими пластинками ильменита, образующими сложную решетку, а частично присутствует в виде изоморфной примеси. Пластинки ильменита наблюдались только в аншлифах. Те зерна, которые анализировались на зонде, при микропрофилировании и съемке в лучах Ti оказались удивительно структурно однородными.

Несколько иной состав имеет титаномагнетит из жилы пироксенита с флогопитом и нефелином. По сравнению с другими анализами руд-

Таблица 1

Средний состав магнетитов из различных типов пород ультраосновных и щелочных интрузий с карбонатами (по нашим и литературным данным)

Порода	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	NiO	CoO	V ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	ZrO ₂
Меймечиты (n=12)	14,21	2,62	5,34	9,80	0,38	0,16	0,04	0,14	—	—	0,002
Дуниты (n=16)	13,02	3,45	5,95	6,04	0,56	0,13	0,04	0,22	Сл.	Сл.	0,002
Пироксениты (n=14)	13,57	2,56	1,99	5,03	0,34	0,15	0,02	0,27	0,001	»	0,001
Оливиниты (n=34)	9,40	1,63	0,96	6,12	0,39	0,12	0,03	0,04	0,005	0,001	0,002
Нефелин-пироксеновые породы (n=37)	5,41	3,83	0,03	1,59	0,55	0,01	0,01	0,24	0,014	0,005	0,002
Камафориты (n=47)	2,67	1,73	0,01	4,18	0,56	0,003	0,01	0,20	0,026	0,005	0,02
Карбонатиты (n=12)	1,96	0,51	Сл.	3,29	0,66	Сл.	Сл.	0,21	0,022	0,001	0,02

Таблица 2

Состав титаномагнетитов из ультраосновных пород комплексных интрузий Маймеча-Котуйской провинции и Кольского полуострова (по результатам микроспектрального анализа).

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
TiO ₂	18,71	18,20	16,02	10,79	8,82	10,83	8,84	5,50	11,70	9,68	6,10	13,63	9,62	9,42	4,20	6,30	11,08
Al ₂ O ₃	1,65	2,34	2,20	2,47	3,20	1,82	0,73	0,06	2,37	1,16	0,84	1,74	1,73	2,70	2,70	0,05	2,32
Cr ₂ O ₃	0,06	0,80	0,05	0,32	5,80	0,45	0,05	12,34	0,12	0,06	0,06	0,50	0,25	10,80	12,48	6,82	1,03
MgO	5,71	6,25	5,02	4,00	5,79	9,45	5,40	3,72	5,30	6,75	6,00	5,60	4,50	7,52	6,72	2,70	11,10
MnO	0,45	0,39	0,46	0,35	0,49	0,29	0,69	0,84	0,46	0,72	0,80	0,52	0,34	0,37	0,49	0,86	0,32
NiO	0,12	0,20	0,14	0,26	0,16	0,28	0,10	0,27	0,17	0,10	0,07	0,15	0,17	0,23	0,28	0,21	0,25
CoO	0,09	0,10	0,11	0,11	0,10	0,14	0,14	0,09	0,10	0,15	0,15	0,13	0,12	0,08	0,11	0,11	0,10
V ₂ O ₅	0,91	0,85	0,92	0,69	0,22	0,13	0,46	0,30	0,26	0,39	0,25	0,32	0,30	0,30	0,23	0,30	0,13

Примечание. Приведенные результаты представляют собой среднее из двух анализов. Титаномагнетиты из: 1—5 — пироксенитов Гулинского плутона; 6—8 — оливинитов интрузии Кугда; 9—12 — оливинитов интрузии Бор-Урх; 13, 14 — оливинитов интрузии Лесная Варакка и 15, 16 — Ковдор (Кольский полуостров); 17 — якупирагитов интрузии Кугда.

ных минералов из пироксенитов в нем (см. табл. 2, ан. 5) содержится минимальное количество Ti и V при максимальном содержании Al, Mg и особенно Cr (5,8 по сравнению с 0,06—0,80 вес. % Cr_2O_3 в других анализах из этих же пород).

Наиболее существенны различия в составах титаномагнетитов из оливинитов (см. табл. 2, ан. 6—16). Содержание TiO_2 в них изменяется от 6,0 до 11,8, Al_2O_3 — от 0,06 до 2,7, MgO — от 2,7 до 9,5, Cr_2O_3 — от 0,06 до 12,3 вес. %. Следует подчеркнуть, что такие резкие колебания в составе присущи рудным минералам из одной и той же интрузии, из образцов, взятых на незначительном расстоянии друг от друга, что вряд ли объяснимо с позиции магматического генезиса оруденения в оливинитах. Вероятнее, всего, различия следует связывать с особенностями составов рудообразующих растворов и их способностью извлекать из оливинитов (дунитов) такие рудообразующие компоненты, как Fe, Mg, Cr, Al и др. В аншлифах и на микроанализаторе в титаномагнетитах из оливинитов структуры распада обнаружены не были.

Высокотитанистые магнетиты нередко считают высокотемпературными, магматического генезиса, в отличие от низкотитанистых, относимых к метасоматическим образованиям. Хорошо известным примером такой зависимости могут служить титаномагнетиты уральских месторождений, изученные Д. С. Штейнбергом, В. Г. Фоминых (1962, 1974) и другими. Для титаномагнетитов сложных интрузий такая зависимость, видимо, отсутствует. Высокотитанистые магнетиты из пироксенитов и оливинитов, вероятнее всего, имеют метасоматическое происхождение, в то время как малотитанистые магнетиты камафоритов, судя по расплавленным включениям, в сопутствующих им минералах, возможно, относятся к магматическим образованиям (Панина, Шацкий, 1973). Скорее всего, вхождение Ti в структуру магнетитов следует объяснить не только температурой, но и химизмом среды их образования — химическими потенциалами O, Ti, щелочей и других компонентов, что подтверждается теоретическими и экспериментальными данными.

Парагенетическая ассоциация минералов в рудоносных ультраосновных пегматоидах и оливинитах в составе: оливин (Ол), клинопироксен (КлП), флогопит (Фл), титаномагнетит (Мг), клингумит (Клг), перовскит (Пер), апатит (Ап), кальцит (Ка), на примере интрузии Бор-Урх анализировалась ранее (Васильев, Золотухин, 1975). Здесь мы остановимся лишь на вопросах, связанных с условиями появления в парагенезисах титаномагнетита и сопутствующих ему широко распространенных минералов. Они слагают ассоциации Ол, Мг; Ол, Пер; Ол, Мг, Пер; КлП, Мг и Ол, Мг, КлП. Первые три парагенезиса распространены в оливинитовых интрузиях севера Сибирской платформы в локализованных рудопроявлениях и месторождениях титаномагнетита. Другие два наиболее характерны для рудных пироксенитов и оливиновых пироксенитов Гулинского интрузива. Интересно сопоставить условия возникновения этих парагенезисов на фоне всех возможных, вытекающих из построенных обзорных парагенетических диаграмм (Васильев, Золотухин, 1975).

Главный по распространенности в оруденелых оливинитах парагенезис оливин — магнетит возникает и устойчив в условиях низких и умеренных $\mu\text{Na}_2\text{O}$, K_2O , CaO и H_2O (высокие и умеренные значения температуры). Благоприятны также умеренные и высокие μTiO_2 , FeO , O_2 и низкие — фтора. Наблюдающийся в рудах тройной парагенезис оливин — магнетит — перовскит возникает при частичном совмещении бинарных полей устойчивости ассоциаций Ол, Мг и Ол, Пер, занимая на диаграммах гораздо меньшие участки, чем упомянутые бинарные поля. Для возникновения тройного парагенезиса Ол, Мг, Пер благоприятны малые $\mu\text{K}_2\text{O}$, Na_2O , H_2O (высокие значения температуры), умеренные μCaO .

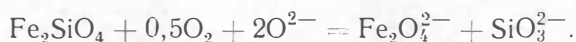
Для оруденелых пироксенитов Гулинского плутона основным парагенезисом является КлП, Mg, поле устойчивости которого занимает область диаграмм с малыми и умеренными μF — фтора и H_2O (относительно высокие и умеренные значения температуры), умеренными μCaO , K_2O , умеренными и высокими $\mu\text{Na}_2\text{O}$, TiO_2 , FeO , O_2 . Трехминеральный парагенезис КлП, Mg, Ол становится возможным в участке перекрытия полей устойчивости бинарных ассоциаций Mg, Ол, и КлП, Mg, характеризуемом умеренными $\mu\text{Na}_2\text{O}$, K_2O , CaO , малыми $\mu\text{H}_2\text{O}$ (высокими значениями температуры), высокими μTiO_2 , FeO , O_2 . Парагенезис КлП, Mg, Пер требует умеренных μCaO , K_2O , умеренных и высоких $\mu\text{Na}_2\text{O}$, малых и умеренных $\mu\text{H}_2\text{O}$ (высоких и умеренных значений температур). Из парагенетических диаграмм следует, что наиболее ранним (высокотемпературным) парагенезисом является Ол, Mg, который в порядке понижения температуры (повышения $\mu\text{H}_2\text{O}$) сменяется ассоциациями либо Ол, Пер, либо КлП, Mg, в зависимости от соотношения рассматриваемых подвижных компонентов. Например, при увеличении μCaO более интенсивном, чем $\mu\text{H}_2\text{O}$ (слабое понижение температуры) осуществляется переход от Ол, Mg к Ол, Пер. При нарастании $\mu\text{H}_2\text{O}$ и CaO в приблизительно равных соотношениях имеет место переход ассоциации Ол, Mg в КлП, Mg. Таким образом, на ранней стадии (нарастание кислотности растворов) формирования высокотемпературных метасоматитов в ультрабазитах интрузий щелочных и ультраосновных пород возникают, по-видимому, лишь рудные метасоматиты (Ол, Mg и Ол, КлП, Mg), являющиеся исходными для замещения более поздними метасоматитами. На поздних стадиях — в условиях высоких $\mu\text{H}_2\text{O}$ — ни оливин, ни титаномагнетит не участвуют в реакциях.

Переходя к анализу некоторых аспектов физико-химических условий формирования щелочных интрузий, потенциально богатых Fe и Ti, следует прежде всего подчеркнуть две основные особенности щелочных силикатных расплавов, которые, по нашему мнению, являются потенциально рудогенерирующими. Как это будет показано ниже, в силу изменения температуры, активности щелочных компонентов и парциального давления кислорода (P_{O_2}) концентрирование рудного вещества следует ожидать уже на магматической стадии развития магматических очагов щелочных интрузий. Перерождение силикатных расплавов на данном этапе предопределяет появление рудных минералов Fe и Ti в виде рудных скоплений, характерных для раннемагматических месторождений этих элементов.

Позднее по мере снижения температуры на общем фоне возрастания активности воды и щелочей должны возникать условия, благоприятные для генерации щелочных с восстановительными свойствами флюидов, обогащенных рудными компонентами. При этом предполагается, что наиболее благоприятными формами миграции рудных элементов в водных флюидах являются гидроксокомплексы Fe и Ti, а также их соединения с окисью углерода CO (карбонильные соединения металлов). Именно при взаимодействии этих растворов с ультраосновными породами (дунитами, оливинитами, перидотитами) следует ожидать формирование рудных залежей на общем фоне метасоматического преобразования ультраосновных пород вплоть до проявления процессов магматического замещения этих пород. При этом как на магматической, так и на послемагматической стадии процесса особая роль в рудообразовании должна быть отведена процессам ферритизации железистых силикатов.

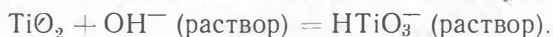
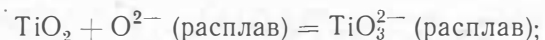
Действительно, в самих щелочных интрузиях в расплаве образование скоплений железорудных и титанистых минералов следует ожидать именно в процессе ферритизации железистых силикатов, в ходе которого двухвалентное железо силикатов (Fe^{2+}) при окислении должно

переходить в трехвалентное и присутствовать в силикатном расплаве в форме феррит-аниона $\text{Fe}_2\text{O}_4^{2-}$. Вследствие близости или идентичности поведения Ti и Si выделение (обособление) минералов Ti при эволюции очагов силикатных расплавов следует ожидать лишь в случае обособления минералов Fe и в первую очередь ферритов железа — продуктов ферритизации железистых силикатов. Этот процесс, как установлено расчетными исследованиями, четко коррелируется с величиной P_{O_2} , концентрацией свободных ионов кислорода O^{2-} в расплаве и температурой. В общем случае процесс ферритизации железистых силикатов может быть проиллюстрирован следующей реакцией:



Отсюда следует, что появление феррит-ионов и кремнекислородных ионов за счет разложения железистых силикатов контролируется прежде всего величинами P_{O_2} и концентрацией свободных ионов кислорода O^{2-} . А так как донорами свободных ионов кислорода являются преимущественно окислы щелочных металлов и отчасти Ca , то в расплавах шестовальных интрузий процессы ферритизации железистых силикатов должны протекать достаточно интенсивно. При этом следует подчеркнуть, что в магмах, богатых окислами щелочных металлов и Ca , наличие которых увеличивает окислительные свойства щелочных силикатных расплавов, интенсивное течение процессов ферритизации, приводящее к обогащению расплава новыми типами анионов и катионов, должно способствовать существенной качественной и количественной перестройке структуры расплава. Последнее объясняется тем, что протяженность области несмешиваемости окисно-силикатно-ферритовых жидкостей на диаграммах состояния (Есин, Гельд, 1966) увеличивается вместе с отношением заряда катиона к его радиусу и существенно зависит от структуры анионных групп, сохраняющихся или возникающих в расплаве. Поэтому в ходе предполагаемого процесса ферритизации мы можем ожидать существенного перерождения силикатных магм в расплавы как окисно-ферритные, так и обогащенные силикатами щелочных и щелочноземельных металлов при некотором избытке SiO_2 . По-видимому, именно в этом следует искать причину дифференциации первичных магм с обособлением в пределах очага рудных ферритовых компонентов и магм повышенной щелочности.

В связи с тем, что TiO_2 , так же как и Fe_2O_3 , является кислотным окислом, его поведение в окисных силикатных расплавах и генерируемых ими водных флюидах, в первую очередь, должно зависеть от P_{O_2} и щелочности системы, которая контролируется концентрацией ионов O^{2-} (в силикатных расплавах) и OH^- (в водных флюидах):



Отсюда нетрудно видеть, что чем выше концентрация щелочных окислов в изучаемых системах, являющихся донорами ионов O^{2-} и OH^- , тем выше должна быть растворимость и миграционная способность четырехвалентного титана. Поэтому именно расплавные системы, богатые щелочами и водным флюидом, следует признать потенциально рудогенерирующими по отношению как к Ti , так и к Fe .

Системы же, богатые слабыми основаниями и в первую очередь соединениями (силикатами) двухвалентного железа, следует признать наиболее благоприятными для осаждения (концентрирования) Ti в виде титанатов железа (ильменит, титаномагнетит) при условии, что величина P_{O_2} системы еще недостаточна для перевода Fe в трехвалентное состояние.

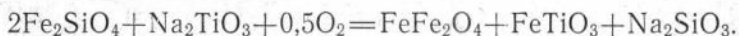
При обосновании выдвинутых положений результаты расчетных исследований показали, что появление феррит-ионов за счет разложения железистых силикатов, в первую очередь, действительно контролируется величинами P_{O_2} . В общем случае при P_{O_2} менее 10^{-8} атм при 1200°C образование феррит-ионов $\text{Fe}_2\text{O}_4^{2-}$ за счет окисления Fe^{2+} железистых силикатов мало вероятно.

Примечательно, что присутствие в системе Ti в форме титанат-аниона TiO_3^{2-} , осложняя процессы ферритизации, способствует образованию титанатов и ферритов двухвалентного железа (ильменита, титаномагнетита, магнетита).

В присутствии щелочей процессы разложения железистых силикатов с образованием магнетита и ильменита должны усиливаться уже при более низких значениях P_{O_2} . В данном случае равновесие реакций также контролируется вполне определенными величинами P_{O_2} (например, 10^{-9} атм при 1100°C и $10^{-7,6}$ атм при 1200°C). Заметное возрастание P_{O_2} отрицательно сказывается на процессе синтеза ильменита, ибо в этом случае в системе будет преобладать окись железа (гематит) и двуокись титана (рутил).

Интервалы величин P_{O_2} , при которых наиболее охотно должно происходить разложение железистых силикатов и образование ферритов и титанатов железа, оцениваются в 10^{-9} — 10^{-5} атм при 1100°C и $10^{-7,6}$ — $10^{-3,7}$ атм при 1200°C . Нетрудно видеть, что при P_{O_2} , близких к нижним пределам, эффективнее будут синтезироваться более титанистые титаномагнетиты, а при повышенных значениях P_{O_2} , но не превышающих верхний предел, следует ожидать образование менее титанистых титаномагнетитов. При этом будет возрастать и общее количество синтезированного феррита железа. Процессы образования титаномагнетита могут происходить и при более низких величинах P_{O_2} , если расплавы будут обогащаться щелочами — донорами свободных ионов кислорода O^{2-} .

Таким образом, приведенные результаты расчетных исследований убеждают нас в том, что появление и обособлению парагенезиса ильменит — магнетит (титаномагнетит) предшествуют и способствуют процессы ферритизации железистых силикатов, что контролируется величинами P_{O_2} и интенсифицируется ростом концентрации щелочей. При этом активизация процессов ферритизации железистых силикатов с образованием ферритов и титанатов железа должна наблюдаться не только на магматической стадии, но и в процессе взаимодействия послемагматических или даже трансмагматических щелочных титаносодержащих флюидов с породами повышенной основности и железистости (ультрабазитами). Иллюстрацией этому может служить одна из реакций взаимодействия железистого силиката с легкорастворимыми в щелочных расплавах и растворах титанатами щелочных металлов с учетом влияния P_{O_2} среды минералообразования:



Оценивая данную схему для магматической стадии (например, при 1100°C), путем расчета константы равновесия реакции и величины P_{O_2} находим, что равновесие этой реакции сдвигается вправо, если величина P_{O_2} достигает или больше $10^{-10,6}$ атм. Полученный результат свидетельствует о возможности активного взаимодействия силикатных расплавов, содержащих титанаты щелочных металлов, с железистыми силикатами ультрабазитов, в ходе которого помимо титаномагнетита образуется и легко подвижный силикат щелочных металлов.

Примечательно, что процесс взаимодействия титанатов щелочных металлов с железистыми силикатами ультрабазитов может протекать достаточно интенсивно и на его послемагматической стадии при

фильтрации щелочных водных флюидов в пределах ультрабазитовых интрузивных тел. И в этом случае положительная величина константы равновесия реакции, указывая на смещение равновесия реакции вправо, дает возможность убедиться в высокой агрессивности щелочных растворов, содержащих титанаты щелочных металлов, к железистым силикатам ультрабазитов. В частности при 800°C величина P_{O_2} , контролирующая процесс образования скоплений титаномагнетита, не должна превышать величины $10^{-16,6}$ атм.

Высказанные положения о ферритизации силикатных расплавов применимы, по-видимому, не только к щелочным расплавам. В том или ином масштабе следует ожидать развития процессов ферритизации и в других типах магм, с которыми генетически связаны повышенные концентрации магнетитового и титаномагнетитового оруденения.

В свою очередь, анализ фактического материала и расчетные исследования, касающиеся титаномагнетитового оруденения в пироксенитах Гулинского плутона и в оливинитах других интрузий, позволяют нам сделать вывод о том, что данное оруденение, вероятнее всего, возникло в процессе высокотемпературного метасоматического замещения исходных силикатных пород ультрабазитов. При этом имеются все основания предполагать, что источником щелочных с восстановительными свойствами рудообразующих флюидов были более молодые щелочные интрузии района.

ЛИТЕРАТУРА

Бородин Л. С., Золотарев Б. П., Сердобова Л. И. Особенности химического состава и распределение титаномагнетита в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.— *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1966, № 5, с. 32—49.

Бородин Л. С., Лапин А. В., Харченков А. Г. Редкометалльные камафориты. М., «Наука», 1973. 176 с.

Васильев Ю. Р. Магнетиты и титаномагнетиты ультраосновных интрузий Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы).— В кн.: *Материалы по генетической и экспериментальной минералогии*. Т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 47—64.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, «Наука», 1975. 230 с.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— *«Геохимия»*, 1962, № 7, с. 3—21.

Годлевский М. Н. Магматические месторождения.— В кн.: *Генезис эндогенных рудных месторождений*. М., «Недра», 1968, с. 7—83.

Гоньшакова В. И. Геохимические особенности магнетитов ультраосновных — щелочных и трапповых комплексов Сибирской платформы.— В кн.: *Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса*. М., «Наука», 1972, с. 182—205.

Егоров Л. С., Гольдбург Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрография магматических пород Гулинского плутона.— В кн.: *Гулинская интрузия ультраосновных — щелочных пород*. Госгортехиздат, 1961, с. 3—115. (Труды НИИГА, т. 122).

Есин О. А., Гельд П. В. Физическая химия пирометаллургических процессов. М., «Металлургия», 1966. 703 с.

Золотарев Б. П. Акцессорные минералы комплексных массивов ультраосновных и щелочных пород. М., «Наука», 1971. 164 с.

Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова Северной Карелии. М., «Недра», 1965. 772 с.

Панина Л. И., Шацкий В. С. Включения расплавов в магнетит-апатитовых породах карбонатитовой интрузии Есей.— *«Докл. АН СССР»*, 1973, т. 209, № 2, с. 455—457.

Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970. 320 с.

Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. О составе титаномагнетитов Урала.— *«Докл. АН СССР»*, 1962, т. 147, № 6, с. 1157—1160.

Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. О генезисе титаномагнетитов.— В кн.: *Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала*. Свердловск, 1974, с. 27—43. (Труды Института геологии и геохимии УНЦ, вып. II).

Щербина В. В. К геохимии титана.— *«Геохимия»*, 1971, № 3, с. 302—318.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕТРОГЕННЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

В данной статье нами предпринята попытка подойти к проблеме поведения пороодообразующих химических элементов в магматических горных породах с позиций главного закона геохимии, связывающего распределение в природе химических элементов со строением их атомов. При таком подходе магматические горные породы рассматриваются как сообщества химических элементов, состав и соотношение которых в каждом конкретном случае являются строго закономерными. Естественно, встает вопрос о выборе такого признака химического элемента, который был бы ответствен за проявление всех его основных свойств.

Обратимся к теоретическому положению в квантовой химии, рассматривающему строение неорганических соединений с позиций теории молекулярных орбиталей (Грей, 1967; Коттон, Уилкинсон, 1969; Глинка, 1973). Согласно последней, химические свойства и поведение элементов определяются главным образом строением электронных оболочек атомов. При этом понятие об орбитали отражает энергетическое состояние атома и характеризует размеры, форму, плотность и ориентацию в пространстве окружающего его ядро электронного облака.

Исходя из электронных конфигураций атомов, все элементы Периодической системы подразделяются на *s*-, *p*-, *d*- и *f*-элементы. Из развертки таблицы Д. И. Менделеева (рис. 1) видно, что к *s*-элементам относятся щелочные и щелочноземельные металлы, к *d*-элементам — собственно металлы, к *p*-элементам — неметаллы, металлоиды и благородные газы. Объединяемые в тот или иной тип элементы имеют сходные свойства, обуславливающие поведение этих элементов и образующих ими соединений (Коттон, Уилкинсон, 1969; Глинка, 1973).

Учитывая вышесказанное, в качестве основного критерия был взят характер строения атома химического элемента, с помощью которого рассматривались особенности распределения петрогенных элементов в главных типах магматических горных пород. При этом в первую очередь учитывалось, что энергия орбиталей, определяемая силой связи электронов с ядром, распределяется между типами элементов соотношением $s < p < d < f$ (Грей, 1967; Протодыяконов, Герловин, 1975; Урусов, 1975).

Данное положение для нас исключительно важно: оно позволяет связывать поведение химических элементов с термодинамическими условиями. Действительно, атомы элементов представляют собой самостоятельные энергетические системы, и влияние на их распределение факторов температуры и давления будет решающим. Подобные соображения при рассмотрении геохимических задач давно были высказаны В. И. Вернадским (1964), а затем А. Е. Ферсманом (1953) и в настоящее время успешно развиваются В. В. Щербиной (1972), А. А. Маракушевым (1972), В. И. Лебедевым (1972, 1976), В. С. Урусовым (1975), А. П. Лихачевым (1975) и др.

На базе этих положений были проанализированы химические составы главных типов магматических горных пород. Данные взяты из сводки Р. Дэли (Заварицкий, 1960) и работы А. Л. Беуса (1972).

Для поставленной задачи магматические породы подходят наиболее всего, так как силикатные расплавы, являясь определенными системами химических элементов, образуются на различных уровнях коры и мантии, т. е. в поле переменных *PT* координат. Поэтому, в силу

Период	Г Р У П П А																	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
1 1s	(1) H																(1) H	(2) He
2 2s 2p	(3) Li	(4) Be																
3 3s 3p	(11) Na	(12) Mg																
4 4s 4d	(19) K	(20) Ca	(21) Sc	(22) Ti	(23) V	(24) Cr	(25) Mn	(26) Fe	(27) Co	(28) Ni	(29) Cu	(30) Zn	(31) Ga	(32) Ge	(33) As	(34) Se	(35) Br	(36) Kr
5 5s 4d	(37) Rb	(38) Sr	(39) Y	(40) Zr	(41) Nb	(42) Mo	(43) Tc	(44) Ru	(45) Rh	(46) Pd	(47) Ag	(48) Cd	(49) In	(50) Sn	(51) Sb	(52) Te	(53) I	(54) Xe
6 6s (4f) 5d 6p	(55) Cs	(56) Ba	(57) La*	(72) Hf	(73) Ta	(74) W	(75) Re	(76) Os	(77) Ir	(78) Pt	(79) Au	(80) Hg	(81) Tl	(82) Pb	(83) Bi	(84) Po	(85) At	(86) Rn
7 7s (5f) 6d	(87) Fr	(88) Ra	(89) Ac**	104 Ku														

(3)
Li

(6)
C

(26)
Fe

1 2 3

1 — s-элементы, 2 — p-элементы, 3 — d-элементы. Во врезке распространность элементов в породах различного состава: 1 — кислого и среднего, 2 — ультраосновного, 3 — основного.

Рис. 1. Периодическая система химических элементов Д. И. Менделеева.
1 — s-элементы, 2 — p-элементы, 3 — d-элементы. Во врезке распространность элементов в породах различного состава: 1 — кислого и среднего, 2 — ультраосновного, 3 — основного.

Таблица 1

Распределение породообразующих химических элементов в эффузивных породах известково-щелочной ветви, ат. вес. %

Тип элемента		Элемент	Тип породы															
			Л		Дц		А		Б		ПБ		П		О		М	
s	s ₁	Na ¹¹	2,60	6,25	2,62	4,86	2,70	4,46	2,30	3,55	1,92	2,49	0,89	1,21	0,96	1,29	0,15	0,32
		K ¹⁹	3,65		2,24		1,76		1,25		0,57		0,32		0,33		0,17	
	s ₂	Mg ¹²	0,24	0,94	1,10	3,65	1,90	6,25	3,72	10,08	4,04	10,75	12,02	17,75	13,09	18,45	22,26	25,26
		Ca ²⁰	0,70		2,55		4,35		6,36		6,71		5,73		5,36		3,00	
p	Al ¹³	7,10	8,52	9,00	8,30	7,38	4,98	4,38	1,42									
	Si ¹⁴	34,20	30,60	27,60	22,90	22,79	19,29	21,30	19,11									
	O ⁸	49,40	48,20	46,70	45,03	44,70	45,02	43,74	43,04									
d	Ti ²²	0,13	0,31	0,50	0,82	1,31	0,49	1,02	0,89									
	Cr ²⁴	—	—	—	—	—	—	—	—									
	Mn ²⁵	0,04	0,07	0,12	0,24	0,13	0,22	0,08	0,11									
	Fe ²⁶	1,62	3,34	4,96	8,70	10,31	10,59	9,54	9,78									
Четный		86,40	86,10	86,00	87,50	89,68	93,14	94,05	98,01									
Нечетный		13,40	13,50	13,60	12,10	10,00	6,41	5,75	1,85									
s+d		8,98	12,26	16,29	23,01	24,81	30,26	30,38	36,36									

Примечание. Условные обозначения см. табл. 2.

Распределение типов химических элементов с различным строением атомов в эффузивных породах известково-щелочной ветви, ат. вес. %

Тип элемента	Тип породы									
	Л	Дц	А	Б	ПБ	П	О	М	Мт	Прл
<i>s</i>	7,19	8,51	10,71	13,62	13,24	18,96	19,74	25,58	19,70	25,34
<i>p</i>	90,70	87,32	83,30	75,95	74,87	69,29	69,42	63,57	66,54	66,77
<i>d</i>	1,79	3,75	5,58	9,39	11,57	11,30	10,64	10,78	14,02	7,11
Отношения типов элементов										
<i>h</i>	0,10	0,14	0,19	0,30	0,33	0,44	0,44	0,57	0,44	0,49
α	6,7	1,3	0,7	0,4	0,2	0,07	0,07	0,01	0,07	0,02
ϵ	6,5	6,4	6,3	7,2	9,0	14,5	16,4	54,0	45,5	37,2
<i>E</i>	1,8	3,9	5,8	10,5	13,1	12,8	11,9	12,1	16,2	7,7

Примечание. Л — липарит, Дц — дацит, А — андезит; Б — базальт, ПБ — плабазальт, П — пикрит, О — оксанит, М — меймечит, Мт — метеорит, Прл — пиролит.

различного строения атомов отдельных типов элементов, они при конкретных значениях *P* и *T* должны образовывать совершенно закономерные их соединения (минеральные фазы), которые, по законам термодинамики, для данных условий наиболее выгодны в энергетическом отношении. В этой связи вполне логичным и обоснованным будет решение обратной задачи: через анализ соотношений входящих в ту или иную магматическую породу разных типов химических элементов определять *PT* условия ее образования.

С этой целью химические анализы наиболее распространенных представителей главных типов магматических пород были пересчитаны на атомные весовые проценты по пороодообразующим элементам: Si, Al, O, Ca, Mg, Na, K, Fe, Ti, Mn, Cr. Затем эти элементы по типу орбиталей были объединены в три группы элементов: *s*(Na, K, Mg, Ca), *p*(Si, Al, O) и *d*(Fe, Ti, Mn, Cr). Первые были подразделены, в свою очередь, на две подгруппы: s_1 (Na, K) и s_2 (Mg, Ca). Результаты обработки по такой методике состава главных типов магматических пород приведены в табл. 1—8.

Для излившихся разновидностей распределение химических элементов с различным строением электронных конфигураций атомов иллюстрируется табл. 1—4. В них хорошо прослеживается поведение отдельных типов элементов для пород известково-щелочной и щелочной ветвей в направлении от кислых к ультраосновным разновидностям, а также характер изменения отношений этих типов элементов.

В известково-щелочных эффузивных породах от кислых их представителей к ультраосновным закономерно увеличивается содержание четных и s_2 -, *d*-, *s+d*-элементов и уменьшается соответственно s_1 -, *p*-элементов и нечетных. В группе *s* в этом ряду пород наблюдается выдержанное уменьшение содержаний элементов подгруппы s_1 (щелочные металлы), идущее с ростом количества элементов подгруппы s_2 (щелочноземельные металлы). В группе *p* изменения происходят за счет устойчивого сокращения содержаний Si и O и менее ярко выраженного уменьшения Al. Среди *d*-элементов увеличение их содержаний определяется главным образом поведением Fe.

В эффузивах щелочной ветви распределение химических элементов с различным строением атомов в зависимости от основности пород в общем остается таким же, как и в ряду известково-щелочных пород.

Распределение породообразующих химических элементов в эффузивных породах щелочной ветви, ат.вес. %

Тип элемента	Элемент	Тип породы																						
		ЩЗТ		ЩТ		Ф		ЛФ		ТФ		Бз		Кб		ПБ		Кп		МБ		К		
s	s ₁	Na ¹¹	2,28	7,10	4,64	8,62	6,55	10,89	4,16	11,12	1,90	4,71	2,62	4,84	0,94	1,03	2,85	4,40	0,12	0,28	2,48	3,87	0,43	1,49
		K ¹⁹	4,82		3,98		4,34		6,96		2,81		2,22		0,09		1,55		0,16		1,39		1,06	
	s ₂	Mg ¹²	0,69	2,69	0,38	1,46	0,18	1,25	0,40	2,05	2,40	9,46	4,78	11,84	8,20	18,19	6,31	15,15	17,92	22,02	9,32	19,47	13,98	23,44
		Ca ²⁰	2,00		1,08		1,07		1,65		7,06		7,06		9,99		8,84		4,10		10,15		9,46	
p	Li ¹³	8,38		9,01		10,87		11,24		8,75		8,10		4,64		7,17		2,78		5,05		2,95		
	Si ¹⁴	29,85		29,24		26,82		25,63		22,95		20,85		23,95		18,62		21,86		16,68		18,30		
	O ⁸	47,48		47,43		47,08		46,40		44,96		44,26		43,87		43,24		44,27		42,60		42,90		
d	Ti ²²	0,35		0,37		0,25		—		0,60		1,17		0,35		0,90		0,17		2,87		1,47		
	Cr ²⁴	—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		
	Mn ²⁵	0,01		0,10		0,10		0,01		0,23		0,36		0,20		0,16		0,14		—		0,12		
	Fe ²⁶	3,98		3,65		2,45		3,29		7,75		8,08		7,75		9,70		8,97		8,88		8,64		
Четный		84,38		82,14		77,85		77,37		76,26		86,20		94,04		87,51		96,80		90,50		94,05		
Нечетный		15,49		17,74		21,86		22,37		23,15		13,30		5,87		11,73		3,20		8,92		4,56		
s+d		14,13		14,20		14,94		16,47		22,75		26,29		27,45		30,21		31,58		35,09		35,16		

Примечание. Условные обозначения см. табл. 1.

Распределение типов химических элементов с различным строением атомов в эффузивных породах щелочной ветви, ат. вес. %

Тип элемента	Тип породы												
	ЩзТ	ЩТ	Ф	ЛФ	Тф	Бз	ҚБ	НБ	КП	МБ	К	МТ	Прл
<i>s</i>	9,79	10,08	12,14	13,17	14,17	16,68	19,15	19,45	22,30	23,34	24,93	19,70	25,34
<i>p</i>	85,71	85,68	84,77	83,27	76,66	73,21	72,46	69,03	68,91	64,33	64,15	66,54	66,77
<i>d</i>	4,34	4,12	2,80	3,30	8,58	9,61	8,30	10,76	9,28	11,75	10,23	14,02	7,11
Отношения типов элементов													
<i>h</i>	0,16	0,17	0,18	0,20	0,30	0,36	0,38	0,44	0,46	0,55	0,55	0,44	0,49
α	2,6	5,9	8,7	5,4	0,5	0,4	0,06	0,3	0,01	0,2	0,06	0,07	0,02
ϵ	5,4	4,6	3,6	3,5	3,3	6,5	16,0	7,5	30,3	10,2	20,6	45,5	37,2
<i>E</i>	4,5	4,3	2,9	3,4	9,4	10,7	9,1	12,0	10,2	13,4	11,6	16,2	7,7

Примечание. ЩзТ — щелочноземельный трахит, ЩТ — щелочной трахит, Ф — фонолит, ЛФ — лейцитовый фонолит, Тф — тефриты (все); Бз — базаниты (все), ҚБ — коматит базальтовый, НБ — нефелиновый базальт, КП — коматит перидотитовый, МБ — меллилитовый базальт, К — кимберлит (средний), Мт — метеорит, Прл — пиролит.

Вместе с тем для них характерны и свои особенности, которые в первую очередь касаются группы *d*. Последние в направлении к ультраосновным разновидностям возрастают не столь устойчиво, как в предыдущей группе пород. При этом рост их происходит не только за счет изменения содержаний Fe, но и Ti, Mn. Менее четко проявляется и характер распределения элементов в подгруппах *s*₁ и *s*₂. Тенденция уменьшения содержаний элементов первой подгруппы и увеличение второй с ростом основности пород в эффузивах щелочной ветви также выдерживается. Не очень отчетлива в этих разновидностях пород и закономерность в поведении четных и нечетных элементов. Однако, как и для пород известково-щелочной ветви, в щелочных эффузивах происходит строго выдержанный в направлении ультраосновных разновидностей рост общего содержания *s*-элементов, суммы *s*+*d*-элементов и уменьшение *p*-элементов. В составе последних в рассматриваемом ряду закономерно уменьшается содержание Si, O; ту же тенденцию испытывает Al.

В интрузивных породах поведение различных типов химических элементов в зависимости от основности и щелочности пород такое же, как и для излившихся их аналогов (табл. 5—8).

Таким образом, приведенные данные показывают, что в распределении химических элементов с различным строением атомов существует определенная зависимость от состава магматических пород. В обобщенном виде она выражается в следующем.

В ряду изверженных горных пород от кислых их разновидностей к ультраосновным происходит неуклонный рост суммы содержаний петрогенных *s*- и *d*-элементов и уменьшение *p*-элементов.

Выражение этой зависимости отчетливо фиксируется графиком, построенным в координатах *s*+*d* (ось ординат) и *p* (ось абсцисс в обратной шкале) (рис. 2). Из графика хорошо видно, что все главные типы магматических пород по соотношению в их составе содержаний *s*-, *p*-, *d*-элементов распадаются на три дискретные группы: I — объединяет в себе известково-щелочные и щелочные эффузивные и интрузивные породы кислого и среднего состава; II — магматические образова-

Распределение породообразующих элементов в интрузивных породах известково-щелочной ветви, ат. вес. %

Тип элемента	Элемент	Тип породы																
		ЩЗГ		Гд		Д		Гб		ОГ		ПГ		Дт		МТ		
s	s ₁	Na ¹¹	2,58	6,09	2,74	5,02	2,56	4,31	1,89	2,68	1,60	2,25	0,07	0,09	0,04	0,06	0,81	1,01
		K ¹⁹	3,51		2,28		1,75		0,79		0,65		0,02		0,02		0,20	
	s ₂	Mg ¹²	0,69	2,26	1,15	4,31	2,15	6,54	4,53	12,39	5,34	13,55	26,84	27,61	29,00	29,23	16,62	18,69
		Ca ²⁰	1,57		3,16		4,39		7,86		8,21		0,77		0,23		2,07	
p	Al ¹³	7,61		8,42		8,70		9,44		9,36		0,85		0,52		1,83		
	Si ¹⁴	32,32		30,36		27,50		22,53		21,71		20,38		19,36		21,61		
	O ⁸	48,46		47,48		46,98		45,22		44,69		44,32		43,67		43,10		
d	Ti ²²	0,25		0,34		0,46		0,58		0,70		0,02		0,02		0,10		
	Cr ²⁴	—		—		—		—		—		0,25		0,28		0,36		
	Mn ²⁵	0,09		0,05		0,09		0,10		0,13		0,09		0,10		0,31		
	Fe ²⁶	2,69		3,28		5,16		6,83		7,35		6,40		6,76		13,25		
Четный		85,98		85,77		86,56		87,55		88,00		98,97		99,32		97,85		
Нечетный		13,79		13,49		13,10		12,32		11,74		1,03		0,68		2,15		
s+d		11,38		13,00		16,55		22,58		23,98		34,46		36,45		33,72		

Примечание. Усл. обозн. см. табл. 6.

Распределение типов химических элементов с различным строением атомов в интрузивных породах известково-щелочной ветви, ат. вес, %

Тип элемента	Тип породы								
	ЩЭГ	Гд	Д	Гб	ОГ	Пт	Дт	Мт	Прл
s	8,35	9,33	10,85	15,07	15,80	27,70	29,29	19,70	25,34
p	88,39	86,26	83,10	77,19	75,76	65,55	63,55	66,54	66,77
d	3,03	3,67	5,71	7,51	8,18	6,76	7,16	14,02	7,11
Отношения типов элементов									
h	0,13	0,15	0,20	0,29	0,32	0,53	0,57	0,44	0,49
α	2,7	1,2	0,7	0,2	0,2	0,003	0,002	0,07	0,02
ε	7,8	6,6	6,6	7,1	7,5	96,1	146,1	45,5	37,2
E	3,1	3,7	6,1	8,1	8,8	7,3	7,8	16,2	7,7

Примечание. ЩЭГ — щелочноземельный гранит, Гд — гранодиорит, Д — диорит, Гб — габбро, ОГ — оливиновое габбро, Пт — перидотит, Дт — дунит, Мт — метеорит, Прл — пиролит, Пт и Дт пересчитаны на «сухой» остаток.

ния основного, III — ультраосновного состава. Внутри каждой из них породы располагаются также в порядке возрастания их основности.

Из графика видно, что основность пород определяется отношением в них суммы петрогенных $s+d$ -элементов к сумме содержаний группы p . Вместе с тем здесь отражается в общих чертах соотношение в минералах породы катионов и анионов, так как среди породообразующих элементов типы s - и d -элементов представляют собой металлы, а p -элементы — неметаллы; кроме того, этим отношением оценивается количество в породах алюмосиликатов.

Для численного выражения рассматриваемого отношения введем коэффициент h (см. табл. 2, 4, 6, 8; рис. 2). Его величина тем больше, чем выше в породах общее содержание петрогенных s - и d - и меньше p -элементов.

Наряду с h для петрохимической характеристики пород введем также отношения (вес. %): $\alpha = \frac{s_1\text{-элемент}}{s_2\text{-элемент}}$; $\varepsilon = \frac{\text{Четный элемент}}{\text{Нечетный элемент}}$; $E = \frac{100 \cdot d}{s+p}$.

Коэффициент α представляет собой отношение в породах суммы содержаний щелочных к сумме содержаний щелочноземельных металлов и отражает щелочность пород. На наш взгляд, только такое соотношение определяет данную характеристику магматической породы, так как учитывает в момент кристаллизации количественные взаимоотношения таких элементов, которые обладают одним типом строения атомов и, следовательно, близкими химическими свойствами. Это в соответствующих физико-химических условиях способствует тому, что они, согласно диагональному принципу Ферсмана, будут наиболее охотно замещать друг друга ($\text{Na} \rightarrow \text{Ca}$, $\text{K} \rightarrow \text{Mg}$), определяя химический состав минеральных фаз и щелочность породы в целом. Распределение элементов подгруппы s_1 зависит от элементов подгруппы s_2 (рис. 3).

Величины ε и E опосредованно (в отн. ед.), по-видимому, могут служить качественной мерой величины тепловой энергии, которая была затрачена на образование расплава того или иного состава. Действительно, в рассматриваемом ряду элементов с различным строени-

Распределение породобразующих элементов в интрузивных породах щелочной цепи, ат. вес. %

Тип элемента	Элемент	Тип породы																				
		ЩГ		ЩС		ЩЗС		Фг		ЩГБ		И		Мс		Ал		К		КТ		
s	s ₁	Na ¹¹	3,37	6,86	4,34	8,63	2,58	6,56	1,85	7,81	3,61	6,00	7,14	9,02	0,79	4,47	1,14	3,56	0,43	1,49	0,04	0,22
		K ¹⁹	3,49	6,86	4,29	8,63	3,98	6,56	5,96	7,81	2,39	6,00	1,88	9,02	3,68	4,47	2,42	3,56	1,06	1,49	0,18	0,22
	s ₂	Mg ¹²	0,16	0,49	0,55	2,17	1,85	5,03	3,27	8,83	3,29	9,67	1,91	9,40	7,97	16,06	11,36	21,86	13,98	23,44	0,15	32,76
		Ca ²⁰	0,33	0,49	1,62	2,17	3,18	5,03	5,56	8,83	6,33	9,67	7,49	9,40	8,19	16,06	10,50	21,86	9,46	23,44	32,61	32,76
p	Li ¹³	6,51		9,21		8,65		9,23		8,04		10,00		5,67		5,43		2,95		0,70		
	Si ¹⁴	34,23		28,95		27,39		22,86		21,28		20,00		20,67		16,31		18,30		11,53*		
	O ⁸	48,91		46,94		46,50		44,85		45,24		43,31		43,97		42,57		42,90		47,53		
d	Ti ²²	0,07		0,34		0,52		0,49		1,21		0,94		0,82		0,91		1,47		0,14		
	Cr ²⁴	—		—		—		—		—		—		—		—		—		—		
	Mn ²⁵	0,01		0,12		0,12		0,07		0,18		0,15		0,05		0,01		0,12		0,74		
	Fe ²⁶	2,80		3,52		4,96		5,20		7,67		6,46		7,10		9,42		8,64		4,90		
Четный		86,50		81,90		84,40		82,23		85,00		80,11		88,62		90,99		94,05		96,85		
Нечетный		13,38		17,96		15,33		17,11		14,22		19,17		7,10		9,00		4,56		1,67		
s+d		10,23		14,78		17,19		22,40		24,73		25,97		28,50		35,76		35,16		38,76		

Примечание. В элемент Si включено содержание С и Р. Условные обозначения см.табл. 8.

Распределение типов химических элементов с различным строением атомов в интрузивных породах щелочной ветви, ат. вес. %

Тип элемента	Тип породы											
	ЩГ	ЩС	ЩЗС	Фг	ЩГб	И	Мс	Ал	К	Кт	Мт	Прл
<i>s</i>	7,35	10,80	11,59	16,64	16,67	18,42	20,53	25,42	24,93	32,98	19,70	25,34
<i>p</i>	89,65	85,08	82,54	76,94	74,56	73,31	70,31	64,31	64,15	59,76	66,54	66,77
<i>d</i>	2,88	3,98	5,60	5,76	9,06	7,55	7,97	10,34	10,23	5,78	14,02	7,11
Отношения типов элементов												
<i>h</i>	0,11	0,17	0,21	0,29	0,33	0,35	0,41	0,56	0,55	0,65	0,44	0,49
α	14,0	4,0	1,3	0,9	0,6	1,0	0,3	0,2	0,06	0,06	0,07	0,02
ϵ	6,5	4,6	5,5	4,8	6,0	4,2	8,7	10,1	20,6	58,0	45,5	37,2
<i>E</i>	3,0	4,0	5,9	6,1	10,0	8,2	8,8	11,5	11,6	6,23	16,2	7,7

Примечание. ЩГ — щелочной гранит, ЩС — щелочной сиенит, ЩЗС — щелочно-земельный сиенит, Фг — фергусит, ЩГб — щелочное габбро, И — ийолит, Мс — миссурит, Ал — альенит (пересчитан на «сухой» остаток), К — кимберлит (средний), Кт — карбонатит (Карбонатиты, 1969), Мт — метеорит, Прл — пиролит.

ем атомов теплота плавления в группе *d* гораздо выше, чем у *s*- и *p*-элементов (Грей, 1967; Коттон, Уилкинсон, 1969; Глинка, 1973). Поэтому естественно допустить, что в целом для породы коэффициент *E* несет информацию о количестве тепла, необходимого для перевода ее в состояние гомогенного расплава. То же касается и величины ϵ , так как химические элементы с четными порядковыми номерами обладают малыми активностью, подвижностью и устойчивостью по отношению к изменению *P* и *T*, а нечетные в этих же условиях активны, неустойчивы и подвижны (Ферсман, 1953).

Применяя введенные коэффициенты и данные по распределению различных типов химических элементов, приведем обобщенную характеристику магматических горных пород, которые закономерно выделились в группы I—III (табл. 9). Прежде чем перейти к их разбору, рассмотрим, какие из использованных параметров дают возможность надежно рассматривать сравнимые объекты. Ими являются величины содержаний в породах *s*-, *p*-, *s*₁-, *s*₂- и нечетных элементов, а также коэффициенты α , *h*, ϵ . По ним принадлежность магматической породы к той или иной группе определяется с вероятностью 99 и 99,9% (по критериям Стьюдента *t* и χ^2 , Урбах, 1964). По *d*-элементам и величине коэффициента *E* значимые различия устанавливаются между породами I и II групп, а по содержанию четных — для пород II и III групп.

Обратимся к табличному материалу (см. табл. 9). Его анализ приводит к ряду важных положений, которые сводятся к следующему.

1. Кислые и средние магматические горные породы (I группа) по сравнению с основными и ультраосновными разностями (II и III группы соответственно) характеризуются наиболее низкими общими содержаниями в них петрогенных *s*- и *d*-элементов и наиболее высоким *p*- и нечетных элементов. При этом в их составе основная доля *s*-элементов приходится на щелочные металлы из подгруппы *s*₁ при малых содержаниях щелочноземельных металлов из подгруппы *s*₂, что определяет высокую щелочность пород (коэффициент α). Наряду с этим для пород данной группы показательны низкие значения коэффициентов ϵ , *h* и *E*.

$S+d$ -элемент, вес.%

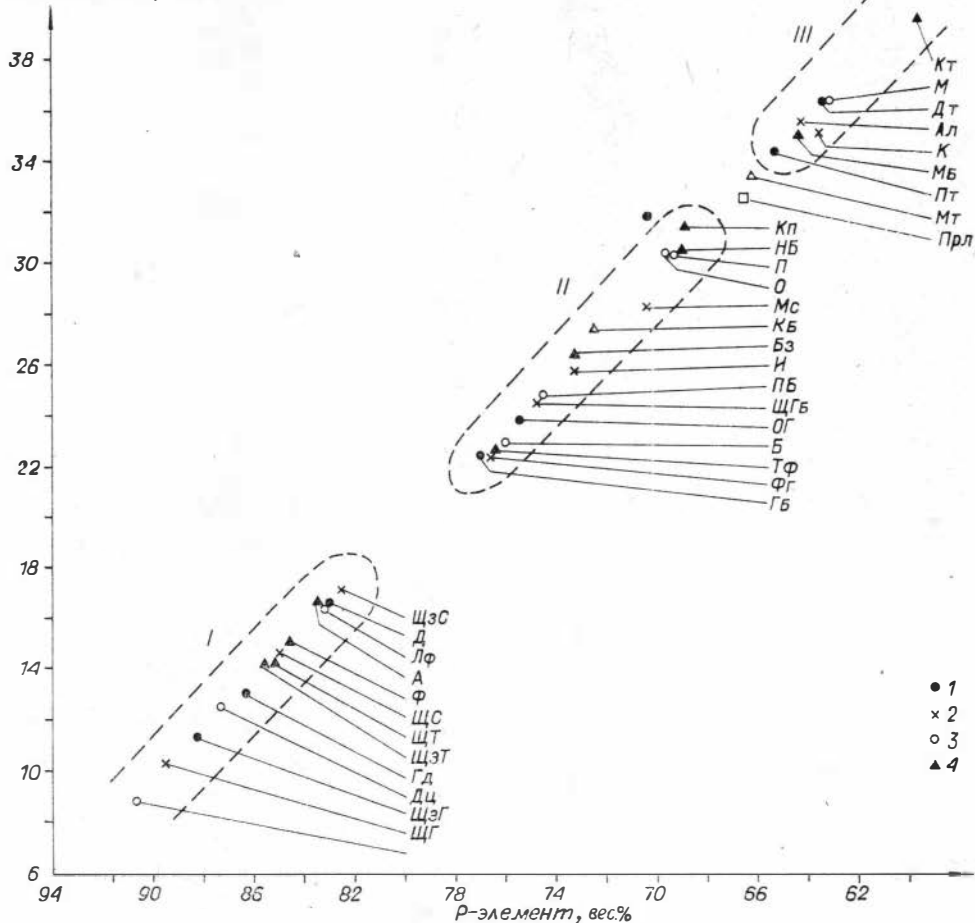


Рис. 2. Характер распределения различных типов химических элементов в магматических горных породах.

1, 2 — интрузивные породы (1 — известково-щелочная ветвь, 2 — щелочная ветвь), 3, 4 — эффузивные породы (3 — известково-щелочная ветвь, 4 — щелочная ветвь). Буквенные обозначения см. табл. 1—8.

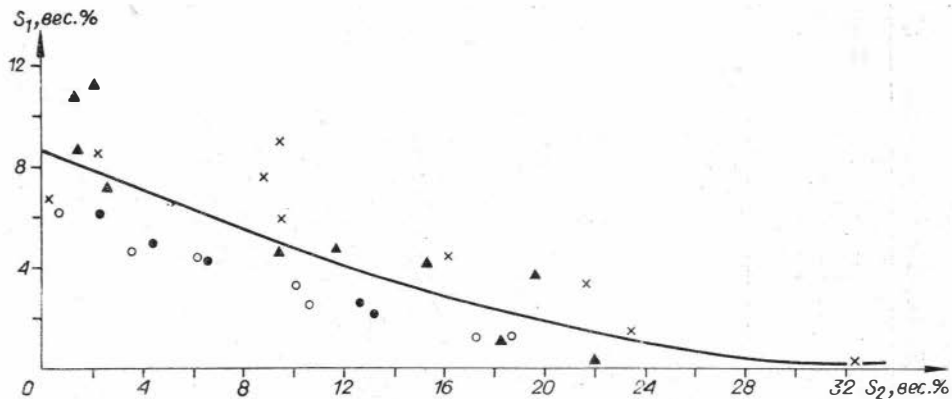


Рис. 3. Зависимость распределения элементов подгруппы s_1 и s_2 в магматических горных породах (по данным таблиц 1, 3, 5, 7). Обозначения см. рис. 2.

Распределение главных типов (s, p, d) химических элементов и их отношений в различных группах магматических пород, ат. вес. %

Тип элемента, %	Группа породы								
	I			II			III		
	интервал колебаний	\bar{x}	σ	интервал колебаний	\bar{x}	σ	интервал колебаний	\bar{x}	σ
s	7,19—13,17	10,00	1,76	13,24—22,30	17,34	2,48	23,34—32,98	27,08	3,36
p	90,70—82,54	85,80	2,46	77,19—68,91	73,12	2,94	65,55—59,76	63,72	1,64
d	1,79—5,71	3,97	1,05	5,76—11,57	9,02	1,12	5,78—11,75	9,30	2,32
s ₁	4,31—11,12	7,10	2,20	0,28—9,02	3,94	2,40	0,06—3,87	1,10	1,02
s ₂	0,49—6,54	3,02	1,70	8,85—22,02	12,10	5,10	19,47—32,76	26,06	5,12
Четный	77,37—86,56	84,29	3,21	76,26—96,80	86,16	5,40	90,50—99,32	95,70	3,09
Нечетный	13,10—22,37	16,12	3,21	3,20—23,15	11,68	5,21	0,08—9,00	4,08	3,18
ε	3,5—7,8	5,7	1,2	3,3—30,3	10,4	7,0	10,1—146,1	65,2	45,6
h	0,10—0,21	0,17	0,03	0,29—0,46	0,39	0,06	0,53—0,65	0,57	0,03
α	0,66—14,00	5,04	3,68	0,01—0,96	0,38	0,27	0,002—0,20	0,09	0,08
E	1,82—6,10	4,92	1,27	6,10—13,14	10,26	1,93	6,23—13,40	9,80	2,32

Примечание. \bar{x} — средние значения; σ — стандартные отклонения; $\epsilon = \frac{\text{Четный элемент}}{\text{Нечетный элемент}}; h = \frac{s+d}{p}; \alpha = \frac{s_1}{s_2}; E = \frac{d}{s+p} 100\%.$

2. Для ультраосновных пород (III группа) характерны наиболее высокие суммарные содержания s -элементов и четных, а минимальные — p и нечетных элементов. В составе s -элементов здесь резко преобладает подгруппа s_2 , что обуславливает низкую щелочность пород (α) даже при повышенном содержании в них подгруппы s_1 (например, в мелилитовых базальтах и альнётитах; см. табл. 3, 4, 7, 8). Отмеченные особенности элементарного состава ультраосновных пород определяют и другие характеристики этих образований, а именно, высокие значения коэффициентов ϵ , h и E .

3. Основные магматические породы (II группа) занимают по рассмотренным признакам промежуточное положение, образуя с I и III группами дискретный ряд по содержанию s -, p -, четных и нечетных элементов и величинам коэффициентов ϵ , h , α . В то же время они не отличаются от ультраосновных пород по содержанию в них d -элементов и значениям коэффициента E .

Содержание отмеченных особенностей пород каждой группы, с учетом того, что по энергии орбиталей химические элементы образуют ряд $s < p < d$, дает возможность использовать их для оценки PT условий, при которых происходило формирование силикатных расплавов, соответствующих по составу той или иной магматической породе. Это было осуществлено с помощью совмещения PT графика для системы кора — мантия (рис. 4) с графиком распределения в магматических породах содержаний $s+d$ - и p -элементов (см. рис. 2). По оси ординат ($T^\circ C$) откладывались значения (вес.%) $s+d$ -элементов, а по оси абсцисс (P , кбар) — количество p -элементов. Градуировка осей проводилась по двум опорным точкам — щелочноземельному граниту ($s+d=11,4$; $p=88,4$) и базальту ($s+d=23,0$; $p=76,0$).

Для гранитов температура расплавов, по современным экспериментальным данным, как известно, оценивается в среднем около $900^\circ C$, а для базальтов (по результатам петрологических исследований и пря-

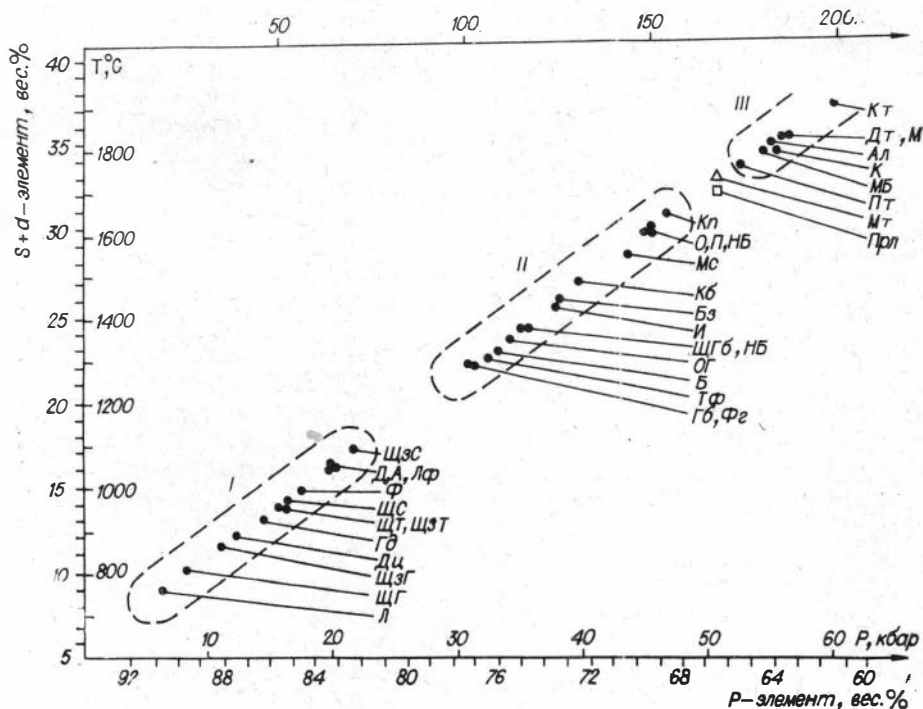


Рис. 4. Зависимость распределения химических составов магматических горных пород от температуры и давления. Обозначения см. рис. 2.

мым замерам) — около 1300°C. Эти значения были взяты за реперные, а расстояние между 900 и 1300°C разделено на разницу в количестве $s+d$ -элементов в базальтах и гранитах, и в полученном масштабе ордината T° была отградуирована до значения $s+d$ -элементов в крайних представителях III группы пород. Ось абсцисс разделена подобным же образом по содержанию p -элементов из расчета образования базальтовых расплавов на глубине около 100 км (33 кбар), а гранитов — 35 км (11 кбар) (средняя мощность коры на континентах). Выбранные цифры соответствуют современным представлениям о глубинности формирования магм кислого и основного состава.

Принцип построения графика основан на положении современной магматической петрологии, согласно которому гранитоидный магматизм является коровым, а базальтовый — мантийным. При таком подходе зависимость между глубиной (давлением) и основностью пород становится функциональной. Но последняя, как было показано выше, определяется главным образом через содержание в породах p -элементов (Si, O, Al). Количественный же состав металлов (s - и d -элементов) и их соотношения в такой же степени определяют T плавления пород.

Оценим теперь с помощью приводимого графика граничные значения PT параметров для образования расплавов различного состава.

	$T, ^\circ\text{C}$	$P, \text{кбар}$	
I группа	700—1150	5—22	(15—75 км)
II группа	1300—1650	30—47	(100—160 км)
III группа	1750—1950	52—60	(более 170 км)

Приведенные цифры, безусловно, носят качественный характер. Однако они хорошо согласуются с известными данными по плавлению пород различного состава в экспериментах и поэтому для сравнительного анализа вполне приемлемы. В этом нас убеждает действенность приведенного графика, проверенного с помощью состава магматических пород (температура плавления и кристаллизации последних определена при изучении в них первичных расплавных включений и по экспериментальным данным). Так, если снять значения температуры по графику для перидотитовых коматиитов, то они составят около 1670°C. По экспериментальным данным Д. Грина и др. (Green e. a., 1975), температура кристаллизации этих пород определена в $1650 \pm 20^\circ\text{C}$. Для щелочных габброидов, по результатам анализа первичных расплавных включений в лейците (Базарова и др., 1976), температура расплавов более 1380°C; по графику — около 1400°C. Диапазон кристаллизации нефелиновых сиенитов, по данным Т. Ю. Базаровой и др., колеблется от 900 до 1100°C, фергуситов — в интервале 1200—1380, тефритов — 1300—1340, фонолитов — 900—1170°C. Значения температуры расплавов этих пород, определенные по графику, составляют соответственно 980 (см. щелочные сиениты), 1300, 1320 и 1000°C. Плавление сиенитов из Маймеча-Котуйской провинции при наличии в системе 3 и 9% воды в интервале от 5 до 15 кбар, по данным В. К. Макарова (1976), происходит при 880—1150°C. Пересчет приводимого им химического анализа породы дает содержание $s+d$ - (15,74%) и p - (84,28%) элементов, что в графике соответствует температуре расплава такого состава около 1030°C.

Сходимость приведенных цифр весьма удовлетворительная и вряд ли носит случайный характер. Конечно, снимаемые по графику значения для определяемых объектов не могут рассматриваться как абсолютные, а представляют собой средние данные. Это следует в первую очередь из того, что график построен по усредненным химическим составам пород. Определение интервалов температуры для каждого типа — задача дальнейших исследований по мере накопления статистического материала.

Если вопрос о достоверности определения температур с помощью предлагаемого графика в достаточной степени может считаться доказанным, то гораздо сложнее проверить с его помощью величины давлений. Известно, что прямых данных для определения этого параметра пока нет. Результаты минералобарометрии для указанных целей также не могут быть применимы вследствие того, что кристаллизация расплавов в громадном большинстве случаев (особенно для пород II и III групп) происходит заведомо в значительном отрыве от уровня их возникновения и поэтому оценки величин давлений, получаемые с помощью указанного метода, отражают лишь давление флюида в магме на последних этапах ее жизнедеятельности. Совершенно очевидно, что они в данном случае ни в коей мере не могут характеризовать ту действительную величину давления, при которой происходило зарождение силикатного расплава.

Наиболее надежными отправными точками для оценки этого параметра служат пока установленные по геофизическим данным глубины формирования основных магм (в среднем около 100 км) и принимаемая в настоящее время зависимость между распределением геотермического градиента и литостатического давления. Такой подход к проблеме, видимо, наиболее оправдан: он комплексно учитывает влияние внешних факторов на поведение химических элементов с различным строением атомов, входящих в состав силикатного расплава. Именно этим мы и руководствовались при построении рассмотренного графика.

Изложенный выше материал и данные определения температуры магм различного состава позволяют считать обнадеживающими приведенные выше значения P и T для отдельных групп магматических пород. В этой связи рассмотрим более подробно вещественный состав каждой из них.

В группу I (см. рис. 4) вошли представители кислых и средних разновидностей плутонических образований известково-щелочной и щелочной ветви. По PT параметрам, которые ограничивают область этих пород, зарождение магм соответствующего состава происходит в пределах коры, а состав последней в среднем отвечает гранодиориту (табл. 10), что хорошо согласуется со средним валовым составом литосферы (Беус, 1972). Поэтому в дальнейшем эту группу пород будем называть *гранитоидной*.

Группа II объединяет в себе известково-щелочные и щелочные основные породы, а средний ее состав близок к базанитам (табл. 11), что позволяет назвать ее *габброидной*. По PT условиям формирования расплавов соответствующего состава происходит на верхних уровнях верхней мантии.

Группа III включает очень небольшое количество специфических и редко встречающихся в земной коре магматических пород, которые по сравнению с другими типами магматических образований содержат наименьшее количество кремния и кислорода и наиболее высокое — щелочноземельных (в основном магния) элементов. Средний состав этой группы пород ближе всего отвечает кимберлиту (табл. 12). Учитывая минеральный состав пород и особенности их химизма, эту группу будем называть *гипербазитовой*. По PT условиям гипербазиты являются наиболее глубинными и образуются на средних уровнях верхней мантии, превышающих 170 км (давление больше 50 кбар). Эти цифры находятся в хорошем согласии с данными об условиях образования кимберлитов, устанавливаемыми по парагенезису слагающих их минералов (Соболев, 1974).

Таким образом, наличие тесных связей между химизмом магматических пород и термодинамическими условиями образования их расплавов достаточно очевидно. Это дает возможность сделать ряд выводов

Средний химический состав и распределение типов химических элементов в группе гранитов (силь)

Элемент	Тип породы													Среднее значение	
	Л	ЩГ	ЩЭГ	Дц	Га	ЩЭТ	ЩТ	ЩС	Ф	А	Д	ЛФ	ЩЭС	\bar{x}	σ
Na ¹¹	2,60	3,37	2,58	2,62	2,74	2,28	4,64	4,34	6,55	2,70	2,56	4,16	2,58	3,44	1,19
K ¹⁹	3,65	3,49	3,51	2,24	2,28	4,82	3,98	4,29	4,33	1,76	1,75	6,96	3,98	3,68	1,26
Mg ¹²	0,24	0,16	0,69	1,10	1,15	0,69	0,38	0,55	0,18	1,90	2,15	0,40	1,85	0,91	0,72
Ca ²⁰	0,70	0,33	1,57	2,55	3,16	2,00	1,08	1,62	1,07	4,35	4,39	1,65	3,18	2,25	1,28
Al ¹³	7,10	6,51	7,61	8,52	8,42	8,38	9,01	9,21	10,87	9,00	8,70	11,24	8,65	8,71	1,30
Si ¹⁴	34,20	34,23	32,32	30,60	30,36	29,85	29,24	28,95	26,82	27,60	27,50	25,63	27,39	29,41	2,62
O ⁸	49,40	48,91	48,46	48,20	47,48	47,48	47,43	46,94	47,08	46,70	46,98	46,40	46,50	47,75	1,38
Ti ²²	0,13	0,07	0,25	0,34	0,34	0,35	0,37	0,34	0,25	0,50	0,46	—	0,52	0,30	0,13
Cr ²⁴	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mn ²⁵	0,04	0,01	0,09	0,07	0,05	0,01	0,10	0,12	0,10	0,12	0,09	0,01	0,12	0,08	0,04
Fe ²⁶	1,62	2,80	2,69	3,34	3,28	3,98	3,65	3,52	2,45	4,96	5,16	3,29	4,96	3,56	1,01

Отношения типов элементов

s	7,19	7,35	8,35	8,51	9,33	9,79	10,08	10,80	12,14	10,71	10,85	13,17	11,59	10,0	1,76
p	90,70	89,65	88,39	87,32	86,26	85,71	85,68	85,08	84,77	83,30	83,10	83,27	82,54	85,80	2,46
d	1,79	2,88	3,03	3,75	3,67	4,34	4,12	3,98	2,80	5,38	5,71	3,30	5,60	3,97	1,05
s ₁	6,25	6,86	6,09	4,86	5,02	7,10	8,62	8,63	10,89	4,46	4,31	11,12	6,56	7,10	2,20
s ₂	0,94	0,49	2,26	3,65	4,31	2,69	1,46	2,17	1,25	6,25	6,54	2,05	5,03	3,02	1,70
Четный	86,40	86,50	85,98	86,10	85,77	84,38	82,14	81,90	77,85	86,00	86,56	77,37	84,40	84,29	3,21
Нечетный	13,40	13,38	13,79	13,50	13,49	15,49	17,74	17,96	21,86	13,60	13,10	22,37	15,33	16,12	3,21
e	6,5	6,5	7,8	6,4	6,6	5,4	4,6	4,6	3,6	6,3	6,6	3,5	5,5	5,70	1,2
h	0,10	0,11	0,13	0,14	0,15	0,16	0,17	0,17	0,18	0,19	0,20	0,20	0,21	0,17	0,03
α	6,65	14,0	2,70	1,33	1,20	2,64	5,90	4,00	8,71	0,71	0,70	5,42	1,30	5,04	3,68
E	1,82	2,97	3,13	3,91	3,73	4,54	4,30	4,04	2,90	5,83	6,10	3,42	5,94	4,92	1,27

Примечание. Условные обозначения см. табл. 4—8.

Средний химический состав и распределение типов химических элементов в группе габброидов (сималика), вес.%

Элемент	Тип породы															Среднее	
	Гб	ФГ	ТФ	Б	ОГ	ПБ	ЩГб	И	Бз	КБ	Мс	О	НБ	П	Кп	\bar{x}	σ
Na ¹¹	1,89	1,85	1,90	2,30	1,60	1,92	3,61	7,14	2,62	0,94	0,79	0,96	2,85	0,89	0,12	2,12	1,40
K ¹⁹	0,79	5,96	2,81	1,25	0,65	0,57	2,39	1,88	2,22	0,09	3,68	0,33	1,55	0,32	0,16	1,65	1,33
Mg ¹²	4,53	3,27	2,40	3,72	5,34	4,04	3,29	1,91	4,78	8,20	7,87	13,09	6,31	12,02	17,92	6,48	4,16
Ca ²⁰	7,86	5,56	7,06	6,36	8,21	6,71	6,38	7,49	7,06	9,99	8,19	5,36	8,84	5,73	4,10	5,82	1,24
Al ¹³	9,44	9,23	8,75	8,30	9,36	7,38	8,04	10,00	8,10	4,64	5,67	4,38	7,17	4,98	2,78	8,72	1,97
Si ¹⁴	22,53	22,86	22,95	22,90	21,71	22,79	21,28	20,00	20,85	23,95	20,67	21,30	18,62	19,29	21,86	21,83	1,27
O ⁸	45,22	44,85	44,96	45,03	44,69	44,70	45,24	43,31	44,26	43,87	43,97	43,74	43,24	45,02	44,27	44,44	0,66
Ti ²²	0,58	0,49	0,60	0,82	0,70	1,31	1,21	0,94	1,17	0,35	0,82	1,02	0,90	0,49	0,17	0,80	0,32
Cr ²⁴	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mn ²⁵	0,10	0,07	0,23	0,24	0,13	0,13	0,18	0,15	0,36	0,20	0,05	0,08	0,16	0,22	0,14	0,17	0,08
Fe ²⁶	6,83	5,20	7,75	8,70	7,35	10,31	7,67	6,46	8,08	7,75	7,10	9,54	9,70	10,59	8,97	8,17	1,35

Отношения типов элементов

s	15,07	16,64	14,17	13,62	15,80	13,24	16,67	18,42	16,68	19,15	20,53	19,74	19,45	18,96	22,30	17,34	2,48
p	77,19	76,94	76,66	75,95	75,76	74,87	74,56	73,31	73,21	72,46	70,31	69,42	69,03	69,29	68,91	73,12	2,94
d	7,51	5,76	8,58	9,39	8,18	11,57	9,06	7,55	9,61	8,30	7,97	10,64	10,76	11,30	9,28	9,02	1,12
s ₁	2,68	7,81	4,71	3,55	2,25	2,49	6,00	9,02	4,84	1,03	4,47	1,29	4,40	1,21	0,28	3,94	2,40
s ₂	12,39	8,83	9,46	10,08	13,55	10,75	9,67	9,40	11,84	18,19	16,06	18,45	19,47	17,75	22,02	12,10	5,10
Четный	87,55	82,23	76,26	87,50	88,00	89,68	85,00	80,11	87,51	94,04	88,62	94,05	90,50	93,14	96,80	86,16	5,40
Нечетный	12,32	17,11	23,15	12,10	11,74	10,00	14,22	19,17	11,73	5,87	7,10	5,75	8,92	6,41	3,20	11,68	5,21
e	7,1	4,8	3,3	7,2	7,5	9,0	6,0	4,2	6,5	16,0	8,7	16,4	7,5	14,5	30,3	10,4	7,0
h	0,29	0,29	0,30	0,30	0,32	0,33	0,33	0,35	0,36	0,38	0,41	0,44	0,44	0,44	0,46	0,39	0,06
α	0,20	0,90	0,50	0,35	0,20	0,23	0,60	1,00	0,41	0,06	0,30	0,07	0,29	0,07	0,01	0,38	0,27
E	8,10	6,10	9,40	10,50	8,80	13,00	10,00	8,20	10,70	9,10	8,80	11,90	12,00	12,80	10,20	10,26	1,93

Примечание. Условные обозначения см. табл. 4—8.

Средний химический состав и распределение типов химических элементов в группе гипер-базитов (сима), вес. %

Химический элемент	Тип породы							Среднее	
	Пг	Мб	К	Ал	М	Дт	Кт	\bar{x}	σ
Na ¹¹	0,07	2,48	0,43	1,14	0,15	0,04	0,04	0,92	0,82
K ¹⁹	0,02	1,39	1,06	2,42	0,17	0,02	0,18	0,98	0,83
Mg ¹²	26,84	9,32	13,98	11,36	22,26	29,00	0,15	17,52	8,10
Ca ²⁰	0,77	10,15	9,46	10,50	3,00	0,23	32,61	12,47	9,27
Al ¹³	0,85	5,05	2,95	5,43	1,42	0,52	0,70	2,60	2,31
Si ¹⁴	20,38	16,68	18,30	16,31	19,11	19,36	11,53	17,51	2,70
O ⁸	44,32	42,90	42,60	42,57	43,04	43,67	47,53	43,85	1,55
Ti ²²	0,02	2,87	1,47	0,91	0,89	0,02	0,14	1,11	0,78
Cr ²⁴	0,25	—	—	—	—	0,28	—	0,26	0,02
Mn ²⁵	0,09	—	0,12	0,01	0,11	0,10	0,74	0,18	0,21
Fe ²⁶	6,40	8,88	8,64	9,42	9,78	6,76	4,90	6,01	1,64

Отношения типов элементов

s	27,70	23,34	24,93	25,42	25,58	29,29	32,98	27,08	3,36
p	65,55	64,33	64,15	64,31	63,57	63,55	59,76	63,72	1,64
d	6,76	11,75	10,23	10,34	10,78	7,16	5,78	9,30	2,32
s ₁	0,09	3,87	1,49	3,56	0,32	0,06	0,22	1,10	1,02
s ₂	27,61	19,47	23,44	21,86	25,26	29,23	32,76	26,06	5,12
Четный	98,97	90,50	94,05	90,99	98,01	99,32	96,85	95,70	3,09
Нечетный	1,03	8,92	4,56	9,00	1,85	0,68	1,67	4,08	3,18
e	96,1	10,2	20,6	10,1	54,0	146,1	58,0	65,2	45,6
h	0,53	0,55	0,55	0,56	0,57	0,57	0,65	0,57	0,03
α	0,003	0,20	0,006	0,20	0,01	0,002	0,006	0,09	0,08
E	7,30	13,40	11,60	11,50	12,10	7,80	6,23	9,80	2,32

Примечание. Условные обозначения см. табл. 4—8.

петрохимического характера, часть из которых является подтверждением существующих в петрологии положений, а часть имеет принципиально новое значение.

Основной вывод сводится к тому, что существует связь распределения атомов петрогенных химических элементов с различным строением электронных оболочек с отдельными разновидностями и типами магматических горных пород. Эта закономерность контролируется физико-химическими (разделение пород на известково-щелочные и щелочные) и термодинамическими (глубинность зарождения) условиями возникновения силикатных расплавов. Именно этими и только этими факторами предопределяются количественный состав и характер соотношений в магматических породах элементов с различным строением атомов, что обуславливает, в свою очередь, минеральный облик и специфику химического состава пород. При такой постановке вопроса магматическую горную породу следует рассматривать как геологическое образование, состав которого строго закономерен и характеризуется определенным соотношением входящих в него химических элементов с различным строением электронных оболочек атомов.

В настоящее время установлено, что литосфера на 95% сложена изверженными породами (Мяки, 1969; Беус 1972; Щербина, 1972; и др.) и что гранитный магматизм является коровым, а основной и ультраосновной — мантийным. С другой стороны, несомненно, земная кора есть продукт дифференциации мантийного вещества. Поэтому

известный ряд эволюции магматизма (от ультраосновного и основного до кислого щелочного, а от него — опять к основному) в развитии тектонических структур литосферы отражает основные черты и последовательность глубинной дифференциации субстрата мантии.

Характер распределения химических породообразующих элементов и их соотношений в магматических породах может быть использован для реконструкции химического состава отдельных геоболочек. При этом за ведущий фактор в акте магнообразования принимается в основном процесс селективного плавления (или выплавления) твердого субстрата, а все многообразие разновидностей магматических пород связывается с дифференциацией силикатных расплавных систем.

С учетом распределения типов петрогенных химических элементов в различных группах магматических пород (см. табл. 9) разрез по профилю кора — верхняя мантия может быть представлен в следующем виде.

1. Земная кора (0—75 км); средний состав гранитоидный, основной объем выполнен атомами породообразующих химических элементов, для которых отношения $s:p:d \approx 8,6:1,0:0,4$. Из них на долю отдельных элементов приходится (%): $O \approx 48$; $Si \approx 30$; $Al \approx 9$; $K+Na \approx 7$ (несколько преобладает K); $Ca+Mg \approx 3$ (преобладает Ca); $Fe+Mn+Ti \approx 4$ (резко преобладает Fe) (см. табл. 10).

По составу атомов преобладающих металлов земная кора отвечает выделяемому ранее слою сиаля (*Sial*). Приведенные данные позволяют вновь отдать предпочтение этому термину при геохимической характеристике литосферы. К аналогичному выводу в результате изучения полиморфных модификаций SiO_2 и объемной роли Si и O в земной коре приходит и В. И. Лебедев (1976).

2. Верхние уровни верхней мантии (100—160 км); средний состав близок к базанитам. Основной объем оболочки выполнен атомами петрогенных химических элементов, находящихся в отношении $s:p:d \approx 7,3:1,7:0,9$. Содержание по элементам определяется в среднем (%): $O \approx 44$; $Si \approx 22$; $Al \approx 9$; $K+Na \approx 4$; $Ca+Mg \approx 12$ ($Ca/Mg \approx 1$), $Fe+Mn+Ti \approx 9$ (при резком преобладании Fe заметную роль начинает приобретать Ti) (см. табл. 11). Принимая во внимание соотношение атомов преобладающих металлов, предлагаем называть этот слой сималика (*Simalica*).

3. Уровни верхней мантии приблизительно до 200 км (160—200). Состав слоя в среднем отвечает составу кимберлита, а основной объем его выполнен атомами петрогенных элементов с соотношением отдельных типов, равным $s:p:d \approx 6,4:2,7:0,9$; из них (%): $O \approx 44$; $Si \approx 18$; $Al \approx 3$; $Na+K \approx 2$; $Ca+Mg \approx 27$ (преобладает Mg), $Fe+Mn+Ti \approx 7$ (см. табл. 12). Приведенная характеристика в полной мере отвечает содержанию ранее существовавшего термина сима (*Sima*), на что указывает в упомянутой выше работе и В. И. Лебедев.

Если сравнивать соответственно состав сиаля, сималики и симы, то выявляется общая направленность изменений в распределении различных типов химических элементов. Она выражается в закономерном увеличении с глубиной в объеме выделенных слоев содержания Mg, Ca, Ti, Fe и уменьшении — O, Si, Al, Na и K, т. е. увеличении подгруппы s_2 и d -элементов и уменьшении подгруппы s_1 и p -элементов.

Разбирая вопрос о природе границы Мохо и закономерностях строения вещества земной коры и верхней мантии, исследователи убедительно показали, что в недрах планеты с глубиной происходит смена минералов с кристаллической решеткой, имеющей кислотный радикал SiO_2 (кварц, полевые шпаты, нефелин; их плотность 2,5—2,7) на соединения с решеткой, сложенной радикалами SiO_3 (пироксены, плотность 3,2—3,4), а затем SiO_4 (оливины, гранаты с плотностью 3,2—4,1) (Галактионов, Белов, 1967; Мияки, 1969; Лебедев, 1972, 1976). Это за-

мещенне, идущее с уменьшением объема и увеличением плотности, происходит потому, что минералы представляют собой не плотнейшие упаковки атомов кислорода, а соединения, у которых в сложении кристаллических решеток определяющую роль играют размеры металлических атомов и относительное положение в пространстве связывающих их атомов кислорода (Белов, 1961; Лебедев, 1972). Отмеченная схема преобразований в ряду породообразующих минералов скоррелирована с изменениями в их кристаллических решетках координационного числа у кислорода (в кварце оно равно 2, в пироксенах 3, в оливинах и гранатах 4), которые происходят как под воздействием давления, так и температуры (Лебедев, 1972).

Приведенные выше данные по распределению в породах с глубиной Si и O показывают, что поведение их хорошо описывается с позиций изложенных положений кристаллохимии и может быть привлечено для объяснения состава и образования снэля, сималики и симы.

Рассматривая предлагаемый вариант петрохимического разреза кора — мантия, мы имеем в виду структуры с развитым полным профилем континентальной коры, т. е. с ее гранитным и базальтовым слоями. Очевидно, что в структурах с океаническим типом коры этот разрез будет иным.

Выделяя в коре и в верхней мантии снэль, сималику и симу, нельзя не остановиться при этом на проблеме дифференциации силикатных расплавов. Данный вопрос связан с возникновением этих слоев. Действительно, снэль, сималика и сима в гравитационном поле Земли могли возникнуть, по-видимому, потому, что распределение химических элементов между ними и внутри их регулировалось в первую очередь температурой и давлением. Поэтому при заданных PT параметрах на том или ином уровне коры и верхней мантии будут образовываться совершенно конкретные системы силикатных расплавов, состав которых определяется количественным соотношением входящих в них компонентов. Отсюда и эволюция состава силикатных систем должна иметь свои ограничения. Прямым отражением этого, по-видимому, является дискретность состава снэля, сималики и симы (см. рис. 2, 4), которая представляет выражение скачкообразного количественного перехода химических свойств отдельных слоев в новое качественное состояние.

В связи с этим дифференциация расплавов, допустимые границы ее проявления и направленность, вероятно, будут осуществляться в рамках только тех составов, которые объединяются внутри каждого выделенного слоя. Если данное положение справедливо, то тогда, как следует из графика (см. рис. 4), для сиалической группы дифференциация возможна только в пределах от среднего до кислого состава; в группе расплавов, формирующихся в слое сималика, дифференциация может происходить только в ряду основных составов и т. д. С предлагаемых позиций нет возможности для образования из расплавов основного состава кислых и ультраосновных разновидностей пород; из ультраосновных щелочных магм, например, типа мелитовых базальтов, в процессе дифференциации не могут образоваться породы основного щелочного ряда или сиениты и т. д. «Запретными» для течения в таких широких пределах процессов дифференциации должны являться температурные и барические барьеры, которые ограничивают существование в расплавах определенных комбинаций химических элементов.

Подтверждением этой точки зрения могут служить отдельные экспериментальные данные и, в частности, исследования в системе форстерит — диопсид — кварц (Куширо, Шейпер, 1969). Они показали, что из базальтового расплава толеитового состава при фракционировании в связи с температурным разрывом у 1300°C не могут быть получены дифференциаты оливин-толеитовой недосыщенной кремнеземом магмы.

Очевидно, что из такого расплава тем более не могут образоваться продукты, еще более недосыщенные кремнеземом, например перидотиты или дуниты.

На это мы указывали неоднократно (Велинский, Пинус, 1973_{1,2}; Альпинотипные гипербазиты..., 1973). Приведенные выше соображения, на наш взгляд, являются новым подтверждением сказанному. К этому добавим также, что по причине, разобранный выше, в результате дифференциации гомогенного расплава основного состава трудно допустить образование пород типа габбро-диоритов, габбро-сиенитов, андезито-базальтов, габбро-перидотитов и т. д., иными словами, таких пород, которые бы объединяли в себе продукты из разных выделяемых нами слоев. В то же время вполне закономерно и обосновано с этой точки зрения формирование таких магматических образований, как липарито-дацитов, трахит-андезитов, гранодиоритов, граносиенитов и др.

Вместе с тем породы, аналогичные андезито-базальтам, габбро-диоритам и другим, петрологам хорошо известны. Существование и образование их, как нам представляется, надо связывать либо с кристаллизацией и дифференциацией контаминированных (в широком понимании этого термина) силикатных расплавов, либо с процессами метасоматических преобразований.

Таким образом, мы видим, что химический состав магматической горной породы несет большую информацию об условиях ее образования. Полученный в этом направлении материал, опирающийся на данные о строении электронных оболочек атомов химических элементов и закономерности распределения типов самих элементов по различным представителям магматических горных пород, дает возможность использовать его для классификационных целей. Такая классификация для изверженных горных пород приведена в табл. 13. Анализ ее показывает следующее.

1. Систематика магматических пород по содержанию в них кремния возможна только для кислых, средних и основных их разновидностей и не эффективна для разделения основных и ультраосновных разновидностей.

2. В группе основных пород по содержанию в них кремния необходимо выделение двух подгрупп: умеренно основных и основных.

3. Классификация магматических пород невозможна по содержанию в них *d*-элементов.

4. Наиболее результативными для систематики магматических образований являются суммарные содержания в них петрогенных *s*- и *p*-элементов.

Данные выводы позволяют затронуть некоторые номенклатурные вопросы, касающиеся отдельных петрографических разновидностей магматических пород при отнесении их к той или иной группе.

В последнее время вновь широко обсуждается проблема ультраосновных эффузивных пород (Баскина, 1975; Васильев, Симон, 1976) и в этой связи образование гипербазитов дунит-перидотитового состава. Для классификации привлекаются данные химического состава таких разновидностей эффузивов, как меймечиты, океаниты, пикриты и коматиты. По соотношению в перечисленных разновидностях пород *s*-, *p*-, *d*-элементов к группе ультраосновных относятся только меймечиты (см. табл. 13 и рис. 2, 4). Все остальные — пикриты, океаниты, коматиты — по содержанию в них этих типов химических элементов к ультраосновным отнесены быть не могут и их нельзя рассматривать в качестве эффузивных аналогов гипербазитов дунит-перидотитового оряда. Поэтому доказательства, которые привлекаются вышеуказанными авторами для подтверждения магматического генезиса последних, малоубедительны. Более того, при анализе петрохимических особенностей дунитов и перидотитов с излагаемых в настоящей работе позиций привлекают внимание необычно низкие значения

Петрохимическая классификация магматических горных пород

Петрохимические типы пород (типы магм)	Разновидности магматических пород и магм	Основность	Содержание химических элементов, вес. %				Глубина зарождения, км	Температура расплава, °С	Место зарождения расплава
			Si	s-элементы Na, K, Mg, Ca	p-элементы Si, O, Al	d-элементы Ti, Cr, Mn, Fe			
Гранитоиды	Липариты Дациты Граниты: щелочные щелочноземельные	Кислые	30—35	7—9	91—87	1—4	15—40 (5—12 кбар)	750—900	
	Трахиты: щелочные щелочноземельные Фонолиты Гранодиориты Сиениты: щелочные щелочноземельные Андезиты Лейцитовые фонолиты Диориты	Средние	25—30	9—14	87—82	2—6	45—70 (15—22 кбар)	950—1100	
	Тефриты	Умеренно-							

	Базальты Платобазальты Фергусит Габбро Оливиновое габбро Щелочные габбро	основные	21—23	13—17	78—74	5—12	100—115 (30—35 кбар)	1300—1400
Габброиды	Базаниты Коматит базальтовый Океаниты Пикриты Нефелиновые базальты Коматит перидотитовый Ййолит Миссурит	Основные	18—21	16—23	74—68	7—12	120—155 (37—47 кбар)	1450—1700
Гипербазиты	Мелитовые базальты Меймечиты Альениты Перидотиты Дуниты Кимберлиты Карбонатиты	Ультраосновные	11—21	23—33	66—59	5—12	> 170 (> 50 кбар)	> 1750

коэффициента щелочности и аномально высокие — коэффициента ϵ (см. табл. 5, 6). Величина последнего в данных породах выше, чем у ближайшего к ним по основности перидотитового коматитита, почти на порядок и в 2—3 раза больше по сравнению с меймечитами, находящимися с дунитами и перидотитами по петрохимическим признакам в одной группе. Значения коэффициента щелочности для них на порядок меньше, чем у коматитов и меймечитов. Все это ставит под сомнение происхождение дунитов и перидотитов из силикатного расплава. Как нам представляется, здесь подтверждается точка зрения тех исследователей, которые рассматривают указанные породы как тугоплавкий остаток (рестит) вещества верхней мантии, образующийся в результате удаления из мантийного субстрата легкоплавкой фракции.

Если использовать для характеристики магматических пород принятые нами критерии, можно показать также, что к ультраосновным неправильно относят лейцит-нефелиновые изверженные породы (см. рис. 4), а липариты — к эффузивным аналогам нормальных гранитов. Последнее хорошо доказывается данными анализа (см. табл. 1—8) содержаний в породах различных типов химических элементов и значений введенных коэффициентов. Для липаритов это особенно отчетливо выражается через величину коэффициента щелочности, значение которого равно 6,7. Последнее совсем не типично для кислых пород извещково-щелочной ветви, но характерно для щелочных разностей. По всем показателям, приведенным в таблицах, липарит следует рассматривать как излившийся аналог щелочных гранитов.

Распределение петрогенных химических элементов по типам их атомов может быть сведено к простому графику (рис. 5).

На графике химические составы главных типов магматических пород изображены в координатах s , p , d , по которым в одном масштабе в весовых процентах отложены содержания соответствующих типов элементов.

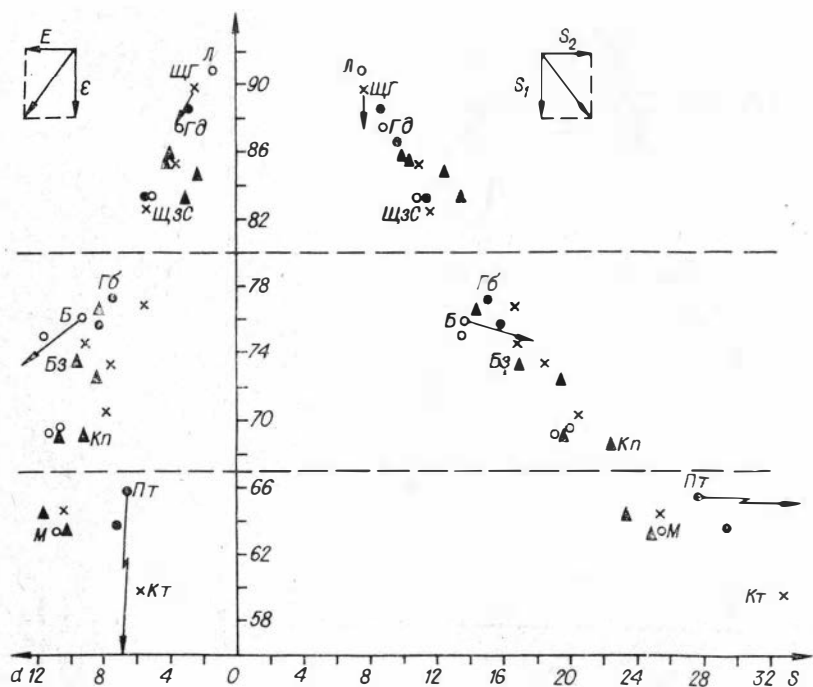


Рис. 5. Диаграмма химических составов магматических горных пород (по автору).

Все породы разделяются на три группы, отвечающие по составу гранитоидам, габброидам и гипербазитам. Как в поле "pos", так и в поле "pod" точки располагаются под углом к оси "op" и отражают обратный характер распределения содержаний s- и d- от p-элементов. Так как соотношения концентраций в породах s-, p-, d-элементов, как было показано выше, регулируются PT параметрами, наклоны средних линий состава выражают изменения величины температуры и давления для различных расплавов. В целом, чем дальше от оси "op" расположены точки, тем при более высоких значениях температуры и давления происходило зарождение магмы. Данный вывод подтверждается анализом распределения в полях "pos" и "pod" различных разновидностей пород, а также рис. 4. Наряду с этим положение точки в выбранной системе координат характеризует вещественный состав породы. Эта зависимость выражается следующим образом. Чем ближе к началу координат располагается точка состава, тем меньше порода содержит кремния и кислорода, и чем дальше она отдалена от оси "op", тем больше в породе содержания петрогенных химических элементов из подгрупп s₂- и d-элементов и меньше — элементов подгруппы s₁.

Помимо этих характеристик, используя отношения различных типов элементов, можно графически изобразить щелочность породы и величину их энергоемкости. Для этого воспользуемся значениями коэффициентов ϵ и E и содержанием в породах элементов из подгруппы s₁ и s₂, выразив их через систему векторов. С помощью такого приема щелочность породы выражается вектором, построенным в поле "pos" по величинам s₁ и s₂ (см. рис. 5), которая будет тем больше, чем круче его наклон. От гранитоидов к гипербазитам этот вектор изменяется от почти вертикального в крайних кислых членах пород до горизонтального в дунитах и перидотитах. Аналогичным образом в поле "pod" изображается величина энергоемкости породы, где по ординате откладывается значение коэффициента ϵ , а по абсциссе — E . Суммарное значение энергоемкости породы в относительных единицах будет выражаться пропорционально длине вектора.

Масштабы при построении обеих дополнительных характеристик можно применять произвольно, учитывая требования наглядности. Как показал опыт, оптимальным является масштаб 1 : 5. Нами приводятся принципы построения этих величин и изображение их для отдельных типов пород (см. рис. 5). Применение рассмотренной диаграммы наиболее рационально при сравнительном петрологическом анализе контрастных магматических ассоциаций, когда имеется статистически представительный материал. Простота и наглядность изображения особенностей химического состава и важность вытекающих из них сведений об условиях образования пород делают диаграмму привлекательной для петрологических исследований. Для полноты информации она должна сочетаться с данными, снимаемыми по графику распределения содержаний петрогенных s-, p-, d-элементов в PT координатах (см. рис. 4).

И, наконец, рассмотрим поведение второстепенных компонентов в различных типах магматических пород с учетом особенностей строения атомов. Для этого используем установленные (Жариков, Маракушев, 1976) зависимости распределения и распространенности химических элементов-примесей в магматических образованиях различной основности (табл. 14).

Показательно, что наибольшее количество элементов-примесей (по кларковым содержаниям) характерно для кислых и средних пород (см. табл. 14), минимальное — для ультраосновных и промежуточное между ними — для основных. Количественные содержания их по типам пород определяются соотношением приблизительно 2:1:0,5.

Характер распределения элементов-примесей в магматических горных породах
Кислые и средние породы

Элемент	Li	Be	Rb	Cs	Ba	B	F	Ga	In	Sn	Tl	Pb	Bi	Zn	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	La	Hf	Ta	W	Re	Ac		
Порядковый номер	3	4	37	55	56	5	9	31	49	50	81	82	83	30	39	40	41	42	43	57	72	73	74	75	89		
Тип	s					p								d													
														Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Th	U
														58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	70	90	92
														f													

Основные породы

Элемент	Sr	P	Ge	As	Se	Sb	Te	Se	Ti	V	Mn	Fe	Cu	Zn	Ag	Cd	Hg
Порядковый номер	38	15	32	33	34	51	52	21	22	23	25	26	29	30	47	48	80
Тип	s	p						d									

Ультраосновные породы

Элемент	Cr	Co	Ni	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au
Порядковый номер	24	27	28	44	45	46	76	77	78	79
Тип	d									

Группировка элементов-примесей по конфигурации электронных оболочек

Тип элемента	Порода		
	кислая	основная	ультраосновная
<i>s</i>	5	1	—
<i>p</i>	8	6	—
<i>d</i>	12	10	10
<i>f</i>	14	—	—
Четный	17	11	6
Нечетный	21	9	4
ε	0,8	1,2	1,5

При группировке этих элементов по конфигурации электронных оболочек атомов выявляется ряд интересных закономерностей (см. табл. 15). Так, в кислых и средних по составу породах в кларковых количествах присутствуют все типы химических элементов таблицы Д. И. Менделеева, среди которых преобладают элементы с большими значениями заряда ядра атомов и нечетными порядковыми номерами. В основных разновидностях пород в составе элементов-примесей резко сокращается количество элементов группы *s* и полностью отсутствуют *f*-элементы, а доля групп *p* и *d* остается почти такой же, как в кислых и средних породах. При этом в данной группе четные и нечетные элементы встречаются уже в обратном соотношении и несколько преобладают первые. Резко превалируют представители элементов со средними величинами заряда ядра атома. В ультраосновных породах в кларковых содержаниях присутствуют только *d*-элементы, большинство из которых четные со средними и высокими порядковыми номерами.

Подобное распределение элементов-примесей хорошо объясняет специфика химического сродства элементов. Для этого обратимся к Периодической системе Д. И. Менделеева (см. рис. 1). Проведем условную линию по границе VII и VIII периодов в ее центральной части. При таком разделении элементы таблицы Д. И. Менделеева по левую сторону от линии относятся к тем, которые проявляют сильное сродство к кислороду, а по правую — к сере и углероду (Щербина, 1972; Войткевич и др., 1970). Причем все элементы-примеси, характерные для кислых и средних магматических пород, располагаются влево от границы раздела, а для основных и ультраосновных — вправо. Регулирование поведения элементов-примесей химическими особенностями среды хорошо согласуется с распределением в магматических образованиях породобразующих *p*-элементов, в частности кремния и кислорода. Но так как распределение и распространенность последних связаны с термодинамическими условиями, то и поведение элементов-примесей в конечном счете, по-видимому, определяется этими же факторами; на них, в свою очередь, по-разному реагируют элементы с различным типом электронных конфигураций атомов. Кроме того, подобное распределение элементов-примесей указывает на формирование основных и ультраосновных пород в восстановительной и резко восстановительной среде, а кислых и средних — в окислительной.

Проведенные исследования показали, что магматические горные породы представляют собой такие сообщества химических элементов, состав которых регулируется в первую очередь термодинамическими условиями, при которых происходило возникновение силикатных расплавов. При этом процессе поведение элементов, их распределение и распространенность зависят главным образом от строения электронных оболочек атомов, обуславливающих энергетическое состояние элементов. Это дает возможность использовать закономерности распределения отдельных типов химических петрогенных элементов и их соотношений для реконструкции условий образования магматических систем и для петрохимической классификации образующихся при их кристаллизации образований.

Изложенные в работе выводы подтверждают существующие положения в геохимии и петрологии. Некоторые из них, однако, носят оригинальный характер, хотя на данном этапе и не могут считаться бесспорными. Основная задача, которую ставил перед собой автор,— показать возможность применения отдельных положений современной химии, и в частности теории молекулярных орбиталей, в петрологии. Перспективы в этом направлении обнадеживают и представляются интересными. Дальнейшие исследования, на наш взгляд, своевременны и целесообразны.

В заключение автор выражает искреннюю признательность Г. В. Пинусу, А. Л. Павлову, В. Н. Шарапову, Ю. Г. Щербакову, с которыми он имел возможность обсуждать затронутую проблему.

ЛИТЕРАТУРА

Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973. 320 с.

Базарова Т. Ю., Костюк В. П., Панина Л. И., Чепуров А. И. Условия формирования важнейших типов щелочных пород.— В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М., «Наука», 1976, с. 120—138.

Баскина В. А. Ультраосновные вулканические породы.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 8, с. 3—18.

Белов Н. В. Кристаллохимия силикатов с большими катионами. М., Изд-во АН СССР, 1961. 68 с.

Беус А. А. Геохимия литосферы. М., «Недра», 1972. 295 с.

Васильев Ю. Р., Симон А. К. Ультраосновные расплавы в земной коре.— В кн.: Проблемы петрологии. М., «Наука», 1976, с. 106—118.

Велинский В. В., Пинус Г. В. Проблема ультраосновных формаций складчатых областей. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 187—185. (Труды I Всесоюзного симпозиума).

Велинский В. В., Пинус Г. В. Некоторые общие вопросы проблемы генезиса альпийских гипербазитов.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 360—376.

Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954. 696 с.

Виноградов А. П. Современная геохимия в свете Периодической системы химических элементов Д. И. Менделеева. «Вестн. МГУ. Серия геологич.», 1970, № 2, с. 6—12.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.

Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. П., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1970. 280 с.

Галактионов В. А., Белов Н. В. Граница Моховичича и строение силикатов.— «Геохимия», 1967, № 12, с. 1411—1417.

Глинка Н. Л. Общая химия. Л., «Химия», 1973. 727 с.

Грей Г. Электроны и химическая связь. М., «Мир», 1967. 234 с.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М., Изд-во лит-ры по геол. и охране недр. 1960. 155 с.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.

Коттон Ф., Уилкинсон Дж. Современная неорганическая химия. М., «Мир», 1969. 223 с.

Куширо И., Шейрер Я. Ф. Новые данные по системе диопсид — форстерит — кремнезем.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. Вып. 62. М., «Недра», 1969, с. 52—62.

Лебедев В. И. «Парадокс» полиморфных модификаций SiO₂ и объемная роль Si и O в земной коре и верхней мантии.— «Зап. ВМО. Вторая серия», 1976, ч. 105, вып. 2, с. 145—153.

Лебедев В. И. Некоторые закономерности строения вещества земной коры и мантии в свете новой системы ионно-атомных радиусов.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 225—233.

Лихачев А. П. О поведении химических элементов в магматических и гидротермальных процессах.— «Зап. ВМО. Вторая серия», 1975, ч. 104, № 6, с. 649—663.

Макаров В. К. Кривые ликвидуса некоторых ультраосновных и щелочных пород в интервале давлений от 5 до 15 кбар при 3 и 9% содержании воды в системе.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинного петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР, 1976, с. 66—87.

Маракушев А. А. Миграционная способность и геохимическая систематика металлов.— «Вестн. АН СССР», 1972, № 6, с. 46—51.

- Мияки Я. Основы геохимии. Л., «Недра», 1969. 327 с.
Протодьяконов М. М., Герловин И. Л. Электронное строение и физические свойства кристаллов. М., «Мир», 1975. 355 с.
Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974. 264 с.
Урбах В. Ю. Биометрические методы. М., «Наука», 1964. 415 с.
Урусов В. С. Энергетическая кристаллохимия. М., «Наука», 1975. 333 с.
Ферман А. Е. Избранные труды. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1953. 768 с.
Щербина В. В. Основы геохимии. М., «Недра», 1972. 295 с.
Щербаков Ю. Г. Геохимическая эволюция и рудные формации.— В кн.: Проблемы эндогенного рудобразования металлогении. Новосибирск. «Наука», 1976, с. 217—229.
Green D. H., Nicholls I. A., Viljoen M., Viljoen R. Experimental demonstration of the existence of peridotite liquids in earliest Archean magmatism.— "Geology", 1975, v. 3, № 1, p. 11—14.

Л. В. Агафонов, В. А. Кутолин, Ф. П. Леснов

ВОЗДЕЙСТВИЕ БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ НА КСЕНОЛИТЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД И ОТНОСИТЕЛЬНАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ МИНЕРАЛОВ В БАЗАЛЬТОВОМ РАСПЛАВЕ

Источником наших знаний о глубинном строении Земли и, в частности, о ее частях, располагающихся ниже уровня коры, служат ксенолиты, выносимые базальтоидными магмами и кимберлитами. Изучение минеральных парагенезисов ксенолитов и их химического состава позволяет делать выводы об условиях температуры и давления, существующих на глубинах, где сформированы породы ксенолитов, соответственно реставрируется вещественный и химический состав верхней мантии. При этом, как правило, допускается, что состав ксенолитов и количественные соотношения их петрографических типов не изменяются в процессе транспортировки к поверхности. Следует добавить, что и те структурно-текстурные особенности, которые наблюдаются в ультраосновных нодулях, обычно рассматриваются как признак условий, существовавших на тех горизонтах Земли, откуда приносятся эти ксенолиты (Mercier, Nicolas, 1975). Например, деформированные перидотиты в кимберлитах считаются вынесенными с самых глубинных зон Земли (по сравнению с недеформированными), соответствующих астеносферному слою (Boyd, 1973), по которому происходит движение континентальных плит. В то же время известно, что пластически деформированные перидотиты нередко встречаются как среди ксенолитов в базальтах, так и в альпинотипных гипербазитах (Mercier, Nicolas, 1975; Агафонов и др., 1977; Агафонов, 1975; Меляховецкий, 1977). При этом последние формируются при меньших температурах и давлениях, чем ультраосновные породы нодулей, встречающихся в базальтах и кимберлитах (Соболев, 1974; Лутц, 1974). Факты, приводимые авторами данной статьи, говорят в пользу того, что пластические деформации минералов в ксенолитах ультраосновных пород, наблюдаемых в базальтах, могут отражать не только их глубинный характер (Boyd, 1973; Mercier, Nicolas, 1975), но и то, что возникновение этих деформаций допустимо в результате термического воздействия расплава на ксенолиты.

Изучение базальтовых вулканических аппаратов, содержащих ксенолиты ультраосновных пород, показывает, что последние подвергаются интенсивному физико-химическому воздействию базальтового расплава (Кутолин, 1972; Бакуменко, Соболев, 1974; Шарарап и др., 1976; Глу-

бинные ксенолиты..., 1975). Однако воздействие носит избирательный характер по отношению как к минералам, так и к самим породам. Это в конечном счете приводит к изменению первоначальных количественных соотношений обломков пород различного типа (перидотиты, эклогиты, пироксениты) по сравнению с наблюдаемым на поверхности. Поэтому степень «смещения» в опробовании верхней мантии вулканическими аппаратами будет всегда зависеть от относительной устойчивости минералов, слагающих ксенолиты ультраосновных и основных пород (Кутюлин и др., 1976).

В данной статье, исходя из наблюдений, сделанных при изучении ксенолитов одного из вулканических аппаратов Центральной Монголии (Агафонов и др., 1975; Кефежинкас и др., 1976_{1, 2}; Леснов и др., 1976; Филиппов и др., 1976; Агафонов и др., 1977) и экспериментального исследования воздействия базальтового расплава на минералы ультраосновных пород, авторы попытались рассмотреть некоторые аспекты, связанные с влиянием магмы на ксенолиты.

Одним из главных факторов воздействия являются состав этой магмы и ее температура. В описываемом районе можно выделить три типа базальтоидов. Первый тип — базальты, образующие обширные по площади покровы (фото 1)¹, наиболее ранние по возрасту. Они практически не содержат ксеногенного материала (табл. 1, см. обр. М-699-58). Вто-

Т а б л и ц а 1

Химический состав пород, вес. %

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	53,0	46,6	49,2	46,0
Al ₂ O ₃	17,44	15,27	15,18	3,18
Fe ₂ O ₃	1,61	4,82	2,42	Не обн.
FeO	6,56	6,58	7,81	8,11
TiO ₂	2,43	2,24	2,60	0,10
CaO	6,17	6,68	6,17	3,08
MgO	4,62	4,25	7,58	38,29
MnO	0,08	0,15	0,09	0,28
P ₂ O ₅	0,65	2,34	0,95	0,05
K ₂ O	3,25	4,70	3,76	0,10
Na ₂ O	3,85	6,14	4,15	0,32
Li ₂ O	0,017	0,025	0,017	0,017
Cr ₂ O ₃	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
V ₂ O ₅	»	»	»	»
CoO	0,006	0,004	0,008	0,003
NiO	Сл.	Сл.	0,03	0,24
H ₂ O ⁻	0,2	0,1	Не обн.	0,10
П. п. п.	Не обн.	Не обн.	0,5	Не обн.
С у м м а . . .	99,88	99,90	100,47	99,87

Примечание. 1 — базальт покровный, М-699-58; 2 — стекло, М-699-39; 3 — пузыристый базальт, М-699-42; 4 — шпинелевый лерцолит, М-74 М-1. Аналитик Э. С. Гулецкая (ИГиГ СО АН СССР).

¹ Фотоиллюстрации к статье помещены в конце книги.

рой тип — вулканические стеклоподобные породы смоляно-черного цвета с раковистым изломом. Они состоят главным образом из темно-бурого (в проходящем свете) стекла, в которое погружены микролиты и микрофенокристы оливина, а также редкие выделения титаномагнетита. Иногда в этих стеклах встречаются крупные изогнутые пластинчатые ксенокристы темно-коричневой слюды, плеохроирующей в коричневых тонах. Состав ее характеризуется высоким содержанием Ti и Fe (табл. 2), что соответствует титанистому биотиту. В шлифах стекол фиксируются порфиновые выделения (фенокристы) оливина в виде идиоморфных зерен и их сростков и мельчайшие микролиты оливина. Видны структуры течения в этих породах, обычно подчеркиваемые полосами темно-коричневой окраски различной интенсивности (фото 2).

Т а б л и ц а 2

Состав келифитовой каймы (1), продуктов разложения оранжевого пирропа (2), титаномагнетита (3) и слюды (4), вес. %

Компонент	1	2(n=3)	3	4
SiO ₂	40,92	38,92	0,11	36,29
TiO ₂	0,02	0,09	18,26	11,34
Al ₂ O ₃	22,78	26,51	2,67	15,43
FeO	7,08	15,75	73,59	13,16
MnO	0,18	0,22	0,38	0,35
MgO	21,64	18,04	4,87	11,71
CaO	4,78	1,01	0,07	0,02
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	0,06	0,46
K ₂ O	»	»	0,08	9,98
Cr ₂ O ₃	0,94	»	0,06	Не обн.
С у м м а	98,34	100,54	99,18	98,74
Fe · 100%	15,57	32,88	—	40,52
Fe+M	—	—	—	—
F	—	—	—	0,24

П р и м е ч а н и е. Здесь и далее анализы получены на микроанализаторе MS-46, аналитик Л. В. Усова. F — химанализ Э. С. Гулецкой (ИГиГ СО АН СССР).

Различная интенсивность окраски, вероятно, свидетельствует о неоднородном составе этих стекол и о различной степени окисленности отдельных ее участков. Так, анализ одного из участков стекла (фото 3) показал, что в данной точке в составе стекла K преобладает над Na (K₂O=5,82; Na₂O=3,97 вес. %), но по данным полного химического анализа стекла (см. табл. 1, обр. М-699-39) содержание Na выше, чем K. Неоднородное распределение K и Na в породах данного вулканического аппарата согласуется с данными Л. В. Филиппова и др. (1976). В приведенных этими авторами анализах K и Na также неравномерно распределены в базальтах.

Микроскопическое изучение показывает, что биотит подвергается воздействию расплава, выражающемуся в расплавлении и растворении. Во встречающихся здесь же ксенолитах гранитов можно наблюдать, как содержащаяся в граните слюда полностью расплавляется, причем это больше напоминает вскипание, так как образовавшиеся на месте слюды поры с реликтами слюды не заполнены расплавом. Приведен-

ные данные, вероятно, могут свидетельствовать об ассимиляции исходными магмами вмещающих пород, ксенолитов и слагающих их минералов, из которых наиболее активно будут ассимилироваться слюды. Последнее находит свое отражение в неоднородном распределении щелочей.

Количество стекла резко ограничено, оно есть лишь в пузыристых базальтах третьего типа, которые слагают основную часть вулканического аппарата. Иногда наблюдается постепенный переход от пузыристых шлакоподобных базальтов к стеклам. Последние преимущественно встречаются в виде ксеногенных обломков в пузыристых базальтах, широко варьирующих по своей структуре и количеству содержащихся в них ксеногенных обломков, изменяющихся от мелкопористых, насыщенных разнообразным ксеногенным материалом пород (фото 4) до крупнопористых с редкими ксеногенными включениями (фото 5). Несмотря на это, в различных по структуре пузыристых базальтах в перегородках пор встречаются те же минералы и их сростки, что и в ксенолитах. Отсюда следует вывод: базальты обогащаются продуктами дезинтеграции пород, слагающих ксенолиты. Ниже мы покажем, что механическая дезинтеграция ксенолитов сопровождается расплавлением и растворением не только таких легкоплавких минералов, как слюда, но и тугоплавких — клино-, ортопироксен и оливина.

Указанная выше ассимиляция базальтовым расплавом вещества ксенолитов, транспортируемых магмой, и вмещающих пород говорит в пользу того, что встречающиеся в данных базальтах стекла не могут служить в качестве примера исходных магм. С другой стороны, их можно отнести к исходным составам для пузыристых, эруптивных брекчий. Геологические наблюдения — постепенный переход от стекол к пузыристым базальтам и находки в последних самого стекла — не противоречат нашему предположению. Это находит свое отражение и в химическом составе пузыристых базальтов, которые значительно обогащаются Mg и, напротив, обедняются щелочами и P по сравнению со стеклами (см. табл. 1, образец без макроскопически видимых обломков). По нормативному составу (табл. 3) в пузыристых базальтах уменьшается количество калишпата, нефелина и увеличивается содержание плагиоклаза и оливина.

Рассмотрим вопрос о возможной температуре магмы, содержащей ксенолиты ультраосновных пород. Для определения ее в расплаве, который достиг поверхности, было использовано химически проанализированное стекло, не содержащее ксеногенного материала. Это стекло было подвергнуто термическому анализу на дериватографе ОД-103 фирмы «МОМ». При термическом анализе выяснилось, что стекла не содержат летучих компонентов, так как на кривых *TГ* отсутствуют

эффекты, свидетельствующие о потере веса (см. табл. 1). Вместе с тем при температуре около 1100°C на кривых *TГ* фиксируется незначительная прибавка в весе, связанная с окислением закисного железа, по величине соответствующая переходу Fe²⁺ в Fe³⁺ согласно химическому анализу. На кривых *ДТА* экзотермический пик окисления перекрывает эндотермический пик расплавления стекла.

Таблица 3

Нормативный минеральный состав пород, по CIPW

Порода	№ образца		
	М-699-39	М-699-42	М-699-58
Апатит	5,4	2,4	1,7
Ильменит	4,3	5,0	4,6
Ортоклаз	27,8	22,3	19,5
Альбит	14,2	22,0	32,5
Нефелин	20,5	7,1	—
Анортит	0,3	11,7	20,6
Магнетит	7,0	3,5	2,3
Диоксид	14,6	10,3	4,8
Оливин	6	15,9	11,3
Гиперстен	—	—	8,3

Поэтому, хотя экзотермический эффект на кривых ДТА и фиксируется в области 1100—1130°C, он не столь четок. Для точной фиксации эндотермического эффекта плавления эти же стекла нагревались повторно, что бы убрать эффект окисления (рис. 1). Как видно, температура расплава по этой оценке составляет 1100°C. Для независимой оценки температуры расплава были использованы экспериментальные данные П. Л. Родера и др. (Roeder, Emslie, 1970) по равновесию оливин — расплав. С этой целью в стеклах, которые анализировались химическим путем и подвергались термическому анализу, на микрозонде определялся состав микрофенокристов оливина (см. рис. 3). Состав этого оливина характеризуется повышенной железистостью и очень низким содержанием Ni. Отличительной особенностью оливина из фенокристов (табл. 4) от ксенокристов (табл. 5) является устойчивое содержание небольшого количества Ti и повышенное — Ca, который в форме монтчеллитового компонента составляет в среднем 1,72 мол. %. Считая, что микрофенокристы оливина находятся в равновесии с расплавом и какое-то количество закисного железа окисляется в поверхностных условиях, мы воспользовались содержанием MgO в оливине и стекле и оценили, по данным П. Л. Родера и др. (Roeder e. a., 1970), температуру расплава (рис. 2). Она в среднем составляет 1073°C. Как следует из приведенных данных, независимые оценки температуры расплава дают хорошую сходимость. Это позволяет считать, что конечная температура базальтового расплава, достигавшего поверхности, была близкой к 1100°C. Имеющиеся наблюдения, например инконгруэнтное плавление ортопироксена, и сравнение их с экспериментальными данными (Бойд и др., 1968) позволяют предполагать, что начальная температура, как и температура для промежуточных глубин, была значительно более высокой.

Перейдем к анализу воздействия базальтового расплава на ксенолиты ультраосновных пород. В описываемом вулканическом аппарате, имеющем очень молодой возраст, совершенно не наблюдалось последующих изменений как самих базальтов, так и ксенолитов, и влияние, которое оказывал расплав на ксенолиты, не было «затушевано» более поздними наложенными процессами. С этой точки зрения данный вулканический аппарат — идеальный объект для исследования.

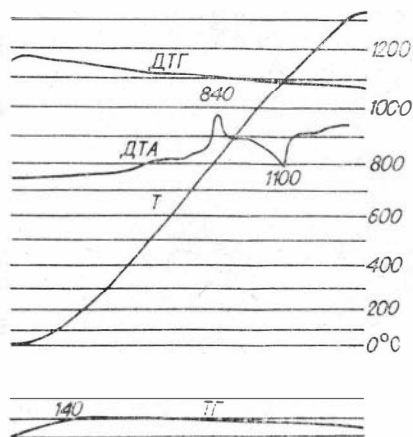


Рис. 1. Кривые повторного нагревания базальтового стекла (обр. М-699-39). Условия съемки: навеска — 643 мг, инертное вещество — Al_2O_3 . Чувствительность: ТГ — 10 мг; ДТГ, ДТА — 1/5; T — 1500°C. Время оборота фоторегистрирующего барабана 200 мин. Стакан платиновый.

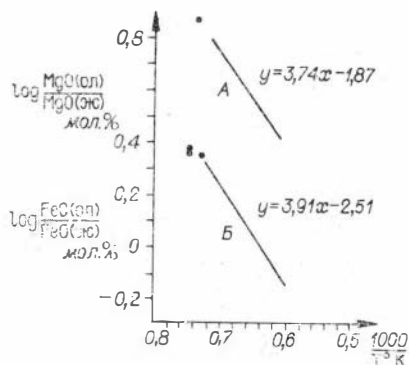


Рис. 2. Изменение соотношения MgO (А) и FeO (Б) между оливином и со-
существующей жидкостью по экспериментальным данным (Roeder, Emslie, 1970) в зависимости от температуры.

Состав оливинов из микрофенокристов базальтового стекла, вес. %

Компонент	1	2	3	Средний состав
SiO ₂	37,48	38,23	38,81	38,17
TiO ₂	0,05	0,05	0,04	0,05
Al ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
FeO	26,31	26,80	25,25	26,12
MnO	0,39	0,42	0,36	0,39
MgO	34,76	34,91	34,48	34,72
CaO	0,55	0,73	0,51	0,60
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
NiO	0,09	0,07	0,08	0,08
С у м м а	99,63	101,21	99,53	100,12
Si	1,001	1,005	1,028	1,011
Fe	0,588	0,589	0,559	0,579
Mn	0,009	0,009	0,008	0,009
Mg	1,383	1,368	1,361	1,371
Ca	0,016	0,021	0,015	0,017
Ni	0,002	0,002	0,002	0,002
Fe · 100%	29,83	30,10	29,11	29,68
Fe + Mg				
Монтицеллитовый компонент	1,60	2,11	1,54	1,72
Fo	69,22	68,78	69,97	69,31

При макроскопическом изучении ксенолитов ультраосновных пород была обнаружена зональная окраска многих ксенолитов шпинелевых лерцолитов, которые по периферии имеют молочный цвет. Зональность особенно хорошо заметна в фотоснимках этих ксенолитов (фото 6). Несмотря на отчетливую зональность, видимых различий в минеральном составе не наблюдается. Это подтверждается и при микроскопическом изучении шлифов. В то же время в ксенолитах небольшого размера зональность в окраске, как правило, отсутствует. Сравнение в шлифах различных участков ксенолитов из центральной и периферийных частей показало, что зональность в окраске связана со структурными особенностями пород. В светлоокрашенной зоне широко проявлены пластические деформации, главным образом оливина, а во внутренних частях деформации отсутствуют. Иногда светлоокрашенные деформированные узкие зоны проникают и внутрь ксенолита (фото 6). Эффект зональной окраски связан с тем, что в периферийных частях ксенолитов в деформированных оливинах за счет развития дислокаций возникают многочисленные отражающие плоскости. Это способствует тому, что оливин становится молочно-матовым. И, наоборот, во внутренних частях ксенолита в оливине при отсутствии дислокаций наблюдается эффект полного внутреннего отражения. Такое распределение деформаций оливина в ксенолитах шпинелевых лерцолитов и связанных с этим оптических эффектов приводит к зональной окраске ксенолитов.

Такое размещение зон с различной степенью деформированности внутри ксенолитов ультраосновных пород в кимберлитах или базальтах, насколько известно авторам, еще не отмечалось. Однако подобная зональность в ксенолитах может свидетельствовать о возникновении деформаций в оливине и других минералах, слагающих ксенолиты, в процессе транспортировки их базальтовыми расплавами.

Состав оливинов из шпинелевых лерцолитов, вес. %

Компонент	№ образца				Средний состав
	1а	1б	699-1а	699-1б	
SiO ₂	40,70	40,69	41,10	40,78	40,82
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	»	»	»	»	»
FeO	10,43	10,12	10,07	10,11	10,18
MnO	0,16	0,06	0,10	0,06	0,10
MgO	47,65	47,59	47,75	47,77	47,69
CaO	0,07	0,04	0,01	0,04	0,04
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
NiO	0,24	0,23	0,22	0,23	0,23
С у м м а	99,25	98,73	99,25	98,99	99,06
Si	1,009	1,012	1,016	1,011	1,012
Fe	0,216	0,210	0,208	0,210	0,211
Mn	0,003	0,001	0,002	0,001	0,002
Mg	1,761	1,763	1,758	1,765	1,762
Ca	0,002	0,001	—	0,001	0,001
Ni	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Fe · 100%					
Fe + Mg	10,93	10,64	10,59	10,63	10,70
Монтичеллитовый компонент	0,20	0,10	—	0,10	0,10
Fo	88,67	89,00	89,15	89,10	88,99

Пр и м е ч а н и е. 699-1а — внутренняя часть ксенолита; 699-1б — контакт ксенолита базальтом.

Ранее при изучении ксенолитов пироповых лерцолитов в базальтах (Агафонов и др., 1977) отмечалось, что по характеру воздействия базальтовых расплавов на ксенолиты ультраосновных пород можно выделить две зоны, в которых интенсивность воздействия проявлена по-разному. Первая — зона непосредственного контакта расплава с ксенолитом, вторая — зона деформаций.

ЗОНА НЕПОСРЕДСТВЕННОГО КОНТАКТА

Ширина ее измеряется десятными долями миллиметра, не превышая 1 мм. Микроскопически эта зона определяется по следам растворения и расплавления минералов, слагающих ксенолиты (фото 7). Рассмотрим поведение каждого минерала в контакте с расплавом и химизм минералов шпинелевых лерцолитов.

Оливин шпинелевых лерцолитов по составу отвечает магнезиальному хризотилу ($2V=87^\circ$, $Ng=1,690$, $Np=1,655$) и, согласно данным рентгеноспектрального анализа, имеет стабильный состав в различных образцах. Незначительные колебания отмечаются только в содержании Mn и Ca. Для того чтобы проследить, изменяется ли состав оливина и других минералов в контакте с базальтовым расплавом, анализировались зерна из контакта и центральной части ксенолита. Состав оливина (см. табл. 5) практически одинаков в пределах точности анализа. Некоторое увеличение содержания Ca наблюдается только в оливине из контакта. Возможно, это связано с незначительной диффузией Ca из расплава в решетку оливина, как предполагал Т. Симкин и др. (Simkin, Smith, 1970). Однако в данном случае это мало вероят-

но из-за неоднородного распределения Са в оливинах. Наблюдения показывают, что оливин наиболее устойчив к воздействию базальтового расплава по сравнению с моноклинным и ромбическим пироксенами. Это приводит к тому, что как по периферии ксенолитов, так и в сростках оливина с пироксенами зерна оливина всегда оказываются выдвинутыми в область расплава дальше, чем пироксены (фото 7). Другими словами, по скорости разрушения расплавом (дезинтеграция, расплавление, растворение) пироксены «обгоняют» оливин. Последний по преимуществу подвергается растворению. При этом видно, что процесс растворения идет одинаково — как с поверхности ксенолитов, так и в продуктах механической дезинтеграции. Оливин в контакте с расплавом имеет пилообразную границу. Растворение происходит не только с периферии зерен оливина, но и по трещинкам, куда проникает расплав. Это, в свою очередь, благоприятствует тому, что от крупных зерен оливина в результате растворения отделяются мелкие зерна, в которых продолжается данный процесс. Растворение наиболее интенсивно идет в направлениях, которые согласуются с кристаллографическими направлениями оливина, что способствует появлению плоскостей растворения в оливине, соответствующих морфологическим граням кристалла (фото 8). В откладывающихся от ксенолитов зернах оливина и окруженных полностью расплавом процесс разрушения значительно ускоряется. Здесь наряду с растворением усиливаются процессы механической дезинтеграции, связанные с движением расплава. По трещинкам оливина активнее проникает расплав, при этом идет не только растворение, но и микрогрануляция оливина. В оливине появляется хорошо заметное волнистое и мозаичное погасание. Крупные зерна рассыпаются на микрогранулы, по границам которых проникает расплав (фото 9), в связи с чем скорость растворения крупных зерен увеличивается.

Ромбический пироксен шпинелевых лерцолитов представлен магnezияльными разностями бронзитов ($2V$ от ± 90 до -86° , $N_g=1,679$, $N_p=1,688$). Они характеризуются стабильным составом, за исключением Са, содержание которого варьирует. В ромбических пироксенах хорошо проявлена спайность по (100). По этой же плоскости иногда наблюдаются тонкие выделения моноклинного пироксена, представляющие структуры распада ортопироксена. В контакте с расплавом, по сравнению с зернами центральной части ксенолита, в составе ромбического пироксена изменений не происходит (табл. 6). Воздействие расплава на ромбический пироксен проявляется главным образом в виде инконгруэнтного плавления. В ксенолитах оно наблюдается только в узкой периферийной зоне, непосредственно в контакте. Наиболее активно происходит инконгруэнтное плавление зерен, полностью окруженных расплавом (фото 10). Отметим, что ромбические пироксены, подвергшиеся инконгруэнтному плавлению, встречаются как в пузыристых базальтах, так и в стеклах. При плавлении вокруг ромбического пироксена возникает кайма, сложенная оливином (согласно оптическим замерам $2V=-85^\circ$, $N_g=1,702$, $N_p=1,665$), имеющим железистость 16%. В интерстициях зерен оливина фиксируются мелкие изотропные зерна зеленой шпинели. Как начальная стадия плавления ортопироксена, на удалении от контакта с расплавом отмечается грануляция. Иногда расплав затекает по спайности и трещинкам ромбического пироксена, сопровождаясь при этом либо грануляцией, либо плавлением. В полностью разложившихся зернах ортопироксена (или с его реликтами) на месте последнего часто наблюдается сплошной агрегат слегка вытянутых кристаллов оливина. Интересно отметить, что в базальтах встречаются зерна, подвергшиеся инконгруэнтному плавлению и расколовшиеся во время транспортировки. По плоскостям раскола они контактируют с базальтом, однако следы инконгруэнтного плавления отсутствуют. Это обстоятельство в какой-то мере свидетельствует

Состав ромбических пироксенов из шпинелевых лерцолитов, вес. %

Компонент	№ образца				Средний состав
	1а	1б	669-1а	669-1б	
SiO ₂	55,49	55,66	55,54	54,95	55,41
TiO ₂	0,13	0,15	0,13	0,13	0,13
Al ₂ O ₃	4,37	4,55	4,17	4,51	4,40
FeO	6,59	6,47	6,49	6,38	6,48
MnO	0,09	0,06	0,06	0,08	0,07
MgO	32,03	32,16	32,04	31,84	32,02
CaO	0,70	0,52	0,52	0,51	0,56
Na ₂ O	0,15	0,14	0,12	0,11	0,13
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,32	0,38	0,27	0,32	0,32
NiO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,89	100,12	99,37	98,86	99,54
Si	1,920	1,918	1,928	1,917	1,921
Ti	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003
Al	0,179	0,185	0,170	0,185	0,180
Fe	0,191	0,187	0,188	0,186	0,188
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Mg	0,650	0,652	1,658	1,656	1,654
Ca	0,025	0,019	0,019	0,019	0,020
Na	0,012	0,009	0,008	0,007	0,009
Cr	0,008	0,010	0,007	0,009	0,009
Al ^{IV}	0,080	0,082	0,072	0,083	0,079
Al ^{VI}	0,099	0,103	0,098	0,102	0,101
$\frac{Fe \cdot 100\%}{Fe+Mg}$	10,38	10,17	10,18	10,10	10,21

о более высокой температуре базальтового расплава на глубине по сравнению с теми порциями расплава, которые достигли поверхности. По данным, полученным с помощью термического анализа, температура начала инконгруэнтного плавления ортопироксена (состав приведен в табл. 6) составляет 1290°C. Причем при нагревании как одного ортопироксена, так и в смеси с базальтовым стеклом величина описываемого показателя не смещалась. Полученное значение в 1290°C может служить оценкой минимального предела базальтового расплава на глубине.

Моноклинные пироксены шпинелевых лерцолитов характеризуются высокими значениями угла оптических осей ($2V=60-62^\circ$, $N_g=1,705$, $N_p=1,681$) и наличием спайности (010), что, по оптическим свойствам, приближает их к авгитам. К особенностям химического состава относится высокое содержание глинозема, Ti, Na (табл. 7). При фактически одинаковом составе клинопироксенов в разных образцах наблюдается лишь незначительное колебание в содержании Cr. Клинопироксен у непосредственного контакта с расплавом несколько обогащен Ti по сравнению с центральной частью ксенолита, что при стабильном содержании Ti, вероятно, связано с диффузией его из расплава, который обогащен этим компонентом (см. табл. 1). Как по периферии ксенолитов, так и в отдельных изолированных зернах клинопироксена

Состав моноклинных пироксенов из шпинелевых лерцолитов, вес. %

Компонент	№ образца				Средний состав
	1а	1б	699-1а	699-1б	
SiO ₂	53,18	53,52	52,40	51,40	52,38
TiO ₂	0,64	0,64	0,64	0,80	0,68
Al ₂ O ₃	6,86	7,07	6,57	6,56	6,77
FeO	2,99	2,88	2,78	2,76	2,85
MnO	0,06	0,06	0,06	0,08	0,07
MgO	14,86	14,52	14,65	14,40	14,61
CaO	19,55	19,91	20,27	19,87	19,90
Na ₂ O	1,94	2,06	1,96	1,97	1,98
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,79	0,82	0,56	0,72	0,72
NiO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Сумма . . .	99,94	101,55	99,96	98,63	100,02
Si	1,887	1,901	1,896	1,918	1,901
Ti	0,017	0,017	0,017	0,022	0,018
Al	0,292	0,296	0,280	0,287	0,289
Fe	0,090	0,086	0,084	0,086	0,087
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Mg	0,801	0,769	0,790	0,801	0,790
Ca	0,757	0,758	0,786	0,795	0,774
Na	0,136	0,142	0,137	0,141	0,139
Cr	0,023	0,023	0,016	0,021	0,021
Al ^{IV}	0,113	0,099	0,104	0,082	0,099
Al ^{VI}	0,179	0,197	0,176	0,205	0,190
Fe·100%	10,10	10,06	9,61	9,70	9,87
Fe+Mg					
Ca·100%					
Ca+Mg	48,59	49,64	49,87	49,81	49,48

в расплаве процесс воздействия одинаков. Он проявляется преимущественно в виде плавления. Причем, как можно видеть (фото 11), процесс идет и по границам зерен, и внутри их. Проникновение расплава вглубь при этом контролируется не только спайностью пироксена, но и трещинами, не связанными с кристаллографическими особенностями пироксена. При больших увеличениях в шлифах наблюдаются разной величины капельки расплава, располагающиеся цепочками вдоль спайности. В моноклинных пироксенах из шпинелевых лерцолитов отмечается грануляция зерен по периферии (фото 12) — начальная стадия плавления. В черных авгитах, встречающихся в базальтах в виде крупных ксенокристов, процесс грануляции проявлен незначительно. В то же время в этих пироксенах хорошо заметно, как крупные монокристаллы распадаются на блоки, имеющие различную интерференционную окраску (фото 11). В закаленных каемках расплава, вокруг моноклинных пироксенов и внутри, наряду со стеклом присутствуют мельчайшие микролиты клинопироксена.

В лерцолитах шпинель имеет светло-коричневую окраску и, согласно данным химического состава (табл. 8), ближе всего отвечает хромсодержащему плеонасту (Дир и др., 1966). Однако изоморфное отношение Mg : Fe⁺², с учетом присутствия части железа в виде Fe⁺³ для компенсации катионов в шестерной координации, в данных шпинелидах несколько выше и составляет 4 : 1. Состав шпинелей в различных об-

Состав шпинелидов из шпинелевых лерцолитов, вес. %

Компонент	№ образца				Средний состав
	1а	1б	699-1а	699-1б	
SiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
TiO ₂	0,18	0,16	0,12	0,15	0,15
Al ₂ O ₃	58,13	58,62	58,75	58,74	58,56
FeO	11,17	10,99	11,26	11,26	11,17
MnO	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07
MgO	21,10	20,99	20,80	20,94	20,96
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na ₂ O	»	»	»	»	»
K ₂ O	»	»	»	»	»
Cr ₂ O ₃	8,64	8,75	9,39	8,91	8,92
NiO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
С у м м а . . .	99,28	99,58	100,39	100,06	99,83
Ti	0,005	0,003	0,002	0,003	0,003
Al	1,777	1,784	1,779	1,782	1,781
Fe	0,242	0,237	0,242	0,243	0,241
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Mg	0,815	0,808	0,797	0,803	0,806
Cr	0,178	0,180	0,192	0,183	0,183
Fe·100%					
Fe+Mg	22,9	22,7	23,3	23,2	23,0

разцах, за исключением незначительного колебания Ti, одинаков. Шпинели из контактовой части ксенолита с расплавом и из внутренних участков по составу различий не имеют. В непосредственном контакте с расплавом шпинель всегда замещена магнетитом (фото 13).

Пироп из крупных ксенокристов в базальте (фото 14) и из пироповых лерцолитов (фото 15) граничит с расплавом только через келифитовую оторочку (за редким исключением). Последняя, по данным рентгеноспектрального анализа, имеет близкий состав к пиропу, но сумма компонентов всегда меньше 100. Один из таких анализов келифитовой каймы вокруг пироба из пиропового лерцолита с наибольшей суммой приведен нами в табл. 3. В шлифах келифитовая кайма, имеющая волнистое погасание, окрашена в бурый цвет и представлена агрегатом тонких пластинчатых зерен, ориентированных перпендикулярно поверхности пироба. По рентгенометрическим данным, фазовый состав каймы представлен хлоритом (магнезиальный шамозит) и анортитом (Михеев, 1957).

<i>I</i>	4	8	8	10	2	6	10	2
$\frac{d_x}{n}$	14,2	7,1	4,73	3,55	3,33	3,24	3,19	2,93
Хлорит	+	+	+	+	—	—	—	—
Анортит	—	—	—	—	+	+	+	+

В ксенокристаллах оранжевого пироба (Агафонов и др., 1975; Агафонов и др., 1977) келифитовая кайма, как правило, намного тоньше, чем в пироповом лерцолите, и более густо окрашена в бурый цвет. В изолированных участках внутри оранжевого пироба образуются продукты разложения, которые слагаются радиально-лучистым агрегатом плохо диагностируемого минерала. В ассоциации с этим минералом очень много магнетита. Анализ на микрозонде продуктов разложения оранжевого пироба (фото 16) показал неоднородное по составу строе-

ние, связанное главным образом с резкой зональностью по Al (среднее значение по трем анализированным точкам см. в табл. 3). Келифитовые каемки вокруг пироба, как из пиробовых лерцолитов, так и из ксенокристов, в контакте с расплавом интенсивно плавятся с постепенным переходом от расплава к келифитовой оторочке.

ЗОНА ДЕФОРМАЦИЙ

Наблюдается в ксенолитах макроскопически. Характеризуется повышенным количеством деформаций в оливине. Ширина зоны изменяется в небольших пределах в зависимости от величины ксенолита: при небольших размерах (до 3—4 см) зона по окраске не фиксируется, так как в маленьких обломках оливин деформирован равномерно по всему объему ксенолита; в ксенолитах около 10 см, наиболее часто встречаемых в базальтах,—1—1,5 см. В крупных ксенолитах эта зона обычно шире.

Оливин в этой зоне подвергается не только пластической деформации, связанной с внутрикристаллическим скольжением и проявляющейся в виде полос сброса, полигонизации и волнистого погасания, но и деформациям с нарушением сплошности кристалла, т. е. с их разрушением (фото 17). Пластически деформированный оливин с узкими частыми полосками сброса, границы которых параллельны (100), концентрируется в участках, наиболее близких к контакту с расплавом. На удалении от контакта степень деформированности оливина уменьшается. Полоски сброса с границами по (100) становятся широкими и встречаются редко (1—2 полоски на зерно), что при крупности зерен оливина до 1 см свидетельствует об очень слабой деформации оливина внутри ксенолитов. Полигонизация оливина и волнистое погасание также тяготеют к контактовым частям. Согласно экспериментальным данным (Carter, 1976), зональное распределение пластически деформированных оливинов в зонах, располагающихся в контактовых частях ксенолита, может указывать на происхождение полос сброса по (100) в результате температурного воздействия базальтового расплава в короткие интервалы времени. Это следует из экспериментов по деформации оливина при температурах, согласующихся с оценками температур базальтового расплава (см. выше), но при высоких скоростях деформации ($10^{-4}/с$ — $10^{-5}/с$) (Carter, 1976). По рентгенометрическим данным, оливин из зоны деформаций (I) отличается пониженными значениями отношений интенсивности рефлекса 020 к интенсивностям рефлексов 130, 131 и 112 по сравнению с оливином из центральной части ксенолита (II).

	I	II
$\frac{020}{130}$	0,48	0,84
$\frac{020}{131}$	0,32	0,74
$\frac{020}{112}$	0,47	0,74

Подобное снижение отношений интенсивностей характерно и для оливинов из альпинотипных гипербазитов (Агафонов, 1975), в которых оливин подвергается интенсивной пластической деформации и разрушению.

Разрушение зерен оливина также наиболее заметно в зоне деформаций. Оно проявляется в образовании совершенной спайности по (010), которая сопровождается раскалыванием кристаллов оливина по раз-

личным изогнутым плоскостям вне связи с кристаллографическими направлениями (фото 17). Однако чаще спайность несовершенная и фиксируется в шлифах как серия изгибающихся субпараллельных трещинок, располагающихся по (010).

Появление зоны пластической деформации оливина в ксенолитах под действием базальтовых расплавов по аналогии с металлами (Надаи, 1969) можно объяснить кратковременным нагревом и появляющимися в этом случае температурными напряжениями, под действием которых в узкой поверхностной зоне возникают пластические деформации. Что касается разрушения оливина, то оно происходит, вероятно, в тот момент, когда ксенолиты достигают поверхности и подвергаются резкому охлаждению. В этом случае возникающие растягивающие напряжения в быстро охлажденной области приводят к появлению трещин (Надаи, 1969).

Пластические деформации ромбического и моноклинного пироксена в зоне деформаций практически не проявлены, за исключением редко встречающегося аномально низкого угла погасания в клинопироксенах. Следует отметить, что в обоих пироксенах в этой зоне по периферии зерен наблюдается грануляция с образованием микрозернистых агрегатов. В глубь ксенолитов грануляция резко затухает. В шпинели из зоны деформации появляются трещины отдельности (фото 13).

Качественно описанное выше воздействие базальтового расплава на ксенолиты ультраосновных пород указывает на различную скорость ассимиляции магмой минералов ксенолитов, которая связана с процессами механической дезинтеграции, расплавления и растворения. Это в конечном счете приводит к изменению соотношения ксенолитов при выносе на поверхность. С целью количественной оценки этого изменения была исследована кинетика растворения оливина, ортопироксена, клинопироксена и пироба в расплаве щелочного базальта. Применяемый термин «растворение» используется как первое приближение к описанию наблюдаемого явления. Фактически же, что следует из предыдущего описания, в природном объекте этот процесс намного сложнее. Методика экспериментов была заимствована (Торопова и др., 1964) и заключалась в следующем. Навеска тонко истертого стекла щелочного базальта насыпалась на пластинку кварцевого стекла и помещалась в высокотемпературную камеру (Чепуров и др., 1972), смонтированную на микроскопе МБИ-6. Мономинеральные фракции оливина, ортопироксена, клинопироксена и пироба измельчались, и из них отбирался класс размером от 0,09 до 0,12 мм, который в дальнейшем использовался в эксперименте. В расплавленное стекло щелочного базальта (температура плавления 1100°), предварительно выдержанное при более высокой температуре для лучшей гомогенизации, бросали несколько зерен исследуемого минерала, а затем, наблюдая в микроскоп, определяли время полного исчезновения зерен.

Все минералы, с которыми проводились эксперименты, за исключением оливина-1, были выделены из нодулей шпинелевого лерцолита (оливин-2, орто- и клинопироксен) и гранатового (пироб) лерцолита в щелочных базальтоидах описываемого вулканического аппарата. Оливин-1 был выделен из дунитов массива горы 1064 м на Чукотке. Прибегнуть к нему пришлось потому, что оливин-2 сильно окислялся во время растворения с образованием окислов железа за счет фаялитовой молекулы. Это затрудняло проведение экспериментов и заставляло ограничиться для оливина-2 только тремя надежными наблюдениями. Более магnezный оливин-1 не окислялся во время опытов и был использован для контроля. Базальтовое стекло, которое применялось в качестве растворителя, взято из щелочных базальтов (табл. 1, обр. М-699-39), содержащих ксенолиты. Химические анализы всех материалов приведены В. А. Кутолиным и др. (1976).

В работах Н. А. Торопова с соавторами (1964), а также С. В. Ладохина и Б. Х. Хана (1971) было показано, что растворение ряда веществ в жидкой фазе цементного клинкера, топливном шлаке и расплавленном базальте описывается уравнением Аррениуса

$$\tau = A \cdot e^{\frac{E}{RT}}, \quad (1)$$

где τ — продолжительность растворения (мин), A — предэкспоненциальный множитель (мин), E — энергия активизации процесса растворения (кДж/моль), R — универсальная газовая постоянная, T — абсолютная температура. Логарифмирование уравнения (1) дает

$$\lg \tau = \lg A + 0,434 \frac{E}{RT}, \quad (2)$$

поэтому, если зависимость $\lg \tau$ от обратной температуры $1/T$ выражается на графике для экспериментальных точек прямой линией, то это значит, что изученный процесс описывается данным уравнением. Наши экспериментальные данные хорошо аппроксимируются прямыми линиями (рис. 3) и, следовательно, растворение всех изученных минералов в базальтовом расплаве протекает по закону Аррениуса. Приведем значения параметров A и E , рассчитанные по экспериментальным данным (табл. 9). Так же, как и в цитированных работах, энергия активации процесса растворения имеет очень высокие значения. По мнению Н. А. Торопова и др. (1964), это может быть обусловлено тем, что энергия активации складывается из двух величин, одна из которых связана с переходом в расплав частиц молекулярного размера, а вторая — с отщеплением блоков растворяющихся зерен.

Следует отметить, что использованное нами базальтовое стекло значительно богаче щелочами, чем нормальные базальты. Такой состав был применен потому, что он плавится при более низкой температуре, а это облегчило проведение экспериментов. Однако можно полагать, что порядок полученных нами значений для величин A и E останется примерно тем же и для базальтов с более низким содержанием щелочей, поскольку значения всех параметров меняются для одного и того же вещества не очень сильно, если составы расплавов несколько изменяются. Так, по данным С. В. Ладохина и Б. Х. Хана (1971), процесс растворения обожженного доломита в топливном шлаке и в базальте характеризуется близкими значениями A и E .

Относительную устойчивость двух минералов i и j можно определить как отношение продолжительностей их растворов τ_i/τ_j . Из уравнения (1) следует, что

$$\lg \frac{\tau_i}{\tau_j} = \lg A_i - \lg A_j + \frac{0,434}{RT} (E_i - E_j), \quad (3)$$

Из уравнения (3) была рассчитана относительная устойчивость минералов в интервале температур от 1300 до 1100°C, который является наиболее реальным для базальтовой магмы (табл. 10). Как видно,

Т а б л и ц а 9

Значение энергии активации процесса растворения минералов в расплаве щелочного базальта (E) и предэкспоненциального множителя (A)

Минерал	Оливин-1	Оливин-2	Ортопироксен	Клинопироксен	Пирроп
E , кДж/моль	824	626	375	438	690
A , мин	$4,36 \cdot 10^{-25}$	$2,9 \cdot 10^{-19}$	$2,14 \cdot 10^{-11}$	$8,13 \cdot 10^{-13}$	$4,46 \cdot 10^{-22}$

наиболее устойчивый минерал в ультраосновных нодулях — оливин (рис. 4). Он растворяется медленнее ортопироксена в 1,5—24 раза, медленнее клинопироксена в 5—37, а пироба в 6—12 раз в зависимости от температуры.

Таким образом, эти данные, во-первых, полностью согласуются с выводом о преимущественной дезинтеграции пироксенитов и эклогитов по сравнению с перидотитами среди ультраосновных нодулей в базальтах (Куталин, 1972; Шарапов и др., 1976), во-вторых, позволяют количественно оценить разницу в скорости дезинтеграции перидотитов и пироксенитов.

Наши экспериментальные данные, полученные для изолированных зерен минералов диаметром около 0,1 мм, нельзя полностью переносить на ультраосновные нодули, представляющие собой сложные агрегаты минеральных зерен. Однако, как показывает петрографическое изучение, ультраосновные нодули растворяются путем последовательного разрушения тонких концентрических корок с их поверхности, в то время как центральная часть крупных нодулей не успевает иногда даже прогреться до температуры вмещающего расплава (Могаровский, Дмитриев, 1976; Уханов, Малышев, 1973). Растворение минералов в этих корках идет почти так же, как и растворение изолированных зерен, ибо расплав проникает по межзерновым границам и трещинкам в породе.

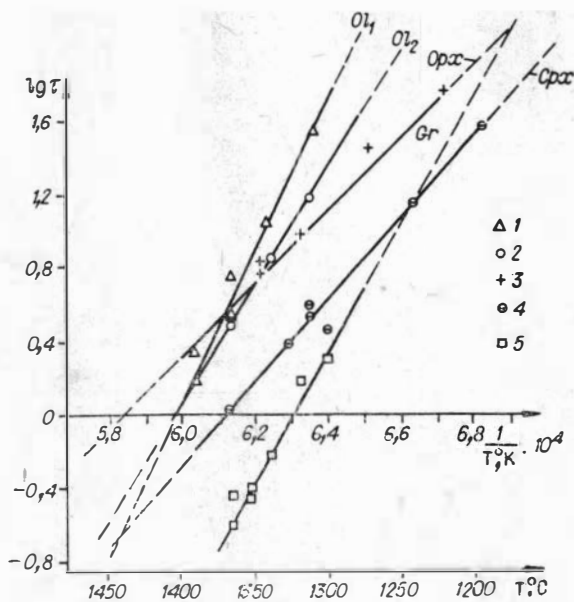


Рис. 3. Кинетические кривые растворения минералов в базальтовом расплаве.

1 — оливин-1, 2 — оливин-2, 3 — ортопироксен; 4 — клинопироксен; 5 — пироп.

Таблица 10

Относительная устойчивость минералов в расплаве щелочного базальта в зависимости от температуры

τ_j/τ_i	Температура, °C				
	1300	1250	1200	1150	1100
Оливин-2	1,5	3,7	5,4	10,9	24,0
Ортопироксен					
Оливин-2	4,7	7,4	12,3	20,9	37,2
Клинопироксен					
Оливин-2	11,8	10,0	8,5	7,1	5,9
Пироп					
Клинопироксен	2,6	1,4	0,7	0,2	0,15
Пироп					
Ортопироксен	8,3	3,7	1,7	0,7	0,2
Пироп					
Ортопироксен	3,2	2,5	2,3	1,7	1,6
Клинопироксен					

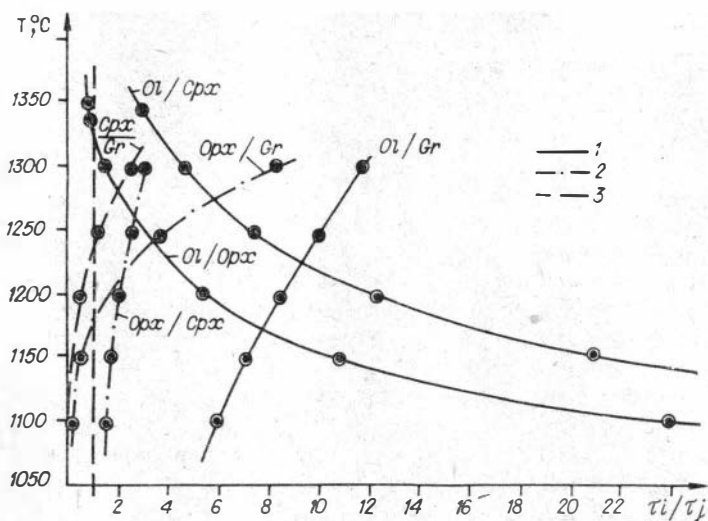


Рис. 4. Устойчивость оливина (1), ортопироксена (2) и клинопироксена (3) относительно орто- и клинопироксена и пироба соответственно.

Очень важно подчеркнуть, что факт растворения и дезинтеграции путем слущивания концентрических корок опровергает выводы о незначительном воздействии вмещающих расплавов на ксенолиты ультраосновных пород, которые иногда делаются на основании слабого изменения центральных частей нодулей.

Таким образом, занимая полученные цифры (см. табл. 10) с учетом выше приведенных соображений, можно полагать, что клинопироксениты и вебстериты дезинтегрируются быстрее дунитов и лерцолитов, по крайней мере, в 5—20 раз. Несколько более устойчивы, особенно при высоких температурах, ортопироксениты, но и они дезинтегрируются быстрее дунитов в 5—10 раз при температуре ниже 1200°C . Малой устойчивостью обладают эклогиты, которые будут растворяться примерно в 10 раз быстрее дунитов. При этом относительная устойчивость пироба по сравнению с другими минералами возрастает по мере понижения температуры, поэтому пиробовые парагенезисы будут сохраняться в низкотемпературных, а также в высокотемпературных магмах, причем скорость подъема последних будет превышать на три порядка скорость низкотемпературных магм (см. рис. 3).

Ортопироксен в 2—3 раза устойчивее клинопироксена, но с понижением температуры эта разница нивелируется.

Таким образом, можно полагать, что во время транспортировки ксенолитов ультраосновных пород на поверхность базальтовой магмой относительное содержание перидотитов, пироксенитов и эклогитов среди нодулей может измениться по сравнению с истинным соотношением этих пород в составе верхней мантии. При этом доля пироксенитов и эклогитов уменьшается в 5—20 раз и соответственно возрастает доля перидотитов. Это обстоятельство ставит под сомнение главный довод против широкого распространения эклогитов и пироксенитов в верхней мантии — резкое преобладание перидотитов среди ультраосновных нодулей в базальтах. Теперь на этот довод можно возразить, что эклогитов и пироксенитов мало среди ультраосновных нодулей не потому, что их недостаточно в верхней мантии, а в связи с тем, что они быстрее уничтожаются при подъеме на поверхность. Как показывают полевые наблюдения, диаметр ультраосновных нодулей в базальтах редко превышает 20 см, а их большая часть имеет размеры около 5—10 см, что согласуется с гидродинамическими расчетами Ф. Ш. Кутыева (1976)

и объясняется ограниченной скоростью подъема базальтовой магмы, вследствие чего она не может переносить слишком крупные нодулы. Небольшие размеры последних значительно облегчают их полную дезинтеграцию и тем самым обеспечивают появление описанного выше смещения в сторону перидотитов при опробовании верхней мантии базальтовыми вулканическими аппаратами.

Таким образом, в верхней мантии наряду с перидотитами может присутствовать значительное количество пироксенитов и эклогитов. Важная роль эклогитов, особенно для океанических секторов Земли, отмечалась в работах С. М. Стишова (1963), П. Дж. Уилли (Wyllie, 1963), Ф. Пресса (1975), а геологические и геофизические доводы в пользу широкого распространения пироксенитов в верхней мантии были проанализированы В. А. Куголиным и В. М. Фроловой (1974).

Исследование характера воздействия базальтовых расплавов на транспортируемые ксенолиты и слагающие их минералы, а также проведенные эксперименты позволяют сделать ряд выводов, которые, вероятно, могут иметь общее значение в понимании процессов, имеющих место в системе расплав — ксенолит.

1. Базальтовый расплав активно воздействует на ксенолиты, имеющие мантийную и коровую природу. Это воздействие проявляется в плавлении и растворении минералов, в появлении в минералах пластических деформаций и в разрушении. Последнее будет благоприятствовать дезинтеграции ксенолитов, чему, вероятно, могут способствовать и реакции разложения минералов (пироп, ромбический пироксен) при снижении давления.

2. В результате описанных процессов воздействия (ассимиляции) базальтовой магмы на ксенолиты происходит изменение химического состава расплава по сравнению с исходным составом. Степень этого изменения будет определяться, согласно экспериментам, начальной температурой магмы и временем воздействия.

3. Полученные данные по относительной устойчивости минералов в расплаве базальта показывают, что пироксениты и особенно эклогиты — менее устойчивый петрографический тип породы в основных расплавах, чем перидотиты. Это обстоятельство может привести к увеличению количества перидотитовых ксенолитов, достигших поверхности, по сравнению с теми соотношениями, которые имели место в области первичного залегания.

4. Анализируя петрографические наблюдения и экспериментальные данные, можно полагать, что с увеличением глубины от поверхности канала, по которому перемещаются базальтовые расплавы, количество ксенолитов должно снижаться. Это следует из того, что под верхней частью корки закалки в гипабиссальных условиях канала еще сохраняется расплав, который, по оценкам В. Н. Шарاپова и др. (1976), может воздействовать на ксенолиты 10^3 лет, что, с учетом наших данных (см. рис. 3), должно привести к интенсивной ассимиляции ксеногенного материала.

В заключение авторы выражают искреннюю признательность В. Н. Шарاپову за обсуждение ряда вопросов, затронутых в статье.

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Л. В. Минералогия альпинотипных гипербазитов Корякско-Камчатской складчатой области. Автореф. канд. дис. Новосибирск. 1975. 27 с.
- Агафонов Л. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Глубинные включения в щелочных базальтоидах трубки Шаварын-Царам (МНР). — «Докл. АН СССР», 1975, т. 224, № 5, с. 1163—1165.
- Агафонов Л. В., Пинус Г. В., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Ксенолиты пироповых лерцолитов в кайнозойских базальтах Центрального Хангая. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М., «Наука», 1977, с. 156—167.

Бакуменко И. Т., Соболев В. С. Включения в минералах гипербазитовых ксенолитов Авачинского вулкана.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 218, № 6, с. 1430—1433.

Бойд Ф. Р., Ингленд Дж., Дэвис Б. Т. К. Влияние давления на плавление и полиморфизм энстатита ($MgSiO_3$).— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 307—317.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., «Мир», 1966, № 5. 480 с.

Кепежинскас В. В., Зайцев Н. С., Луцицкий И. В., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Основание континентальной коры Монголии по гранулитовым ксенолитам. «Докл. АН СССР», 1976, т. 229, № 2, с. 451—454.

Кепежинскас В. В., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Эклогиты подкоровых зон складчатых областей.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 231, № 1, с. 173—176.

Кутюлин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972. 208 с.

Кутюлин В. А., Фролова В. М. Пироксениты в верхней мантии.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 2, с. 59—67.

Кутюлин В. А., Агафонов Л. В., Ченуров А. И. Относительная устойчивость оливины, пироксенов и граната в базальтовой магме и состав верхней мантии.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 231, № 5, с. 1218—1221.

Кутыев Ф. Ш. Петрология базит-гипербазитовых включений из основных лав Курило-Камчатской провинции. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1976. 31 с.

Ладохин С. В., Хан Б. Х. О механизме взаимодействия твердых оксидов с силикатными расплавами.— «Журн. прикл. химии», 1971, т. 44, № 4, с. 717—721.

Леснов Ф. П., Агафонов Л. В., Пинус Г. В., Липовский Ю. О. О первой находке муассанита в Монголии.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 6, с. 119—122.

Луц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1974. 304 с.

Меляховецкий А. А. О пластической деформации оливины и энстатита гипербазитов Билингского массива (Восточная Тува) в связи с оценкой ее условий.— В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 84—111.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 868 с.

Могаровский В. В., Дмитриев Э. А. Изменение содержания редких элементов в разрезах глубинных ксенолитов из фергусит-порфиоров Восточного Приобья.— «Геохимия», 1976, № 1, с. 128—131.

Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М., «Мир», т. 2. 1969.

Пресс Ф. Внутреннее строение Земли по данным теоретических моделей.— В кн.: Природа твердой Земли. М., «Мир», 1975, с. 103—123.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974. 264 с.

Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975. 271 с.

Стишов С. М. Природа границы Мохоровичича.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1963, № 1, с. 20.

Торопов Н. А., Румянцев П. Ф., Филиппович В. Н. О кинетике растворения CaO , $3CaO$, SiO_2 , $2CaO$ SiO_2 и SiO_2 в жидкой фазе цементного клинкера.— «Журн. физ. хим.», 1964, т. XXXVIII, вып. 4, с. 974—978.

Уханов А. В., Мальцева Т. В. Прогревание ультраосновных ксенолитов в кимберлитовой магме (по данным мессбауэровских спектров Fe^{57} в ортопироксенах).— «Геохимия», 1973, № 10, с. 1467—1473.

Филиппов Л. В., Липовский Ю. О., Капитонова Т. А. Калиевые базальтоиды Центральной Монголии и некоторые вопросы глубинного магнеообразования.— «Геохимия», 1976, № 4, с. 475—489.

Ченуров А. И., Похиленко Н. П. Микротермокамера с инертной средой для высокотемпературных исследований включений в минералах.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 6, с. 139—141.

Шарапов В. Н., Васильева А. И., Персиков Э. С., Доильницын Е. Ф. К вопросу об «устойчивости» включений в базальтовом расплаве.— В кн.: Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 123—132.

Boyd F. R. The pyroxene geotherm.— «Geochim. Cosmochim. Acta», 1973, № 12, p. 2533—2546.

Carter N. L. Steady State Flow of Focks.— «Reviews of Geophysics and Space Physics», 1976, v. 14, № 3, p. 301—360.

Mercier J. C. C., Nicolas A. Textures and Fabrics of Upper-Mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts.— «J. of Petrol.», 1975, v. 16, № 2, p. 454—487.

Roeder P. L., Emslie R. F. Olivine—Liquid Equilibrium.— «Contrib. to Mineral and Petrol.», 1970, v. 29, № 4, p. 275—289.

Simkin T., Smith J. V. Minor-elements distribution in olivine.— «J. of Geol.», 1970, v. 78, № 3, p. 304—325.

Wyllie P. J. The nature of the Mohorovicic discontinuity, a compromise.— «J. Geophys. Res.», 1963, v. 68, № 15, p. 4611—4619.

КСЕНОЛИТЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ БАЗАЛЬТАХ МЫСА НАВАРИН (Коряжское нагорье)

В последнее время все большее внимание уделяется изучению глубинных включений в кимберлитах и базальтоидах различных районов, в частности в северо-западном секторе Тихоокеанского складчатого пояса (Сахно, Денисов, 1963; Масуренков и др., 1969; Денисов, 1965; Волохов, 1972; Федорченко, Родионова, 1977; Кутыев, Кутыева, 1975; Бакуменко, Добрецов, 1975). В 1971 г. при изучении побережья Берингова моря в южной части Анадырского залива В. Н. Занюковым впервые обнаружены ксенолиты ультраосновных пород в молодых базальтах мыса Наварин и в 10 км к западу от него (Занюков и др., 1972, 1977).

В структурно-тектоническом отношении этот район относится к восточной части Анадырско-Коряжской складчатой системы. Здесь выделяется Восточно-Камчатско-Коряжская зона глубинных разломов, к которой приурочены два гипербазитовых пояса — Хатырский и Коряжский (Альпинотипные гипербазиты..., 1973; Велинский, 1976). По мере приближения к мысу Наварин субширотное простирание последнего изменяется на юго-восточное, затем он исчезает под молодыми отложениями (рис. 1).

Базальты и подчиненные им вулканические шлаки и лавобрекчии образуют покровы мощностью 200—300 м, сохранившиеся в виде двух небольших участков (рис. 2). Покровы базальтов залегают на морских террасах высотой 20—60 м, имеющих раннечетвертичный возраст (Бушуев, 1954). Они с резким стратиграфическим и угловым несогласием перекрывают образования позднемелового возраста, представленные толщей терригенно-вулканогенных пород мощностью 4000 м (рис. 3). Базальты имеют порфировую или микропорфировую структуру с долеритовой, микродолеритовой, реже интерсертальной основной массой. В разновидностях с интерсертальной структурой наблюдается девитрифицированное стекло. Основная масса базальтов содержит микролиты плагиоклаза и мелкие зерна титаномагнетита. Вкрапленники в базальтах представлены титан-авгитом, плагиоклазом и оливином. Зерна оливина обычно имеют неправильную угловатую форму и, как будет показано ниже, являются ксенокристаллами. В базальтах они распределены неравномерно, будучи приурочены главным образом к участкам распространения ксенолитов гипербазитов. В отличие от зерен оливина

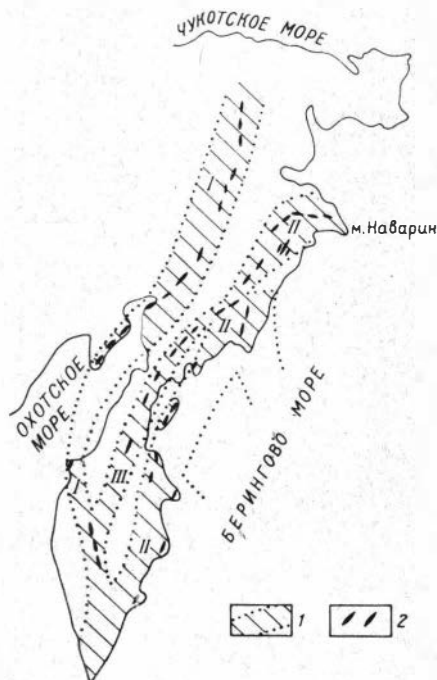


Рис. 1. Схема размещения зон глубинных разломов (1) и гипербазитовых поясов (2) в пределах Коряжско-Камчатской складчатой области (по Велинскому, 1976). Зоны разломов: I — Западно-Камчатско-Коряжская, II — Восточно-Камчатско-Коряжская, III — Камчатско-Вывенская.

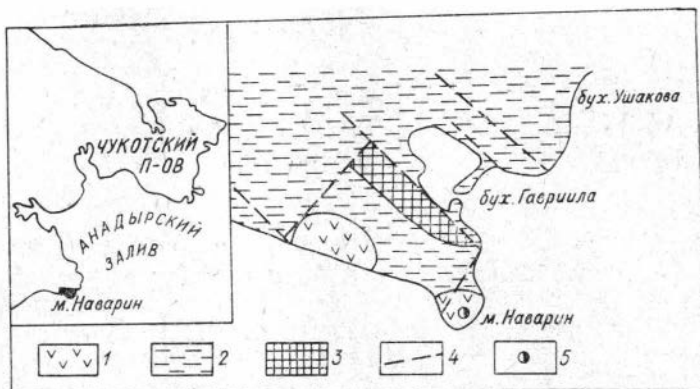


Рис. 2. Схема геологического строения района мыса Наварин.

1 — четвертичные покровные базальты; 2 — верхнемеловые терригенно-вулканогенные отложения; 3 — нижнемеловые терригенные отложения; 4 — разломы; 5 — местонахождение ксенолитов ультраосновных пород.

порфировые вкрапленники титан-авгита распределены равномерно.

Зерна оливина обычно окружены реакционной зоной шириной в несколько десятых долей миллиметра. В пределах последней оливин в результате грануляции под термическим воздействием базальтового расплава приобрел строение гаснущего неодновременно тонкозернистого агрегата. Внешние контуры зерен имеют извилистый характер, обусловленный их коррозией под воздействием расплава базальта. Кристаллы оливина часто содержат многочисленные, очень мелкие прозрачные включения, располагающиеся в виде извилистых цепочек. Во внутренних зонах кристаллов нередко наблюдаются деформационные полосы сброса. Количество и размер зерен увеличиваются по мере приближения к участкам сосредоточения ксенолитов гипербазитов. Все это дает основание предполагать, что присутствующие в базальтах мыса Нава-

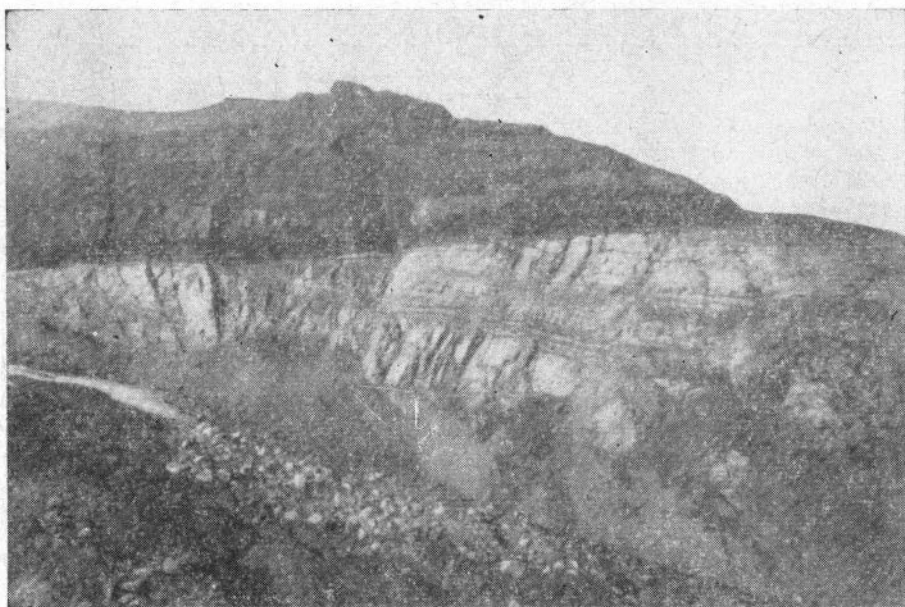


Рис. 3. Несогласное залегание четвертичных покровных базальтов (темное —верху) на верхнемеловых отложениях (светлое —внизу) в районе мыса Наварин.

рин выделения оливина представляют собой ксенокристаллы, образовавшиеся в результате дезинтеграции гипербазитовых ксенолитов под воздействием базальтового расплава.

Судя по данным химических анализов (табл. 1, обр. 55 г-1—55 д), эффузивы мыса Наварин, содержащие ксенолиты гипербазитов, по составу отвечают базальтам с нормальной щелочностью и имеют в соответствии с классификацией А. Ф. Белоусова (1976) лейкобазальтовый, низкоглиноземистый, низкотитанистый, железисто-магнезиальный уклон. Следует подчеркнуть, что широкое распространение в описываемых базальтах мелких ксенокристов оливина повышает их магнезиальность по сравнению с первоначальным расплавом. В двух образцах (55г-1 и 14г) отмечена повышенная щелочность. В целом все базальты мыса Наварин относятся к толеитовому типу с несколько повышенной щелочностью.

Как уже отмечалось, ксенолиты гипербазитов распределены в базальтах неравномерно, составляя от долей процента до 20% объема и имея размеры от долей миллиметра (индивидуальные ксенокристы) до 20—30 см. Их форма варьирует от угловатой до округлой (фото)¹. Макроскопически это массивные среднезернистые светло-серые с зеленоватым оттенком породы ультраосновного состава. Ксенолиты другого состава не встречены.

По минеральному составу среди ксенолитов выделены лерцолиды и более редкие — верлиты. Последняя разновидность проводится условно, поскольку не исключено, что в некоторых случаях в шлиф могли не попасть зерна ортопироксена, относительно редкие во всех ксенолитах. Основной объем пород слагает оливин (70—80%). Кроме того, в составе ксенолитов представлены клинопироксен, плагиоклаз и хромшпинель. Количество плагиоклаза иногда достигает 5%.

Оливин в составе ультраосновных ксенолитов под микроскопом не отличим от оливина в ксенокристаллах, находящихся в базальте. Он образует субизометричные, часто неправильно-многоугольные зерна размером 0,5—2,0 мм, обычно обнаруживающие трансляционные двойники (полосы сброса). Вдоль многочисленных извилистых трещин, пересекающих зерна оливина, локализованы мелкие включения магнетита. В краевых частях ксенолитов под микроскопом наблюдается зона шириной до 1 мм, непосредственно примыкающая к вмещающему базальту, в которой оливин приобретает бурую окраску и обогащен тонкодисперсным магнетитом. Контактующие с базальтом зерна оливина имеют извилистые очертания и обнаруживают признаки растворения. Многие из этих зерен оливина гранулированы. Таким образом, оливин из ксенолитов, особенно из их краевых зон, характеризуется теми же внешними признаками, что и оливин из рассеянных в окружающей массе базальта ксенокристов.

По содержанию главных компонентов (табл. 2, ан. 4), а также по своей железистости оливин близок к оливину из шпинелевых лерцолидов, присутствующих в виде ксенолитов в базальтах континентов (Бакуменко и др., 1975), а также из изучавшихся нами шпинелевых лерцолидов Монголии (Агафонов и др., 1975). Отметим, однако, что оливин с мыса Наварин отличается от таковых из ксенолитов других районов более низким содержанием Ni. От оливинов из лерцолидов расположенного западнее Чирынайского гипербазитового массива (Альпинотипные гипербазиты..., 1973) этот отличается меньшей железистостью и более высоким содержанием Ni.

Клинопироксен образует бесцветные ксеноморфные выделения размером 1—2 мм, располагающиеся в интерстициях зерен оливина в количестве от единичных зерен до 10%. В краевых частях ксенолитов в

¹ Фотоиллюстрация к статье помещена в конце книги.

Химический состав пород мыса Наварин, вес. %

Компонент	№ образца												
	55г-1	10а	14г	55-е	14-в	14а	35а	10б	55н	9а	55т	Средний состав	55г-П
SiO ₂	43,56	44,37	44,47	45,37	44,66	45,67	46,65	46,66	47,39	47,81	50,40	46,18	43,79
TiO ₂	0,59	2,33	1,99	1,27	1,30	1,42	1,27	1,10	0,71	1,06	0,61	1,24	0,07
Al ₂ O ₃	11,66	14,88	14,21	13,71	14,07	14,17	15,76	16,79	17,46	16,65	18,38	15,25	2,34
Fe ₂ O ₃	2,40	3,05	3,25	2,25	0,5	1,75	1,39	1,72	4,27	1,31	3,41	2,30	2,63
FeO	9,38	0,52	9,88	7,92	10,63	10,51	9,57	7,87	5,93	7,34	4,80	7,67	6,40
MnO	0,07	0,13	0,17	0,07	0,16	0,13	0,15	0,16	0,10	0,13	0,07	0,12	0,18
MgO	12,23	7,78	8,40	15,34	10,14	9,11	9,32	5,76	5,95	7,97	6,24	8,93	39,66
CaO	8,29	9,97	9,98	8,70	9,48	9,82	9,01	11,30	10,72	9,84	8,26	9,58	3,19
Na ₂ O	4,19	3,61	4,73	2,51	3,77	3,85	3,73	3,37	3,13	3,81	3,29	3,64	0,55
K ₂ O	2,19	2,15	2,32	0,52	1,86	1,81	1,26	1,04	1,12	1,38	1,02	1,52	0,15
P ₂ O ₅	0,63	0,67	0,68	0,06	0,37	0,46	0,36	0,27	0,43	0,36	0,04	0,39	0,24
S _{общ}	0,22	He опр.	0,05	0,24	0,05	0,10	He опр.	0,01	He опр.	0,04	0,19	0,11	0,19
H ₂ O ⁺	0,12	0,81	0,15	0,39	0,28	0,15	0,27	0,48	0,21	0,61	2,00	0,50	0,15
П. п. п.	He опр.	2,69	He опр.	1,28	1,17	1,16	1,05	3,53	2,77	1,73	1,06	1,83	He опр.
С у м м а	99,61	100,76	100,28	99,61	99,99	100,16	99,73	100,06	100,19	100,04	99,77	99,26	99,54

Примечание. Образцы 55г-1 — 55д — покровные базальты; 55г-П — лерцолит из ксенолита в покровных базальтах. Аналитики И. Н. Зорин, Н. Е. Нефедова, А. Н. Слащева (СахКНИИ).

Таблица 2

Состав сосуществующих минералов из ксенолита шпинелевого лерцолита, вес. (обр. 127) %.

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	52,00	51,98	54,78	41,15	Не обн.
TiO ₂	0,51	0,60	Не опр.	Не опр.	»
Al ₂ O ₃	7,05	6,92	5,26	»	54,80
Fe ₂ O ₃	0,23	3,36	6,69	9,58	12,05
FeO	2,74				
MnO	0,09	0,12	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	15,28	15,16	32,74	49,30	23,16
CaO	18,94	19,06	1,01	0,07	Не обн.
Na ₂ O	1,35	1,68	Не опр.	Не опр.	Не опр.
K ₂ O	0,04	Не опр.	»	»	»
P ₂ O ₅	0,08	»	»	»	»
H ₂ O	0,03	—	»	—	—
П. п. п.	0,20	—	»	—	—
NiO	0,02	Не опр.	»	0,25	Не опр.
CoO	Сл.	»	»	Не опр.	»
Cr ₂ O ₃	0,29	»	0,39	»	8,83
V ₂ O ₅	1,31	»	Не опр.	»	Не опр.
Li ₂ O	0,017	»	»	»	»
Сумма . . .	100,20	98,88	100,86	100,1	98,80
SiO ₂	1,862	1,894	1,880	1,003	—
Al ^{IV}	0,138	0,106	0,120	—	—
Al ^{VI}	0,163	0,191	0,093	—	13,600
Ti	0,013	0,017	—	—	—
Fe ³⁺	0,009	—	—	—	—
Cr	0,009	—	0,011	—	1,469
Mg	0,816	0,823	1,675	1,791	7,269
Ni	—	—	—	0,004	—
Fe ²⁺	0,082	0,102	0,192	0,196	2,127
Mn	0,002	0,003	—	—	—
Ca	0,728	0,744	0,037	0,003	—
Na	0,095	0,119	—	—	—
K	—	—	—	—	—
V	0,039	—	—	—	—
Колич. катионов	3,956	3,999	4,008	2,997	24,465
Mg·100%	90,0	89,0	89,7	90,1	77,4
Mg+Fe					
Ca·100%	47,2	47,4	2,2	—	—
Ca+Mg					
Fe, %	5,6	6,1	10,1	—	—
Mg, %	49,9	49,3	88,0	—	—
Ca, %	44,5	44,6	1,9	—	—
Cr·100%	2,9	—	4,9	—	9,7
Cr+Al					

Примечание. 1, 2 — клинопироксены; 3 — ортопироксен; 4 — оливин; 5 — хромшпинель. 1 — химический анализ (аналитик Е. Н. Зырянова); 2—5 — рентгеноспектральный анализ на микрозонде M.S-46 (аналитик В. Н. Корслюк, ИГиГ СО АН СССР).

результате воздействия базальтового расплава зерна клинопироксена подвергаются перекристаллизации с образованием тонкокристаллического агрегата длиннопризматических зерен, а также подплавлению. В краевых зонах ксенолитов в интерстициях зерен оливина наблюдались мелкие выделения клинопироксена, который, вероятно, является новообразованным в результате взаимодействия базальтового расплава с веществом гипербазитового ксенолита.

По данным химического анализа (см. табл. 2, ан. 1), клинопироксен из исследованных лерцолитовых ксенолитов отличается от среднего состава клинопироксенов шпинелевых лерцолитов из ксенолитов в базальтах других районов (Бакуменко, Добрецов, 1975) пониженной железистостью, повышенным содержанием Al, в том числе и в шестерной координации, а также повышенным содержанием Na, Sr, Ni и Mn в исследованных клинопироксенах — в пониженных концентрациях. Кроме того, выполнен анализ клинопироксена из того же образца лерцолита на микрозонде (см. табл. 2, ан. 2). Оба результата достаточно близки. По отношению магниевого, кальциевого и железистого миналов данный клинопироксен соответствует магнизальному авгиту, переходному к диопсиду. Для этого же образца клинопироксена, по рентгенометрическим данным (аналитик Э. П. Солотчина), рассчитаны параметры элементарной ячейки (Å): $a = 9,696 \pm 0,010$, $b = 8,857 \pm 0,005$, $c = 5,193 \pm 0,005$; $\beta = 106^\circ 37'$. Обращает на себя внимание пониженное значение параметра c , что характерно для клинопироксенов из глубоких включений в базальтах (Породообразующие пироксены... .., 1971). Отметим также, что клинопироксен из лерцолитовых ксенолитов мыса Наварин отличается от среднего состава клинопироксенов из лерцолитов гипербазитовых массивов Анадырско-Корякской складчатой системы (Альпинотипные гипербазиты..., 1973) более низкой магнизальностью и более высокой глиноземистостью.

Ортопироксен образует неравномерно распределенные ксеноморфные зерна, выполняющие интерстиции зерен оливина и составляющие несколько процентов от объема породы. Небольшие овальные зерна минерала иногда присутствуют в виде пойкилитовых включений в клинопироксене. В некоторых индивидах наблюдаются тонкие параллельные пластинчатые выделения клинопироксена. В краевых частях ксенолитов на контакте с базальтом ортопироксен частично или полностью замещен тонкозернистым гранобластовым агрегатом оливина. Это явление, как известно, связывают с инконгруэнтным плавлением ортопироксена под воздействием базальтового расплава (Бакуменко, Добрецов, 1975). Состав ортопироксена (см. табл. 2, ан. 3), сосуществующего с вышеописанными оливином и клинопироксеном, по соотношению магниевого, кальциевого и железистого миналов отвечает энстатиту. Минерал характеризуется повышенным содержанием глинозема, что является отличительной чертой ортопироксенов из гипербазитовых включений в базальтах.

Хромшпинель в исследованных ксенолитах присутствует в качестве аксессуарного минерала. Она представлена полупрозрачными зелеными ксеноморфными выделениями, локализованными в интерстициях зерен оливина, нередко вдоль их контакта с зернами ортопироксена. По составу она отвечает плеонасту (см. табл. 2, ан. 5), обладает низкой хромистостью и высокой глиноземистостью. Такой состав хромшпинели характерен и для лерцолитовых включений из базальтов других районов, в том числе и для изучавшейся нами трубки Шаварын-Царам в Монголии (Агафонов и др., 1975).

Плаггиоклаз встречен в шлифах лишь нескольких из имеющихся в нашем распоряжении образцов ксенолитов и представлен в них отдельными ксеноморфными зернами в интерстициях фемических минералов. Реакционные образования по периферии зерен плаггиоклаза не на-

блюдались. Ввиду недостаточного количества материала состав плагиоклаза не удалось определить аналитически. Судя по оптическим свойствам, он представлен высококальциевой разновидностью.

Основные результаты изучения гипербазитовых ксенолитов в базальтах мыса Наварин сводятся к следующему.

Данное проявление гипербазитовых ксенолитов в молодых базальтах — наиболее северное из известных к настоящему времени находок в северо-западном секторе Тихоокеанского складчатого пояса. Установлено, что базальты, вмещающие ксенолиты на мысе Наварин, относятся к типу с нормальной щелочностью натрового типа. В процессе транспортировки базальты активно воздействовали на гипербазитовые ксенолиты, дезинтегрировали их и локально обогащались ксеногенным оливином. Крупные ксенолиты ультраосновных пород могли сохраняться лишь при их относительно кратковременной транспортировке в потоке базальтового расплава. Поэтому можно предполагать, что вулканический аппарат, выносивший эти ксенолиты, располагался на незначительном расстоянии от места их современного нахождения.

Изученные ксенолиты по составу являются существенно оливиновыми. Клинопироксен, ортопироксен, плагиоклаз и хромшпинель играют подчиненную роль и распределены в породе неравномерно. Среди ксенолитов фиксируется несколько петрографических типов: шпинелевые лерцолиты и верлиты, а также плагиоклазосодержащие шпинелевые лерцолиты.

Оливин из шпинелевого лерцолита по своей железистости соответствует таковым из шпинелевых перидотитов океанов, но беднее последних никелем. Клинопироксен по своему составу также отвечает клинопироксенам из шпинелевых перидотитов, хотя и отличается более высокими содержаниями Al в шестерной координации и Na, пониженной железистостью, а также более низким содержанием Sr.

Ортопироксен характеризуется повышенной глиноземистостью и, в частности, высоким содержанием Al в четверной координации. Судя по содержанию Al в ортопироксене и соотношению Ca/Ca+Mg в сосуществующем с ним клинопироксене, шпинелевые лерцолиты мыса Наварин образовались при температуре около 970°C и давлении порядка 13 кбар и относятся к верхам шпинель-пироксеновой фации глубинности. При несколько меньших давлениях (менее 7 кбар) образовались плагиоклазосодержащие лерцолиты, относящиеся к анортит-форстеритовой фации глубинности (Бакуменко, Добрецов, 1975).

ЛИТЕРАТУРА

Агафонов Л. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Глубинные включения в щелочных базальтоидах гребки Шаварын-Царам (МНР). — «Докл. АН СССР», 1975, т. 224, № 5, с. 1163—1165.

Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякекой складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 320.

Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 272.

Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 332.

Бушуев И. И. Геология и угленосность северо-восточной части Корякского хребта. — «Труды НИИГА». Л., т. 62. 1954. 165 с.

Велинский В. В. Особенности состава и зональность в химизме гипербазитов переходной зоны от океана к континенту. — «Геол. и геофиз.», 1976, № 2, с. 15—22.

Волохов И. М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах — родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии? Новосибирск, «Наука», 1972, с. 71.

Денисов Е. П. Некоторые особенности базальтоидов с включениями ультраосновных пород. — «Геол. и геофиз.», 1965, № 4, с. 165—176.

Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971, с. 454.

Занюков В. Н., Сваричевский А. С., Шкуть Г. И. Особенности тектоники и магматизма восточной части Корякского нагорья (район мысов Гитнера и Наварин).— В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Вып. 2. Южно-Сахалинск, 1972, с. 34—36.

Занюков В. Н., Родионова Р. И., Неверов Ю. Л. Включения ультраосновных пород в щелочных базальтах восточной части Корякского нагорья.— В кн.: Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Владивосток, 1977, с. 74—82. (Труды СахКНИИ, вып. 48).

Кутыев Ф. Ш., Кутыева Г. В. Пористые базит-гипербазитовые включения в лавах Курило-Камчатской провинции.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 224, № 4, с. 912—913.

Масуренков Ю. П., Колосов А. В., Ермаков В. А. Меланократовые включения в современных вулканитах Камчатки и геохимическая неоднородность областей генерации расплавов.— В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., «Наука», 1969, с. 5—19.

Сахно В. Г., Денисов Е. П. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 8, с. 43—55.

Федорченко В. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов (вещественный состав, происхождение, геологическое значение). Новосибирск, «Наука», 1974. 139 с.

И. В. Мушкин, Ю. Г. Корчевская

ЯВЛЕНИЯ ГАББРОИЗАЦИИ В ПИРОКСЕНИТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ В ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДАХ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Изучение глубинных включений в кимберлитах, щелочных базальтоидах, базальтах и в некоторых других типах пород позволяет судить о вещественном составе верхней мантии, происходящих в ней процессах, и о характере взаимодействия расплавов с нодулями (Кутолин, 1972; Кутолин, Фролова, 1975; В. Соболев и др., 1972, 1975; Купо, Аоки, 1970; Ross, 1954; и др.). Подчеркнем, что наиболее полная информация по петрологии включений получена по древним платформам, океаническим областям и рифтовым зонам. Несоизмеримо меньшей до последних лет она оставалась применительно к орогенным областям, к числу которых принадлежит Южный Тянь-Шань.

В результате исследований, проведенных нами и другими авторами, на территории Южного Тянь-Шаня выявлены четыре ареала развития щелочных базальтоидов, описанные как Южно-Гиссарская, Гиссаро-Алайская, Нуратинская и Букантауская щелочно-базальтоидные субпровинции (Мушкин, 1975) (см. рисунок). В их пределах в трубках взрыва и дайках обнаружены и описаны включения глубинных пород преимущественно пироксенитового состава (Баратов и др., 1970; Кутолин, 1973; Мушкин, 1972, 1974, 1975; Мушкин и др., 1974). Интерпретация* полученных данных позволила обосновать широкое развитие пироксенитов в верхней мантии Южного Тянь-Шаня и других орогенных областей (Мушкин и др., 1975).

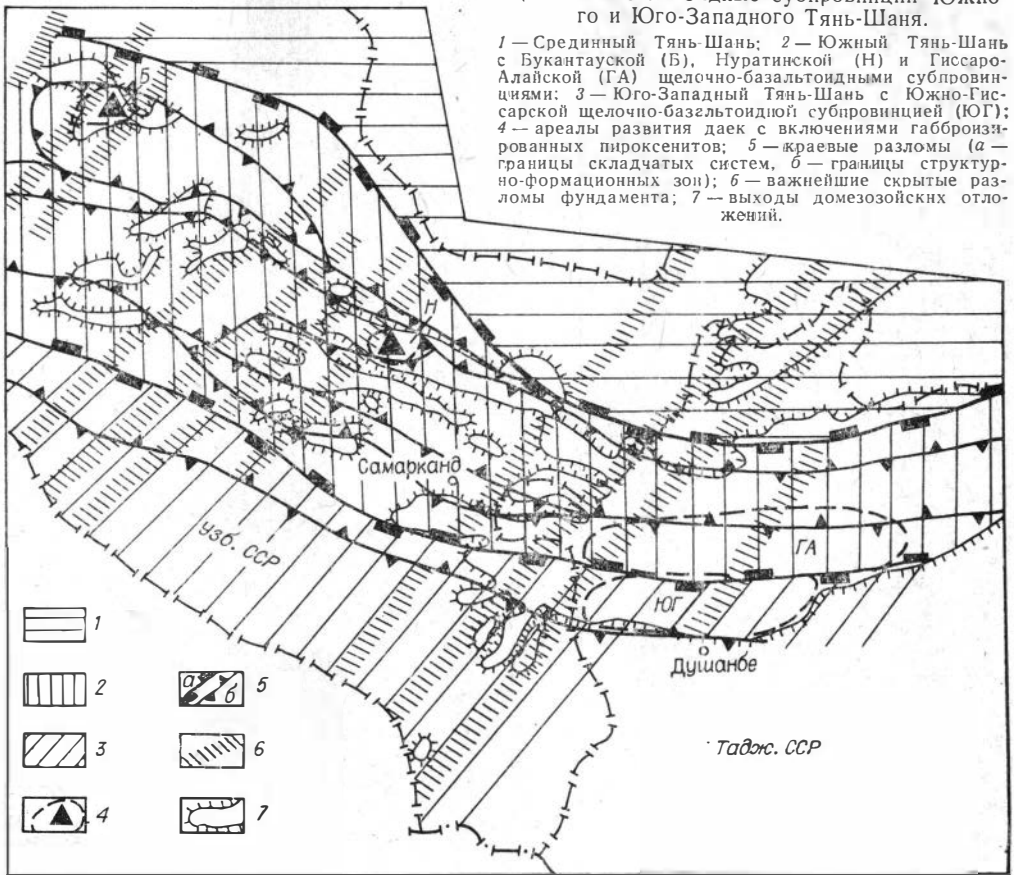
Большой петрогенетический интерес представляют находки включений габброизированных пироксенитов и вебстеритов в щелочно-базальтоидных дайках Букантауской и Нуратинской субпровинций.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ, СОДЕРЖАЩИХ ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

В Букантауской субпровинции «несущими» породами являются камптонито-мончикиты и анальцимовые эссексит-порфиры (бекинкиниты), в Нуратинской — лимбургиты и реже встречающиеся тералит-

Щелочно-базальтоидные субпровинции Южного и Юго-Западного Тянь-Шаня.

1 — Срединный Тянь-Шань; 2 — Южный Тянь-Шань с Букантауской (Б), Нуратинской (Н) и Гиссаро-Алайской (ГА) щелочно-базальтоидными субпровинциями; 3 — Юго-Западный Тянь-Шань с Южно-Гиссарской щелочно-базальтоидной субпровинцией (ЮГ); 4 — ареалы развития даек с включениями габброизированных пироксенитов; 5 — краевые разломы (а — границы складчатых систем, б — границы структурно-формационных зон); 6 — важнейшие скрытые разломы фундамента; 7 — выходы домезозойских отложений.



порфиры (Мушкин, 1974, 1975; Мушкин и др., 1974). Они слагают крутопадающие дайки протяженностью 20 м — 1 км при мощности 0,2—3,5 м, часто группирующиеся в пояса и «пучки».

Особенности тектонического размещения тел щелочных базальтоидов свидетельствуют об их приуроченности к скрытым разломам фундамента. Вмещающими породами служат слабометаморфизованные кремнисто-песчано-сланцевые отложения верхнего докембрия, палеозоя (по среднему карбону включительно) и гранитоиды (верхний карбон — пермь). Радиологический возраст щелочных базальтоидов Нуратау — 223 ± 15 млн. лет (12 определений), Букантау — $250 \div 270 \pm 5$ млн. лет (2 определения). С учетом данных по Южно-Гиссарской субпровинции (Баратов и др., 1970; Мушкин, 1975) характеризуемая формация — среднепозднетриасовая, хотя для Букантау не исключается ее пермтриасовый возраст.

Щелочные базальтоиды характеризуются массивной, миндалекаменной, реже брекчиевой текстурой. Это плотные ($\sigma = 2,8 \div 3,05$ г/см³) магнитные ($500 \div 2000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) породы. Структура их порфировая (с элементами кристаллокластической), основная масса — преимущественно микролитовая, в тералит-порфирах — микромонцитовая.

Вкрапленники (10—30% объема пород) представлены оливином, клинопироксеном, биотитом, реже встречающимися амфиболом, ортопироксеном, хромшпинелидами, апатитом и анортоклазом. Оливин в лимбургитах — форстерит-хризолит (Fa_{10-15}), в камптонито-мончикитах и бекинкинитах — хризолит (Fa_{20-30}). Клинопироксены представлены салит-авгитом ($f_{\text{общ}} = 25-30\%$) и субкальциевым хром-авгитом ($Cr_2O_3 =$

$=1,25-1,35\%$, $f_{\text{общ}}=10-12\%$). Последний чаще всего встречается в виде обломков вкрапленников (порфиорокраз), иногда с регенерационной каймой салит-авгита. Ортопироксен — энстатит-бронзит ($f_{\text{общ}}=10-20\%$), обычно окруженный «коронаой» из мелких кристаллов салит-авгита. Амфибол-керсутит или синтагматит ($\text{TiO}_2=3-5\%$, $f_{\text{общ}}=45-50\%$). Биотит — менее железистый в лимбургитах и тералит-порфирах ($f_{\text{общ}}=30-35\%$) и более железистый в камптонито-мончикитах и бекинкинитах ($f_{\text{общ}}=50-55\%$). Анортотлаз (альбита — $61\div 76\%$, анортита — $9,5$, ортоклаза — $14\div 30,5\%$) отмечается в камптонито-мончикитах Букантау в виде крупных (до $6\cdot 2,5-1,5$ см) выделений.

Ведущими минеральными ассоциациями основной массы являются анальцим-оливин-биотит-клинопироксеновая (лимбургиты), нефелин-биотит-плаггиоклаз-клинопироксеновая (тералит-порфиры), анальцим-плаггиоклаз-амфибол-клинопироксеновая (камптонито-мончикиты), анальцим-оливин-клинопироксеновая ± плаггиоклаз (бекинкиниты).

Нефелин, установленный лишь в тералит-порфирах, содержит около 45% кальсилитового компонента.

В лимбургитах, камптонито-мончикитах и бекинкинитах в переменных количествах ($10-30\%$) присутствует буроватое стекло ($n \geq 1,537$).

По особенностям химизма щелочные базальтоиды Букантау принадлежат калинатровый серии ($\text{K}/\text{K}+\text{Na}=0,32$), характеризуются повышенной титанистостью, глиноземистостью и кальциевостью; породы Нурау — более калиевые ($\text{K}/\text{K}+\text{Na}=0,40$) и магнезиальные (Мушкин и др., 1974).

На основании геологических термометров и барометров PT -условия интрателлурической стадии щелочных базальтоидов оцениваются следующим образом: $t=1300\div 1150^\circ\text{C}$; $P_{\text{общ}} \gg P_{\text{H}_2\text{O}}=20\div 10$ кбар (Мушкин и др., 1975).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Пироксенитовые включения обладают эллипсоидальной формой и характеризуются размером до $(10-8) \cdot (6-4) \cdot (5-4)$ см. Контакты щелочных базальтоидов с ними очень резкие (фото 1)¹. Контактные изменения в пироксенитах и вебстеритах сходны с описанными В. А. Кутолиным и В. М. Фроловой (Кутолин, 1972; Кутолин, Фролова, 1975) в гипербазитовых нодулях Минусы, Прибайкалья и Приморья. Проявляются они в интервале первых миллиметров и фиксируются в помутнении пироксенов, их частичном плавлении, возникновении агрегатов микрозернистого салит-авгита, аналогичного клинопироксену основной массы щелочных базальтоидов; более локально развиты керсутитизация и биотитизация. Указанные процессы наиболее интенсивно протекают на участках пронизывания ксенолитов микропрожилками камптонито-мончикитов, бекинкинитов и лимбургитов. Контактные изменения в щелочных базальтоидах проявляются в закалке, неравномерной биотитизации и обогащении частично ассимилированным материалом пироксенитов (ортопироксен, оливин, шпинель).

Петрологические и геохимические аргументы мантийного генезиса гипербазитовых включений применительно к Южному Тянь-Шаню приведены в ряде работ (Кутолин и др., 1973; Мушкин, 1972, 1974, 1975; Мушкин др., 1975). Подчеркнем, что изотопные исследования углерода графитов из пироксенитов показали, что он относится к утяжеленным ($\sigma\text{C}^{13}=0,37\div 0,54$) и сходен по составу с углеродом графитов углистых хондритов, пироповых перидотитов, алмазов из Южной Африки и трубки «Мир» (Мушкин, Ярославский, 1976).

¹ Фотоиллюстрации к статье помещены в конце книги.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПИРОКСЕНИТОВ
И ВЕБСТЕРИТОВ ИЗ ВКЛЮЧЕНИЙ

Пироксениты и вебстериты — плотные ($\sigma = 3,12 \div 3,18$ г/см³) слабомагнитные $\chi = 40 \div 60 \cdot 10^{-5}$ ед. СГС) мелко-среднезернистые породы массивного, реже полосчатого облика. Цвет их темно-зеленый до черного, иногда с легким коричневатым оттенком. Средний размер зерен колеблется в интервале 1—2,5 мм.

Пироксениты и вебстериты обладают паналлотриоморфнозернистой структурой со слабо выраженным идиоморфизмом оливина (фото 2). Большинство породообразующих минералов лишено четких кристаллографических очертаний и образует изометричные зерна, в частности кристаллы пироксенов уплощены по оси «с».

Ведущие парагенетические ассоциации минералов и оптические свойства последних характеризуются ниже (табл. 1, 2).

Оливин чаще замещен иддингситом, реже свежий. Идиоморфен по отношению к пироксенам. Изредка содержит вростки хромшпинелидов.

Клинопироксен тесно ассоциирует со шпинелью (плеонастом), иногда образуя с ней субграфические сростания. Возможно, это результат распада предельно глиноземистого метастабильного протопироксена. Кристаллы интенсивно давленные. Оптически клинопироксен соответствует салит-авгиту (см. табл. 2). Судя по данным химанализов (табл. 3, 4), минерал отвечает омфациит-авгитам, по классификации Н. Добрецова (Породообразующие пироксены . . ., 1971).

В нормативном составе клинопироксенов из вебстеритов содержится (мол. %) диопсида — $47 \div 48$, геденбергита — $8 \div 12$, энстатита — $8 \div 9$, феррочермакита — $19 \div 20$, жадеита — 13.

Шпинель образует мелкие ($d = 0,05 - 0,3$ мм) изометричные зерна октаэдрического габитуса. Оптические (см. табл. 2) и рентгеновские данные ($a = 8,186 \div 8,196$ Å) диагностируют ее как плеонаст.

По классификации глубинных ксенолитов, предложенной В. С. Соболевым, Н. Л. Добрецовым и Н. В. Соболевым (1972), охарактеризованные пироксениты и вебстериты принадлежат фации В верхней мантии ($17 \div 7$ кбар при $t = 1000^\circ\text{C}$). Судя по распределению Mg между оливинами и породой, описываемые образования парагенетических типов I и II (см. табл. 1) могли сформироваться при $t = 1200 \div 1050^\circ\text{C}$. Близкие значения температуры получены по ортопироксен-клинопироксено-

Т а б л и ц а 1

Важнейшие типы ассоциаций минералов в пироксенитах, вебстеритах и габброизированных породах их включений

Порода	№ парагенетической ассоциации	Ассоциация минералов
Оливин-шпинелевые пироксениты Бу-кантау	I	$K\text{пр}_{35-45} + \text{Ол}_{12} + \text{Шп}_{45-50} + \text{Опр}$
Оливиновые вебстериты Нуратау	II	$K\text{пр}_{35} + \text{Опр}_{20-30} + \text{Ол}_{10-20}$
Роговообманковые вебстериты Нуратау	III	$K\text{пр}_{35-40} + \text{Опр}_{30} + \text{Амф}_{37}$
Габброизированные пироксениты Бу-кантау	IV	$\text{Пл}_{62-68} + K\text{пр}_{45-47} \pm \text{Шп}$
Габброизированные вебстериты Нуратау	V	$K\text{пр}_{45-47} + \text{Пл}_{60-65} + \text{Амф}_{45-55} + \text{Опр} \pm \text{Бт}$

П р и м е ч а н и е. Кпр — клинопироксен, Опр — ортопироксен, Ол — оливин, Амф — амфибол, Шп — шпинель (плеонаст), Пл — плагиоклаз, Бт — биотит; цифры — общая железистость темноцветных минералов и содержание анортита в плагиоклазе (мол. %).

Оптические свойства породообразующих минералов гипербазитов и габброизированных пород из включений

Минерал	N_g	N_m	N_p	$2V$	cN_g	Закон двойникования	Состав по оптическим данным
Клинопироксен (I) . . .	1,720 ÷ 1,727		1,695 ÷ 1,702	+56 ÷ 60	40 ÷ 46		Салит-авгит, $f_{\text{общ}}=35 \div 45\%$
Клинопироксен (II). . .	1,720		1,695	+60	45		Салит-авгит, $f_{\text{общ}}=95\%$
Клинопироксен (III) . . .	1,720 ÷ 1,722		1,696 ÷ 1,698	+62	42 ÷ 47		Салит-авгит, $f_{\text{общ}}=35 \div 40\%$
Клинопироксен (IV, V)	1,725 ÷ 1,727		1,698 ÷ 1,7	+52 ÷ 56	40 ÷ 42		Салит-авгит, $f_{\text{общ}}=45 \div 47\%$
Ортопироксен (II)	—	—	—	-62 ÷ 71	0 ÷ 10		Бронзит, Fs_{20-30}
Оливин (I)	—		—	-86	—		Хризолит, Fa_{18}
Оливин (II)	—	—	—	±88	—	—	Форстерит-хризолит, Fa_{10-18}
Шпинель (I)	—	1,767	—	—	—	—	Плеонаст
Амфибол (III)	1,672	1,666	1,659	-76	17	—	Роговая обманка, $f_{\text{общ}}=37\%$
Амфибол (V)	1,705	1,693	1,680	-80 ÷ 82	10 ÷ 12	—	Керсуит
Биотит (IV)	1,650	—	1,610				$f_{\text{общ}}=50\%$
Плагиоклаз (IV, V) . . .	1,562 ÷ 1,565	—	1,552 ÷ 1,556	+86 ÷ 88	—	$\frac{(010)}{(010)}$	Лабрадор №62-68

П р и м е ч а н и е . Римские цифры — № ассоциации.

Таблица 3

Химический состав клинопироксена из вебстерита Нуратау

№ анализа	Компонент, вес. %													
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO+Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	П. п. п.	Σ	CO ₂
101 м	47,54	0,87	6,86	5,65	0,17	11,60	19,60	1,72	0,13	0,03	0,004	0,84	99,334	0,10
102 м	47,75	0,85	7,15	5,85	0,13	11,60	19,60	1,75	0,12	0,04	0,004	0,96	99,904	0,15

Примечание. Анализировались две навески из одной пробы (Центральная лаборатория объединения «Самаркандгеология»).

Таблица 4

Результаты пересчета анализов клинопироксена на б (0)

№ анализа	Компонент, вес. %													
	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Fe ⁺²	Mg	Ca	Na	WXY	f _{общ} , мол. %	Fe	Mg	Ca	
101 м	1,75	0,25	0,12	0,02	0,29	0,66	0,79	0,12	2,00	31,3	16,6	37,3	46,1	
102 м	1,83	0,17	0,15	0,02	0,29	0,65	0,78	0,13	2,02	31,3	16,7	37,9	45,4	

вому геотермометру Л. Л. Перчука (1970), более низкие ($<900^{\circ}\text{C}$) — по энстатит-диопсидовому геотермометру Ф. Р. Бойда (Boyd, 1973).

Принимая во внимание наличие в пироксенитах и вебстеритах значительного количества нормативного плагиоклаза (запечатлен в виде чермакитового и жадеитового компонентов в омфацит-авгите), можно предположить, что эти образования сформировались при максимальных давлениях, допустимых для фации В.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ГАББРОИЗИРОВАННЫХ ПОРОД И ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ СУЩНОСТИ ГАББРОИЗАЦИИ

Габброизированные пироксениты и вебстериты характеризуются атакситовой текстурой, обусловленной наличием параллельно или субпараллельно ориентированных лейкократовых и меланократовых полос. Плотность пород варьирует в пределах $3\div 3,15$ г/см³, магнитная восприимчивость не превышает $200 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Меланократовые полосы отвечают по составу оливин-шпинелевым пироксенитам и вебстеритам, описанным выше. Отличие заключается в наличии единичных ксеноморфных зерен лабрадора, располагающихся в интерстициях между кристаллами пироксенов.

Лейкократовые (габброизированные) полосы (мощность 1—5 мм) имеют плагиоклазовый, плагиоклаз-пироксеновый и плагиоклаз-амфибол-пироксеновый состав. Они обрезаются контактами даек щелочных базальтоидов (фото 2), что расценивается нами как показатель протекания процесса габброизации до захвата включений колонной магмы.

Контакты между лейкократовыми и меланократовыми полосами макроскопически кажутся обычно резкими, хотя при микроскопическом изучении выясняется, что переход осуществляется постепенно, за счет возрастания в габброизированных породах количества плагиоклаза и убывания роли (вплоть до полного исчезновения) пироксенов, оливина и шпинели. Иногда наряду с плагиоклазом появляются амфиболы (роговая обманка и керсутит).

Клинопироксен на контакте с плагиоклазом подвергается дезинтеграции и нередко перекристаллизован в гранобластовый мелкозернистый агрегат (фото 3). Он отчетливо давленный, чем объясняются сильная дисперсия оптических осей и аномальное погасание кристаллов. Данные (см. табл. 2) позволяют считать минерал салит-авгитом, причем уменьшение угла оптических осей (в сравнении с клинопироксеном из пироксенитов и вебстеритов), видимо, связано с удалением жадеитовой составляющей при габброизации.

Плагиоклаз часто свежий (особенно в городах Букантау), слагает мономинеральные полосы, а также располагается в промежутках между кристаллами пироксена или включает реликты последнего. Он сдвоен по альбитовому закону и обладает очень устойчивым составом — лабрадор № 62—68 (см. табл. 2).

Амфибол двух типов (см. табл. 2): более ранняя зеленовато-коричневая роговая обманка обыкновенно выполняет интерстиции между зернами пироксенов, без явных признаков их замещения; более поздний красновато-бурый керсутит отчетливо развивается по пироксенам, будучи тесно связан с контактовым воздействием щелочных базальтоидов.

Биотит встречается повсеместно. Чаще всего он ассоциирует с керсутитом, обычно его замещая. Образует мелкие пластинки, ориентированные вдоль спайности амфибола.

Шпинель неустойчива в плагиоклазовом парагенезисе, она окружена каемками силлиманита и в различной степени замещена магнетитом.

Из анализа системы диопсид — форстерит — анортит (Osborn, Tait, 1952) следует, что эти три компонента находятся в равновесии при $t=1270^{\circ}\text{C}$. В нашем случае — система водосодержащая (присутствуют амфибол, реже биотит); пироксен и оливин — более железистые; поэтому температура габброизации может быть значительно более низкой $\sim 1000 \div 900^{\circ}\text{C}$, а давление ($P_{\text{общ}} > P_{\text{H}_2\text{O}}$) близким к 12 кбар (В. Соболев и др., 1975; Lambert, Wyllie, 1968). Укажем, что И. Б. Ламберт и П. Вилли экспериментально обосновали возможность устойчивости амфибола в верхней мантии при наличии воды ($t = 1000 \div 800^{\circ}\text{C}$; $P_{\text{общ}} = 15 \div 10$ кбар).

Нетрудно заключить, что описываемый процесс характеризовался увеличением в системе количества Si, щелочей, Fe, Ti, P и убыванием роли Mg, Ca и отчасти Al. Наряду с возрастанием щелочности, общей железистости, титанистости в продуктах габброизации снижается степень окисленности Fe (табл. 5, обр. 3, 4).

Расчеты по методу В. А. Рудника (Казицын, Рудник, 1968) позволяют уточнить масштабы перемещения компонентов при габброизации; баланс веществ при этом составит ($\text{г}/1000 \text{ см}^3$): привнос Si — 26,0, Na — 53,8, K — 14,9, Fe — 72,0, Ti — 19,2, P — 17,0; вынос Mg — 17,2, Ca — 16,2.

Судя по появлению в системе гидроксилсодержащих минералов (амфибол, биотит), можно предположить наличие привноса воды. По всей вероятности летучие и щелочи поступали из более глубоких частей верхней мантии (В. Соболев и др., 1975). Более гипотетичны источники Ti и Fe.

Габброизация сопровождается уменьшением в породах концентраций Au, а также Ni, V, Zn, что может свидетельствовать об определенных металлогенических следствиях процесса. Сходные по генезису образования описаны Г. Л. и Т. Г. Добрецовыми

Таблица 5

Химический состав пироксенов, вебстеритов и габброизированных пород

Анализ		Компонент, вес. %											$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}}$					
№ образца	Колич.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5			Cr_2O_3	П. п. п.	Σ	CO_2	$f_{\text{общ}}$, %
1	2	46,45	0,62	8,03	4,78	5,92	0,19	13,67	15,26	1,85	0,48	0,09	Не опр.	2,35	99,69	0,96	29,30	0,42	0,44
2	3	44,07	0,73	12,44	3,68	5,14	0,17	11,88	13,46	2,99	0,91	0,10	0,07	3,76	99,37	2,43	28,40	0,39	0,48
3	2	51,49	0,90	15,40	3,94	5,37	0,11	10,40	14,85	1,29	0,70	0,11	Не опр.	4,94	99,50	2,09	31,75	0,39	0,18
4	2	44,70	1,91	14,89	3,80	7,12	0,19	6,80	9,52	3,73	1,45	1,35	Не опр.	4,17	99,68	1,52	47,20	0,33	0,51

Примечание. 1 — оливиновые вебстериты Нуратау; 2 — те же, слабо габброизированные (Кпр+Опр+Амф); 3 — оливин-шпинелевые пироксениты Букаптау; 4 — те же, интенсивно габброизированные (Кпр+Пл+Амф±Шп). Анализники — Е. И. Стрельникова, С. Ч. Тиллева (х имлаборатория Мин. геол. УзССР).

(1975) на примере ксенолитов в камптонито-мончикитовых дайках Южной Джунгарии (Казахстанская складчатая область), Э. Н. Эрлихом, Ф. Ш. Кутыевым (1975), Р. И. Родионовой и В. А. Федорченко (1975)— в вулканитах островодужных формаций Камчатки и Курильских островов. Отсюда следует, что метасоматическая габброизация пироксенитов, вебстеритов и других ультрамафических пород верхней мантии есть одна из причин возникновения «слоя» корово-мантийной смеси, выделенного на примере Скалистых гор (Дементицкая, 1975), причем этот процесс реален не только в пределах континентов, но и островных дуг.

ЛИТЕРАТУРА

- Баратов Р. Б., Кухтиков М. М., Мушкин И. В. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе, «Дониш», 1970. 113 с.
- Дементицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1975. 279 с.
- Добрецов Г. Л., Добрецова Т. Г. Казахстан и Северный Тянь-Шань.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 118—125.
- Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Недра», 1968. 363 с.
- Кутюлин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972. 207 с.
- Кутюлин В. А. Петрология ультраосновных включений в трубке взрыва «Тувиш» (Южный Гиссар).— «Геол. и геофиз.», 1973, № 6, с. 37—44.
- Кутюлин В. А., Фролова В. М. Минусинская впадина, Прибайкалье и Приморье.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 68—82.
- Мушкин И. В. Гипербазитовые включения в трубках взрыва — индикаторы состава верхней мантии Южного Гиссара.— «Сов. геол.», 1972, № 9, с. 146—149.
- Мушкин И. В. О возможном составе верхней мантии Северного Нуратау (Западный Узбекистан).— «Узб. геол. журн.», 1974, № 3, с. 24—26.
- Мушкин И. В. Южный Тянь-Шань.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 125—138.
- Мушкин И. В., Добрецов Г. Л., Дмитриев Э. А. Глубинные включения в щелочных базитах Средней Азии и Казахстана в связи с проблемой состава верхней мантии активизированных орогенных областей.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1975, № 4, с. 33—44.
- Мушкин И. В., Котунов А. Я., Зонов В. И., Долженко Ю. И. Щелочно-базальтоидная формация Тянь-Шаня и Кызылкумов.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 218, № 4, с. 931—933.
- Мушкин И. В., Ярославский Р. И. Новое свидетельство мантийного происхождения пироксенитовых включений в щелочных базальтоидах Южного Тянь-Шаня.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 229, № 2, с. 459—461.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970. 389 с.
- Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971. 454 с.
- Родионова Р. И., Федорченко В. А. Курильские острова.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 175—182.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 12, с. 37—42.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Экспериментальные данные и классификация глубинных ксенолитов.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 5—17.
- Эрлик Э. Н., Кутыев Ф. Ш. Камчатка.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 165—175.
- Boyd F. R. The pyroxene geotherm.— "Geochim. Cosmochim. Acta", 1973, № 12.
- Kuno H., Aoki K. Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas.— "Phys. Earth Planet". Amsterdam, North Holland Publishing Company, 1970, № 3, p. 273—301.
- Lambert I. B., Wyllie P. Stability of hornblende and a model for the low velocity zone.— "Nature", 1968, v. 219. № 5160, p. 1240.
- Osborn E. F., Tait D. B. The system diopside — forsterite — anortite.— "Amer. J. Sci.", 1952, v. B, p. 413—434.
- Ross C. S. Origin of dunites and olivine — rich inclusion in basaltic rocks.— "Amer. Mineral.", 1954, v. 39, p. 639—737.

ОЛИВИН УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Оливин — один из главных породообразующих минералов ультраосновных пород севера Сибирской платформы. Им почти полностью сложены дуниты и оливиниты гетерогенных интрузий ультраосновных и щелочных пород, он преобладает или составляет существенную часть объема перидотитов, меймечитов и кимберлитов, присутствует в переменных количествах в щелочно-ультраосновных пикритах и пикритовых порфирах, а также в магнезиальных траппах — оливиновых и пикритовых габбро-долеритах, полевошпатовых пикритах и оливиновых базальтах.

Количественные соотношения оливина с другими минералами, его состав и форма проявления в значительной мере определяют химический состав и структурный рисунок пород, т. е. их петрогенетическую принадлежность. Так, в дунитах Гулинского плутона преобладает оливин, образующий сплошные мономинеральные массы изометричных зерен близкой размерности (1—3 мм) без следов огранки. Только в эндоконтактной зоне массива породы приобретают порфировидный облик. Для оливинитов других интрузий (Бор-Урях, Кугда, Одихинча и др.) характерны неравномерно-зернистые структуры, разнообразные очертания зерен и значительные колебания их размеров. Участки равномерно-зернистых оливинитов с изометричными или полигональными очертаниями зерен чередуются с участками порфировидных оливинитов, состоящих из ксеноморфных или частично ограненных, нередко взаимно проросших зерен очень сложной конфигурации, размер которых колеблется от долей до нескольких сантиметров. Особенно велико разнообразие форм и размеров зерен оливина в негматондных жилах оливинитов, в которых совместно с ксеноморфными зернами встречаются частично или хорошо ограненные кристаллы, достигающие 10—15 см по удлинению (Васильев, Золотухин, 1975₁).

В порфировидных перидотитах, кимберлитах, меймечитах, пикритовых порфиритах и магнезиальных траппах оливин представлен вкрапленниками различной размерности и степени идиоморфизма. Количество вкрапленников в этих породах изменяется в широких пределах — от 60—80% объема породы в меймечитах и перидотитах до 10—15% в некоторых пикритовых порфиритах. Характер распределения вкрапленников в конкретных геологических телах зависит от формы тел, температуры (вязкости) расплава, степени его раскристаллизации, скорости внедрения и ряда других факторов (Васильев, Золотухин, 1972, 1975₂).

В меймечитах, порфировидных перидотитах, кимберлитах и пикритовых порфиритах преобладают вкрапленники, имеющие средний размер 0,3—0,5 см. Совместно с ними присутствуют как более мелкие зерна оливина второй генерации, так и мегакристы, величина которых достигает 6—8 см. В перидотитах и кимберлитах крайне редко встречаются зерна с хорошей огранкой, а в меймечитах и пикритах такие кристаллы обычны. Они имеют, как правило, несколько сглаженные контуры и следы быстрой кристаллизации, проявившиеся в появлении скелетных форм и захвате многочисленных включений расплава.

В магнезиальных траппах средний размер вкрапленников оливина не превышает 0,2—0,3, изредка достигая 0,5—0,8 см. Обычно зерна оливина имеют изометричную форму, иногда со следами огранки. Наиболее идиоморфные кристаллы оливина слагают горизонты пикритовых габбро-долеритов в дифференцированных трапповых интрузиях.

Крайне редко в кристаллах оливина из интрузивных и дайковых пород отмечаются двойники трансляции или другие следы деформации зерен. Более характерно для них проявление отчетливой спайности по (010). Особенно хорошо она выражена в оливинах интрузий Бор-Урях, Кугда и др. В крупных кристаллах оливина из пегматоидных тел оливинитов спайность (отдельность) четко фиксируется даже по трем взаимно перпендикулярным направлениям. По этим же направлениям, чаще всего по (010) и (001), в оливинах располагаются очень мелкие многочисленные дендритовидные и пластинчатые вросстки рудного минерала (хромистый магнетит, хромшпинель) и клинопироксена, встречающиеся как порознь, так и совместно. Такие вросстки являются, вероятнее всего, структурами распада, возникающими при смене *PT* условий становления ультраосновных пород. В оливинах ультраосновных пород, как правило, присутствуют зерна акцессорных хромшпинелидов, нередко встречаются первичные расплавные включения, температура гомогенизации которых близка к 1500°C (Соболев и др., 1972).

Некоторые особенности состава оливинов ультраосновных пород Маймеча-Котуйской провинции обсуждались нами ранее по результатам химических анализов, кристаллооптическим и рентгеноструктурным данным (Васильев, Золотухин, 1975₂). Сейчас мы располагаем 68 полными (табл. 1) и 40 частичными (табл. 2) анализами оливинов из различных типов ультраосновных пород севера Сибирской платформы¹. Новые данные позволяют более объективно оценить вариации состава в различных типах ультраосновных пород, количество и характер изоморфных примесей в оливинах, сопоставить наши данные с аналогичными по оливинам других провинций и регионов.

Сравнение химических анализов оливинов с данными определений состава из тех же пород на микроанализаторе показало, что при достаточно хорошей сходимости результатов по содержанию SiO₂, MgO, FeO, MnO, NiO состав оливинов существенно различается по содержанию таких элементов, как Ti, Al, Ca, Cr, Na и K. Оказалось, что щелочи (Na, K) в оливинах отсутствуют, содержание Ti и Al не превышает 0,09 и 0,04 вес. % соответственно, а Ca и Cr — в значительно меньшем количестве. Несомненно, что повышенное содержание этих элементов, выявленное в оливинах химическим анализом, связано с микровростками и микровключениями других минеральных фаз и флюидных растворов, присутствие которых в зернах оливина можно установить даже в очень свежих породах.

Как правило, ультраосновные породы в различной степени изменены. В первую очередь, происходит серпентинизация оливина, по которому в виде петель и прожилков развивается лизардит. Агрегаты серпентиновых минералов могут полностью замещать ультраосновные породы вплоть до образования монокристаллических серпентинитов. В дальнейшем, под воздействием щелочных растворов, генерируемых более молодыми щелочными интрузиями, ультраосновные породы преобразуются в разнообразные метасоматиты. Особенно четкую последовательность метасоматических преобразований дунитов и оливинитов можно наблюдать в участках интрузий, значительно удаленных от главных зон фильтрации растворов. Оливины ультраосновных пород последовательно замещаются титаноммагнетитом, клинопироксеном, флогопитом, бурой роговой обманкой, гранатом, мелилитом, нефелином и рядом других более низкотемпературных минералов (Золотухин, Васильев, 1973).

В публикациях последних лет по петрологии альпинотипных гипербазитов много внимания уделяется их метаморфическому преобразо-

¹ В работе на микроанализаторе «Камека» принимали участие В. Ф. Коненко, В. Н. Королюк, А. В. Соболев, О. С. Покачалова (ИГиГ СО АН СССР). Автор глубоко признателен всем им.

Таблица 1

Состав оливинов из различных типов ультраосновных пород севера Сибирской платформы

Компонент	№ анализа													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	41,14	40,78	41,18	40,59	40,27	40,05	40,99	40,50	39,18	39,72	40,11	40,00	40,54	40,58
TiO ₂	0,06	—	0,04	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,04
Al ₂ O ₃	0,02	—	He обн.	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	He обн.	He обн.
Cr ₂ O ₃	0,098	0,037	0,016	0,048	0,060	0,015	0,039	0,036	0,017	0,023	0,035	0,018	0,014	0,013
FeO	7,90	8,97	9,27	9,55	10,04	10,62	11,51	11,94	12,81	12,98	13,67	13,61	14,93	15,00
MnO	0,14	0,17	0,21	0,21	0,19	0,20	0,17	0,18	0,20	0,21	0,19	0,21	0,32	0,35
MgO	49,16	49,11	48,64	48,48	48,90	47,75	47,22	46,73	46,24	45,78	45,00	45,74	44,07	44,50
CaO	0,31	0,38	0,41	0,57	0,43	0,43	0,17	0,59	0,44	0,42	0,48	0,42	0,21	0,22
NiO	0,28	0,27	0,27	0,31	0,28	0,28	0,36	0,22	0,25	0,26	0,25	0,20	0,20	0,22
С у м м а	99,11	99,72	100,03	99,76	100,23	99,45	100,46	100,20	99,14	99,40	99,74	100,20	100,32	100,92
Si	1,010	1,003	1,008	1,002	0,992	0,997	1,011	1,005	0,991	0,999	1,008	1,000	1,015	1,010
Ti	0,001	—	0,001	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—	0,001	1,001
Al	0,001	—	—	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr	0,002	0,001	—	0,001	0,001	—	0,001	0,001	—	—	—	—	—	—
Fe	0,162	0,184	0,190	0,197	0,205	0,221	0,237	0,248	0,260	0,273	0,287	0,285	0,312	0,312
Mn	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,004	0,007	0,007
Mg	1,799	1,800	1,775	1,784	1,789	1,773	1,736	1,727	1,752	1,717	1,685	1,705	1,644	1,650
Ca	0,008	0,010	0,011	0,015	0,011	0,011	0,005	0,016	0,014	0,011	0,013	0,01	0,006	0,006
Ni	0,006	0,007	0,006	0,009	0,008	0,006	0,010	0,005	0,006	0,006	0,006	0,005	0,004	0,005
С у м м а	2,992	3,008	2,995	3,012	3,012	3,012	3,003	3,005	3,026	3,010	3,002	3,009	2,989	2,991
Fa, %	8,3	9,3	9,7	10,0	10,3	11,1	12,0	12,6	12,9	13,7	14,6	14,3	16,0	15,9

Компонент	№ анализа													
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	39,50	39,20	39,98	40,75	40,41	38,89	39,39	40,01	39,44	39,78	41,05	41,02	39,88	39,66
TiO ₂	0,02	0,06	0,06	0,04	0,02	0,04	0,07	0,04	0,07	0,07	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,04	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0,01	0,02	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,011	0,020	0,012	0,017	0,012	0,013	0,013	—	0,012	0,017	0,031	—	0,023	0,012
FeO	15,54	15,92	16,05	16,23	16,36	16,50	16,50	16,78	17,41	17,60	8,68	10,08	10,98	12,08
MnO	0,49	0,33	0,38	0,41	0,38	0,36	0,36	0,46	0,52	0,38	0,24	0,13	0,21	0,33
MgO	43,85	44,16	43,25	42,40	43,15	42,87	42,87	42,60	42,62	41,85	49,49	48,37	48,15	47,01
CaO	0,18	0,49	0,56	0,61	0,15	0,21	0,21	0,17	0,46	0,51	0,47	—	0,52	0,44
NiO	0,21	0,23	0,23	0,22	0,21	0,22	0,22	0,22	0,20	0,21	0,25	0,24	0,24	0,18
С у м м а	99,82	100,42	100,53	100,70	100,69	99,10	99,63	100,28	100,74	100,24	100,21	99,84	100,00	99,71
Si	0,999	0,989	1,004	1,010	1,013	0,995	1,002	1,011	0,998	1,009	1,004	1,008	0,989	0,992
Ti	—	0,001	0,001	0,001	—	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	—	—	—	—
Al	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—	—	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—	—
Fe	0,329	0,336	0,338	0,336	0,343	0,380	0,351	0,335	0,368	0,373	0,177	0,211	0,228	0,253
Mn	0,011	0,007	0,008	0,009	0,008	0,009	0,008	0,010	0,011	0,008	0,005	0,003	0,005	0,007
Mg	1,653	1,661	1,662	1,606	1,612	1,607	1,626	1,605	1,607	1,582	1,803	1,772	1,780	1,752
Ca	0,004	0,013	0,015	0,015	0,004	0,011	0,006	0,005	0,013	0,013	0,012	—	0,014	0,012
Ni	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,006	0,005	0,006	0,004
С у м м а	3,001	3,011	3,033	2,982	2,985	3,008	2,999	2,972	3,002	2,992	3,008	2,989	3,022	3,020
Fa, %	16,6	16,8	16,9	17,3	17,5	19,1	17,8	17,3	18,6	19,1	8,9	10,6	11,4	12,6

Компонент	№ анализа													
	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
SiO ₂	41,03	39,39	40,70	40,19	41,23	40,54	40,23	41,00	41,39	40,32	40,45	40,21	40,55	40,10
TiO ₂	He обн.	0,07	—	He обн.	0,04	—	—	He обн.	—	0,06	—	—	0,04	—
Al ₂ O ₃	0,03	0,03	—	»	0,04	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,070	0,094	0,097	—	—	—	0,094	0,111	0,080	0,094
FeO	12,55	16,43	17,16	17,73	6,82	7,42	7,52	7,96	8,11	8,78	8,90	9,88	10,17	11,88
MnO	0,17	0,36	—	0,24	0,11	0,15	0,14	0,11	—	0,13	0,16	0,12	0,19	0,14
MgO	46,07	41,80	40,88	42,05	49,75	50,65	50,39	49,78	51,22	48,99	49,50	48,67	48,66	46,35
CaO	0,52	0,48	0,31	0,24	0,31	0,54	0,34	—	—	—	0,55	0,57	0,43	0,48
NiO	—	0,19	0,25	0,20	0,29	0,30	0,27	0,24	—	0,21	0,31	0,32	0,29	0,26
С у м м а	100,47	98,75	99,30	100,65	98,66	99,69	98,99	99,13	100,72	98,49	99,69	99,88	100,45	99,30
Si	1,001	1,021	1,003	1,001	1,010	0,993	0,992	1,006	0,998	1,001	0,994	0,997	1,010	1,004
Ti	—	0,001	—	—	0,001	—	—	0,001	—	0,001	—	—	0,001	—
Al	0,001	0,001	—	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—
Cr	—	—	—	—	0,002	0,002	0,003	—	—	—	0,003	0,003	0,002	0,003
Fe	0,259	0,356	0,365	0,372	0,141	0,152	0,155	0,163	0,164	0,182	0,183	0,205	0,240	0,249
Mn	0,004	0,008	—	0,004	0,002	0,004	0,003	0,002	—	0,003	0,004	0,003	0,004	0,003
Mg	1,696	1,574	1,551	1,580	1,828	1,849	1,852	1,821	1,889	1,812	1,811	1,799	1,720	1,730
Ca	0,012	0,013	0,008	0,006	0,008	0,014	0,009	—	—	—	0,014	0,015	0,020	0,013
Ns	—	0,005	0,006	0,004	0,006	0,005	0,006	0,004	—	0,005	0,008	0,010	0,006	0,006
С у м м а	2,973	2,979	2,933	2,967	2,999	3,019	3,020	2,997	3,051	3,003	3,017	3,032	3,004	3,008
Fa, %	13,2	18,5	19,1	19,1	7,1	7,6	7,7	8,2	8,0	9,1	9,2	10,2	12,2	12,6

Компонент	№ анализа													
	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
SiO ₂	40,06	41,12	40,62	41,07	40,12	40,73	40,46	40,08	39,76	38,13	40,01	38,31	40,62	40,07
TiO ₂	—	0,04	0,08	0,04	0,06	0,09	0,04	0,06	0,06	0,09	0,09	0,09	0,04	0,06
Al ₂ O ₃	—	0,03	0,04	He обн.	He обн.	—	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01	0,04	He обн.	0,02
Cr ₂ O ₃	0,098	0,093	0,094	0,039	0,025	—	0,025	0,045	0,042	0,011	0,082	0,016	0,087	0,100
FeO	12,97	8,31	9,85	11,13	14,88	13,45	15,91	16,43	17,03	22,38	22,70	25,50	10,11	11,07
MnO	0,14	0,16	0,19	0,25	0,36	0,24	0,35	0,32	0,33	0,51	0,23	0,58	0,12	0,17
MgO	45,54	50,52	47,38	47,00	43,93	46,05	32,28	43,10	42,07	37,21	37,07	34,78	48,66	47,02
CaO	0,53	0,42	0,33	0,69	0,79	0,37	0,39	0,35	0,43	0,58	0,36	0,51	0,20	0,18
NiO	0,30	0,28	0,26	0,22	0,22	—	0,16	0,18	0,27	0,16	0,25	0,12	0,32	0,32
С у м м а	99,64	100,94	98,84	100,44	100,39	100,93	100,65	100,58	100,02	99,10	100,80	99,95	100,16	99,01
Si	1,005	0,995	1,010	1,009	1,006	0,997	1,014	1,008	1,009	1,005	1,030	1,014	0,999	1,001
Ti	—	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001
Al	—	0,001	0,001	—	—	—	0,001	—	0,001	0,001	—	0,001	—	0,001
Cr	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001	—	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	—	0,002	0,002
Fe	0,272	0,168	0,204	0,228	0,312	0,275	0,333	0,346	0,361	0,494	0,498	0,564	0,208	0,231
Mn	0,003	0,003	0,004	0,005	0,008	0,005	0,007	0,007	0,007	0,012	0,005	0,013	0,003	0,004
Mg	1,703	1,822	1,755	1,722	1,642	1,705	1,616	1,616	1,591	1,461	1,422	1,372	1,784	1,751
Ca	0,014	0,011	0,009	0,018	0,021	0,010	0,011	0,010	0,012	0,017	0,010	0,014	0,005	0,005
Ni	0,009	0,006	0,005	0,005	0,005	—	0,003	0,004	0,005	0,003	0,004	0,002	0,006	0,007
С у м м а	3,009	3,009	2,991	2,989	2,996	2,994	2,987	2,993	2,988	2,996	2,973	2,982	3,008	3,003
Fa, %	13,8	8,4	10,4	11,1	16,0	13,9	15,8	17,6	18,5	25,3	25,9	29,1	10,4	11,7

Компонент	№ анализа													
	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
SiO ₂	39,75	40,47	40,26	39,90	40,44	39,17	39,38	39,80	40,70	40,36	41,20	39,86	41,07	41,32
TiO ₂	0,04	—	—	0,04	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—	0,06
Al ₂ O ₃	0,04	—	—	0,04	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—	0,02
Cr ₂ O ₃	0,104	0,088	0,088	0,080	—	—	—	0,058	—	—	—	—	—	0,078
FeO	11,31	13,03	13,17	15,47	15,91	18,32	18,89	11,46	10,89	14,21	10,82	14,43	11,25	11,00
MnO	0,17	0,14	0,16	0,20	—	—	—	0,12	—	—	0,22	—	—	0,19
MgO	47,10	45,89	45,90	44,30	43,48	41,83	40,99	47,23	47,67	44,40	47,45	44,29	47,53	47,00
CaO	0,21	0,23	0,23	0,24	0,49	0,24	0,53	0,57	0,43	0,27	0,37	0,27	0,37	0,35
NiO	0,30	0,34	0,38	0,28	0,25	0,19	0,28	0,25	0,30	0,21	0,26	0,20	0,33	0,25
С у м м а	99,02	100,19	100,19	100,55	100,57	99,75	100,07	99,49	99,99	99,44	100,40	99,05	100,55	100,27
Si	1,000	1,009	1,005	1,000	1,014	0,996	1,008	0,988	0,990	1,015	1,010	1,009	1,009	1,008
Ti	0,001	—	—	0,001	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—	0,001
Al	0,001	—	—	0,001	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—	0,001
Cr	0,002	0,002	0,002	0,002	—	—	—	0,001	—	—	—	—	—	0,001
Fe	0,238	0,272	0,275	0,325	0,334	0,395	0,404	0,240	0,229	0,299	0,222	0,305	0,231	0,224
Mn	0,004	0,003	0,004	0,004	—	—	—	0,003	—	—	0,005	—	—	0,004
Mg	1,750	1,705	1,710	1,655	1,625	1,615	1,654	1,783	1,790	1,664	1,735	1,670	1,741	1,732
Ca	0,006	0,006	0,006	0,006	0,013	0,007	0,015	0,015	0,011	0,007	0,010	0,007	0,010	0,009
Ni	0,006	0,009	0,009	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,008	0,006
С у м м а	3,008	3,006	3,011	3,000	2,992	3,018	2,997	3,036	3,026	2,991	2,990	2,996	2,999	2,986
Fa, %	12,8	13,8	13,9	16,4	17,1	19,7	20,2	11,9	11,3	15,2	11,3	15,4	11,7	11,5

Пр и м е ч а н и е. 1—12 — из дунитов, 13—24 — из пироксенизированных дунитов, 25—32 — из перидотитов, 33—40 — из меймечитов (Гулинский плутон), 41—54 — из пикритовых порфиритов (44—47 — Маймеча-Котуйская провинция, 48—54 — Каменская провинция); 55—63 — из полевошпатовых пикритов (р. Аян); 64 — из меймечита (Анабар); 65—66 — из дайки «Монтчеллитовой»; 67—68 — из меймечитов (Сихоте-Алинь); 69 — из меймечита (Камчатка); 70 — из ксенолита дунита в порфиroidном перидотите Гулинский плутон).

Содержание FeO и Cr₂O₃ в оливинах некоторых ультраосновных пород севера Сибирской платформы

№ анализа	№ образца	FeO	Cr ₂ O ₃	№ анализа	№ образца	FeO	Cr ₂ O ₃
1	1059	11,31	0,043	21	1070в	22,66	0,026
2	1059	11,32	0,034	22	—	6,82	0,152
3	1059	11,49	0,039	23	—	7,00	0,180
4	1055	12,81	0,063	24	—	7,14	0,141
5	1055	12,83	0,035	25	—	7,05	0,115
6	1055	12,95	0,030	26	—	7,24	0,130
7	1050в	13,58	0,036	27	—	7,48	0,100
8	1064б	13,52	0,049	28	—	7,81	0,155
9	1064б	13,88	0,036	29	—	7,53	0,168
10	1055а	13,44	0,035	30	—	8,12	0,120
11	1055а	13,77	0,027	31	—	8,57	0,110
12	56-1	14,40	0,016	32	—	8,59	0,140
13	1057в	15,33	0,022	33	113р	8,64	0,110
14	1057в	15,46	0,030	34	113р	9,22	0,124
15	1070б	15,92	0,051	35	113р	9,81	0,110
16	1074б	19,90	0,024	36	120	10,56	0,069
17	1074б	20,34	0,022	37	1074	8,90	0,090
18	1074б	20,35	0,022	38	1074	12,42	0,065
19	1070г	20,78	0,020	39	4в-5	10,21	0,009
20	1070г	21,09	0,009	40	4в-5	10,75	0,019

Примечание. 1—15 — из дунитов, 16—21 — из пироксенизированных дунитов, 22—38 — из меймечитов (Гулинский плутон); 39, 40 — из никритовых порфиритов (Маймеч-Котуйская провинция).

ванию, в том числе превращению серпентинитов во «вторичные» дуниты, гарцбургиты, лерцолиты в процессе десерпентинизации. Возможность такого преобразования ультраосновных пород подтверждается экспериментальными исследованиями (Альпинотипные гипербазиты..., 1973).

Оценить масштабы этого процесса применительно к ультрабазитам платформы очень трудно, так как прямых геологических доказательств десерпентинизации пород нами не обнаружено, а признаки «вторичности» оливинов альпинотипных гипербазитов (высокое содержание Са, повышенная железистость, рентгеноструктурные данные) на нашем материале не подтвердились.

«Вторичными» оливинами уверенно можно считать только прозрачные зелено-желтые хризолиты, изредка встречающиеся в оливинитах и дунитах. В оливинитах интрузии Кугда они образуют гнезда ювелирного хризолита в жилах, сложенных оливином, флогопитом, клиногумитом, серпофитом и магнетитом. Скопления мелких кристаллов хризолита совместно с клиногумитом часто встречаются в жилах пегматоидных оливинов интрузии Бор-Урях. Отдельные кристаллики этого минерала иногда располагаются в крупных зернах оливина или образуют агрегаты мелких ксеноморфных зерен среди оливинитов интрузии. Изредка прозрачные зерна хризолита обнаруживаются в прото-лочках проб дунитов Гулинского плутона. Масштабы этого процесса преобразования ультраосновных пород незначительны, и связан он, судя по имеющимся наблюдениям, не с десерпентинизацией пород, а с перекристаллизацией оливинов под воздействием высокотемпературных флюидов.

Подобная перекристаллизация оливинов с выравниванием состава сосуществующих минералов (оливина, клинопироксена, флогопита и др.), по-видимому, имеет место и при замещении дунитов Гулинского плутона клинопироксенитами. Железистость оливинов в этом случае

Среднее содержание фаялитового компонента в оливинах ультраосновных пород севера Сибирской платформы

Порода	n	\bar{x}	σ	Литературный источник
Кимберлиты Якутии	40	8,6	1,5	Н. В. Со- болев, 1974
Меймечиты ГП	27	9,9	1,7	Наши данные
Пикритовые порфириды МКП	17	10,6	2,0	»
Оливиниты МКП	21	11,7	2,1	»
Дуниты ГП	26	12,7	2,0	»
Совместно с пироксенизированными ду- ниты	42	14,2	2,5	»
Полевошпатовые пикриты р. Аян	13	14,1	3,1	»
Перидотиты ГП	12	15,7	3,2	»
Пикритовые порфириды КП	12	17,0	4,1	»
Пикритовые габбро-долериты дифферен- цированных трапповых интрузий	19	21,8	1,5	Материалы В. В. Рябова

Примечание. МКП — Маймечя-Котуйская провинция; ГП — Гулинский плутон, КП — Каменская провинция.

повышается с 9—14% Fa в дунитах до 16—22% — в оливинах из зон пироксенизации (см. табл. 1, обр. 1—24).

Наиболее магнезиальные оливины ($\bar{x}=8,6\%$ Fa) присутствуют в кимберлитах (табл. 3). К ним близок по составу оливин меймечитов ($\bar{x}=9,9\%$ Fa), а наиболее магнезиальным из них является оливин дайковых тел (содержание Fa в них всегда меньше 10%). Бимодальное распределение состава на гистограмме (рис. 1, а) подчеркивает эту особенность. Состав оливина из пикритовых порфиритов Маймечя-Котуйской провинции занимает промежуточное положение между оливинами меймечитов и дунитов Гулинского плутона. Состав оливина и его характер распределения в оливинитах и дунитах очень близки (см. табл. 3; рис. 1, в, г).

Как отмечалось выше, более железистые оливины присутствуют в зонах метасоматической пироксенизации дунитов. Включение анализов этих оливинов в общую выборку из дунитов повышает среднее содержание в них Fa с 12,7 до 14,2%, что на графике (см. рис. 1, д) выражается в появлении дополнительного максимума в области железистости. Среднее высокое содержание фаялитового компонента в оливинах из перидотитов ($\bar{x}=15,7\%$ Fa), по-видимому, объясняется тем, что в эту группу могли быть включены не только магматические перидотиты, но и метасоматически измененные (пироксенизированные) дуниты, по количественным соотношениям минералов и характеру структур сходные с перидотитами. Возможно, этим объясняется бимодальное распределение состава оливинов из перидотитов на графике (см. рис. 1, ж).

В целом, если исключить перидотиты, для ультраосновных пород Маймечя-Котуйской провинции характерно низкое содержание Fa компонента в оливинах. Неожиданно высокомагнезиальными оказались оливины полевошпатовых пикритов р. Аян ($\bar{x}=14,1\%$ Fa). Состав оливина в этих породах изменяется от форстеритов до железистых хризолитов (9,7—19,6% Fa соответственно). По наличию двух максимумов на диаграмме состав — частота встречаемости (см. рис. 1, е) можно предполагать, что зерна магнезиального оливина ксеногенные или представляют собой оливин первой генерации. Последнее, судя по петрографическим наблюдениям, более вероятно, так как зерна магнезиального оливина имеют хорошую огранку, иногда скелетные формы, содержат

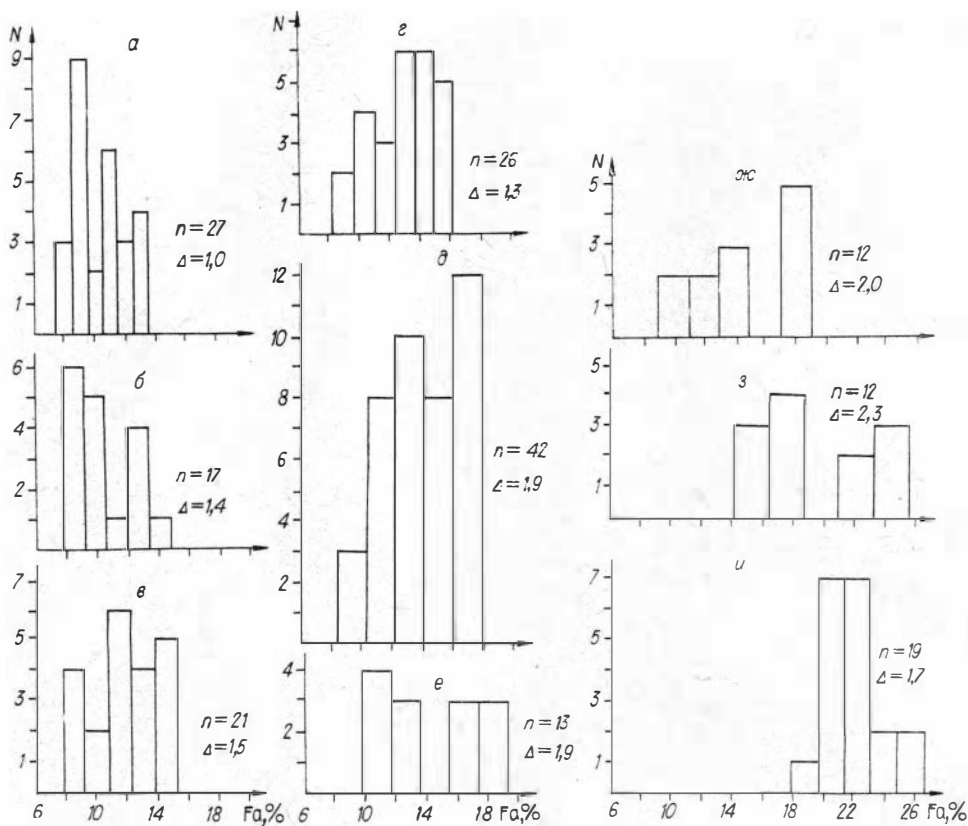


Рис. 1. Гистограммы частоты встречаемости оливинов различного состава в ультраосновных породах севера Сибирской платформы, по нашим данным (табл. 1) и химанализам, проведенным Ю. Р. Васильевым, В. В. Золотухиным (1975₂).

а — меймечиты, б — пикритовые порфириды (Маймеча-Котуйская провинция, Гулинский pluton); в — оливиниты гетерогенных интрузий; г, д — дуниты, в том числе пироксенизированные; жс — перидотиты; е — полевошпатовые пикриты (р. Аян); з — пикритовые порфириды (Каменская провинция); и — пикритовые габбро-долериты дифференцированных трапповых интрузий (Норильский район).

включения аксессуарного хромшпинелида и (предположительно) раскристаллизованные включения расплава.

Сходный характер распределения состава оливина наблюдается в пикритовых порфиридах Каменской провинции (см. рис. 1, з). Общая высокая железистость и широкий диапазон состава оливинов из этих пород отражает, скорее всего, эволюцию кристаллизующегося расплава, проявившуюся в появлении оливина разной генерации и зональных кристаллов.

В приводимом ряду средних составов (см. табл. 3) наиболее железистыми являются оливины пикритовых габбро-долеритов дифференцированных трапповых интрузий Норильского района ($\bar{x} = 21,8\%$ Fa). Можно с большим основанием предполагать, что оливины из интрузий пикритовых габбро-долеритов и потоков пикритовых базальтов этого района будут иметь подобный или более железистый состав.

Оценка значимости различий величин средних содержаний Fa в оливинах ультраосновных пород платформы проводилась по *t* критерию Стьюдента при пороге вероятности 95% (табл. 4). Различия между составами оливинов не значимы только для соседних пар пород, образующих ряд меймечитов до перидотитов с последовательно возрастающим содержанием Fa в оливинах, а также между оливинами полевошпатовых пикритов р. Аян (П_а) и оливинами пикритовых пор-

Результаты оценки значимости различий величин средних содержаний Fa в оливинах ультраосновных пород севера Сибирской платформы (по t критерию Стьюдента при пороге вероятности 95%)

	К	М	P_{M-K}	Ол	Д	P_a	Пер	P_K	$P_{Г-Д}$
К	▬▬▬▬▬▬▬▬▬▬								
М		▬▬▬▬▬▬▬▬▬▬	$\frac{1,19}{2,02}$						
P_{M-K}			▬▬▬▬▬▬▬▬▬▬	$\frac{1,64}{2,03}$					
Ол				▬▬▬▬▬▬▬▬▬▬	$\frac{1,67}{2,02}$				
Д					▬▬▬▬▬▬▬▬▬▬	$\frac{1,49}{2,03}$			
P_a						▬▬▬▬▬▬▬▬▬▬	$\frac{1,27}{2,04}$	$\frac{1,84}{2,07}$	
Пер							▬▬▬▬▬▬▬▬▬▬	$\frac{0,87}{2,07}$	
P_K								▬▬▬▬▬▬▬▬▬▬	
$P_{Г-Д}$									▬▬▬▬▬▬▬▬▬▬

Примечание. В числителе—вычисленные, в знаменателе — табличные значения коэффициента t ; К — кимберлиты, М — меймечиты, P_{M-K} — пикритовые порфиры Маймеча-Котуйской провинции, Ол — оливиниты, Д — дуниты, P_a — полевошпатовые пикриты р. Аян, Пер — перидотиты, P_K — пикритовые порфиры Каменской провинции, $P_{Г-Д}$ — пикритовые габбро-долериты дифференцированных трапловых интрузий Норильского района.

фиритов Каменской провинции (P_K). Между составами оливинов всех других групп пород, в том числе между оливинами из кимберлитов (К) и меймечитов (М), пикритовых порфиритов Каменской провинции и пикритовых габбро-долеритов ($P_{Г-Д}$) дифференцированных трапловых интрузий, эти различия значимы (см. табл. 4).

Для большинства оливинов (см. табл. 1) на микроанализаторе были определены также элементы-примеси (Ti, Al, Cr, Mn, Ni, Ca), изоморфно входящие в структуру минерала. Титан определялся в 39 пробах, в 3 из них он не обнаружен, а в остальных его содержание изменяется от 0,02 до 0,09 вес. % ($\bar{x}=0,04$, $\sigma=0,05$). Из 36 проб, в которых определялся Al, в 10 он не обнаружен, а в других его количество не превышает 0,04 вес. %.

Более обширная информация имеется у нас по другим элементам. Так, совместно с частными определениями (см. табл. 2) и литературными данными по кимберлитам (Соболев, 1974), количество определений Cr(n) в оливинах — 104, Mn — 77, Ni — 72, Ca — 83. Примеси этих элементов должны изоморфно входить в структуру оливина в группе двухвалентных катионов, так как характер структуры этого минерала исключает возможность вхождения трехвалентных катионов.

Возможность вхождения Cr в структуру оливина в виде Cr^{+2} была показана экспериментально в 1964 г. В опытах, проведенных в атмо-

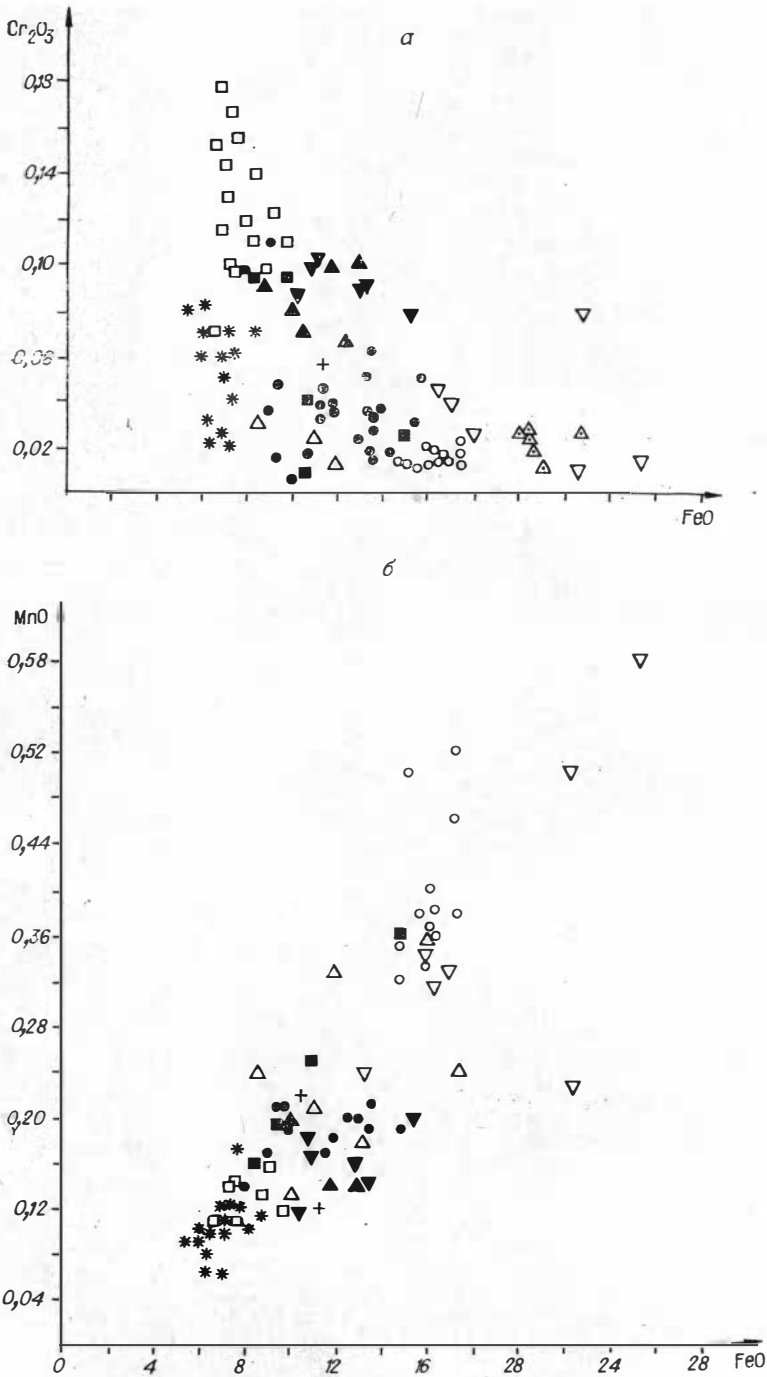
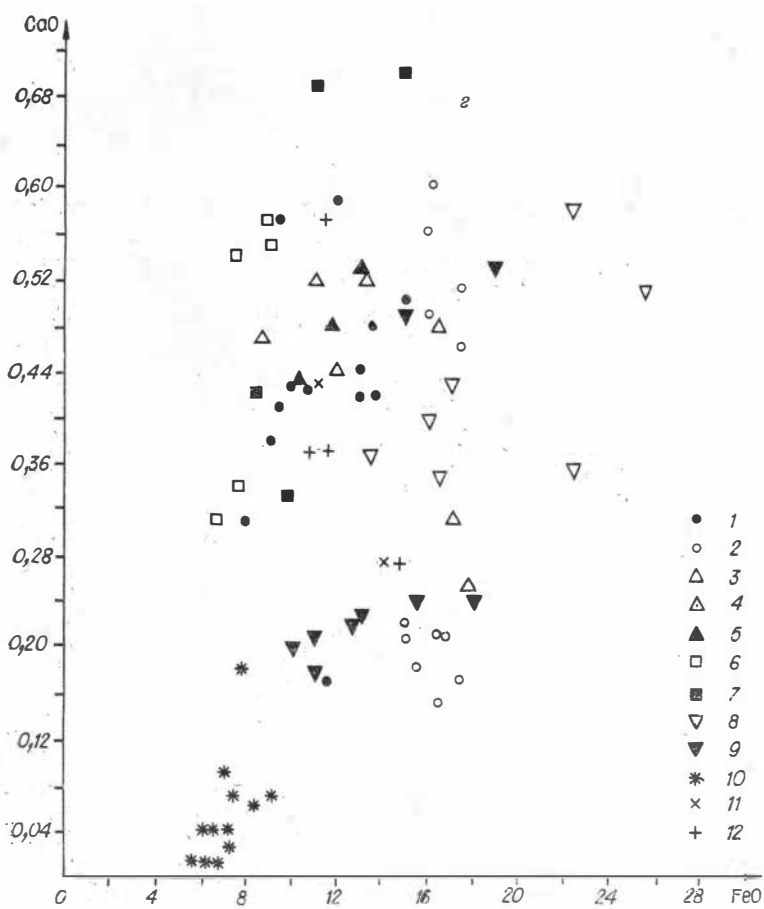
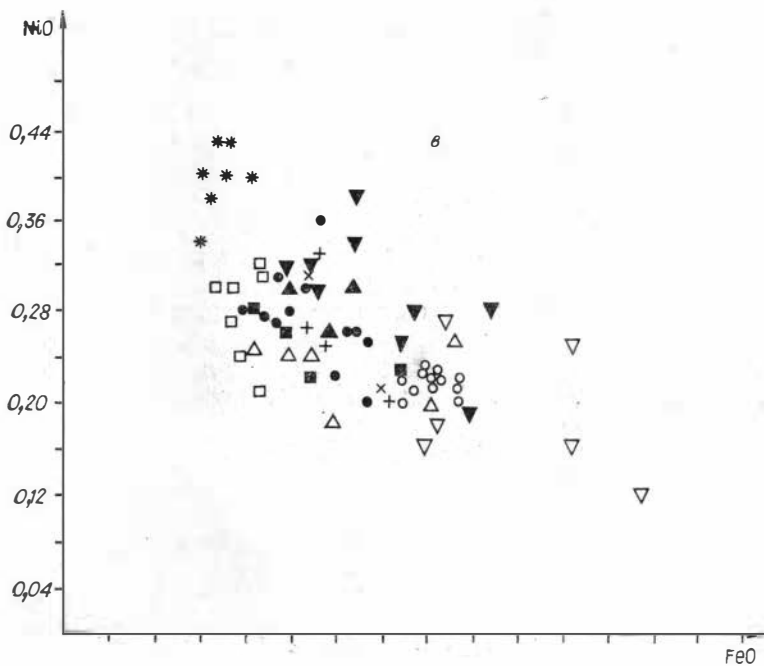


Рис. 2. Распределение элементов-примесей (Cr, Mn, Ni, Ca) в оливинах. Точки состава оливинов: 1 — из дунитов; 2 — из пироксенизированных дунитов; 3 — вых пород; 5, 6 — меймечитов (5 — «лавовых», 6 — дайковых); 7, 8 — из пикритовых пикритов (р. Аян); 10 — из включений в алмазах (Соболев, 1974); 11 — из дай = 104 (а), 77 (б), 72 (в), 83 (г); $r_{0,11} = 0,254$ (а), 0,302 (б), 0,304 (в).



- 1
- 2
- △ 3
- △ 4
- ▲ 5
- 6
- 7
- ▽ 8
- ▽ 9
- * 10
- × 11
- + 12

ультраосновных пород в зависимости от содержания в них Fe.
 из перидотитов (Гулинский плутон): 4 — из метасоматических (?) пироксен-оливино-порфиритов (7 — Маймечя-Котуйская, 8 — Каменская провинция); 9 — из полевошпак «Монтичеллитовой»; 12 — из меймечитов (Анабар, Сихотэ-Алинь, Камчатка). $r_6 = 0,283$ (2); $r_6 = -0,820$ (a), $+0,842$ (б), $-0,941$ (в), $-0,283$ (г).

сфере водорода в системе $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{—Cr—SiO}_2$, был получен ортосиликат Cr_2SiO_4 со свойствами оливина (Цветков и др., 1964). В природных минералах высокая примесь Cr (до 0,1 вес. %) была обнаружена позднее в оливинах из включений в алмазах (Meuser, Boyd, 1972; Burns, 1974), в оливинах из лунных базальтов, в которых содержание Cr_2O_3 повышается до 0,4 (Haggerty e. a., 1970; Boyd e. a., 1971); и в оливинах из метеоритов — до 0,7 вес. % (Dodd e. a., 1975).

Детальное изучение оливинов из лунных пород показало, что вхождение Cr в оливин в виде Cr^{+2} обусловлено, вероятнее всего, очень низкой активностью кислорода. В большинстве оливинов из различных типов земных пород содержание Cr оказалось незначительным (около 0,01 вес.%) и, видимо, поэтому задача определения этого элемента не ставилась даже при специальных исследованиях примесей в оливинах (Simkin, Smith, 1970). Н. В. Соболев (1974), изучивший поведение Cr в оливинах из включений в алмазах и из ультраосновных ксенолитов в кимберлитовых трубках, также пришел к выводу, что вхождение его в оливин ультраосновных пород объясняется прежде всего низким потенциалом кислорода, а это, в свою очередь, характеризует восстановительные условия среды кристаллизации и глубинность этого процесса.

Судя по высокому содержанию Cr (до 0,32 вес.% Cr_2O_3) в оливинах, в том числе в скелетных кристаллах, из потоков перидотитовых коматитов Южной Африки и в оливинах, образующихся при экспериментальном плавлении этих же пород (Green e. a., 1975), содержание Cr^{+2} в оливинах, по-видимому, зависит от целого ряда факторов, в том числе от начальной температуры кристаллизации расплава, общего первоначального содержания Cr в нем и характера распределения этого элемента между возникающими минеральными фазами (хромшпинелью и оливином в первую очередь).

В оливинах ультраосновных пород севера Сибирской платформы содержание Cr и других элементов-примесей колеблется в очень широких пределах. Среднее содержание и другие расчетные данные, характеризующие распределение и взаимосвязь FeO, Cr_2O_3 , MnO, NiO и CaO в оливинах из ультраосновных пород этого региона, даны в табл. 5.

Между содержанием FeO и Cr_2O_3 в оливинах существует сильная обратная связь ($r_{\text{выч}} = -0,820$ при $r_{0,1} = 0,254$), т. е. для оливинов данного региона, кроме перечисленных возможных факторов, влияющих на вхождение Cr^{+2} в структуру минерала, важно также и содержание в нем Fe (рис. 2, табл. 5). Но и этот фактор, по-видимому, не явля-

Т а б л и ц а 5

Среднее содержание и характер распределения FeO и элементов-примесей в оливинах ультраосновных пород севера Сибирской платформы

Компонент	n=104		n=72		n=77		n=83	
	FeO	Cr_2O_3	FeO	NiO	FeO	MnO	FeO	CaO
\bar{x}	12,0	0,060	11,9	0,26	11,9	0,20	11,9	0,36
σ	4,3	0,039	3,8	0,05	3,8	0,11	3,8	0,18
A	0,70	0,90	0,75	0,77	0,75	0,28	0,75	0,19
E	-0,4	-0,2	-1,7	-1,5	-1,7	-1,3	-1,7	-1,1
A/σ_A	2,9	3,8	2,7	2,9	2,7	0,9	2,7	0,7
E/σ_E	0,9	0,4	3,1	2,7	3,1	2,3	3,1	2,1
$r_{0,1}$	0,254		0,304		0,302		0,283	
$r_{\text{выч}}$	-0,820		-0,941		+0,842		-0,283	

ется определяющим. Так, например, содержание Cr в оливинах из кимберлитов почти такое же, как и в оливинах из P_{K} , железистость которых в 2 раза выше. Можно также видеть (рис. 3), что общая тенденция к уменьшению содержания Cr_2O_3 в оливинах с повышением их железистости в области магнезиальных составов становится менее устойчивой. В оливинах из дайковых меймечитов и кимберлитов, имеющих узкий интервал железистости, содержание Cr изменяется в очень широком диапазоне, причем некоторые магнезиальные оливины кимберлитов содержат в 2—3 раза меньше этого элемента, чем более железистые оливины меймечитов. Такое сопоставление еще раз свидетельствует о многообразии причин, влияющих на вхождение Cr в структуру оливина.

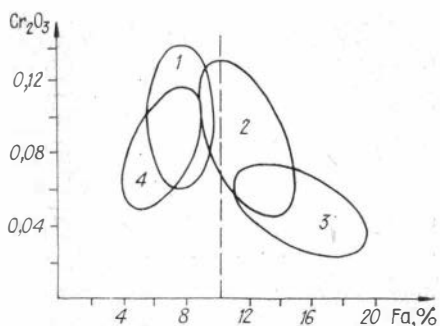


Рис. 3. Распределение Cr_2O_3 в оливинах. 1—3 — Гулинский плутон: ультраосновные породы из дайковых тел меймечитов (1); «лавовых» меймечитов (2), дунитов (3); 4 — Якутия, кимберлиты (Н. Соболев, 1974).

Сильная отрицательная связь ($r_{\text{выч}} = -0,941$ при $r_{0,1} = 0,304$) выявлена также между содержанием в оливинах FeO и NiO (см. табл. 5, рис. 2, б). Количество MnO в проанализированных оливинах изменяется от 0,06 до 0,58 вес.%. Корреляция между Fe и Mn в оливинах хорошо выражена графически (см. рис. 2, в) и подтверждена расчетами (см. табл. 5). Такой же характер взаимосвязи между Fe и Ni, Fe и Mn был установлен при специальном изучении примесей в оливинах других пород (Simkin, Smith, 1970).

Содержание Ca в оливинах также коррелируется с содержанием в них Fe (см. табл. 5, рис. 2, г). Очень слабая отрицательная связь ($r_{\text{выч}} = -0,283$, $r_{0,1} = 0,283$) свидетельствует о более сложном характере вхождения Ca в решетку оливина по сравнению с другими элементами-примесями. Равномерность вхождения Ca в структуру оливина подтверждается исследованиями на микроанализаторе и микрофотографиями зерен оливина, полученными при их сканировании в Ca_K лучах. Экспериментально было показано, что Ca (до 5 вес.% CaO) может входить в решетку оливина в виде монтичеллитовой молекулы при кристаллизации сухих форстерит-монтичеллитовых расплавов (Hatfield, Richmond, 1970; O'Hara, Bigger, 1969; Hounig Yi Young, 1973). В природных оливинах, по нашим и литературным данным (см. табл. 1, 5, 6; Simkin, Smith, 1970; Stormer, 1973), среднее содержание Ca не превышает 0,4 вес.%, крайне редко достигая 1,0—1,5 вес.%.

Анализируя информацию (см. табл. 1) и данные 35 дебаеграм для этих оливинов, мы попытались выявить существование зависимости содержания CaO в оливинах от их железистости, параметров кристаллической решетки и интенсивности рефлексов 020, 130, 131, 112. В отличие от оливинов альпинотипных гипербазитов, для которых такая зависимость установлена (Альпинотипные гипербазиты..., 1973), для оливинов платформы ее выявить не удалось.

Мы считаем, что возможность вхождения больших количеств Ca в решетку природных оливинов остается пока проблематичной. Результаты массовых определений содержаний названного элемента в оливинах различных типов пород, проведенные на микроанализаторе (Simkin, Smith, 1970; Stormer, 1973), показали, что количество CaO в природных оливинах зависит от глубинности формирования пород, повышаясь в оливинах гипабиссальных и эффузивных пород, а также в краевых частях зональных кристаллов. Предполагается (Stormer, 1973), что кальцийсодержащие оливины гипабиссальных и эффузивных пород

Содержание элементов-примесей в оливинах из различных типов ультраосновных пород севера Сибирской платформы

Порода	Cr ₂ O ₃		MnO		NiO		CaO	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Кимберлиты	0,051	0,020	0,10	0,01	0,37	0,03	0,03	0,02
Меймечиты Гулинского плутона	0,095	0,024	0,18	0,02	0,33	0,04	0,44	0,10
Пикритовые порфиры Маймеча- Котуйской провинции	0,019	0,006	0,23	0,07	0,21	0,03	0,39	0,10
Дуниты Гулинского плутона	0,043	0,021	0,19	0,02	0,26	0,03	0,42	0,09
Полевошпатовые пикриты р. Аян	0,080	0,013	0,17	0,03	0,30	0,04	0,27	0,10
Перидотиты Гулинского плутона	0,022	0,006	0,22	0,07	0,22	0,03	0,38	0,07
Пикритовые порфириты Камен- ской провинции	0,054	0,021	0,24	0,06	0,23	0,02	0,54	0,15

Примечание. Для всех пород $n=12$.

могут служить геобарометром и геотермометром химической активности Si и условий образования этих пород.

Для того чтобы проследить распределение примесей в оливинах из конкретных типов ультраосновных пород Сибирской платформы, нами были взяты равнозначные выборки анализов. Число анализов для каждого типа пород было ограничено цифрой 12, что соответствует уровню информации по всем элементам-примесям в оливинах из любой взятой для сравнения группы пород (табл. 6).

Если сопоставить данные по среднему содержанию примесей и Ca в оливинах этих пород (ср. табл. 3 и 6) с результатами общей корреляции содержания Fe и элементов-примесей, то нетрудно заметить, что общая тенденция изменения содержания примесей с изменением железистости оливинов внутри групп пород выдерживается не всегда. Как отмечалось выше, наиболее магнезиальные оливины кимберлитов (из включений в алмазах) содержат Cr в 1,5—2,0 раза меньше, чем оливины из меймечитов и полевошпатовых пикритов. Магнезиальные оливины P_{m-k} содержат минимальное количество Cr по сравнению с оливинами других пород (см. табл. 6) и т. д. Более определенная прямая зависимость устанавливается между составом оливинов различных групп пород и содержанием в них Mn и Ni. Для Ca такая зависимость сохраняется только для оливинов кимберлитов и высокожелезистых оливинов P_k . Для оливинов других групп пород такой зависимости нет. Например, в оливинах меймечитов и P_k , сильно различающихся по железистости, содержание Ca почти одинаково. Примерно то же количество Ca присутствует в оливинах меймечитов, дунитов, перидотитов и P_{m-k} , также различающихся по железистости (см. табл. 3, 6).

Значимость различий содержания элементов-примесей в оливинах сравниваемых групп пород (см. табл. 6) проверялась по t критерию Стьюдента. Из результатов проверки (табл. 7) следует, что для большинства сравниваемых групп эти различия значимы. Незначимы по всем примесям (Cr, Mn, Ni, Ca) они только у оливинов перидотитов и P_{m-k} , а также у оливинов меймечитов и P_a . Оливины из дунитов и перидотитов Гулинского плутона незначимо различаются между собой, меймечитами и P_{m-k} по Mn и Ca. Оливины P_k не имеют значимых различий по Mn и Ni с оливинами P_{m-k} и перидотитами Гулинского плутона. В оливинах ультраосновных пород платформы сохраняется отмеченная ранее Т. Симкиным и В. Смитом (Simkin, Smith, 1970) зависимость между содержанием в оливинах Ni, Mn и Ca. Как и в оливинах других пород, в ультрабазитах повышенное количество Ni отмечается

Результаты оценки значимости различий средних содержаний Cr_2O_3 , MnO , NiO , CaO в сравниваемых типах ультраосновных пород севера Сибирской платформы, по данным табл. 6 (по t критерию Стьюдента при пороге вероятности 95%; $t_{табл} = 2,07$)

	К	М	P_{M-K}	Д	P_a	Пер	P_k
К	██████████			0,95			0,37
М		██████████		1,32	0,53	1,90 (2,14) 1,67 1,81	1,90 1,76 1,92
P_{M-K}			██████████	1,90	0,75		1,20 0,83 0,36 0,29 0,39
Д				██████████			1,32
P_a					██████████		1,61 1,43 1,21 1,20
Пер						██████████	0,91 0,77
P_k							██████████

Примечание. Внутри клеток — верхняя строка Cr_2O_3 , NiO ; нижняя строка MnO , CaO . Условные обозначения см. табл. 4.

в оливинах с минимальным содержанием Са и Мп и, наоборот, в оливинах с высоким содержанием Са и Мп никель присутствует в небольшом количестве. Примером первых могут быть оливины кимберлитов и меймечитов, вторых — оливины из пикритовых порфиритов Каменской провинции (см. табл. 7).

Таким образом, при изучении оливинов ультраосновных пород севера Сибирской платформы был выявлен ряд интересных закономерностей в изменении состава оливинов и в распределении в них элементов-примесей.

Установлено, что средний состав оливинов ультраосновных пород изменяется в широком диапазоне (от 8,6 в кимберлитах до 21,8% Fa

в пикритовых габбро-долеритах), причем различия состава по t критерию незначимы только в соседних парах пород из ряда с последовательным возрастанием содержания Ca компонента в оливинах, исключая его крайние члены (см. табл. 3, 4). Иными словами, в ряду пород от меймечитов до перидотитов состав оливинов не дискретен для каждой группы, каждый из них последовательно перекрывает друг друга.

Оливины ультраосновных пород содержат переменное количество примесей Al , Ti , Cr , Mn , Ni , Ca , изоморфно входящих в структуру минерала. Для Cr , Mn , Ni и Ca были вычислены коэффициенты парной корреляции содержаний каждого элемента и Fe в оливинах. Оказалось, что Mn с Fe имеет сильную положительную связь, а Cr , Ni и Ca — отрицательную, причем у Ca она выражена очень слабо. Распределение элементов-примесей в оливинах сравниваемых типов ультраосновных пород имеет отклонения от этих общих закономерностей. Имеются также значимые различия по их содержанию в оливинах большинства групп пород.

Полученные результаты имеют несомненное петрологическое значение, так как предоставляют возможность оценить или уточнить условия образования ультраосновных пород. Это — задача дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Васильев Ю. Р., Золотухин В. В.* Дайки меймечитов Гулинского плутона.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 36—55.
- Васильев Ю. Р., Золотухин В. В.* Ультраосновные пегматоиды некоторых оливинитовых интрузий севера Сибирской платформы.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 237—264.
- Васильев Ю. Р., Золотухин В. В.* Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, «Наука», 1975, 270 с.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.* К проблеме генезиса щелочных метасоматитов в интрузивных комплексах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 4, с. 32—41.
- Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы.* Новосибирск, «Наука», 1973. 320 с.
- Соболев В. С., Панина Л. И., Чепуров А. И.* О температурах кристаллизации минералов в меймечитах по результатам гомогенизации расплавных включений.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 1, с. 201—204.
- Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблемы состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974. 263 с.
- Цветков А. И., Ефимова З. П., Матвеева Н. А.* О синтезе хромового силиката, аналогичного оливину.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1964, № 2, с. 29—43.
- Bigger G. M., O'Hara M. I.* Monticellite and forsterite crystalline solutions.— «Amer. Ceram. Soc. J.», 1969, v. 52, p. 249—252.
- Boyd F. R., Bell P. M., Finger L.* Pyroxenes and olivines from Oceanus Procellarum.— «Lunar Sci. Conference Abstr.», 1971, v. 1, p. 17—34.
- Burns R. G.* The occurrence and stability of Cr^{+2} ions in olivines included in diamonds.— «Trans. Amer. Geophys. Union», 1974, v. 56, p. 1202—1207.
- Dodd R. T., Morrison S. D. I., Heyse I. V.* Chromium-bearing olivine in the St. Meemin chondrite.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1975, v. 39, p. 1621—1627.
- Green D. H.* Experimental demonstration the existence of peridotitic liquids in earliest arhean magmatism.— «Geology», 1975, v. 3, № 1, p. 11—14.
- Haggerty S. E., Boyd F. R., Bell P. M., Finger L. W., Bryan W. B.* Opaque minerals and olivine in lava and breccias from Mare Tranquillitatis.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1970, v. 1 (Suppl. 1, v. 34).
- Hatfield T., Richmond C.* The solubility of monticellite in forsterite.— «Trans. Brit. Ceram. Soc.», 1970, v. 69, № 3, p. 24—27.
- Houng-Yi Yang.* New data on forsterite and monticellite solid solutions.— «Amer. Mineral.», 1973, v. 58, p. 343—345.
- Meyer H. O. A., Boyd F. R.* Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1972, v. 36, p. 1255—1274.
- Simhin T., Smith I. V.* Minor-element distribution in olivine.— «J. of Geol.», 1970, v. 78, № 3, p. 304—325.
- Stormer J. C., jr.* Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1973, v. 37, № 8, p. 1815—1820.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ПОВЕДЕНИЯ ХРОМА И ТИТАНА В МАГМАТИЧЕСКИХ КЛИНОПИРОКСЕНАХ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Клинопироксен (КлП) — наиболее широко распространенный минерал большинства типов магматических пород. Его многокомпонентный по сравнению с другими породообразующими минералами состав выступает как высокоинформативный показатель петрогенеза. Сопоставление особенностей химизма минералов из пород различной формационной принадлежности некоторыми исследователями уже предпринималось ранее и представляет большой интерес, в частности для изучения особенностей состава, познания их генетической природы и определения минералогических критериев расчленения пород. В большинстве случаев содержание имеющихся в геологической литературе данных по клинопироксенам сводится к характеристике минералов узких породных групп. С использованием статистического анализа приводятся средние для типов пород значения компонентов, особенности изоморфизма в них. Наконец, при исследовании КлП обычно детально рассматривается узкий круг разновидностей вмещающих пород, сравниваются главные минералообразующие компоненты и т. д., так что общая картина эволюции химизма минерала оставалась недостаточно изученной. В статье мы стремились раскрыть зависимость титанистости и хромистости магматических КлП от их общей железнистости f в породах различных магматических формаций.

При определении формационной принадлежности КлП нами использовалась классификация магматических формаций Ю. А. Кузнецова (1964) и разбраванные по этой классификации подборки химических анализов КлП (Породообразующие пироксены..., 1971). Дополнительно были привлечены новые данные по базит-гипербазитовой ассоциации Северо-Востока СССР (Агафонов и др., 1976), щелочным ультраосновным породам (Васильев, Золотухин, 1975), глубинным включениям-ксенолитам ультраосновных пород (Владимиров и др., 1976), дифференцированным кринанит-пикритовым силлам (Gibb, 1973), трапповой формации (Генкин и др., 1970; Годлевский и др., 1971; Додин, Шатков, 1971; Минералогия..., 1973; Рябов, Золотухин, 1977).

Количество химических анализов КлП по отдельным группам пород и формациям оказалось неравноценным, и поэтому отстроенные вариационные кривые и поля распространения КлП имеют различную точность. В отдельных анализах вызывает сомнение приводимая в первоисточниках формационная принадлежность породы, ее название или сами химические определения окислов, которые увеличивают дисперсию величин исследуемых компонентов. При большом количестве анализов, используемых для характеристики породной группы или формации, единичные аномальные определения окислов не меняют общей картины изменения состава минерала, а при небольших выборках отдельные аномальные значения могут исказить результаты. Определенную трудность при формационном анализе представляет зональное строение кристаллов КлП всех магматических пород, которое увеличивает дисперсию значений минералообразующих компонентов.

Анализ поведения Ti и Cr в КлП различной железнистости выявил следующее. Как известно, Ti в КлП является элементом-примесью и большая его часть в структуре минерала изоморфно замещает Si в тетраэдрической координации. Проведенный Н. Л. Добрецовым с соавторами (Породообразующие пироксены..., 1971) статистический ана-

лиз по химизму магматических КЛП показал, что построенные по Ti гистограммы имеют асимметричное строение, соответствующее усеченному нормальному закону распределения. Повышенные концентрации Ti обычно отмечаются в КЛП с повышенной окисленностью Fe и одновременно в породах повышенной щелочности.

Рассмотрим зависимость TiO_2 от f в различных типах пород и формаций.

Гипербазитовая формация. КЛП ультраосновных пород (дунитов, перидотитов, лерцолитов, верлитов) из массивов Северо-Востока СССР

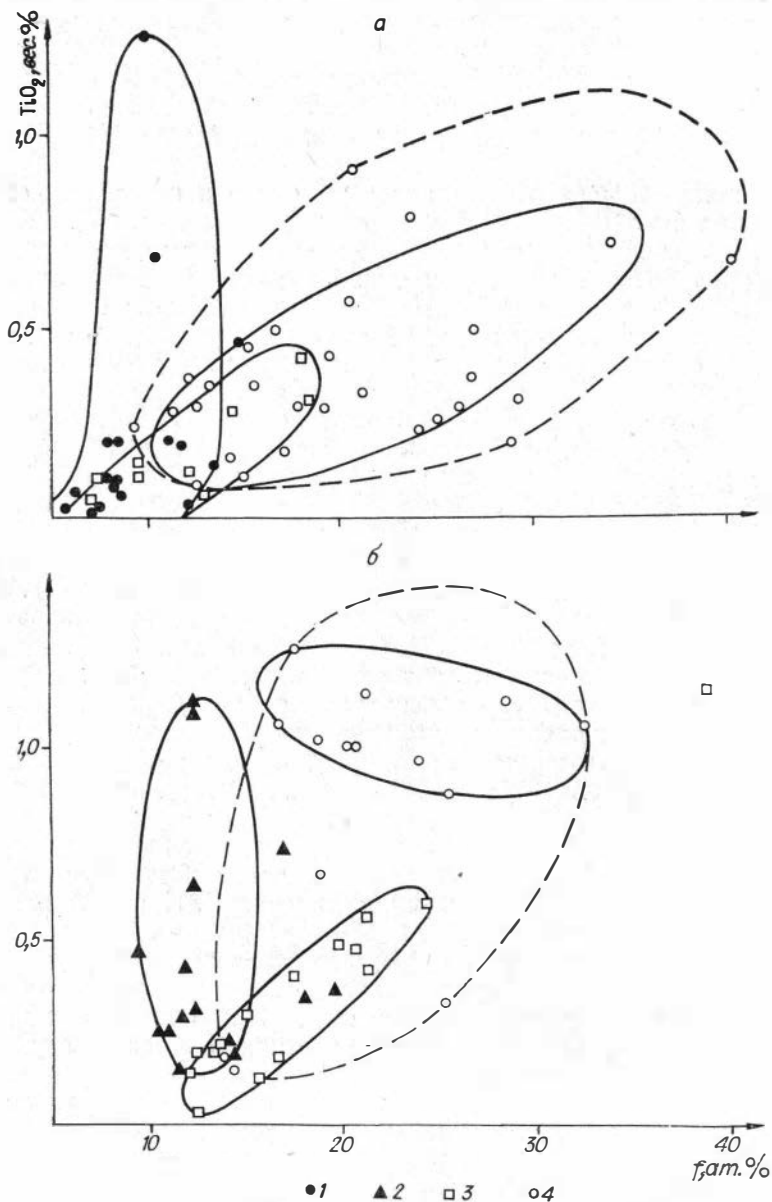


Рис. 1. Диаграмма $TiO_2 - f$ для клинопироксенов из пород базит-гипербазитовой ассоциации (а) и габбро-пироксенит-дунитовой формации (б).

1 — дуниты, верлиты, лерцолиты гипербазитовой формации; 2 — перидотиты, оливковые пироксениты габбро-пироксенит-дунитовой формации; 3 — пироксениты; 4 — габброиды.

Для КЛП габброидов пунктиром обозначено поле распространения всех точек, сплошной линией — основная область их концентрации.

располагаются довольно кучно с вытянутостью шлейфа точек вдоль оси TiO_2 при f около 10 ат. % (рис. 1). При увеличении количества анализов за счет КлП из других регионов этой формации (Породообразующие пироксены..., 1971) слабо наметившееся субвертикальное направление оказывается более определенным (рис. 2). Расположение точек КлП из пироксенитов гипербазитовой формации указывает на плавный

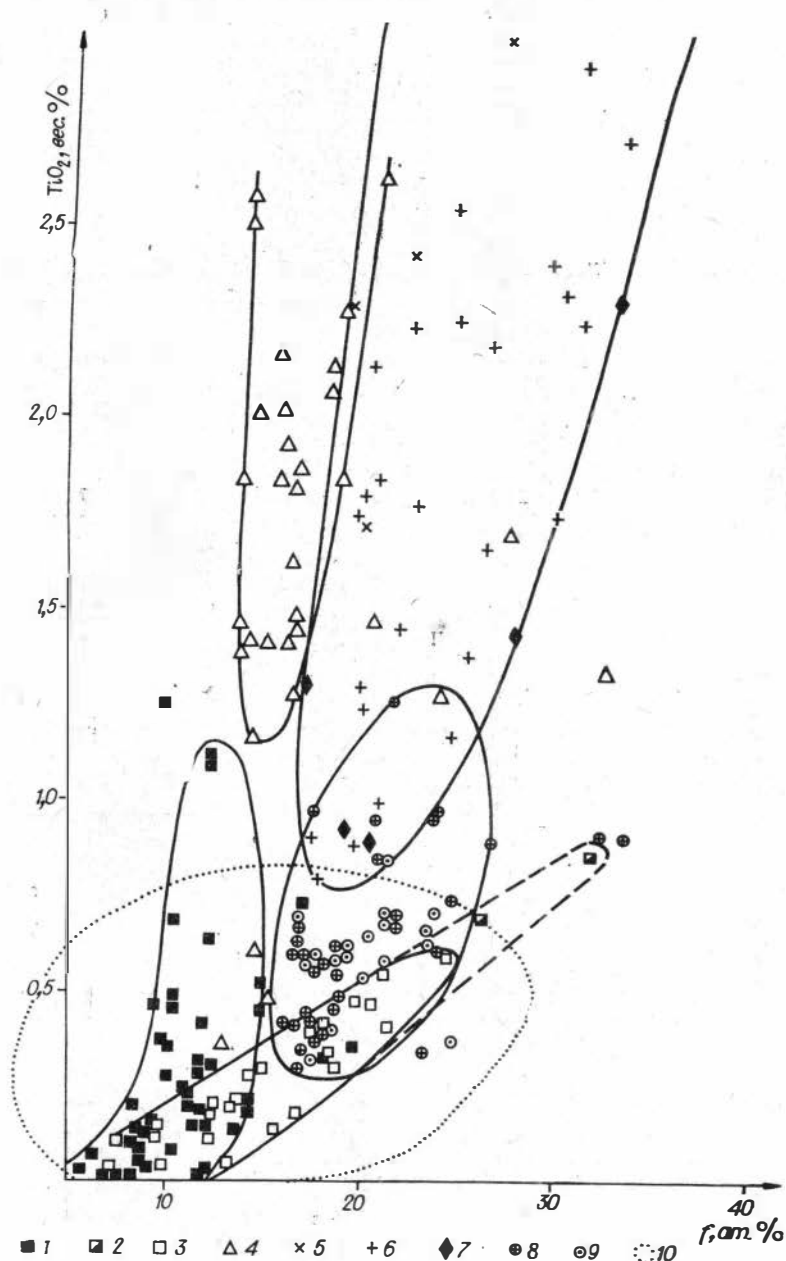


Рис. 2. Диаграмма $TiO_2 - f$ для клинопироксенов из высокомагнезиальных пород различных магматических формаций.

Гипербазитовая и габбро-пироксенит-дунитовая формации: 1 — дуниты, перидотиты, верлиты, лерцолиты; 2 — пироксениты; гипербазитовая формация: 3 — гарцбургиты; щелочно-ультраосновная формация: 4 — перидотиты, пикритовые порфириты, пироксениты; континентальная оливин-базальтовая формация: 5 — анкармиты, 6 — пикриты, пикродолериты; щелочная оливин-базальтовая формация: 7 — пикритовые базальты; трапповая формация: 8, 9 — пикритовые габбро-долериты, базальты; 10 — глубинные включения в базальтах, кимберлитах и других породах.

и сопряженный рост TiO_2 с увеличением f . КЛП из габброидов, ассоциирующих с гипербазитами, образуют вытянутое поле, ориентировка которого сходна с таковой пироксенитов. Среди габброидов наименее титанистыми являются габбро-нориты, точки которых занимают нижнюю половину эллипса габброидов. В верхней половине поля находится полоса точек оливиновых габбро-норитов; здесь же, выше нее, — полоса оливиновых габбро. Таким образом, КЛП оливиновых габбро и оливиновых габбро-норитов по сравнению с КЛП обычных габбро-норитов при равной железистости имеют более высокую титанистость. Наиболее обогащенными TiO_2 (0,5—0,9 вес.%) являются КЛП из габбро, которые находятся в верхней части всего роя точек. На диаграмме (см. рис. 1) можно заметить, что точки габброидов распадаются на два направления: пологое — с увеличением f при незначительном росте TiO_2 (КЛП из габбро-норитов) и крутое — с резким повышением содержания TiO_2 (остальные типы габброидов).

Габбро-пироксенит-дунитовая формация. КЛП основных групп пород этой формации дают три обособленных поля (см. рис. 1). Эволюция титанистости КЛП из ультраосновных пород идет двумя путями: одно (для перидотитов) с резким увеличением TiO_2 при f около 12 ат.% и незначительных ее колебаниях, второе (для пироксенитов, пегматитов и жильных пироксенитов) — с постепенным увеличением обоих показателей в пределах $f=12-39$ ат.%, $TiO_2=0,05-1,15$ вес.%. КЛП из габброидов образуют вытянутое поле с большим разбросом точек, основная масса которых концентрируется в верхней части поля при содержании $TiO_2=0,85-1,35$ вес.% и $f=17-33$ ат.%. Подобно базит-гипербазитовой ассоциации, в габброидах рассматриваемой формации намечаются два пути изменения титанистости КЛП (крутой и пологий), но в отличие от первой здесь не проявляется такой тесной наследственной связи между гипербазитами и габброидами, которую следовало ожидать, учитывая механизм их формирования.

На отдельной диаграмме (см. рис. 2) показаны особенности зависимости $TiO_2 - f$ в ультраосновных породах различных магматических формаций. Учитывая определенное сходство пород гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой формаций, на этой диаграмме близкие по составу породы объединены в две группы: перидотиты (куда вошли дуниты, перидотиты, верлиты, лерцолиты, оливиновые пироксениты) и пироксениты, к которым дополнительно подключены гарцбургиты. КЛП из гарцбургитов располагаются на продолжении шлейфа точек КЛП из пироксенитов.

Состав КЛП из глубинных ксенолитов на приводимой диаграмме показан в виде оконтуренного пунктиром поля их распространения. Содержание TiO_2 в КЛП из этих пород, по данным Б. М. Владимирова с соавторами (1976), обычно не превышает 1,0 вес.%, а основная масса анализов КЛП (около 70%) меньше 0,5 вес.%.

Формация щелочно-ультраосновных пород. Ее представляют КЛП из пород Маймеча-Котуйской провинции, Африканды, Ковдора и других объектов. Точки анализов КЛП из перидотитов и пироксенитов образуют узколокализованный шлейф с широкой вариацией титанистости и небольшой дисперсией железистости ($f=14-22$ ат.%). Правда, отдельные точки КЛП из пироксенитов имеют повышенную железистость, и нам представляется, что это либо метасоматические новообразования, либо КЛП иного типа. В нижней части шлейфа намечается сближение его с полем КЛП из перидотитов, что свидетельствует о существовании постепенных переходов между КЛП этих типов пород.

Как видно из диаграммы (см. рис. 2), КЛП из пикритов, анкармитов оливин-базальтовых формаций имеют сходную с КЛП щелочно-ультраосновных пород титанистость, но более высокую железистость. Пикритовые базальты и габбро-долериты трапповой формации распо-

лагаются ниже шлейфа пикритов оливин-базальтовых формаций, показывая тем самым более низкую титанистость минерала при сходной железистости. В КЛП из траппов намечается распределение точек по двум основным направлениям: 1) крутое, с резким увеличением титанистости, в сторону щелочных пикритов и 2) пологое, с преимущественным ростом f . При дальнейшем рассмотрении состава КЛП основных пород будет видно, что эволюция химизма минерала идет в двух направлениях: щелочном — с ростом Ti и нормальном (нещелочном) — с ростом железистости КЛП, которые наиболее отчетливо выражены в дифференцированных интрузиях.

На отдельную диаграмму (рис. 3) нанесены КЛП из различных типов габброидов: габбро-пироксенит-дунитовой и габбро-анортозитовой формаций, базит-гипербазитовой ассоциации и формации древних дифференцированных интрузий. Здесь же помещены КЛП из титаносных габбро, которые в некотором приближении отражают химизм КЛП сиенит-габбровой формации (Породообразующие пироксены..., 1971), КЛП кварцевых долеритов из траппов Кольского полуострова и КЛП из пород Скаергарда. Из диаграммы видно, что габброиды различных формационных типов обладают индивидуальными особенностями изменения $TiO_2 - f$. Поля точек габброидов имеют вытянутую по горизонтали форму и ярусное расположение. Нижний ярус занимают бедные титаном КЛП из габброидов базит-гипербазитовой ассоциации, габбро-норитов древних дифференцированных интрузий (типа Бушвелд, Стиллуотер, Дулуг), породы габбро-анортозитовой формации (Адирондак) и кварцевые долериты из траппов. Верхний ярус занимают обогащенные титаном КЛП из габбро-пироксенит-дунитовой формации, габброидов Скаергарда и титаносных габбро. В высокожелезистой области находятся КЛП из феррогаббро, ферродиоритов и гранофилов Скаергарда.

КЛП из габбро-долеритов Сибирской платформы приведены на диаграмме (рис. 4); здесь же для сравнения нанесены поля ранее рассмотренных КЛП из габброидов различных формаций. Изменение титанистости КЛП дифференцированных интрузивных траппов происхо-

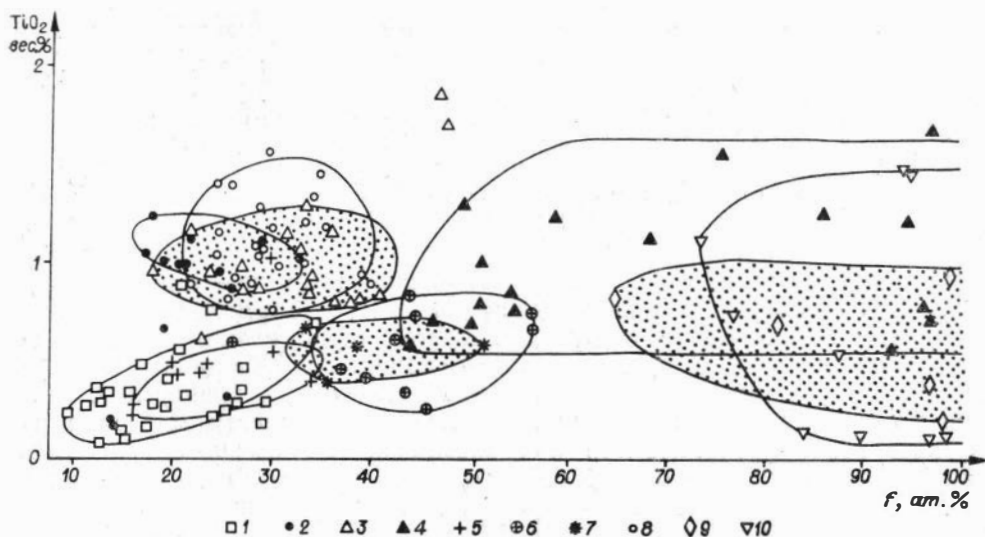


Рис. 3. Диаграмма $TiO_2 - f$ для клинопироксенов из габброидов различных формаций. 1 — базит-гипербазитовая ассоциация; 2 — габбро-пироксенит-дунитовая формация; Скаергард: 3 — габбро-пикрит, среднее габбро, гиперстен-оливиновое габбро; 4 — феррогаббро; 5 — габбро-нориты формации древних дифференцированных интрузий; 6 — кварцевые долериты из траппов Кольского полуострова; 7 — габбро-анортозитовая формация; 8 — титаносное габбро; 9 — ферродиориты, 10 — гранофиры.

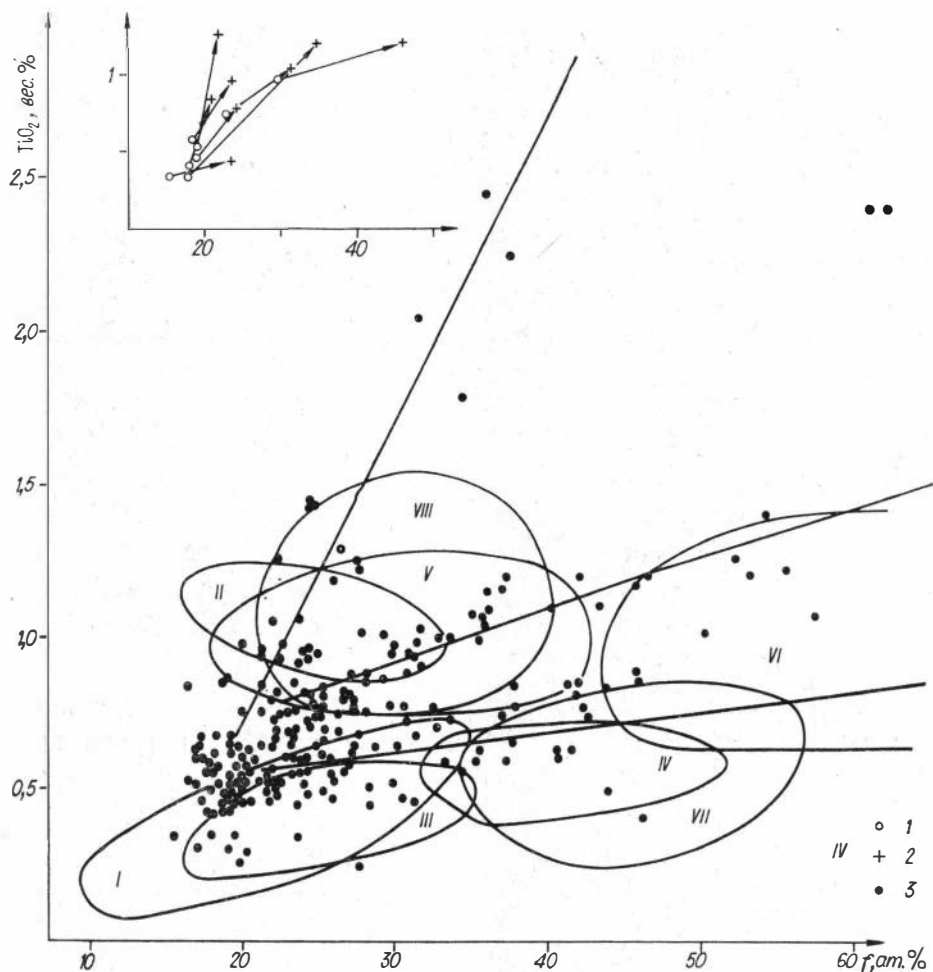


Рис. 4. Диаграмма $TiO_2 - f$ для клинопироксенов из интрузивных траппов Сибирской платформы и фрагмент для зональных кристаллов из этих пород.

1 — центр, 2 — край (на врезке); 3 — клинопироксены из траппов Сибирской платформы. Поля — КлП из базит-гипербазитовой ассоциации (I), габбро-пироксенит-дуניתовой формации (II), габбро-норитов древних дифференцированных интрузий (III), габбро-анортзитовой формации (IV), габброидов (V) и феррогаббро (VI) Скаергарда, кварцевых долеритов из траппов Кольского полуострова (VII), титаноносного габбро (VIII).

дит по сравнительно отчетливым направлениям: крутое — с резким ростом TiO_2 , пологое и приближающееся к субгоризонтальному — оба с преимущественным ростом f КлП. Крутая вариационная линия соответствует щелочному направлению эволюции КлП, а пологие — нормальному (толеитовому) пути изменения их состава, крайними членами которого являются высокожелезистые разновидности минерала из феррогаббро, ферродiorитов и гранофинов. В дифференцированных интрузиях северо-запада Сибирской платформы повышение железистости КлП устанавливается в ряду пород от пикритовых габбро-долеритов к оливковым и безоливковым их разновидностям (Рябов, Золотухин, 1977). Эта тенденция в дифференцированных траппах, как впрочем во всех магматических породах, осложняется зональным строением кристаллов КлП. В левом углу диаграммы (см. рис. 4) приведен небольшой фрагмент для зональных кристаллов из траппов. Можно заметить, что изменение $TiO_2 - f$ в направлении центр → край кристалла

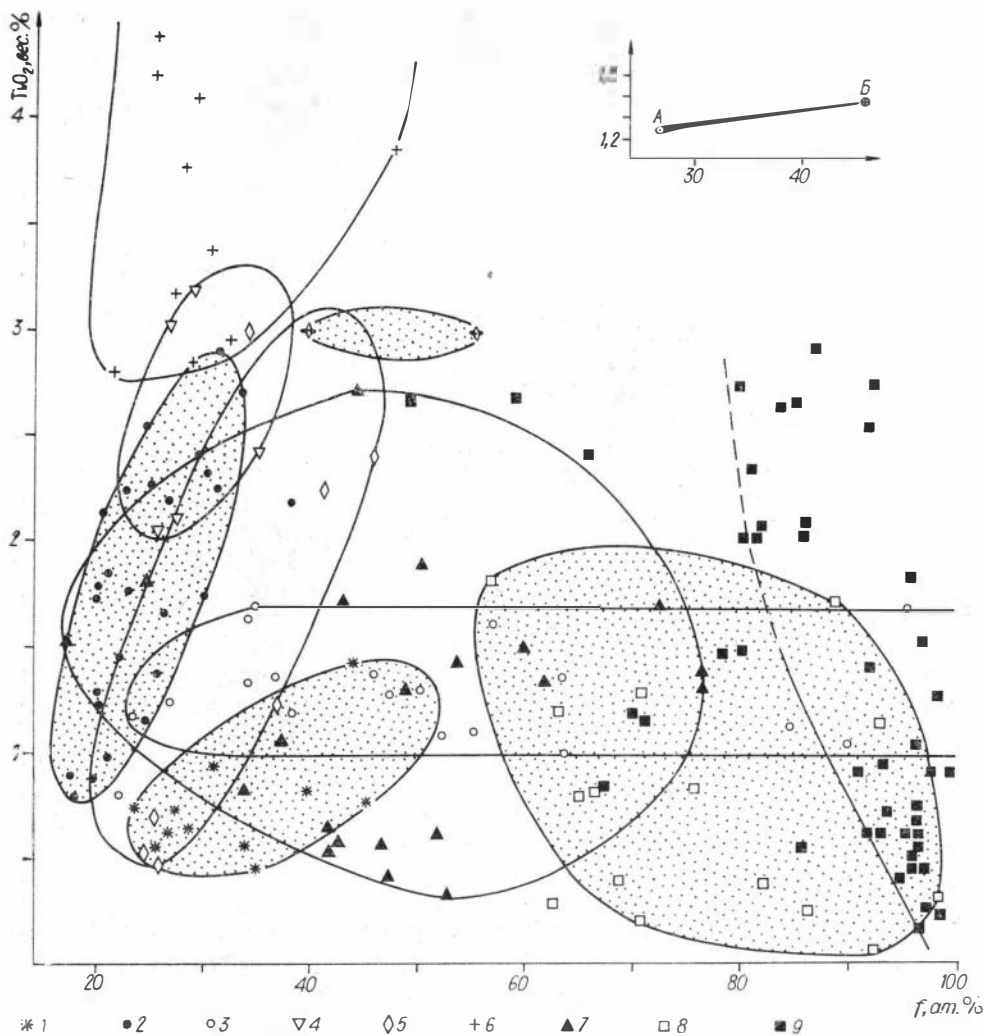


Рис. 5. Диаграмма $TiO_2 - f$ для щелочных пород различных формаций и фрагмент (на врезке: А — центр; Б — край) для зонального кристалла из кринанитов.

Щелочно-базальтовая формация океанов: 1 — шонкиниты, тералиты; континентальная оливин-базальтовая формация: 1 — монзониты, нефелиновые монзониты, 2 — пикриты, пикродолериты, 3 — кринаниты, 4 — тешениты, 5 — долериты, 6 — нефелиновые долериты, эссекситы, нефелиниты, 7 — нефелиновые пироксениты, ийолиты различных формаций, 8 — сиениты, 9 — нефелиновые сиениты, пегматиты.

осуществляется, по крайней мере, тремя путями, соответствующими крутому, пологому и субгоризонтальному наклону векторов, что подтверждает правомочность выделяемых тенденций эволюции состава КЛП по шлейфам точек.

КЛП из интрузий континентальной оливин-базальтовой и щелочно-базальтоидной формаций имеют наиболее широкий диапазон изменения содержаний TiO_2 (0,5—5,5 вес.%) и большие колебания f (рис. 5). В КЛП этих формаций значительные вариации TiO_2 отмечаются даже в пределах одноименных пород, тем не менее мы попытались объединить их по группам. Наименьшую титанистость (0,5—1,4 вес.%) имеют КЛП из монзонитов, шонкинитов и тералитов. По мере повышения титанистости располагаются (в вес.%) поля кринанитов ($TiO_2=0,8—1,69$), пикритов (1,4—2,3), тешенитов (2—3,2) и наиболее богатые титаном КЛП из нефелиновых долеритов, тингуаитов, эссекситов и нефелинитов. КЛП из долеритов располагаются узким шлейфом с широким

диапазоном изменения TiO_2 и f . Расположение полей КлП из различных пород показывает, что с повышением щелочности пород при незначительных колебаниях f происходит резкое накопление Ti . Исключения составляют кринаниты, КлП которых следуют нормальному пути эволюции — рост f при небольших вариациях TiO_2 . Интересно отметить, что такое направление изменения химизма устанавливается также и в зональных кристаллах (центр → край) из этих пород (см. рис. 5).

Своеобразие нефелинсодержащих пород отражается в химическом составе КлП. Нефелиновые пироксениты и сиениты, ийолиты и другие подобные породы встречаются главным образом в формациях щелочных ультраосновных пород и агпаитовых сиенитов. КлП из этих пород характеризуются высокой железистостью и повышенным содержанием Na , причем КлП формации агпаитовых сиенитов богаче последним и имеют более высокую окисленность Fe , чем КлП щелочных ультраосновных пород (Добрецов и др., 1971). У КлП из одноименных пород этих двух формаций много общего, так что по особенностям распределения Ti в них можно выделить две породные группы: 1) нефелиновые сиениты, пегматиты и жильные породы; 2) нефелиновые пироксениты, ийолиты. Для первых характерно колебание $f=80-100$ ат. % и широкие вариации титанистости от долей до нескольких процентов (см. рис. 5). Вторая группа КлП имеет сравнительно равномерную насыщенность поля с весьма широкими изменениями TiO_2 (0,3—2,7 вес. %) и $f=17-77$, чаще 35—77 ат. %. По титанистости огромное поле точек КлП из нефелиновых пироксенитов, ийолитов можно разделить на две полосы скопления: при TiO_2 около 0,5 и порядка 1,5 вес. %.

Рассмотрим кратко зависимость TiO_2-f в КлП из эффузивных пород различных формаций. Подобно КлП из интрузивной фации пород, у КлП из эффузивов отчетливо намечается два основных направления изменения химизма: одно с преимущественным ростом TiO_2 (щелочной путь), другое — с предпочтительным увеличением f (нормальный путь). При этом не исключается существование промежуточных и смешанных путей эволюции состава, которые, впрочем, и дают определенный разброс точек (рис. 6).

Точки анализов КлП из эффузивов на диаграмме образуют компактный рой, но дают большие колебания титанистости в одноименных породах, поэтому распределение их на поля по формациям и типам пород представляет определенную трудность. Тем не менее некоторые закономерности и тенденции изменения химизма КлП все-таки удается установить.

Состав КлП континентальных оливин- и щелочно-базальтовой формаций эволюционирует главным образом по щелочному пути — с резким накоплением Ti . Эта тенденция устанавливается также и в зональных кристаллах КлП из щелочных оливиновых базальтов (рис. 6, I). Толентовое направление (с преимущественным ростом f) образует ряд анализов КлП из трахитов, риолитов и липаритов.

Состав КлП щелочной оливин-базальтовой формации океанов по сравнению с другими базальтоидными формациями имеет более высокую железистость, их вариационная линия относительно других формаций несколько смещена вправо. На фрагменте для зональных кристаллов КлП из некоторых базальтов этой формации видно, что направления изменения TiO_2-f могут иметь различный наклон от круглого для щелочных пород до пологого для толентовых базальтов (рис. 6, II). В целом для пород формаций КлП щелочных оливиновых базальтов по сравнению с толентовыми при сходной железистости являются более титанистыми (рис. 6, III). Нещелочное направление эволюции состава в породах формации слабо выражено, его можно только условно наметить по единичным анализам толентов и оливиновых толентов.

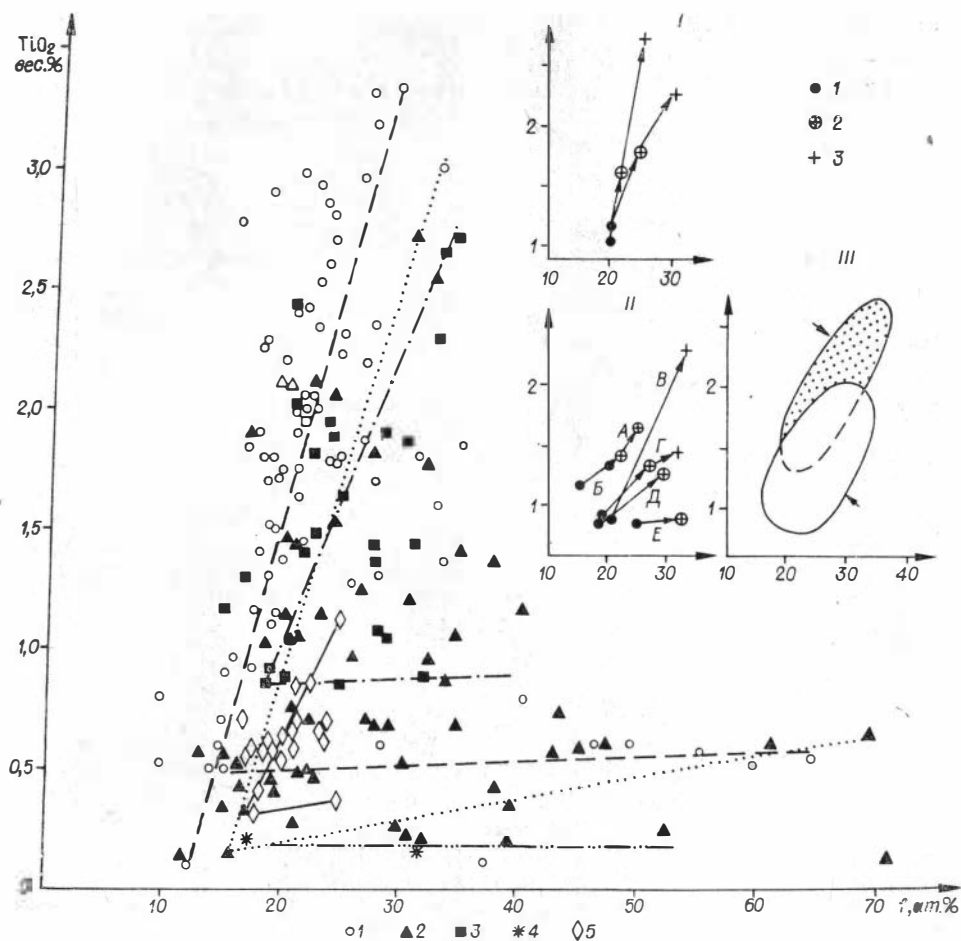


Рис. 6. Диаграмма $TiO_2 - f$ для клинопироксенов из эффузивов различных формаций и фрагменты для зональных кристаллов (I, II) и типов пород оливин-базальтовых формаций (III).

Формации: 1 — континентальные оливин- и щелочно-базальтовая, 2 — андезитовая и трахиандезитовая, 3 — щелочная оливин-базальтовая океанов, 4 — спилито-диабазовая, 5 — пикритовые базальты (трапповая).

Фрагменты на врезках — щелочные оливин-базальтовые формации (I — континентальная, II, III — океанов. 1 — центр; 2 — кайма; 3 — основная масса). Толейтовые базальты — светлый овал (см. врезку III). А — щелочной оливин-базальт, Б — толеит, пикрит, Г, Е — толеит (см. врезку II).

В андезитовой и трахиандезитовой формациях при больших колебаниях титанистости во всех типах пород можно отметить наиболее высокую величину этого показателя для КЛП из щелочных базальтов, в том числе с калишпатом и фельдшпатоидами, и сравнительно меньшую — у андезито-базальтов и андезитов. Как и в других формациях, изменение состава КЛП идет двумя путями — щелочным и нормальным. Повышение щелочности пород сопровождается увеличением титанистости КЛП. Резкое увеличение железистости при небольших колебаниях титанистости отмечается у КЛП из основной массы андезитов, андезито-базальтов и базальтов. Интересно, что КЛП из основной массы базальтов по сравнению с КЛП вкрапленников имеют также и высокотитанистые разновидности, т. е. состав КЛП базальтов изменяется также и по щелочному пути.

Химический состав КЛП из эффузивов трапповой и спилито-диабазовой формаций еще слабо изучен. Для первой из них на диаграмму (см. рис. 6) нанесены только точки КЛП из пикритовых базальтов Сибирской платформы (Рябов, Золотухин, 1977), которые показывают

сходные с другими эффузивами тенденции изменения TiO_2-f . В целом для эффузивных траппов (с учетом высокотитанистых КЛП Украины и Урала) можно предполагать большие вариации титанистости ($TiO_2=0,3-5,68$ вес.%) при сравнительно небольших колебаниях f (17—30 ат.%).

Имеющиеся в справочной литературе (Породообразующие пироксены..., 1971) два анализа КЛП из пород спилито-диабазовой формации при близкой титанистости характеризуются различной железистостью — проведенная через них линия занимает субгоризонтальное положение.

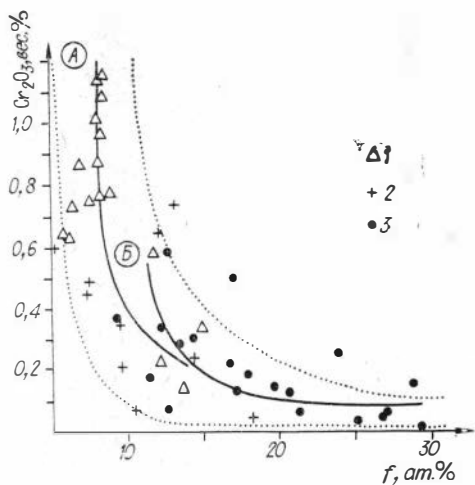
При рассмотрении расположения пород, представляемых полями КЛП, на диаграммах TiO_2-f (рис. 1—6) можно отметить следующее. Минимальную и максимальную железистость имеют КЛП из недосыщенных кремнеземом пород, соответственно, с одной стороны, богатых оливином, а с другой — нефелином. В то же время по мере повышения железистости КЛП, вдоль оси абсцисс вправо намечается постепенное повышение кремнекислотности пород: ультрабазиты — габбро — феррогаббро — гранофир. Вдоль оси ординат отмечается другая тенденция — повышение щелочности пород: альпинотипные гипербазиты — щелочные ультраосновные породы или нормальные габброиды-базальтоиды — щелочные габброиды-базальтоиды. В указанных направлениях можно провести более дробное подразделение полей КЛП на зоны пород с различным количеством оливина и кварца, по наличию или отсутствию плагиоклаза, его основности, присутствию калишпата и фельдшпатоидов и т. д. Порядок распределения различных типов пород на приводимых графиках в некотором приближении сопоставим с приводимыми в литературе (Виленский, 1970; Маракушев, 1973; и др.) классификационными схемами магматических пород по щелочности-кремнекислотности. В основе этих схем лежат петрогенетические серии или ряды пород, располагающиеся, с одной стороны, с последовательным повышением кремнекислотности от ультраосновных до кислых, а с другой — по возрастающей щелочности серий, рядов пород от известковых до высокощелочных.

Хром, подобно Ti , в КЛП является элементом-примесью, и его содержания в минерале сильно варьируют, в большинстве случаев не поднимаясь выше 1 вес.%. Предполагается, что Cr в структуру КЛП входит по чермакитовой схеме изоморфизма или, подобно эгирину, в виде $NaCr^{3+}Si_2O_6$ (уреита). Основной изоморфизм у Cr наблюдается с двух- и трехвалентным Fe (Породообразующие пироксены..., 1971).

Диаграммы Cr_2O_3-f были построены для магматических КЛП из различных формационных типов пород. Точки анализов КЛП каждой из формаций показали на них сходные картины эволюции хромистости в зависимости от общей железистости в виде параболических кривых. Для различных магматических формаций колебания f и количество Cr_2O_3 неодинаковы, и поэтому вариационные линии располагаются в разных частях диаграммы. Рассмотрим последовательно поведение Cr в КЛП различных типов пород и формаций.

Точки КЛП гипербазитовой формации располагаются в виде параболической кривой, растягиваясь вдоль вертикальной оси при значении f около 8 ат.%. (рис. 7). С повышением f происходит уменьшение содержаний Cr_2O_3 и, наоборот, понижение Cr_2O_3 приводит к увеличению колебания f . Наибольшая дисперсия этих двух компонентов в породах гипербазитовой формации наблюдается у пироксенитов. При сопоставлении хромистости КЛП из различных пород базит-гипербазитовой ассоциации (см. рис. 7) видно, что вариационная кривая габброидов несколько смещена вправо относительно гипербазитов, в область более железистых КЛП. В шлейфе точек КЛП гипербазитовой формации, по мере понижения хромистости минерала, последовательно сменяя друг друга, находятся КЛП из дунитов, перидотитов, верлитов, лер-

Рис. 7. Диаграмма $\text{Cr}_2\text{O}_3 - f$ для клинопироксенов из пород базит-гипербазитовой ассоциации Северо-Востока СССР. 1 — дуниты, верлиты, лерцолиты; 2 — пироксениты; 3 — габброиды. Вариационные линии: А — ультраосновные породы, Б — габброиды. Пунктиром оконтурен шлейф КЛП гипербазитовой формации из различных регионов (Добрецов и др., 1971).



цолитов; далее идут пироксениты и, наконец, малохромистые и высокожелезистые КЛП из гарцбургитов.

Наиболее высокохромистые и маложелезистые КЛП известны в глубинных включениях ультраосновных пород (Породообразующие пироксены..., 1971; Владимиров и др., 1976). Однако диапазон колебания составов КЛП из этих пород достаточно большой и точки их анализов также образуют параболический шлейф, перекрывающий поля КЛП гипербазитовой, габбропироксенит-дунитовой и щелочной ультраосновной формаций (рис. 8).

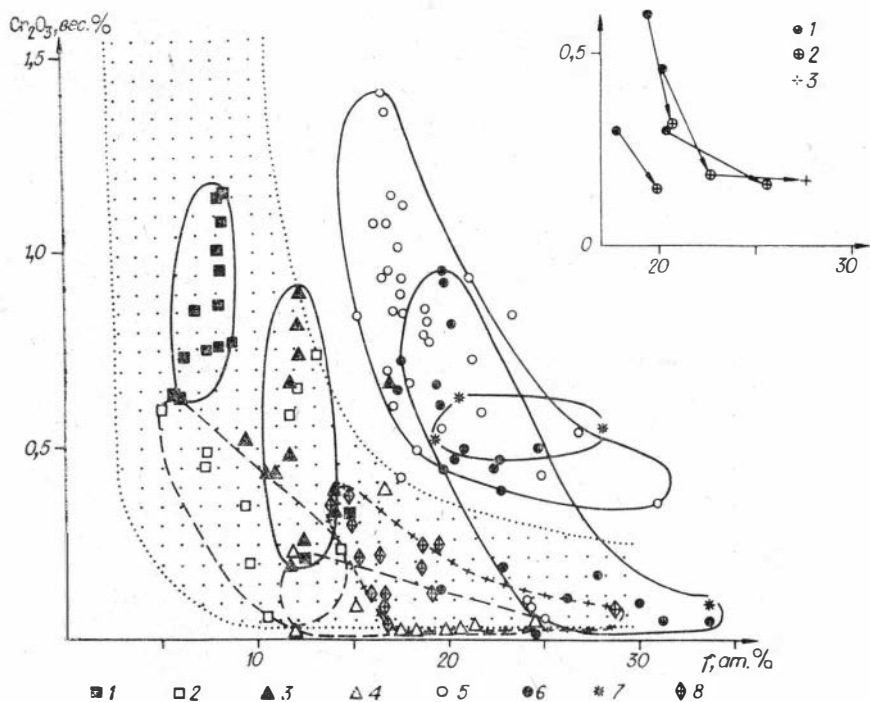


Рис. 8. Диаграмма $\text{Cr}_2\text{O}_3 - f$ для клинопироксенов из высокомагнезиальных пород различных формаций и фрагмент для зональных кристаллов континентальных оливин-базальтовой и щелочно-базальтоидной формаций.

Формации. Гипербазитовая: 1 — дуниты, верлиты, лерцолиты (Агафонов и др., 1976). 2 — пироксениты; габбро-пироксенит-дунитовая: 3 — перидотиты, оливиновые пироксениты (Добрецов и др., 1971), 4 — пироксениты; трапповая формация: 5 — пикритовые габбро-долериты и пикритовые базальты (Рябов, Золотухин, 1977); оливин-базальтовые: 6 — континентальная (пикриты, пикродолериты и анкармиты) (Gibb, 1973; Добрецов и др., 1971); 7 — океанов (пикритовые базальты) (Добрецов и др., 1971); 8 — перидотиты, пикритовые порфириты и пироксениты щелочно-ультраосновной формации (Добрецов и др., 1971; Васильев, Золотухин, 1975). Точками показан шлейф распространения КЛП из глубинных включений в кимберлитах, базальтах и других породах (Владимиров и др., 1976).

КлП из перидотитов, пикритовых порфиритов и пироксенитов *щелочной ультраосновной формации* являются малохромистыми, и их точки ложатся в шлейф КлП гипербазитовой формации (как бы дополняя его). Вариационная линия КлП щелочных ультраосновных пород относительно гипербазитов сдвинута вправо, в область более железистых КлП.

Для *габбро-пироксенит-дунитовой формации*, как и в случае гипербазитовой, различаются две вариационные кривые: для КлП ультраосновных пород (дунитов, перидотитов, оливиновых пироксенитов, пироксенитов) и для габброидов. В КлП из пироксенитов этой формации, как и в гипербазитовой, характерны пониженная хромистость и повышенная железистость по сравнению с другими ультраосновными породами (см. рис. 8). Так же, как и в базит-гипербазитовой ассоциации, КлП габброидов этой формации обладают повышенной железистостью — их вариационная кривая сдвинута вправо относительно ультраосновных дифференциатов. У последних резкое накопление Cr происходит при более высокой железистости ($f=12$ ат.%), чем в гипербазитовой формации. Количество Cr_2O_3 в КлП закономерно снижается по мере увеличения их f . Вариационная линия по КлП габбро-пироксенит-дунитовой формации занимает промежуточное положение между линиями гипербазитовой и трапповой формации.

На диаграмме, построенной для КлП из высокомагнезиальных пород различных формаций, отчетливо видно, что однопипные породы различных формаций имеют различные значения Cr_2O_3 и f . Для КлП из пикритов трапповой и континентальной оливин-базальтовой формаций наблюдается близкое расположение шлейфов, с некоторым сдвигом последнего вправо. Примечательно, что выполаживание вытянутости поля точек у траппов происходит при более высокой хромистости КлП, чем у пикритов оливин-базальтовой формации, хотя отдельные точки КлП траппов и имеют низкое содержание Cr_2O_3 . Тенденция понижения Cr_2O_3 и увеличения f в общих чертах совпадает с повышением щелочности вмещающих КлП пород: крутые графики ультраосновных пород переходят в пологие для щелочных ультраосновных пород, пикриты оливин-базальтовой формации сменяются малохромистыми и высокожелезистыми КлП из кринанитов, а пикритовые габбро-долериты траппов вдоль вариационной кривой переходят в оливиновые и безоливиновые габбро-долериты повышенной щелочности. Характер изменения хромистости в КлП определенного типа пород в миниатюре повторяется в зональных кристаллах (см. рис. 8).

По хромистости КлП из габбро-норитов *формации древних дифференцированных интрузий* (типа Бушвельд, Стиллотер, Дулут) аналитических данных мало. Тем не менее по имеющимся анализам можно предполагать, что вариационная линия КлП этой формации займет место между КлП габбро-пироксенит-дунитовой и трапповой формаций (рис. 9). Содержание Cr_2O_3 в КлП древних дифференцированных интрузий падает в направлении от оливиновых габбро к пироксенитам габбро и норитам.

КлП *трапповой формации* (интрузивной фации) образуют густо насыщенный точками шлейф, в верхней части которого находятся КлП из пикритовых габбро-долеритов, а в крайней правой — из безоливиновых габбро-долеритов, долеритов. Основная масса точек представлена КлП из дифференцированных траппов Сибирской платформы, по единичным определениям Cr здесь же построена вариационная линия для габброидов Скаергарда (см. рис. 9). На фоне участка шлейфа КлП траппов видны особенности изменения хромистости в зональных кристаллах; повышение f краевых зон кристаллов сопровождается уменьшением Cr_2O_3 , так что характер изменения хромистости зональных КлП согласуется с таковым для интрузивных траппов в целом

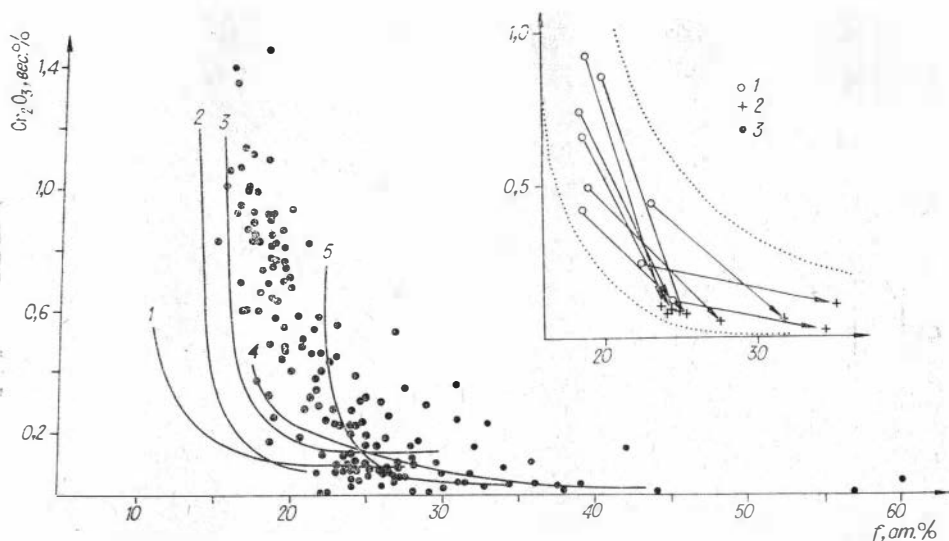


Рис. 9. Диаграмма $\text{Cr}_2\text{O}_3 - f$ для клинопироксенов из габброидов различных магматических формаций и фрагмент (см. врезку) для зональных кристаллов из траппов:

1 — базит-гипербазитовая ассоциация; 2 — габбро-пироксенит-дунитовая формация; 3 — формация древних дифференцированных интрузий; 4 — Скаергард; 5 — титаносное габбро. На врезке пунктиром оконтурен шлейф распространения КЛП трапповой формации. 1 — центр; 2 — кайма; 3 — КЛП трапповой формации.

и вариационная линия правильно отражает особенности химизма минерала в породах формации. По КЛП эффузивных траппов анализировано еще мало. Можно лишь отметить, что в пикритовых базальтах Cr_2O_3 изменяется от 0,34 до 1,07 вес.%, а $f = 17,1 - 25$ ат.%. Максимальное количество $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 4,21$ вес.% при $f = 30$ ат.% определено в базальте с Украины (Породообразующие пироксены..., 1971).

В КЛП титаносных габбро накопление Cr происходит при $f = 22,5$ ат.%. Эти КЛП отчасти отражают эволюцию хромистости минерала в стратифицированных габброидных массивах, имеющих, как известно, и ультраосновные дифференциаты. Определение Cr_2O_3 в последних не производилось, хотя, судя по их f , КЛП ультраосновных пород должны располагаться на продолжении ассоциирующих с ними габброидов.

В дифференцированных щелочных пикрит-кринанит-тешенитовых интрузиях (типа силлов Шриантских островов, Шотландия), о которых уже говорилось выше, резкое повышение Cr_2O_3 в КЛП происходит при $f = 20$ ат.%. Высокие концентрации Cr в породах континентальной оливин-базальтовой формации, которую они представляют, приурочены к пикритам и пикродолеритам. В других породах этой формации (монциты, кринаниты, долериты и др.) содержание Cr_2O_3 не превышает сотых долей процента.

В КЛП из эффузивов различных формаций также отмечаются широкие вариации Cr_2O_3 , которые, подобно КЛП из рассмотренных интрузивных пород, показывают те же тенденции изменения данных параметров (рис. 10). Возможность сопоставления особенностей изменения $\text{Cr}_2\text{O}_3 - f$ в КЛП из пород эффузивной и интрузивной фаций одной формации представляется в одном случае на примере континентальной оливин-базальтовой формации (см. рис. 10). Оказывается, что КЛП эффузивной фации имеют более низкую железистость (около 14 ат.%), при которой начинается резкое накопление Cr, чем КЛП интрузивной фации (f около 20 ат.%). Кроме того, сравнивая оливин-базальтовые

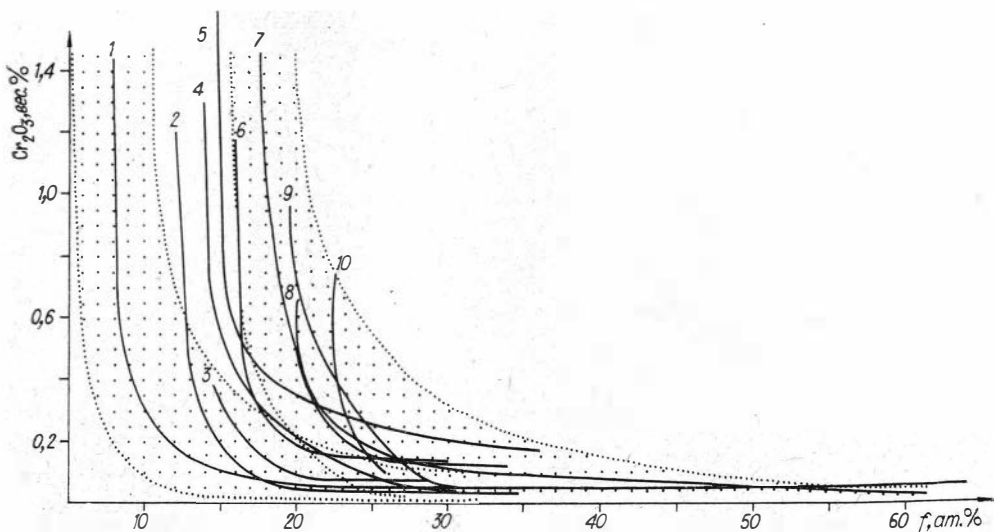


Рис. 10. Диаграмма $\text{Cr}_2\text{O}_3 - f$ для клинопироксенов различных магматических формаций. Формации: 1 — гипербазальтовая; 2 — габбро-пироксенит-дунитовая; 3 — щелочно-ультраосновная; 4, 9 — континентальная оливин-базальтовая (фазии: 4 — эффузивная, 9 — интрузивная); 5 — андезитовая и трахиандезитовая; 6 — древних дифференцированных интрузий; 7 — трапповая; 8 — щелочная оливин-базальтовая; 10 — титаноносное габбро. Точками показаны шлейфы распространения КЛП гипербазитовой и трапповой формаций. Варнационные линии проведены с учетом всего набора пород, характеризующих формацию.

формации, видно, что формация океанов обладает более высокой железистостью КЛП, нежели континентальные оливин- и щелочно-базальтовая.

Сопоставляя вариационные линии $\text{Cr}_2\text{O}_3 - f$ КЛП для различных формаций в целом, видно, что исходные магматические расплавы имели различную железистость и переменное содержание Cr_2O_3 . В ходе кристаллизационной дифференциации и в зависимости от типа магм состав КЛП изменялся с повышением f и пониженном содержания Cr_2O_3 . В связи с этим КЛП из одноименных пород различных формаций различаются по хромистости — железистости. Например, габброиды базит-гипербазитовой ассоциации и трапповой формации при равной хромистости для отдельных типов пород резко отличны по f или перидотиты габбро-пироксенит-дунитовой формации имеют более высокую f , чем аналогичные породы гипербазитовой формации.

Изложенный в статье материал дает основания сделать следующие выводы.

1. Титанистость и хромистость магматических КЛП являются высокоинформативными показателями химизма минерала. Эти компоненты должны использоваться при выяснении особенностей эволюции состава КЛП как внутри породных групп, так и при межформационном анализе.

2. Эволюция титанистости КЛП идет двумя путями: а) щелочным — с преимущественным ростом содержания TiO_2 при незначительном повышении железистости и б) нормальным — нещелочным — с увеличением железистости при небольших колебаниях количества Ti . Для первого пути характерны ряды пород переменной щелочности (альпинотипные гипербазиты — щелочные ультраосновные породы или нормальные габброиды-базальтоиды — щелочные габброиды-базальтоиды), а для второго — ряды пород переменной кремнекислотности (перидотит — габбро — гранит). Наиболее высокие концентрации Ti обычно отмечаются в породах повышенной щелочности и одновременно в КЛП с повышенной окисленностью железа (Породообразующие пироксениты..., 1971). Эти положения вполне согласуются с выводами В. С. Соболева

(1949) о влиянии повышенной щелочности и окислительного потенциала на преимущественное выхождение Ti в силикаты, а не в окисные минералы.

3. Хромистость КЛП параболически понижается при увеличении железистости минерала. Накопление Cr в КЛП различных формаций и типах пород происходит при вполне определенных значениях железистости магматического расплава. Уменьшение хромистости КЛП происходит в ряду пород с повышающейся щелочностью (ультраосновные породы — щелочные ультраосновные, пикриты — кринаниты, пикриты — габбро и т. д.).

Автор пользуется случаем выразить свою признательность В. В. Золотухину за ценные советы в ходе подготовки рукописи к печати.

ЛИТЕРАТУРА

Агафонов Л. В., Леснов Ф. П., Пинус Г. В. Пироксены базит-гипербазитовых ассоциаций Северо-Востока СССР.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 6—31.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, «Наука», 1975. 271 с.

Виленский А. М. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в основных силикатных расплавах.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 102—120.

Виленский А. М., Шкодзинский В. С., Зедгенизов А. Н. О влиянии кислотности — щелочности на состав магматических клинопироксенов.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 120—143.

Владимиров Б. М., Волянюк Н. Я., Пономаренко А. И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М., «Наука», 1976. 284 с.

Генкин А. Д., Дудыкина А. С., Телешова Р. Л. Некоторые данные о составе породообразующих пироксенов и оливинов габбро-долеритового интрузива Норильск-1.— В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., «Наука», 1970, с. 40—56.

Годлевский М. Н., Полушкина А. П., Степанов В. К. Моноклинные пироксены Талнахской дифференцированной интрузии.— «Зап. ВМО. Вторая серия», 1971, ч. 100, вып. 5, с. 545—557.

Додин Д. А., Шатков В. А. О составе клинопироксенов Талнахской никеленосной интрузии (Норильский район).— «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 2, с. 435—438.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Маракушев А. А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород.— «Изв. вузов. Геол. и развед.», 1973, № 8, с. 17—28.

Минералогия траппов юга Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1975. 87 с.

Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971. 454 с.

Рябов В. В., Золотухин В. В. Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск. «Наука». 1977. 420 с.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, изд. Львовск. ун-та, 1949. 331 с.

Gibb S., Fergus G. E. The zoned clinopyroxenes of the Shiant Isles sill. Scotland.— «J. of Petrol.», v. 14, № 2, 1973, p. 203—231.

А. П. Кривенко, В. И. Богнибов

БИОТИТЫ ГАББРОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Биотит — минерал, не характерный для габброндов. Изученность его в названных породах относительно слабая. Тем не менее во многих габброидах повышенной щелочности биотит постоянно присутствует в качестве породообразующего минерала, являясь наряду с керсутитом

или другим амфиболом наиболее поздним по времени образования. В статье рассмотрены особенности распространения и состава биотитов из сиенит-габбровых, габбро-диорит-монцонитовых и габбро-норитовых комплексов Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна (Алтае-Саянская область).

Как известно, массивы сиенит-габбровой формации распространены в описываемом регионе. Габбро Кузнецкого Алатау почти не содержит биотита. Этот минерал в повышенных количествах появляется лишь в породах с более кислым плагиоклазом, переходных к сиенитам (андезиновых и олигоклазовых габбро или диоритах), а также меланократовых разностях сиенитов. Обычные сиениты этой ассоциации либо не имеют биотита, либо содержат его в небольшом количестве.

В массивах Восточного Саяна биотит гораздо шире распространен в породах основного состава. Как показали подсчеты для массивов Кизирского (данные Д. М. Орлова) и Осерёдок, около половины габброидов содержат этот минерал, причем максимальное количество его превышает 7% (рис. 1). Биотит в габброидах Восточного Саяна концентрируется в породах с меньшей основностью плагиоклаза, бедных рудными минералами и клинопироксеном (табл. 1). Для массива Осерёдок замечена приуроченность биотитсодержащих габброидов к периферическим частям интрузива (Поляков и др., 1974).

Рассмотрим анализы биотитов из массивов сиенит-габбровой формации (табл. 2). Здесь представлены биотиты из авгитовых и оливин-

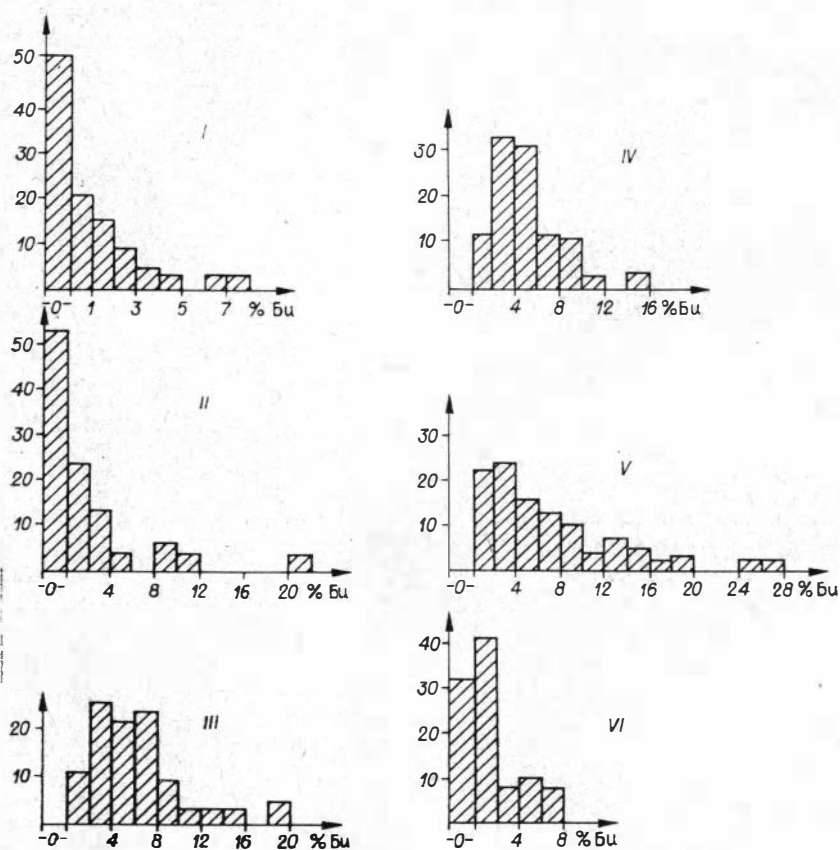


Рис. 1. Частоты встречаемости различных содержаний биотита (об. %) в некоторых массивах Алтае-Саянской области.

I—VI — массивы: I — Осерёдок (габброиды), II — Когтахский (эвкритовые габбро), III — Когтахский (диорит-монцониты), IV — Частайгинский (диориты и эссекиты), V — Балахчинский; VI — Канатичинский.

Коэффициенты парной корреляции между содержанием биотита в породе и содержанием других породообразующих минералов и окислов для некоторых интрузивов

Порода	Осерёдок	Когтахский		Частайга	Балахчино	Қапатик
		габбро	диорит-моццонит			
Плагиоклаз	+0,07	+0,21	-0,41	} -0,32	+0,32	+0,08
КПШ	—	—	-0,29		-0,64	+0,56
Оливин	+0,44	-0,08	-0,20	+0,08	—	-0,32
Пироксен:						
моноклинный	-0,33	-0,30	+0,07	+0,15	+0,17	-0,45
ромбический	—	—	—	—	-0,55	+0,07
Рудные минералы	-0,33	-0,23	-0,01	+0,03	-0,14	-0,33
Амфибол	-0,27	-0,26	—	—	-0,13	+0,46
Апатит	-0,14	-0,03	+0,23	+0,17	+0,02	+0,15
Кварц	—	—	—	—	+0,17	+0,75
Плагиоклаз, % ан. комп.	-0,43	-0,59	+0,26	-0,01	+0,03	-0,50
$r_{0,05}$	0,25	0,31	0,27	0,25	0,20	0,36
SiO ₂	+0,10	+0,49	-0,26	-0,50	-0,60	+0,47
TiO ₂	-0,19	-0,21	-0,28	+0,40	+0,36	-0,23
Al ₂ O ₃	-0,06	-0,21	+0,09	-0,46	+0,26	+0,02
Fe ₂ O ₃	-0,34	-0,40	+0,06	+0,60	+0,57	-0,11
FeO	+0,20	-0,53	+0,16	+0,39	+0,20	-0,25
MnO	+0,16	-0,09	+0,11	+0,33	-0,02	-0,06
MgO	+0,21	+0,15	+0,13	+0,48	+0,20	-0,30
CaO	-0,49	+0,23	+0,27	+0,31	+0,35	-0,48
Na ₂ O	+0,35	+0,32	-0,24	-0,66	-0,01	+0,31
K ₂ O	+0,69	+0,63	-0,31	+0,01	-0,30	+0,41
P ₂ O ₅	—	-0,19	+0,29	+0,55	+0,12	—
$r_{0,05}$	0,25	0,31	0,27	0,47	0,38	0,36

Примечание. $r_{0,05}$ — граничные значения коэффициентов корреляции.

авгитовых диоритов, а также плагиосиенитов и сиенитов массива Бол. Таскыл, отобранных главным образом в северной части интрузива, в районе рудника Ударного; биотиты из сиенито-диоритов и диоритов массива Бол. Культайга, отобранных из южной части сиенитового тела, близ контакта с габброидами; биотиты из оливиновых габбро и троктолитов массива Осерёдок. Биотиты, как и другие железо-магнезиальные минералы сиенит-габбровой формации (Кривенко, Орлов, 1972), широко меняются по железистости (рис. 2). При увеличении железистости несколько повышается содержание Al в слюдах и уменьшается — Ti. Наиболее интересной особенностью биотитов сиенит-габбровой формации является высокое содержание в них Ti по сравнению с обычными слюдами из гранитов (рис. 3) или из метаморфических пород (Ушакова, 1971). Количество TiO₂ в слюдах из некоторых габбро массива Осерёдок и диоритов из Бол. Таскыла достигает 8—9%, причем анализы некоторых высокотитанистых слюд выполнены на микрозонде, что исключает загрязнение проб ильменитом или титаномагнетитом.

Коэффициенты парной корреляции между элементами биотитов отражают основную тенденцию в изменении состава слюд (табл. 3): с увеличением железистости уменьшается количество Ti и растет содержание Al. При этом увеличиваются содержание Fe⁺³ и степень окисленности железа. В трех анализах биотитов, включенных в выборку, не определялось окисное железо, однако проверка показала, что высокие коэффициенты корреляций Fe⁺³ с Al, Ti и общей железистостью сохраняются без учета этих трех анализов.

Габбро-диорит-моццонитовая формация развита на восточном склоне Кузнецкого Алатау, где представлена Когтахским комплексом

Химический состав биотитов габброидных формаций

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	P ₂ O ₅	F	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺ (п. п. л.)	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Сиенит-габбровая формация																	
1	2030	33,90	8,25	14,13	3,89	19,12	0,08	8,68	1,03	0,41	8,20	—	0,17	0,17	0,15	(1,40)	99,58
2	5275	35,40	5,80	15,30	4,89	17,88	0,18	8,20	0,00	0,18	7,15	0,54	0,11	0,15	0,60	2,82	99,20
3	5273	34,45	6,03	14,55	3,68	23,70	0,27	5,01	0,23	0,14	7,80	0,55	0,02	0,10	0,45	3,05	100,03
4	5274	34,00	6,75	14,55	4,02	23,54	0,27	4,16	0,81	0,14	7,75	0,95	0,05	0,09	0,35	2,71	100,14
5	5271	33,45	4,35	14,95	5,54	23,05	0,73	5,03	0,12	0,09	8,20	0,12	0,02	0,17	0,60	3,70	100,12
6	1593	31,08	4,40	14,82	5,89	21,72	0,17	7,34	1,45	0,50	8,24	—	0,34	0,14	0,60	(3,60)	100,29
7	5270	34,90	4,10	15,20	6,90	21,00	0,64	4,34	0,00	0,30	8,80	0,09	0,09	0,25	0,60	2,16	99,37
8	5268	34,20	5,68	13,05	3,14	26,94	0,29	4,07	0,35	0,15	7,95	0,56	0,05	0,08	0,40	2,97	99,88
9	Кр-2506	35,10	5,70	14,00	4,50	20,80	0,35	7,00	—	0,18	8,10	0,38	0,11	0,31	0,40	3,33	100,26
10	Кр-2513	35,40	5,80	14,10	2,01	24,00	0,35	6,26	—	0,18	8,10	0,34	0,00	0,31	0,50	2,54	99,89
11	Кр-2512	34,50	5,90	15,00	3,66	23,45	0,30	6,36	—	0,18	8,10	0,00	0,11	0,29	0,50	2,27	100,62
12	Кр-2511	35,40	5,70	13,90	3,31	22,52	0,50	6,18	—	0,18	8,40	0,34	0,09	0,37	0,50	2,24	99,63
13	Кр-2508	35,10	5,45	14,00	5,04	21,59	0,35	6,00	—	0,18	8,40	0,00	0,00	0,31	0,50	3,04	99,96
14	Кр-2507	35,30	5,60	14,00	3,95	23,00	0,36	6,00	—	0,18	8,30	0,32	0,06	0,34	0,10	3,06	100,57
15	5156	35,50	5,60	14,00	5,08	22,30	0,30	5,42	—	0,18	7,50	0,00	0,11	0,31	0,50	2,73	99,53
16	Кр-2510	34,30	5,90	14,00	4,07	24,94	0,35	4,50	—	0,18	8,10	—	0,09	0,25	0,50	2,47	99,65
17	703а	37,70	6,19	14,60	—	11,70	—	16,60	—	0,12	9,16	—	—	—	—	—	96,07
18	257	36,00	9,60	13,50	—	10,70	—	15,10	—	0,66	8,50	—	—	—	—	—	94,06
19	3178	36,66	7,93	13,49	0,28	12,55	0,08	16,25	0,00	0,56	8,84	—	0,00	—	0,33	(2,93)	99,90
20	3181	37,00	5,41	14,60	—	18,80	—	12,60	—	0,10	8,95	—	—	—	—	—	98,56
Габбро-диорит-монцитовая формация																	
21	П-49	36,52	6,24	14,58	2,64	9,33	0,04	18,29	0,49	0,48	8,64	—	0,00	0,80	0,16	2,32	100,53
22	П-44	36,20	5,34	14,45	3,65	9,37	0,06	17,76	0,12	0,66	7,76	—	0,00	0,70	0,30	4,0	100,40
23	П-47	36,76	6,56	13,65	2,19	11,03	0,08	17,05	0,49	0,30	8,76	—	0,00	1,24	0,20	1,73	100,04

24	П-41	33,70	7,20	13,89	2,72	13,48	0,00	15,76	0,00	0,16	8,92	—	0,00	—	0,80	(3,00)	99,63
25	Кр-1681	37,32	5,60	12,38	3,29	13,59	0,08	15,09	0,18	0,12	8,60	—	0,00	—	0,80	(3,27)	100,32
26	Кр-1683	36,60	6,38	12,61	0,79	16,06	0,14	14,38	0,00	0,20	9,10	—	0,00	—	0,44	(2,83)	99,53
27	Кр-1682	36,68	6,48	12,84	2,30	14,86	0,09	14,21	0,00	0,22	9,00	—	0,03	—	0,56	(2,78)	100,05
28	Кр-1685	36,00	6,80	12,84	1,37	16,65	0,08	13,14	0,00	0,20	9,24	—	0,00	—	0,72	(3,13)	100,17
29	Кр-1686	36,00	6,80	12,79	1,79	15,87	0,07	13,14	0,00	0,22	9,24	—	0,03	—	0,56	(3,21)	99,72
30	П-35	34,20	6,75	13,45	1,77	17,00	0,00	13,43	0,00	0,20	8,68	—	0,00	—	0,70	(3,59)	99,77
31	П-19	36,76	6,50	13,19	1,93	16,45	0,11	13,05	0,00	0,10	9,08	—	0,00	0,94	0,12	2,37	100,60
32	Кр-1684	36,52	6,00	12,73	0,54	17,85	0,08	13,05	0,00	0,20	9,24	—	0,00	—	0,56	(3,03)	99,80
33	П-37	36,80	7,20	14,05	5,86	11,06	0,10	13,04	0,00	0,05	8,56	0,79	0,00	1,25	0,60	1,82	101,18
34	П-46	36,80	8,60	15,25	4,30	9,22	0,10	10,82	0,00	0,05	8,10	2,50	0,00	0,81	0,70	2,80	100,05
35	П-1574	37,50	6,00	14,50	2,54	10,82	0,06	16,52	0,46	0,58	6,96	—	0,08	—	0,90	(3,10)	100,02
36	Кр-2080	37,80	7,26	14,20	3,30	9,84	0,14	14,62	1,15	0,20	8,20	—	0,00	0,60	0,60	1,06	98,97
37	Кр-2178	37,16	4,85	15,98	0,30	14,06	0,11	14,70	1,38	0,42	8,10	—	0,09	0,45	0,20	2,39	100,19
38	Кр-2147	37,60	5,30	14,61	3,43	10,86	0,20	14,70	0,79	0,36	8,60	—	0,11	1,04	0,00	2,42	100,02
39	Б-947	37,70	6,65	13,75	4,27	10,36	0,11	14,62	0,46	0,36	8,30	—	0,12	—	0,70	2,50	99,90
40	П-825	37,10	6,65	14,80	3,41	10,97	0,05	13,70	0,92	0,24	8,20	—	0,00	0,45	0,10	2,38	98,97
41	Б-978	37,70	6,20	13,82	13,82	—	0,11	13,28	2,31	0,77	7,60	—	0,09	—	1,20	(3,20)	100,10
42	4094	36,26	7,04	12,99	1,49	14,50	0,07	13,91	0,35	0,35	8,34	0,70	0,05	0,64	0,48	(3,17)	100,34
43	П-1068	37,95	4,10	14,96	1,12	14,90	0,09	14,55	0,23	0,28	7,86	—	0,00	0,68	0,55	0,67	97,94
44	П-1088	38,40	4,40	15,20	9,68	6,82	0,09	13,90	0,23	0,34	8,00	—	0,00	0,70	0,25	2,15	100,16
45	П-1166	37,30	4,73	15,35	2,37	14,00	0,14	13,90	0,23	0,28	7,94	—	0,05	0,60	0,30	1,27	98,46
46	П-897	36,40	4,10	13,80	3,95	14,40	0,07	13,66	0,58	0,34	8,00	—	0,08	1,00	0,80	2,23	99,41
47	П-957	37,70	3,83	14,73	3,80	14,20	0,14	13,60	0,58	0,28	7,50	—	0,09	0,80	0,40	1,70	99,35
48	П-908	36,40	4,15	14,43	2,82	13,30	0,37	13,45	0,58	0,30	7,80	—	0,00	0,87	0,90	(5,30)	100,67
49	П-1183	37,20	4,50	14,03	0,00	15,80	0,00	14,48	0,56	0,47	8,00	—	0,00	0,66	0,20	(4,20)	100,10
50	Кр-2254	37,40	3,88	13,87	3,06	15,74	0,12	13,49	0,36	0,26	8,30	—	0,07	0,55	0,24	2,98	100,32
51	Кр-2255	37,64	3,25	14,21	3,11	15,07	0,16	13,58	0,36	0,18	8,20	—	0,07	0,55	0,24	3,12	99,74
52	Кр-1711	38,16	3,20	13,54	4,88	11,48	0,10	15,31	0,24	0,18	8,90	—	—	0,68	0,28	3,84	99,79
53	Кр-1717	38,64	3,50	13,43	4,17	12,43	0,18	14,35	1,20	0,24	8,50	—	0,07	0,55	0,32	3,39	100,97
54	Б-328	37,32	2,82	14,76	2,94	14,46	0,20	14,09	0,60	0,18	8,30	—	0,07	0,30	0,28	3,96	100,28
55	Кр-1860	37,12	2,60	14,32	3,34	15,49	0,18	12,88	0,96	0,26	7,75	—	0,06	0,20	0,32	3,90	99,3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
56	Кр-1732	36,68	3,50	14,10	5,39	14,57	0,22	12,76	0,12	0,18	9,00	—	0,09	0,35	0,28	3,33	100,57
57	Кр-1737	35,70	3,05	14,10	4,74	15,15	0,50	12,37	0,00	0,15	8,80	—	0,09	0,19	0,44	4,04	99,32
58	Кр-1807	36,92	2,75	14,43	2,83	16,26	0,31	12,54	1,20	0,32	7,30	—	0,11	0,14	0,20	4,45	99,76
59	Кр-1851	37,24	3,20	14,21	4,62	15,72	0,22	11,85	0,24	0,24	8,35	—	0,09	0,30	0,24	3,63	100,15
60	Кр-1787	36,56	3,42	14,65	3,92	15,89	0,22	12,19	0,12	0,15	8,65	—	0,15	0,19	0,24	3,05	99,40
61	Б-314	36,00	3,05	14,36	4,99	16,01	0,23	12,19	0,24	0,15	8,35	—	0,09	0,27	0,60	3,89	100,42
62	Кр-1967	36,04	3,55	14,15	3,05	16,83	0,14	12,88	0,12	0,15	8,70	—	0,06	0,52	0,52	3,70	100,41
63	Кр-2020	36,08	2,90	14,37	3,58	17,12	0,18	12,70	0,24	0,18	8,40	—	0,19	0,60	0,16	3,29	99,99

Габбро-норитовая формация

64	3021	37,04	4,88	13,42	3,71	11,73	0,27	15,45	0,00	0,10	8,84	—	0,04	0,29	0,44	4,52	100,73
65	3060	36,04	4,80	12,96	5,11	14,83	0,17	13,31	0,00	0,12	8,78	—	0,00	0,08	0,48	3,75	100,43
66	501	36,04	4,16	14,12	1,45	17,03	0,20	13,54	0,00	0,20	8,76	—	0,05	0,23	0,44	4,00	100,22
67	8—69	35,40	4,16	15,1	5,13	16,37	0,22	10,64	0,00	0,08	8,36	—	0,00	0,21	0,44	3,16	99,27

Примечание. Массив Бол. Таскыл: 1—оливиновый плагиосениит; 2—4 — оливиновые диориты; 5—гастингсит-биотитовый плагиосениит; 6—гастингситовый сениит; 7 — гастингситовый плагиосениит с нефелином; 8 — оливиновый плагиосениит. Массив Бол. Культайга: 9—11 — пироксен-биотитовые сениито-диориты; 12 — оливин-пироксеновый диорит; 13 — пироксеновый диорит; 14—16 — пироксен-биотитовые сениито-диориты. Массив Осерёдок: 17 — оливиновое габбро; 18. 19 — габбро-троктолиты; 20—оливиновое габбро. Когтахский массив: 21—23—эвритовые габбро; 24—33—оливиновые и оливинсодержащие диорит-монциты; 34—оливиновое габбро. Частайгинский массив: 35—оливинсодержащий биотит—пироксеновый меланодиорит; 36—эссексит; 37—оливинсодержащий биотит—пироксеновый диорит; 38—эссексит; 39—оливинсодержащий биотит—пироксеновый меланодиорит; 40, 41—оливинсодержащий биотит—пироксеновый диорит. Ужунжуский массив: 42—оливинсодержащий биотит — пироксеновый диорит. Балахчинский массив: 43 — амфиболовый габбро-диорит; 44—биотит-двупироксеновый диорит; 45—48—биотит-двупироксеновые диорит-монциты; 49—51 — биотит-двупироксеновые диориты. Базановский массив: 52 — кварцсодержащий двупироксеновый диорит; 53 — кварцсодержащий двупироксеновый диорит-монцит; 54 — кварцевый биотит-амфиболовый сениито-диорит; 55 — кварцсодержащий биотит-амфиболовый диорит; 56 — кварцевый диорит-монцит; 57—кварцевый амфибол-биотитовый диорит; 58 — двупироксеновый диорит-монцит; 59 — кварцсодержащий амфибол-биотитовый диорит; 60 — кварцевый биотит-пироксеновый диорит; 61 — кварцевый биотит-амфиболовый сениито-диорит. Кашпарский массив: 62, 63 — биотит-двупироксеновые сениито-диориты. Валинский массив: 64, 65 — двупироксеновые габбро-диориты. Канатинский массив: 66, 67 — габбро-диориты. Анализы выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР Е. Н. Жуковой, И. М. Фоминых, П. А. Сердюковой, Л. С. Зоркиной, Л. А. Непениной.

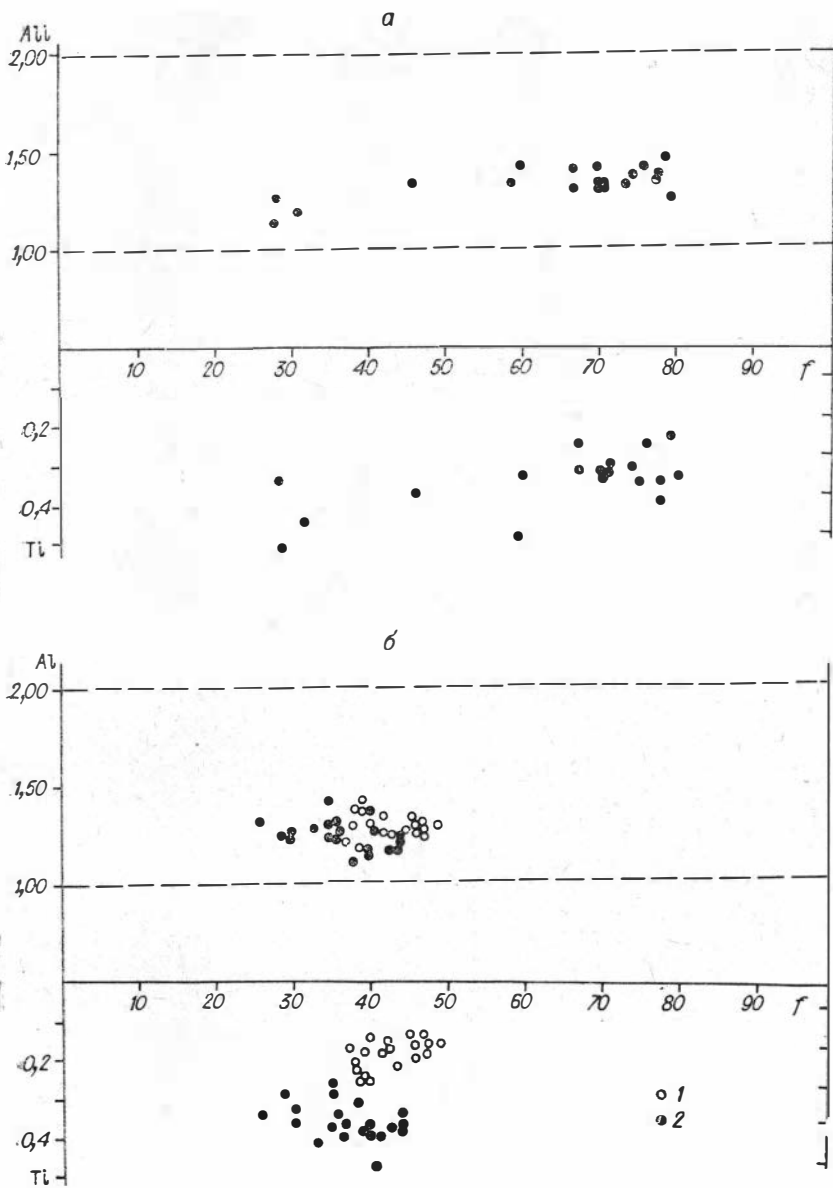


Рис. 2. Состав биотитов сениит-габбровой (а) и габбро-диорит-монционитовой (б) формаций по данным табл. 2.

1 — из массивов двупироксеновых диорит-монционитов, 2 — из массивов авгитовых диорит-монционитов и эссекситов.

$$f = \frac{\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3}}{\text{Fe}^{+2} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mg}} \cdot 100; \quad \text{Al} \text{ и } \text{Ti} \text{ — в формульных единицах.}$$

(Кривенко и др., 1977). Для меланократовых эвкритовых габбро первой фазы биотит в целом не характерен. Наиболее богаты биотитом эвкритовые габбро Когтахского плутона, но и здесь более половины пород не содержат слюды; в некоторых редких случаях количество биотита превышает 20% (см. рис. 1). Спорадическое появление биотита в габбро наводит на мысль о более позднем его образовании, связанном с воздействием на габбро диорит-монционитов или гранитоидов Улень-Туимского комплекса. Однако корреляционный анализ выявил некоторую связь биотита с другими минералами эвкритовых габбро, в частности закономерную приуроченность его к лейкократовым разно-

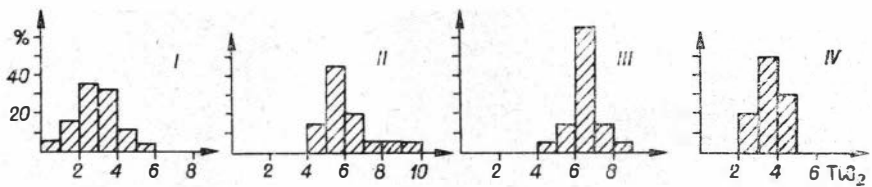


Рис. 3. Гистограммы содержания TiO_2 (вес. %) в биотитах.

I — из гранитов (по заимствованным данным 203 анализов биотитов из различных гранитных массивов СССР); II — из пород сиенит-габбровой формации; III — из авгитовых диорит-монцитонитов и эссекситов габбро-диорит-монцитонитовой формации; IV — из массивов дупироксеновых диорит-монцитонитов той же формации (II—IV — по данным табл. 2).

стям, сложенным наиболее кислым плагиоклазом. Показателен антагонизм слюды и роговой обманки.

Для пород второй, диорит-монцитонитовой, фазы комплекса биотит является характернейшим темноцветным минералом и присутствует во всех разностях пород, причем количество его чаще всего 3—4, иногда более 20% (см. рис. 1).

Связь биотита с составом пород в диорит-монцитонитовых и эссекситовых массивах существенно иная, чем в сиенит-габбровых интрузивах и эвкритовых габбро Когтахского плутона. Наибольшая концентрация биотита здесь отмечается в меланократовых разностях, отсутствует значимая отрицательная корреляция с основностью плагиоклаза и с количеством рудных минералов (см. табл. 1).

Химические анализы биотитов из разных массивов Когтахского комплекса (см. табл. 2) показывают, что наиболее магнезиальными ($f=25-30\%$) являются слюды из эвкритовых габбро Когтахского массива. Железистость биотитов из диорит-монцитонитов и эссекситов более высокая и колеблется в сравнительно узких интервалах (%): Частайгинский массив — 30—36, Когтахский — 36—44, Балахчинский — 38—46, Базановский — 37—49. Глиноземистость слюд умеренная (1,1—1,4 формульных единиц Al) и не обнаруживает какой-либо закономерной связи с изменением железистости (см. рис. 2). По содержанию Ti изученные биотиты отчетливо разбились на две группы: сравнительно низкотитанистыми оказались слюды из массивов дупироксеновых диорит-монцитонитов, повышенное содержание установлено для биотитов из массивов авгитовых диорит-монцитонитов и эссекситов. В этой группе массивов появляются биотиты, в них TiO_2 до 7—8%.

Заметны некоторые тенденции в изменении состава слюд (см. рис. 2). Во всем интервале железистости биотитов содержание Al

Т а б л и ц а 3

Коэффициенты парной корреляции между общей железистостью и содержанием элементов для биотитов разных типов интрузивных ассоциаций

Тип массива	Si	Al	Ti	Fe^{+3}	Ca	Na	K	Ok	$r_{0,05}$	n
Сиенит-габбровая формация	0,15	0,63	-0,56	0,80	0,17	0,47	0,06	0,75	0,44	20
Авгитовые диорит-монцитониты и эссекситы	-0,20	-0,45	0,32	-0,26	-0,58	-0,57	0,78	-0,40	0,46	19
Дупироксеновые диорит-монцитониты	-0,54	0,01	-0,54	0,53	-0,20	-0,55	0,27	0,34	0,44	20

П р и м е ч а н и е. $Ok = \frac{Fe^{+3}}{Fe^{+2} + Fe^{+3}} \cdot 100$; $r_{0,05}$ — граничные значения коэффициента корреляции; n — число анализов.

Химический состав моноклинных пироксенов, ассоциирующих с биотитами

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	P ₂ O ₅	Li ₂ O	Сумма
П-44	49,64	0,92	4,02	3,12	6,44	0,22	14,60	18,72	0,65	0,09	0,00	1,36	0,06	0,04	99,88
П-47	49,24	0,80	3,91	2,69	6,43	0,26	14,86	19,08	0,58	0,12	0,00	1,60	0,28	0,04	99,89
П-49	49,12	0,94	4,44	2,04	6,63	0,26	14,34	19,82	0,58	0,10	0,00	1,54	0,18	0,04	100,03
П-35	50,04	0,98	3,28	2,21	9,61	0,29	12,93	17,98	0,65	0,14	0,16	1,35	0,18	0,04	99,84
П-37	49,68	1,06	3,17	0,75	11,23	0,32	13,20	18,04	0,58	0,12	0,04	1,61	0,15	0,04	99,99
П-41	49,80	1,04	3,49	1,31	9,32	0,32	14,20	18,10	0,65	0,12	0,12	1,32	0,16	0,04	99,99
П-46	50,16	0,84	3,49	2,00	6,97	0,32	15,04	19,08	0,62	0,09	0,00	1,02	0,25	0,04	99,92
П-19	51,80	0,90	2,46	2,00	9,44	0,36	12,41	19,48	0,56	0,13	0,50	0,10	0,20	—	100,34
Кр-1685	51,60	0,80	2,52	2,40	9,22	0,36	12,41	19,67	0,56	0,13	0,80	0,00	0,00	—	100,47
Кр-1683	51,40	1,00	3,20	2,60	7,96	0,36	12,75	19,67	0,56	0,13	0,60	0,00	0,00	—	100,23
Кр-2178	50,00	1,05	4,05	2,17	5,70	0,26	13,02	20,97	1,18	0,10	—	0,90	0,33	0,05	99,78
Кр-2080	49,80	1,10	4,50	3,90	4,59	0,29	12,86	20,46	1,20	0,20	—	0,50	0,38	0,05	99,83
П-825	49,70	1,10	4,50	4,57	3,99	0,23	12,19	21,19	1,23	0,12	—	0,90	0,32	0,05	100,09
Кр-2147	49,50	1,05	4,40	2,70	5,40	0,29	12,85	20,78	1,29	0,11	—	0,80	0,55	0,05	99,77
Б-978	49,30	1,05	4,50	3,17	5,25	0,29	12,52	20,97	1,33	0,14	—	0,90	0,33	0,05	99,80
Б-947	49,00	1,00	4,70	4,85	4,22	0,23	12,86	20,37	1,26	0,16	—	0,90	0,48	0,05	100,08
П-1574	48,20	1,05	4,50	3,34	3,92	0,18	13,29	22,18	1,26	0,12	—	0,80	1,55	0,05	100,44
П-1183	50,70	0,73	3,24	0,63	8,99	0,28	13,70	19,55	0,52	0,18	0,30	1,04	0,00	—	99,86
П-1088	51,15	0,67	1,73	0,00	10,84	0,36	13,50	19,81	0,50	0,10	0,30	1,05	0,02	—	100,03
Кр-2255	51,45	0,65	2,16	1,72	9,21	0,42	13,87	19,12	0,52	0,10	0,20	0,50	0,10	—	100,02
П-1166	51,10	0,73	2,81	0,00	9,95	0,36	13,70	19,04	0,62	0,20	0,35	0,80	0,04	—	99,70
П-897	51,10	0,70	2,16	1,15	10,17	0,43	13,25	19,55	0,52	0,11	0,25	0,80	0,14	—	100,33
П-908	51,45	0,60	1,94	2,00	9,08	0,42	13,60	19,82	0,52	0,10	0,15	0,60	0,08	—	100,36
П-957	51,50	0,68	2,16	0,00	11,60	0,46	12,40	19,10	0,52	0,30	0,40	0,80	0,05	—	99,97
4094	48,84	1,42	4,06	5,57	4,19	0,11	12,22	20,75	1,05	0,22	0,20	0,91	0,00	—	99,54

Примечание. Анализы выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР Е. Н. Жуковой, П. А. Сердюковой и Л. С. Зоркиной.

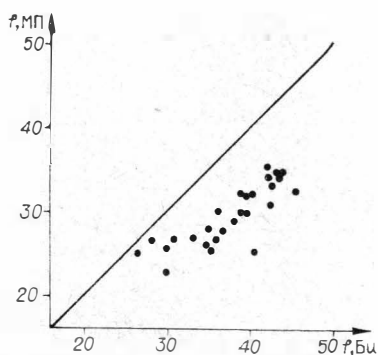


Рис. 4. Соотношение общей железистости биотитов (Бп) и моноклиновых пироксенов (МП) по данным табл. 2 и 4.

зуют реакционные каймы. Общая железистость моноклиновых пироксенов и биотитов отчетливо взаимосвязана (рис. 4). Биотиты всегда более железисты, чем ассоциирующие с ними пироксены, причем различия по этому параметру для более магнезиальных разностей уменьшаются. В целом соотношение железистости данных минералов в габброидах очень близко к метаморфическим парагенезисам (Ушакова, 1971).

Содержание Ti в моноклиновых пироксенах и слюдах оказалось взаимосвязанным. В среднем биотиты в 6 раз богаче TiO_2 , чем ассоциирующие с ними пироксены. В породах с низкотитанистыми биотитами моноклиновые пироксены имеют также пониженное количество Ti и наоборот.

Сопряженность состава слюд и магнетитов можно проследить на примере габбро-диорит-монцонитовой формации по большому количеству химически анализированных пар минералов (табл. 5). Во всех породах этой формации магнетиты (титаномагнетиты) совместно с ильменитом кристаллизуются раньше слюд. Последние образуют вокруг

в них остается приблизительно постоянным, количество Ti меняется. Наиболее четко проявлено уменьшение титана с повышенном железистости для биотитов из массивов двупироксеновых диорит-монцонитов. Одновременно с уменьшением Ti в биотитах несколько возрастает количество Fe^{3+} (см. табл. 3).

Из пород габбро-норитовой формации имеются только 4 анализа биотита (см. табл. 2), характеризующиеся сравнительно низким содержанием Ti.

Химические анализы пироксенов выполнены из тех же образцов, что и биотиты (табл. 4). Во всех случаях биотиты по времени образования являются более поздними, чем пироксены, и часто обра-

Таблица 5

Химический состав магнетитов и титаномагнетитов габбро-диорит-монцонитовой формации

№ образца	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	№ образца	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO
П-44	4,12	1,70	93,17	0,86	П-897	2,40	0,23	98,37	0,84
П-47	2,60	1,70	93,16	0,68	П-908	2,70	0,43	97,67	1,00
П-49	2,96	0,80	98,65	0,51	П-957	1,73	0,00	102,29	0,50
П-46	5,16	2,60	90,43	0,68	Кр-2254	1,63	1,50	99,34	0,00
П-19	8,00	1,10	93,52	0,17	Кр-2255	2,47	0,50	100,01	0,17
Кр-1681	9,20	2,20	88,02	0,51	П-1183	2,00	0,24	98,91	1,00
Кр-1682	10,92	2,60	86,99	0,68	П-1068	1,97	0,00	98,91	1,08
Кр-1683	11,52	2,70	87,35	—	Кр-1711	4,74	0,60	95,90	0,00
Кр-1685	10,34	2,20	87,69	—	Кр-1732	5,32	0,40	95,56	0,00
Б-947	10,50	5,50	83,83	0,00	Кр-1717	1,66	0,60	99,30	0,00
Кр-2147	9,44	4,90	87,00	0,34	Кр-1737	1,76	0,30	99,30	0,00
Кр-2178	6,46	3,90	91,22	0,17	Кр-1787	1,72	0,00	101,39	0,00
4094	11,84	2,81	86,32	0,55	Кр-1851	2,83	0,60	101,53	0,00
П-1166	2,03	0,00	99,84	0,67	Кр-1860	2,03	0,30	102,13	0,00

Примечание. Анализы выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР Е. Н. Жуковой и Л. С. Зоркиной. Все железо приведено в виде Fe_2O_3 .

них реакционные каймы. Под микроскопом в магнетитах видны типичные для структур распада пластинчатые выделения ильменита и шпинели. Выявлены следующие черты зависимости между составом слюд и окислов. Во-первых, в целом для пород группы диорит-монцонитов сопряженно меняется титанистость этих минералов (рис. 5). В двупроксеновых диорит-монцонитах биотиты богаче Ti, чем ассоциирующие с ними магнетиты, причем внутри этой группы пород содержание данного элемента в рассматриваемых минералах не коррелируется. В авгитовых диорит-монцонитах и эссекситах содержание Ti в слюдах и окислах связано отчетливой положительной корреляцией. Имеется лишь одно исключение из общей закономерности в виде пары минералов из Когтахского массива (см. рис. 5, табл. 5, обр. П-46). Порода представляет собой оливниновое габбро с очень небольшим количеством калиевого полевого шпата и отобрана в непосредственном контакте с меланократовыми эвкритами. Видимо, условия образования этой породы и обычных диорит-монцонитов существенно отличались. Характерно, что в авгитовых диорит-монцонитах и эссекситах магнетиты богаче Ti, чем слюды.

Другая зависимость заключается в том, что магнетиты, ассоциирующие с наиболее магнезиальными биотитами, богаче глиноземом. Проявляется она только в группе диорит-монцонитов. Три пары слюд и магнетитов из эвкритов Когтахского массива не связаны этой закономерностью.

Была сделана попытка проследить зависимость между составом биотитов и пород. По имеющимся химанализам (табл. 6) рассчитаны парные коэффициенты корреляции для окислов пород и биотитов (табл. 7) отдельно для сиенит-габбровой и габбро-диорит-монцонитовой формации. В обеих выявлены высокие положительные корреляции между содержанием MgO в породах и слюдах. Это вполне понятно, поскольку железистость главных темноцветных минералов в этих породах взаимосвязана. Несмотря на то, что окислы железа в биотитах и породах не обнаруживают значимой положительной корреляции, в целом железистость пород и биотитов меняется сопряженно (рис. 6, б). Магнезиальные слюды концентрируются в наиболее основных и меланократовых породах (отрицательная корреляция MgO биотитов с глиноземом и щелочами пород, см. табл. 7).

Только для габбро-диорит-монцонитовой формации проявилась значимая положительная корреляция между содержанием Ti в биотитах и породах. Интересна отрицательная корреляция между содержанием последнего в слюде и кремнезема в породе, проявившаяся для обеих формаций. Действительно, высокотитанистые биотиты появляются в породах, сильно недосыщенных кремнеземом (см. рис. 6, а).

Характер распределения биотита в породах интрузивных базитовых комплексов повышенной щелочности, закономерные связи его с составом и количеством других породообразующих минералов, а также с составом пород позволяют считать, что биотит непосредственно связан с процессом становления этих базитовых плутонов. К важнейшей

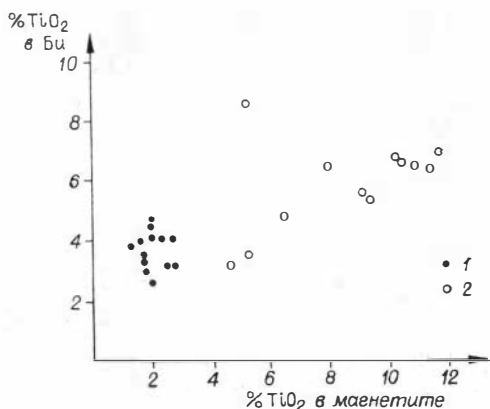


Рис. 5. Содержание TiO_2 (вес. %) в биотитах и ассоциирующих с ними магнетитах (титаномагнетитах) по данным табл. 2 и 5. 1 — для Балахчинского массива. 2 — для Когтахского.

Химический состав пород, из которых анализировались биотиты

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	П. п. п.	P ₂ O ₅	Сумма
Сиенит-габбровая формация														
5275	36,88	3,14	12,10	2,72	27,10	0,35	7,24	6,31	2,20	0,60	0,06	0,00	1,25	99,95
5273	49,72	1,40	18,20	1,55	12,92	0,20	2,42	6,07	5,10	1,30	0,16	0,00	0,61	99,65
5274	50,48	1,66	17,81	1,87	11,85	0,25	2,30	6,31	5,10	1,30	0,20	0,00	0,57	99,70
5270	53,80	0,76	21,52	1,41	5,66	0,07	1,48	4,00	6,00	3,80	0,20	0,40	0,34	99,44
5271	54,44	0,88	21,14	0,82	6,73	0,10	1,57	4,12	6,10	2,90	0,00	0,36	0,38	99,54
5268	53,58	1,10	18,25	0,82	9,53	0,17	1,50	5,58	5,72	1,94	0,14	0,42	0,40	99,15
Кр-2506	53,68	1,34	16,94	1,60	7,89	0,12	3,77	6,80	4,70	2,08	0,06	0,68	0,37	100,30
Кр-2510	51,92	1,58	16,64	3,19	9,75	0,20	2,34	5,58	5,10	2,08	0,10	0,44	0,58	99,50
Кр-2508	53,92	1,50	18,56	2,52	7,06	0,12	2,37	6,31	5,48	1,60	0,10	0,26	0,17	99,97
Кр-2513	54,36	1,28	18,22	2,07	6,85	0,12	2,27	5,94	5,50	2,08	0,20	0,16	0,50	99,55
Кр-2507	54,40	1,26	17,86	2,92	6,70	0,12	2,46	5,58	5,20	2,10	0,20	0,18	0,54	99,52
5156	55,92	1,22	18,58	2,32	6,31	0,15	2,01	4,37	5,72	2,40	0,06	0,22	0,42	99,70
Кр-2511	56,64	0,72	22,03	1,88	3,75	0,07	0,87	5,34	6,10	1,44	0,04	0,40	0,24	99,52
Кр-2512	58,84	0,96	19,13	1,17	4,24	0,04	1,57	3,64	6,48	2,80	0,20	0,20	0,27	99,54
3181	46,50	1,24	24,20	0,54	7,05	0,15	2,52	11,56	4,16	1,05	0,00	1,31	0,00	100,28
703a	52,00	0,79	14,30	0,24	9,59	0,18	8,20	9,58	2,94	0,65	0,00	1,47	—	99,94
3178	40,88	1,77	10,41	2,27	15,61	0,32	16,16	6,82	2,44	0,52	0,00	1,73	1,60	100,53
Габбро-диорит-моцонитовая формация														
П-1068	48,0	1,20	17,70	2,00	5,95	0,14	7,59	11,05	2,65	1,14	0,30	2,06	0,22	100,00
П-1088	54,36	0,96	17,18	1,71	5,43	0,13	4,97	8,15	4,00	1,91	0,14	0,70	0,37	100,01
П-1166	56,42	1,14	17,32	0,95	5,06	0,19	4,19	6,07	4,00	3,10	0,00	0,70	0,43	99,57
П-897	56,70	1,08	17,26	1,02	5,73	0,11	3,64	6,17	3,70	3,15	0,06	0,96	0,35	99,93
П-957	56,50	1,04	17,12	1,54	5,58	0,11	3,64	6,55	4,21	2,82	0,16	0,70	0,37	100,34
Кр-2255	55,48	0,90	17,04	0,64	5,96	0,19	5,24	6,92	3,82	2,20	0,00	1,12	0,38	99,89
П-1574	46,50	1,70	13,40	5,07	7,47	0,20	8,61	11,50	2,85	0,98	0,20	0,00	1,10	99,58
Кр-2080	51,00	1,40	17,30	3,61	5,47	0,15	5,06	8,92	3,60	1,80	0,40	0,30	0,70	99,71
Кр-2178	50,00	1,27	15,60	5,07	5,38	0,07	5,36	9,56	3,24	2,98	0,00	0,82	0,82	100,17
Кр-2147	52,20	1,27	17,00	3,57	4,57	0,07	4,69	8,63	4,40	2,00	0,00	0,60	0,87	99,87
Б-947	51,40	1,10	17,50	3,22	5,16	0,07	4,44	9,09	4,20	2,01	0,00	0,67	0,81	99,67
П-825	47,90	1,64	13,60	5,20	6,12	0,14	6,70	10,49	2,70	2,55	0,00	1,08	1,28	99,40
Б-978	53,20	1,55	17,15	1,69	6,04	0,09	2,93	8,16	4,10	3,23	0,00	1,09	0,65	99,88
П-35	52,00	1,05	19,79	1,74	5,64	0,11	3,17	7,83	3,65	3,00	0,14	0,63	0,57	99,32
4094	49,80	1,63	17,85	2,10	6,97	0,14	4,80	8,52	4,06	2,68	0,00	1,10	0,60	100,25

Коэффициенты парной корреляции между составом пород и биотитов

1. Сенинг-габбровая формация ($n=17$, $r_{0,5}=0,482$)

Порода

Биотит	Порода									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
SiO ₂	-0,34	0,02	-0,25	-0,19	0,10	0,21	0,58	0,74	-0,65	-0,56
TiO ₂	-0,50	0,35	-0,53	0,11	0,37	0,62	0,66	0,51	-0,60	-0,78
Al ₂ O ₃	-0,15	0,16	0,16	-0,21	0,19	-0,06	-0,14	-0,06	-0,06	0,20
Fe ₂ O ₃	0,28	0,06	0,22	0,34	-0,07	-0,27	-0,53	-0,76	0,51	0,67
FeO	0,54	-0,20	0,52	0,19	-0,37	-0,43	-0,83	-0,56	0,81	0,56
MnO	0,52	-0,36	0,46	0,11	-0,42	-0,56	-0,56	-0,76	0,72	0,79
MgO	-0,48	0,09	-0,43	-0,30	0,25	0,37	0,80	0,71	-0,76	-0,64
CaO	-0,02	0,07	0,03	-0,14	0,14	0,27	-0,18	-0,04	0,13	-0,11
Na ₂ O	-0,37	0,18	-0,52	0,32	0,23	0,34	0,73	-0,13	-0,36	-0,12
K ₂ O	0,12	-0,55	0,19	-0,44	-0,42	-0,29	0,28	0,48	-0,11	-0,04

2. Габбро-диорит-монцситовая формация ($n=15$, $r_{0,05}=0,514$)

Порода

Биотит	Порода									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
SiO ₂	-0,02	0,05	-0,39	0,16	-0,15	0,04	0,33	0,23	0,22	-0,46
TiO ₂	-0,56	0,64	-0,04	0,48	0,26	-0,14	0,00	0,41	-0,05	-0,04
Al ₂ O ₃	0,03	-0,22	-0,42	0,25	-0,33	0,11	0,35	0,13	-0,30	-0,14
Fe ₂ O ₃	0,11	0,26	-0,09	0,11	-0,13	-0,29	-0,28	-0,11	0,24	0,17
FeO	0,38	-0,64	0,51	-0,59	-0,05	0,14	-0,20	-0,42	0,03	0,25
MnO	0,30	-0,11	0,01	0,00	-0,59	-0,24	-0,16	-0,20	0,50	-0,07
MgO	-0,49	0,22	-0,52	0,50	0,33	0,38	0,74	0,56	-0,36	-0,76
CaO	-0,08	0,45	-0,27	0,30	-0,04	-0,40	-0,20	0,12	0,05	0,30
Na ₂ O	-0,14	0,45	-0,31	0,14	0,35	-0,16	0,01	0,20	0,08	0,04
K ₂ O	0,06	-0,25	0,53	-0,05	-0,54	-0,44	-0,40	-0,18	0,29	0,27

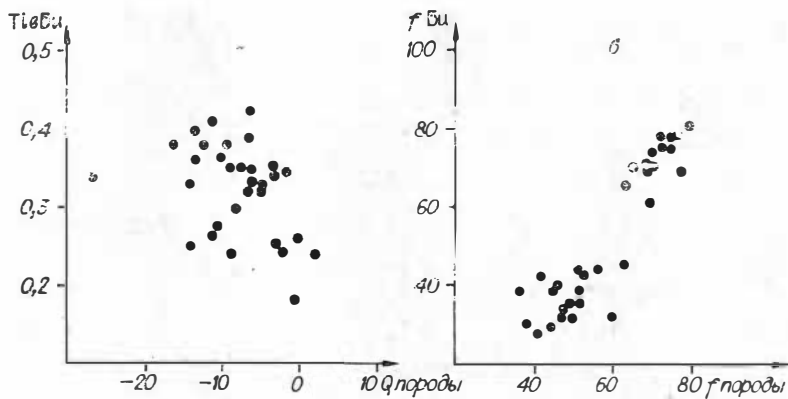


Рис. 6. Соотношение состава пород и биотитов. Q — числовая характеристика по А. Н. Заварицкому. Усл. обозн. см. рис. 5.

особенности биотитов ассоциаций повышенной щелочности относится их высокая титанистость, причем наиболее богатые Ti слюды появляются в основных породах, сильно недосыщенных кремнекислотой. Биотиты с высоким содержанием Ti, очевидно, нужно выделить в особую группу слюд, по аналогии с тем, как это сделано для керсутитов. За такими слюдами в литературе уже установилось название титан-биотитов.

Титан-биотиты сравнительно широко распространены в породах интрузивных и эффузивных существенно базитовых ассоциаций повышенной щелочности.

Одним из первых химические анализы высокотитанистых слюд из пород дифференцированных долеритовых силлов Сахалина опубликовал К. Яги, причем в биотите из монцитита им обнаружено более 8% TiO_2 (Yagi, 1953). Еще более высокие содержания TiO_2 найдены в слюде из тералитов о-ва Таити (McBirney, Aoki, 1968). Более 10% TiO_2 содержат мегакристаллы биотита в щелочных базальтах Забайкалья (Киселев и др., 1975). Типичными титан-биотитами (6,5—8,7% TiO_2) являются слюды из трахитовых и тристанитовых даек о-вов Оки в Японии. Трахиты и тристаниты ассоциируют здесь со щелочными оливинными базальтами (Tiba, 1972).

Слюды с высоким содержанием Ti встречаются в ультраосновных — щелочных породах Маймеча-Котуйского района и в некоторых трапповых интрузивах (Васильев и др., 1975).

Наиболее характерны титан-биотиты для ассоциаций базитов и щелочно-салических пород, а также для некоторых базитовых формаций повышенной щелочности.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев Ю. Р., Гулецкая Э. С., Золотухин В. В., Коненко В. Ф., Рябов В. В. Составление серий флогопит — биотит из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского и Норильского районов. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 29—38.

Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1974. 130 с.

Киселев А. И., Головкин Г. А., Медведев М. Е. Мегакристаллы в щелочных лавах Прибайкалья и некоторые вопросы глубинной дифференциации базальтовой магмы. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1975, № 11, с. 46—58.

Кривенко А. П., Орлов Д. М. Пироксены габбро-сиенитовой формации Алтае-Саянской области. — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 269—292.

Кривенко А. П., Поляков Г. В., Богнибов В. И., Балькин П. А. О Когтахском комплексе габбро и диорит-монцититов на восточном склоне Кузнецкого Алатау. — В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977.

- Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. М., «Наука», 1971. 345 с.
- McBirney A. R., Aoki K. Petrology of the island of Tahiti.— "Mem. Geol. Soc. Amer.", 1968, v. 116, p. 523—556.
- Tiba T. Titaniferous biotites and associated phenocrists in dike rocks from Dozen, Oki island.— "J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.", 1972, v. 67, p. 357—369.
- Yagi K. Petrochemical studies on the Morotu district, Sakhalin.— "Bul. Geol. Soc. Amer.", 1953, v. 64, № 7, p. 769—809.

Ф. П. Леснов, Г. Г. Лихойдов

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ПЛАГИОКЛАЗЫ
И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ
БЕЛЬТАУСКОГО ГИПЕРБАЗИТ-БАЗИТОВОГО ПЛУТОНА
(Узбекистан)

На современном этапе изучения базит-гипербазитовых ассоциаций складчатых областей первостепенное значение приобретают данные о составе и свойствах слагающих их минералов. Именно этот путь позволит перейти к построению обобщенной модели формирования базит-гипербазитовых плутонов. Фактический материал по затронутой проблеме продолжает накапливаться, но его еще явно недостаточно. В этой связи интересны результаты изучения породообразующих минералов — типоморфного гипербазит-базитового Бельтауского плутона, выделяющегося среди подобных ему палеозойских интрузивов Центральных Кызылкумов достаточно детальной петрографической изученностью как с поверхности, так и на глубину. Поводом для проведения здесь детальных работ послужило обнаружение в плутоне и его раме интересных проявлений графита, а также сульфидной медно-никелевой минерализации. Материалы по геологии и петрографии Бельтауского плутона получены главным образом Г. Г. Лихойдовым (1967) и положены в основу данной статьи.

Бельтауский плутон расположен в горах Кульджуктау (рис. 1) и в структурно-тектоническом отношении приурочен к Кульджуктау-Зирабулакскому базит-гипербазитовому поясу (Хамрабаев и др., 1964). Этот пояс, в отличие от простирающегося севернее Южно-Ферганского — Северо-Нуратинского, характеризуется существенным преобладанием габброидных пород над ультраосновными. Последние пока не известны в горах Кульджуктау, хотя в части того же Кульджуктау-Зирабулакского пояса, расположенной восточнее, альпинотипные гипербазиты представлены широко (Баранов, Лихойдов, 1969).

Бельтауский плутон представляет собой в плане овал со сложными контурами (см. рис. 1). Он вытянут в северо-западном направлении на 5,3 км и занимает площадь около 9 км². Плутон приурочен к синклинальному прогибу купола более крупной брахиантиклинальной структуры, сложенной палеозойскими метаморфическими породами. Последние перекрыты слабометаморфизованными мезокайнозойскими отложениями. В непосредственном контакте с плутоном вскрыты почти исключительно карбонатные породы нижнего — среднего девона (?). По данным Н. И. Крылова и Ю. Ф. Баскакова, центральная и юго-восточная части плутона располагаются среди собственно известняков, в то время как северо-восточная — среди доломитизированных известняков и доломитов. Плутон представляет собой сложное по форме дискордантное тело. Судя по гравиметрическим данным, его подошва находится на глубине 1,6, а центр тяжести — на глубине 0,9 км. Общий объем инт-

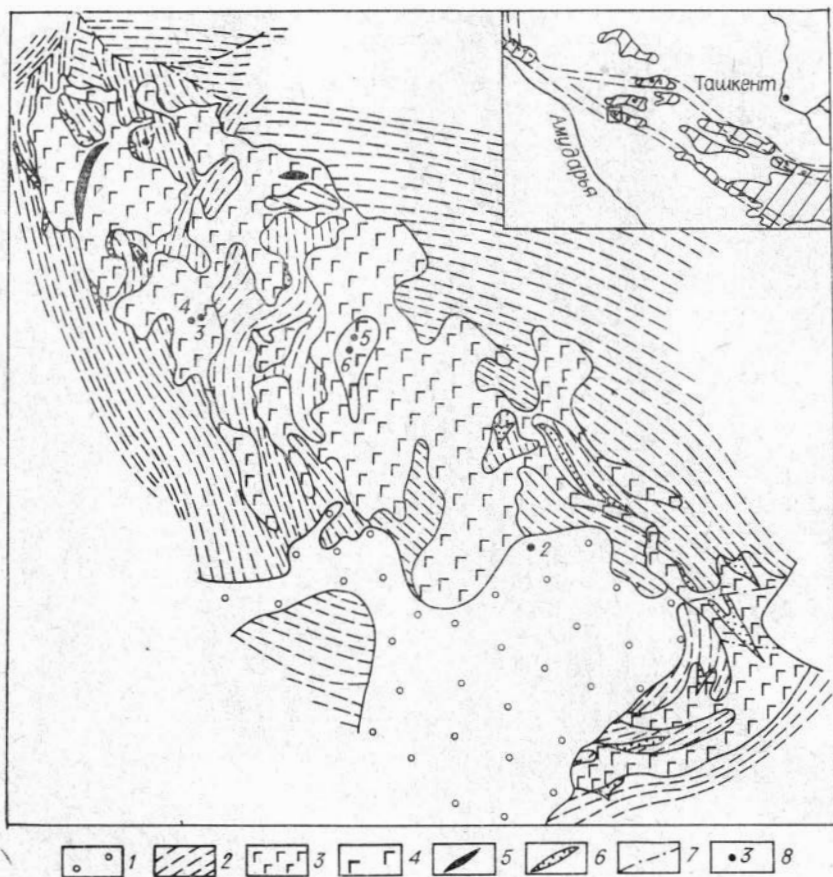


Рис. 1. Схема геологического строения Бельтауского плутона (Лихойдов, 1967).

1 — терригенные породы чехла (мел); 2 — карбонатные породы фундамента (нижний — средний девон?); 3 — габбро титанавгитовые и роговообманковые; габбро-нориты; 4 — анортозиты и лейкократовые габбро; 5 — диориты, плагиоидиориты, троктолиты; 6 — залежи графита; 7 — разломы; 8 — места отбора и номера проанализированных образцов габброидов. На врезке штрихами показаны зюса базит-гипербазитовых плутонов (Хамрабаев и др., 1964); косая штриховка — выходы палеозойских образований фундамента; в квадрате — местонахождение Бельтауского плутона.

рузива, включая многочисленные ксенолиты и ксиалиты вмещающих пород, составляет около 5 куб. км. В составе интрузива наиболее широко распространены габброиды. Среди последних выделяются разновидности: титанавгитовое габбро, габбро-нориты, роговообманковые габбро, анортозиты, лейкократовые габбро и кварцевые диориты. Количественно преобладают первые три разновидности. Титанавгитовые габбро и габбро-нориты слагают внутренние зоны плутона, лишённые ксенолитов, и по мере приближения к его контактам постепенно сменяются роговообманковыми габбро, а также кварцевыми диоритами, которые развиты в периферических частях плутона и обрамляют крупные ксенолиты вмещающих пород. Анортозиты встречаются в виде пластообразной залежи среди титанавгитовых габбро, будучи окруженными зоной лейкократовых габбро.

Ультраосновные породы в пределах плутона обнаружены как на поверхности, так и на глубине по керну скважин. В первом случае они образуют несколько небольших и одну крупную линзы, сосредоточенные в северо-западной части плутона. В скважинах вскрыто 23 отдельных тела гипербазитов, главным образом во внутренних его зонах. По-

давящая часть их приурочена к северо-западному и юго-восточному флангам плутона. Глубина залегания гипербазитовых тел на каждом из флангов различна. Подавляющее количество тел на северо-западном фланге находится на глубинах менее 350 м. В противоположной части плутона они сосредоточены на глубинах более 350 м. Из вскрытых скважинами тел гипербазитов три располагаются в кровле прослоев габбро и контактируют непосредственно с карбонатными породами кровли. Десять тел расположено в верхней части таких прослоев, а 8 — в нижней их части. Лишь 2 тела гипербазитов контактируют с известняками, подстилающими габброиды. Контакты тел гипербазитов с габброидами резкие, но уменьшение зернистости, которое указывало бы на существование зон закалки, не наблюдается. Гипербазиты, а иногда и габбро вблизи контакта местами значительно катаклазированы, представлены они лерцолитами и в меньшей мере плагиоцелитами и троктолитами. Последние две разновидности тяготеют к периферии крупных линз лерцолитов либо полностью слагают небольшие линзы, в которых присутствуют также оливковые габбро-нориты.

Из сказанного следует, что пространственное положение в пределах плутона, а также внутреннее строение тел гипербазитов плохо согласуются с представлением об их происхождении в результате дифференциации базальтового расплава в камере плутона. Более вероятно, в отличие от сказанного ранее (Лихойдов, 1967), ксеногенная природа этих тел. По-видимому, они являются реликтами образованных ранее альпинотипных гипербазитов, впоследствии интродуцированных и переработанных габброидным плутоном. Такое представление тем вероятнее, что подобные ксеногенные тела гипербазитов в последние годы обнаружены в Шайдараском габброидном плутоне, расположенном вблизи Бельтауского (устное сообщение В. В. Баранова), и отмечались одним из авторов при полевых исследованиях в северо-западной части Тебинбулакского габбро-пироксенитового массива в Султануиздаге. Уместно подчеркнуть, что по характеру пространственного распределения и контактового взаимоотношения тел ультраосновных пород и вмещающих их габброидов, а также по общей геолого-тектонической позиции Бельтауский плутон близок к изучавшемуся ранее Рыбинскому плутону в Кузнецком Алатау (Леснов и др., 1976).

Связанная с Бельтауским плутоном графитовая минерализация приурочена главным образом к зонам контакта роговообманковых габбро с карбонатными породами, расположенными как по периферии плутона, так и в виде ксенолитов внутри него. Подавляющая часть графита локализуется в эндоконтактовых роговообманковых габбро, где он замещает темноцветные минералы и нередко образует крупные мономинеральные массы (Кромская, 1967).

Сульфидная медно-никелевая минерализация обычна в плутоне в виде мелкой вкрапленности. Лишь в некоторых телах гипербазитов обнаружены повышенные концентрации сульфидов вплоть до богатой вкрапленности и массивных руд (Кромская, Баранов, 1964; Кромская, 1970). Характерно, что в графитовых залежах отмечаются также повышенные концентрации сульфидной вкрапленности, сопровождаемые прожилками сульфидов.

Таковы главные особенности строения и состава Бельтауского плутона. Перейдем к изложению результатов изучения слагающих его минералов, в частности плагиоклаза, полученных нами оптическим, химическим, рентгеноспектральным, количественноспектральным, рентгенометрическим, термическим и термолюминесцентным методами.

Оптически (на столике Федорова) дана характеристика частоты встречаемости различных законов двойникования плагиоклазов и их состава (табл. 1). При этом установлено, что в габбро-норитах подавляющая часть зерен плагиоклаза сдвойникована по альбитовому за-

Частота встречаемости законов двойникования плагиоклазов и их состав в различных типах габброидов по данным оптических определений, %

Закон двойникования и состав	Габбро-нориты		Троктолиты		Анортозиты	
	1	2	3	4	5	6
Альбитовый	83	85	33	16	46	42
Манебахский	—	—	—	—	31	33
Карлсбадский	8	7	17	17	—	—
Периклиновый	—	—	17	17	15	8
Альбит-карлсбадский	9	8	33	50	—	17
Манебах-эстерельский	—	—	—	—	8	—
Состав, Ан. %	64	62	81	86	78	83

Примечание. 1 — габбро-норит (обр. 116, скв. 35, гл. 187 м); 2 — габбро-норит кварц-биотитсодержащий (обр. 117, скв. 51, гл. 372 м); 3 — троктолит (обр. 118, скв. 40, гл. 515 м); 4 — троктолит ортопироксенсодержащий (обр. 119, скв. 40, гл. 603 м); 5, 6 — анортозит клинопироксенсодержащий (обр. 120, обн. 9703; обр. 121, обн. 9512).

кону при подчиненной роли альбит-карлсбадского и карлсбадского. В анортозитах и троктолитах частота встречаемости двойников по альбитовому закону заметно снижается, в то время как двойники сложных законов наблюдаются намного чаще, чем в габбро-норитах. Выявленная закономерность обусловлена, вероятно, различиями в генетических особенностях габбро-норитов, с одной стороны, и троктолитов и анортозитов — с другой. На зависимость характера двойникования плагиоклазов от генезиса указывал В. С. Соболев (1964). При изучении плагиоклазов из базит-гипербазитовых ассоциаций различных районов Сибири нами ранее было установлено, что для ортомагматических габброидных пород более характерны двойники по альбитовому закону. Двойники по периклиновому и другим сложным законам более характерны для гибридно-метасоматических (парамагматических) габброидных пород (Леснов, 1972; Леснов и др., 1973; Альпинотипные гипербазиты..., 1973). Данные, полученные нами по плагиоклазам Бельтауского плутона, позволяют предполагать, что троктолиты и анортозиты являются парамагматическими породами, а габбро-нориты — ортомагматическими, т. е. кристаллизовавшимися непосредственно из базальтового расплава. Определения на федоровском столике показали, что в габбро-норитах основность плагиоклаза несколько ниже, чем в троктолитах и анортозитах. Замечено также, что независимо от типа породы в более крупных зернах содержание анортитового компонента выше, чем в мелких зернах.

С помощью химического анализа был уточнен состав плагиоклазов из тех же образцов (табл. 2, 3). Судя по этим данным, во всех шести исследованных образцах содержание анортитового компонента более низкое, чем это определено оптически. В габбро-норитах плагиоклаз несколько менее основной и относится к лабрадору, а в троктолитах и анортозитах — к битовниту. Плагиоклазы из отдельных типов габброидов содержат различное количество примесных компонентов, о чем свидетельствуют не только данные химического и спектрального анализов, позволяющие определить лишь общее содержание примесей без учета влияния механических включений, но и данные рентгеноспектрального анализа. Последний дает возможность оценить количество примесей, изоморфно входящих в кристаллическую решетку минерала. Этим методом определены содержания изоморфной примеси железа (табл. 4). Они оказались во всех образцах очень низкими — менее 0,1 вес. % атомарного железа. Отметим, что такие содержания изоморфной примеси железа вообще характерны для плагиоклазов гл-

Состав плагиоклазов по данным химического анализа, вес. %

Компонент	Габбро-нориты		Троктолиты		Анортозиты	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	52,70	56,60	47,7	48,70	49,50	50,00
TiO ₂	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Al ₂ O ₃	30,00	27,20	29,80	30,15	31,80	31,50
Fe ₂ O ₃	0,03	Сл.	Н. о.	Н. о.	0,12	0,14
FeO	0,47	0,43	0,82	1,72	0,09	0,07
MnO	Сл.	Сл.	Сл.	0,08	Сл.	Сл.
MgO	0,20	0,12	1,81	1,23	Сл.	Сл.
CaO	12,23	10,35	14,34	13,87	14,58	14,82
Na ₂ O	4,10	4,50	2,40	2,70	2,80	2,75
K ₂ O	0,11	0,20	1,10	0,10	0,35	0,35
H ₂ O ⁻	0,20	0,20	0,10	0,20	0,20	0,30
П. п. п.	0,10	Не обн.	1,90	1,20	1,10	0,80
С у м м а	100,14	99,65	99,97	99,95	100,54	100,73

Примечание. Химический анализ выполнен Э. С. Гулецкой (ИГиГ СО АН СССР).
1—6 — см. табл. 1.

бинных габброидных интрузивов. Судя по приведенным данным (см. табл. 2, 4), в плагиоклазах из габбро-норитов железа меньше, чем в плагиоклазах из троктолитов. Однако сравнение, выполненное нами на более представительных выборках анализов (Леснов, Королюк; 1977), показало, что в плагиоклазах из габбро-норитов преобладает более высокое содержание железа по сравнению с плагиоклазами троктолитов и анортозитов.

Содержания бария, стронция и бора во всех образцах плагиоклазов оказались близкими (см. табл. 4) и в целом заметно более низки-

Т а б л и ц а 3

Кристаллохимические формулы плагиоклазов, рассчитанные на 32(0)

Компонент	Габбро-нориты		Троктолиты		Анортозиты	
	1	2	3	4	5	6
Si	9,568	10,204	8,991	9,076	9,102	9,155
Al ^{IV}	0,432	—	1,009	0,924	0,898	0,845
Al ^{VI}	5,983	5,785	5,604	5,709	5,995	5,956
Fe ³⁺	—	—	—	—	0,022	0,022
Fe ²⁺	0,076	0,065	0,125	0,269	0,011	0,011
Mn	—	—	—	0,011	—	—
Mg	0,055	0,032	0,510	0,336	—	—
Ca	2,378	2,004	2,899	2,779	2,872	2,905
Na	1,440	1,582	0,883	0,985	0,994	0,990
K	0,022	0,043	0,278	0,022	0,088	0,088
Ан. %	61,9	55,2	71,5	73,4	72,6	72,9
Аб., %	37,5	43,6	21,8	26,0	25,1	24,9
Ор., %	0,6	1,2	6,7	0,6	2,3	2,2

Примечание. 1—6 — см. табл. 1.

Содержание элементов-примесей в плагиоклазах, г/т

Элемент	Габбро-нориты		Троктолиты		Анортозиты		Среднее
	1	2	3	4	5	6	
Fe	200	400	700	500	600	800	530
Ba	200	—	220	200	150	160	190
Sr	530	—	430	410	340	550	450
B	6	7	7	5	8	9	7

Примечание. Определения Fe выполнены на микроанализаторе MS-46 (аналитик В. Н. Корольюк); Ba, Sr и B — количественным спектральным методом (аналитик В. И. Симонова; ИГиГ СО АН СССР).

ми, чем в других плутонах, где содержание бария составляет 401, а стронция — 2041 г/т (Средние содержания..., 1973). Более низки и отношения стронция к барию (в среднем — 2,4) по сравнению с данными из цитированной работы.

Содержания бора в плагиоклазах плутона весьма низки и соответствуют среднему содержанию этого элемента (6,9 г/т) в плагиоклазах из пород базит-гипербазитовых ассоциаций складчатых областей (Леснов, Симонова, 1976).

Как установлено (табл. 5), плагиоклазы из пород плутона по степени триклинности тяготеют к типу «низких» (упорядоченных) плагиоклазов (Леснов и др., 1975). Этим же методом в тонкодисперсных продуктах изменения плагиоклазов определены гидрослюда, томсонит, карбонат. Термическим анализом кроме этих минералов определены пренит и натролит. Плагиоклазы из габбро-норитов в наименьшей степени оказались затронутыми эпигенетическими изменениями (табл. 6). Указанные методы позволяют изучить региональные особенности эпигенетических изменений плагиоклазов габброидных пород (Корнева, Леснов, 1976).

С помощью специальной высокочувствительной фотометрической установки были исследованы термолюминесцентные свойства плагиоклазов (табл. 7). Анализу подвергся как природный, так и предварительно отожженный до 400°C и затем облученный рентгеновскими лучами в течение 1 ч материал. Нагревание производилось в интервале 20—500°C с линейной скоростью 0,4 град/с. Как показало наблюдение,

Таблица 5

Степень упорядоченности и вторичные изменения плагиоклазов по данным рентгеновского анализа

Характеристика	Габбро-нориты		Троктолит	Анортозиты	
	1	2	4	5	6
Параметры:					
$2\theta^\circ 132-132$	2,06	1,91	2,10	2,06	2,06
$2\theta^\circ 242-242$	0	+0,32	0	0	0
Вторичные минералы	Гидрослюда, цеслит(?)	Гидрослюда, томсонит, карбонат	Гидрослюда, карбонат	Гидрослюда	Гидрослюда, карбонат

Примечание. Анализ выполнен на дифрактометре УРС50И (аналитик Л. М. Кривошук; ИГиГ СО АН СССР). 1—6 — см. табл. 1.

Термические характеристики и вторичные изменения плагиоклазов по данным термического анализа

Характеристика	Габбро-нориты		Троктолиты		Анортозиты	
	1	2	3	4	5	6
Потеря веса (вес. %)	0,2	0,5	1,9	1,2	0,9	1,0
Температура эндотермических эффектов (°С)	—	—	650	240	350	740
	—	—	720	380	650	—
	—	—	820	740	—	—
Вторичные минералы	—	—	Гидрослюда, кальцит, пренит	Кальцит	Гидрослюда, натролит	Кальцит

Примечание. Анализ выполнен на дериватографе системы «Паулик» (Венгрия). Аналитик Т. А. Корнева (ИГиГ СО АН СССР). 1—6 — см. табл. 1.

природные образцы характеризуются двумя главными максимумами термовысвечивания, соответственно при 270 и 350°С. Максимум при 240°С отчетливо проявился лишь в двух образцах. Наибольшей интенсивностью свечения обладают плагиоклазы из габбро-норитов, в то время как плагиоклазы из троктолитов и анортозитов имеют существенно меньшую светимость. В этом отношении образцы из Бельтауского плутона отличаются от изученных нами ранее плагиоклазов из пород базит-гипербазитовых плутонов Северо-Востока СССР (Леснов, Серебренников, 1972). В облученных рентгеновскими лучами образцах резко повышается интенсивность свечения. При этом наиболее интенсивным является максимум при 200°С, который отсутствовал на кривых термолюминесценции природных образцов. Вместе с тем максимум при 350°С в облученных образцах не проявляется. В целом исследованные образцы плагиоклазов обладают достаточно высокой интенсивностью термовысвечивания. Одной из причин этого может быть очень низкое содержание в них изоморфной примеси железа, имеющего обратную корреляционную зависимость с общей интенсивностью термолюминесценции плагиоклазов (рис. 2).

Помимо плагиоклазов, описанных выше, из тех же образцов габброидов Бельтауского плутона изучены три фемических минерала — ортопироксен, клинопироксен и биотит (табл. 8).

Таблица 7

Интенсивность термолюминесценции плагиоклазов, усл. ед.

№ образца	Максимумы термолюминесценции							
	необлученных образцов				облученных образцов			
	1-й (200)	2-й (240)	3-й (270)	4-й (350)	1-й (200)	2-й (240)	3-й (270)	4-й (350)
1	—	92	106	60	1840	—	1050	—
2	—	6	9	7	480	520	370	—
3	—	—	20	22	119	109	100	—
4	—	—	8	—	350	—	255	—
5	—	Сл.	15	Сл.	185	—	125	—
6	—	Сл.	9	8	108	—	76	—

Примечание. Анализ выполнен Т. А. Рокачук (ИГиФМ АН УССР. В скобках — температура максимума термолюминесценции, °С).

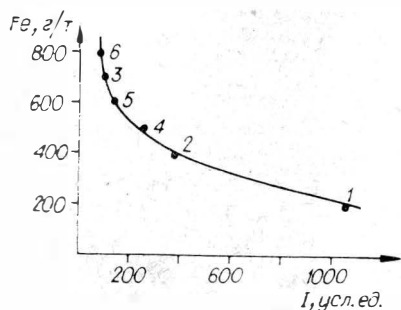


Рис. 2. Зависимость интенсивности 3-го максимума (270°C) термолюминесценции облученных образцов плагиоклазов от содержания железа. 1—6 — номера образцов в табл. 4 и 7.

Ортопироксен, отобранный из габбро-норита, судя по соотношению миналов ($W_o = 10\%$, $E_p = 68,3$; $F_s = 21,7\%$), по своему составу близок к бронзиту, имеющему общую железистость 25% . С этим показателем согласуются и данные оптического определения этого образца, согласно которому минерал имеет $2V = -67^\circ$. Отметим, однако, необычно высокое содержание кальция в этом образце ортопироксена, благодаря чему он по составу приближается к пижониту. Вместе с тем возможность частичного засорения проанализированной пробы примесью клинопироксена полностью нельзя исключить.

Наличие в нашем распоряжении химического анализа плагиоклаза, сосуществующего с охарактеризованным ортопироксеном, позволяет рассчитать коэффициент распределения алюминия между этими минералами. Он равен $(Al/Si+Al)_{Пл} : (Al/Si+Al)_{ОПР} = 84$.

Клинопироксен, отобранный из кварцсодержащего габбро-норита, по соотношению миналов ($W_o = 37,2\%$, $E_p = 39,8$; $F_s = 23,0\%$) относится к авгитам с высоким содержанием ферросилитового компонента.

Таблица 8

Химический состав фемических минералов

Компонент	1		2		3	
	Вес. %	Кхк	Вес. %	Кхк	Вес. %	Кхк
SiO ₂	53,10	1,945	51,50	1,967	39,40	5,954
TiO ₂	0,41	0,011	0,20	0,007	2,75	0,318
Al ₂ O ₃	2,23	(IV)0,055 (VI)0,042	1,32	(IV)0,033 (VI)0,027	13,25	(IV)2,046 (VI)0,316
Fe ₂ O ₃	0,74	0,018	—	—	7,01	0,799
FeO	12,88	0,396	14,02	0,448	12,08	1,526
MnO	0,21	0,007	0,30	0,009	0,05	0,009
MgO	23,92	1,305	13,60	0,774	12,40	2,798
CaO	4,85	0,191	17,65	0,727	0,78	0,127
Na ₂ O	0,25	0,018	0,25	0,018	0,10	0,036
K ₂ O	0,07	0,004	—	—	8,20	1,581
P ₂ O ₅	0,16	—	—	—	0,08	—
H ₂ O—	Не опр.	—	—	—	0,50	—
П. п. п.	1,00	—	—	—	3,84	ОН=2,871
Cr ₂ O ₃	0,10	0,004	—	—	Сл.	—
V ₂ O ₅	0,04	—	—	—	Сл.	—
Li ₂ O	0,02	—	—	—	0,025	—
Сумма	99,98	—	98,84	—	99,47	—

Примечание. 1 — ортопироксен из габбро-норита (обр. 116); 2 — клинопироксен из кварц-биотитового габбро-норита (обр. 117); 3 — биотит из кварц-биотитового габбро-норита (обр. 117), Кхк — кристаллохимический коэффициент. Химические анализы 1 и 3 выполнены Э. С. Гулецкой, Рентгеноспектральный анализ 2 — В. Н. Королюком (ИГиГ СО АН СССР).

Соотношение $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}) = 63\%$. Поскольку этот клинопироксен отобран из парагенезиса с ортопироксеном, представляется возможным определить температуру равновесия этих минералов (Devís, Boyd, 1966). Судя по соотношению $100 \cdot \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg}) = 48,3\%$, она составляла $1000\text{—}1050^\circ\text{C}$. Кроме того, для этого образца клинопироксена и сосуществующего с ним плагиоклаза рассчитан коэффициент $(\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na}))^{\text{пл.}} : (\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na}))^{\text{кнр}} = 20$. Отметим, что для бескварцевых и тем более оливиновых габброидных пород этот коэффициент имеет гораздо меньшее значение, очевидно, в силу более низких температур установления равновесия (Леснов, Крестин, 1977).

Биотит отобран из того же образца кварц-биотитового габбро-норита. Судя по соотношению $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$, этот образец относится к высокомагнезиальным разностям биотита.

Подведем некоторые итоги, вытекающие из изложенного материала.

Рассмотрение структурного положения, взаимоотношений, а также состава габброидных и ультраосновных пород Бельтауского плутона позволяет высказать предположение о том, что он представляет собой гетерогенное тело, в котором пространственно совмещены реликтовые тела более ранних альпинотипных гипербазитов и более поздние по внедрению габброиды. В процессе интрузии габброидной магмы последняя активно взаимодействовала с карбонатными породами рамы и с телами ультраосновных пород, залегающими в ней.

Для титанавгитовых габбро и габбро-норитов можно предполагать ортомагматическую природу, т. е. кристаллизацию непосредственно из первичного, неконтаминированного базальтового расплава. Роговообманковые габбро и кварцевые диориты возникли при контаминации этого расплава породами рамы. В то же время при образовании трактолитов и плагиоклазовых лерцолитов габброидный расплав взаимодействовал с более ранними ксеногенными телами гипербазитов. Характерно, что при этом осуществлялся лишь процесс полевошпатизации гипербазитов, в то время как пироксенизация гипербазитов практически не проявилась. Можно предполагать, что сульфидное медно-никелевое оруденение, локализованное главным образом в телах ультраосновных пород, также сформировалось в результате преобразования последних под влиянием габброидной магмы.

На основании имеющихся данных по геологии, петрографии и минералогии Бельтауского плутона можно предполагать, что он сформировался в условиях больших, вероятно, абиссальных глубин, достигавших 10 км, но не превышавших 20 км (Шарапов, Голубев, 1976). По этой причине выявленные особенности состава и свойств породообразующих плагиоклазов должны рассматриваться как типоморфные для абиссальных габброидных плутонов, в которых габброидная магма кристаллизовалась при повышенном давлении, низком потенциале кислорода и низких значениях градиента температуры во времени и пространстве. В числе фактов, указывающих на большую глубину формирования плутона, отметим интенсивное воздействие его на раму, сопровождавшееся процессами магматического замещения, переработкой ксенолитов более древних карбонатных и ультраосновных пород и контаминацией габброидной магмы. Широкое развитие графита в породах плутона и его экзоконтакте также свидетельствует о значительной глубине образования плутона, поскольку графит образуется при существенно пониженном потенциале кислорода в среде, что имеет место на больших глубинах.

В составе плутона можно выделить как собственно магматические (ортомагматические) габброиды, так и их гибридные производные — парамагматические габброиды. К первым относятся габбро-нориты, ко вторым — трактолиты, анортозиты, а также роговообманковые габ-

бро и приконтактные диориты. Условия кристаллизации плагиоклазов в этих типах пород были несколько различными, поскольку они различаются по своим оптическим параметрам, а также по составу. По данным химического анализа, плагиоклаз из габбро-норитов относится к лабрадору, а из тректолитов и анортозитов — к битовниту.

Судя по полученным данным, плагиоклазы габброидов, сформировавшихся в абиссальной фации, характеризуются пониженными содержаниями изоморфных примесей, в частности, железа. В связи с последним такие плагиоклазы обладают повышенной интенсивностью термолюминесценции, поскольку слабо сказывается эффект «тушения» термолюминесценции под влиянием примесных ионов железа.

ЛИТЕРАТУРА

Альпийно-типные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973. 320 с.

Баранов В. В., Лихойдов В. В. Гипербазиты Зирабулакских и Каратюбинских гор.— «Узб. геол. журн.», 1969, № 1. 128 с.

Корнева Т. А., Леснов Ф. П. Фазовый состав тонкодисперсных продуктов изменения основных плагиоклазов по данным термического анализа.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 17—33.

Кромская К. М. Минералогическая характеристика графита из зон графитизации Бельтауского габброидного массива.— «Зап. Узб. отд. ВМО», 1967, вып. 20, с. 58—62.

Кромская К. М. Сульфидная минерализация в габброидных породах Бельтауского массива.— В кн.: Геология, минералогия и геохимия рудных полей Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1970, с. 79—84.

Кромская К. М., Баранов В. В. Новые данные о рудоносности гипербазитов Узбекистана.— В кн.: Сборник научных трудов Главгеологии и ТашПИ. Ташкент, 1964, с. 35—40.

Леснов Ф. П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никельносного плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск, «Наука», 1972. 228 с.

Леснов Ф. П., Королюк В. Н. Первые данные о распределении изоморфной примеси железа в плагиоклазах базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей СССР.— «Докл. АН СССР», 1977, т. 2, с. 128.

Леснов Ф. П., Кривоуцкая Л. М., Ковалева Л. Т. Исследование плагиноклазов из габброидов базит-гипербазитовых ассоциаций рентгенографическим и ИК-спектральными методами.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 14—28.

Леснов Ф. П., Крестин Е. М. Породообразующие минералы габброидов Курско-Воронежского кристаллического массива.— В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 148.

Леснов Ф. П., Пинус Г. В., Велинский В. В. Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов в складчатых областях.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 44—56. (Труды 1-го Всесоюзного симпозиума).

Леснов Ф. П., Пругов В. П., Гулецкая Э. С. О химизме породообразующих плагиноклазов и пироксенов из габброидов Рыбинского плутона (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 34—42.

Леснов Ф. П., Серебренников А. И. Термостимулированная люминесценция плагиноклазов из гетерогенных габброидных пород Анадырско-Корякской складчатой системы.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 4, с. 41—47.

Леснов Ф. П., Симонова В. И. Распределение бора в плагиоклазах из пород базит-гипербазитовых плутонов.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. IX. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 76—92.

Лихойдов Г. Г. К петрографии Шайдаразского габброидного массива в горах Кульджуктау (Центр. Кызылкумы).— «Узб. геол. журн.», 1966, № 5.

Лихойдов Г. Г. Геологическое строение и петрография Бельтауского габброидного массива в юго-западной части Центральных Кызылкумов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1967, № 5, с. 77—87.

Средние содержания элементов-примесей в минералах. М., «Недра», 1973. 207 с.

Соболев В. С. Федоровский метод. М., «Недра», 1964. 285 с.

Хамрабаев И. Х., Мусаев А., Лихойдов Г. Г., Баранов В. В. Пояса основных и ультраосновных пород в Узбекистане.— В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых в Узбекистане. Ташкент. «Фан». 1964, с. 105—112.

Шарапов В. Н., Голубев В. С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск, «Наука», 1976. 268 с.

Devis B. T. C., Boyd F. R. The join $Mg_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from Kimberlites.— “J. Geophys. Res.”, 1966, v. 71, N 14, p. 3567—3576.

В. Г. Кулѣбакин, В. С. Мешкова

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ МЕХАНИЧЕСКИ АКТИВИРОВАННЫХ СУЛЬФИДОВ

(на примере норильских и других)

Установлено, что при соизмеримости размеров частиц диспергированного вещества и элементарной ячейки наряду с аморфизацией и увеличением химической активности имеет место изменение химического состава твердых веществ, сопровождающееся уменьшением концентрации ряда основных компонентов минералов и внесением мелкодисперсного металлического железа вследствие истирания мелющих тел, если измельчение осуществляется стальной дробью в стальных барабанах (Болдырев и др., 1971). При этом Fe может входить в структуру минерала. При диспергировании мусковита в воде содержание SiO_2 уменьшается с 45,40 до 40,42; Al_2O_3 — с 35,00 до 32,60%. В то же время количество Fe_2O_3 возрастает с 2,41 до 2,83, а FeO — с 1,08 до 3,31%. При сухом измельчении концентрация SiO_2 составляет 42,34%; Al_2O_3 — 33,34%; Fe_2O_3 — 3,01 и FeO — 0,72%. Более существенное изменение химического состава происходит с SiO_2 при диспергировании флогопита; в водной среде оно уменьшается с 38,56 до 24,82; Al_2O_3 с 16,77 до 12,61%. Очень резко возрастает количество окисленного железа: Fe_2O_3 с 2,00 до 14,01 и FeO с 2,15 до 12,82%. При сухом помол флогопита изменение химического состава также значительно, но проявляется в меньшей степени. Биотит по сравнению с вышеописанными минералами подвергается гораздо меньшим превращениям (Гусев и др., 1966). В процессе диспергирования нефелина в слабощелочной среде имеют место вынос щелочных элементов, Al и некоторых других, увеличение содержания связанной и адсорбированной воды, SiO_2 (Гусев и др., 1971).

По немногочисленным литературным данным при мокром измельчении сульфидов происходят окислительно-восстановительные реакции этих минералов с водой. При этом продуктами их являются свободный водород, сульфат- или сульфит-ионы, а металл сульфида или восстанавливается до самородного, или соединяется с O_2 воды с образованием окисла. Сверхтонкие фракции при этом подвергаются повышенной гидратации (Болдырев и др., 1971).

Целью настоящего исследования являлось изучение изменений химического состава некоторых сульфидных минералов Норильского и других месторождений и оловянно-мышьякового гравитационного концентрата при мокром и сухом измельчении их в планетарной мельнице М-3.

Для получения сверхтонких продуктов 25-граммовые навески фракций $-0,063$ мм засыпали в барабаны центробежной планетарной мельницы М-3. Шаровая загрузка составляла 500 г, соотношение твердого к жидкому — 1:5 (при мокром измельчении), время измельчения от 2 до 15 мин. Режим сухого диспергирования отличался тем, что навеска минерала была равной 3 г, а вес стальных мелющих шаров — 1200 г. Для предупреждения перегрева барабанов время непрерывной работы мельницы не превышало 4 — 5 мин, после чего барабаны с содержимым охлаждали и продолжали измельчение.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУЛЬФИДОВ

На основе фракций от $(-)0,63$ — $(+)0,40$ до $(-)0,1$ — $(+)0,063$ мм были подготовлены брикеты для микроскопических исследований. Ниже приводятся минералогические характеристики минералов и гравитационного мышьякосодежащего оловянного концентрата (анализ выполнен сотрудником ИГиГ СО АН СССР О. Г. Кинэ).

Сульфиды меди. Халькопирит. Кроме основного минерала, в исходной пробе содержались доли процента пирита в виде свободных зерен. Сам халькопирит мелкий, без сростков.

Талнахит. В качестве примесей присутствуют пентландит, халькопирит и кубанит (доли процента). Халькопирит и талнахит тесно срastaются. Кубанит также ассоциирует с талнахитом и халькопиритом, вращая в них вдоль двойниковых швов. Пентландит нередко находится в виде свободных зерен, а также в виде вростков в халькопирите и талнахите.

Халькозин-1. В пробе преобладает халькозин. Борнита и пентландита заметное количество. Есть единичные зерна самородной меди. Халькозин бесцветный (серовато-белый), изотропный. Пластинчатого строения не обнаруживает. По наличию в нем раздробленного пентландита можно предположить, что он образовался путем псевдоморфного замещения халькопирита.

Халькозин-2. В брикете халькозин кубический серовато-белого цвета (преобладает), пентландит (заметное количество) и борнит (мало). Подобен халькозину-1.

Борнит. Из примесей имеется пентландит (целые проценты). Есть включения нерудных минералов.

Сульфиды цинка. Клейофан. Кроме основного минерала, разбитого трещинами, содержится некоторое количество нерудных минералов.

Марматит. Из примесей содержится галенит (целые проценты) и пирротин (доли процента). Марматит срastaется с галенитом и содержит вростки пирротина. Иногда в нем наблюдаются крупные включения нерудных минералов.

Сульфиды никеля. Пентландит. Из рудных примесей встречаются талнахит и минерал, похожий на сульфанит (оба — единичные зерна).

Хизлеудит. Преобладающий в исследованной пробе хизлеудит бронзово-желтого цвета поляризует со слабым цветным эффектом. Минерал находится в тесном срastании с блеклой рудой, по которой местами развиваются халькозин и борнит.

Сульфиды железа. Пирит мелкокристаллический. Из примесей присутствуют халькопирит (заметное количество) и халькозин (мало). Пирит содержит включения и короткие прожилки халькопирита и редко халькозина; включения имеют неправильные формы. Иногда в отдельных обломках халькопирит преобладает над пиритом.

Пирит крупнокристаллический. Пирит чистый, без каких-либо включений, разбит трещинами. В одном из обломков отмечен марказит, представляющий собой агрегат мелких зерен неправильной формы.

Марказит. Примесей не обнаружено. В отдельных обломках марказит тонко-, или среднезернистый. Иногда он разбит трещинами.

Пирротин слабомагнитный. В брикете пирротин преобладает, халькопирит и пентландит составляют доли процента. Пирротин крупнозернистый. Местами он сростается с халькопиритом и нерудными минералами и постоянно содержит вросстки пентландита, ориентированные по направлению спайности пирротина.

Пирротин сильномагнитный. Из рудных примесей содержатся халькопирит (целые проценты), пентландит (доли процента) и магнетит (единичные зерна).

Сульфиды Bi, Mo, As, Pb, Sb, Hg. Висмутин. В брикете преобладают висмутин и козалит, халькопирита содержится мало (единичные зерна). При одном никеле висмутин почти не отличается от козалита. При скрещенных же николях обнаруживается преобладание козалита. Отличаясь по степени поляризации, висмутин более резко изменяется в окраске, а козалит поляризует едва заметно. В висмутине обнаружены также единичные вросстки самородного висмута.

Молибденит. Из примесей имеются обломки нерудных минералов, в которых отмечена мелкая вкрапленность халькопирита.

Арсенопирит. В брикете рудные минералы представлены арсенопиритом (преобладает), касситеритом (доли процента) и халькопиритом (единичные зерна). Арсенопирит крупнозернистый. Местами он сростается с нерудными минералами, касситеритом и халькопиритом.

Галенит. Из рудных примесей обнаружены халькопирит (единичные зерна), прустит (доли процента) и сульфосоли Ag в виде пластинчатых вростков в галените (единичные зерна). В галените много нерудных минералов.

Антимонит. В брикете обнаружен только антимонит.

Кинноварь. В основном минерале содержатся обильные мелкие включения нерудных минералов. Изредка в нем встречаются небольшие вкрапления пирита.

Гравитационный оловянно-мышьяковый концентрат. В брикете определены касситерит, арсенопирит, пирит и марказит (целые проценты), пирротин (доли процента), сфалерит, станнин и халькопирит (единичные зерна).

Сверхтонкие фракции минералов и гравитационного оловянно-мышьякового концентрата, полученные в результате мокрого и сухого измельчения, были подвергнуты химическому анализу на содержание основных элементов (см. таблицу). Результаты показали, что все диспергированные продукты заметно отличаются от исходных. При этом проявляется общая закономерность: с увеличением длительности мокрого помола содержание всех элементов, как правило, уменьшается.

Халькопирит и талнахит с содержанием Cu соответственно 25,60 и 25,34% уже через 2 мин водного помола резко отличаются по этому элементу — у халькопирита ее остается 23,81, а у талнахита — 17,92%. По-разному проявляют они себя и в отношении содержания S. Известно, что талнахит отличается от халькопирита не только кристаллической структурой (Будько, Кулагов, 1963; Генкин и др., 1966), но и де-

Химический состав исходных и тонкодисперсных фракций сульфидных минералов и гравитационного оловянно-мышьякового концентрата

Продукт	Фракция	Содержание элементов, %												
		Cu	Zn	As	Fe	S	Sn	Cd	Ge	Ni	Bi	Pb	Sb	Hg
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Сульфиды Cu														
Халькопирит	И*	25,60	—	—	33,72	38,81	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-2**	23,81	—	—	31,42	34,05	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-7	23,04	—	—	30,80	30,63	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-15	21,12	—	—	30,95	28,49	—	—	—	—	—	—	—	—
Талнахит	И	25,34	—	—	33,42	33,00	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-2	17,92	—	—	31,26	29,70	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-7	19,46	—	—	31,11	28,72	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-15	19,07	—	—	31,11	26,30	—	—	—	—	—	—	—	—
Халькозин-1	И	58,50	—	—	2,92	20,46	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-2	62,98	—	—	3,60	20,07	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-7	63,61	—	—	4,02	19,63	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-15	63,10	—	—	4,19	19,60	—	—	—	—	—	—	—	—
Халькозин-2	И	67,33	—	—	1,50	20,32	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-2	66,05	—	—	1,84	19,22	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-7	62,98	—	—	2,34	19,22	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-15	59,90	—	—	Не опр.	18,87	—	—	—	—	—	—	—	—
Кубанит	И	12,42	—	—	40,35	19,40	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-7	11,26	—	—	35,11	27,28	—	—	—	—	—	—	—	—
Бэрнит	И	54,40	—	—	11,70	22,80	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-7	43,31	—	—	14,78	22,00	—	—	—	—	—	—	—	—
Сульфиды Zn														
Клейофан	И	—	62,75	—	0,85	31,18	—	0,25	0,074	—	—	—	—	—
	С-7	—	55,50	—	3,45	28,36	—	0,26	0,052	—	—	—	—	—

Марматит-1	И	—	40,50	—	15,35	28,04	—	0,34	—	—	—	—	—	—	—
	С-2	—	39,00	—	15,22	26,91	—	0,31	—	—	—	—	—	—	—
	С-7	—	38,00	—	15,92	28,08	—	0,31	—	—	—	—	—	—	—
	С-15	—	37,00	—	16,18	25,01	—	0,29	—	—	—	—	—	—	—
Марматит-2	И	—	43,25	—	12,44	28,22	—	0,16	—	—	—	—	—	—	—
	С-7	—	50,00	—	7,34	28,68	—	0,11	—	—	—	—	—	—	—
Сульфиды Ni															
Пентландит	И	—	—	—	36,94	32,13	—	—	—	—	25,14	—	—	—	—
	С-7	—	—	—	35,80	30,44	—	—	—	—	24,54	—	—	—	—
Хизлеудит	И	—	—	—	1,45	24,55	—	—	—	—	69,69	—	—	—	—
	С-7***	—	—	—	7,87	21,32	—	—	—	—	59,48	—	—	—	—
Сульфиды Fe															
Пирит мелкокристаллический	И	—	—	—	36,04	41,92	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-2	—	—	—	33,60	36,42	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-7	—	—	—	33,06	31,99	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-15	—	—	—	30,89	27,49	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пирит крупнокристаллический	И	—	—	—	37,40	49,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-7	—	—	—	37,13	31,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Марказит	И	—	—	—	45,20	49,65	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-7	—	—	—	37,40	31,44	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пирротин слабомагнитный	И	—	—	—	53,66	31,44	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-2	—	—	—	39,57	25,32	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-7	—	—	—	38,07	22,53	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-15	—	—	—	35,77	21,65	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пирротин сильномагнитный	И	—	—	—	58,81	29,48	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-2	—	—	—	42,55	25,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-7	—	—	—	39,02	21,99	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	С-15	—	—	—	38,21	21,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Сульфиды Bi, Mo, As, Pb, Sb, Hg														
Висмутин	И	—	—	—	0,49	15,27	—	—	—	—	47,89	—	—	—
	C-7	—	—	—	1,05	14,98	—	—	—	—	44,82	—	—	—
Молибденит	И	—	—	—	0,15	36,77	—	—	—	—	—	—	—	—
	C-7	—	—	—	3,24	33,82	—	—	—	—	—	—	—	—
Арсенопирит	И	—	—	42,02	29,48	18,82	—	—	—	—	—	—	—	—
	C-2	—	—	36,80	24,95	16,86	—	—	—	—	—	—	—	—
	C-7	—	—	32,42	24,26	15,50	—	—	—	—	—	—	—	—
	C-15	—	—	31,58	26,73	14,10	—	—	—	—	—	—	—	—
Галенит	И	—	—	—	0,30	13,51	—	—	—	—	—	82,54	—	—
	C-2	—	—	—	1,24	13,08	—	—	—	—	—	81,31	—	—
	C-7	—	—	—	2,54	12,93	—	—	—	—	—	79,93	—	—
	C-15	—	—	—	1,45	13,25	—	—	—	—	—	80,08	—	—
Антимонит	И	—	—	—	Не обн.	29,62	—	—	—	—	—	—	68,68	—
	C-2	—	—	—	0,30	29,66	—	—	—	—	—	—	72,46	—
	C-7	—	—	—	0,45	33,16	—	—	—	—	—	—	71,71	—
	C-15	—	—	—	0,92	28,48	—	—	—	—	—	—	70,09	—
	C-2***	—	—	—	3,65	28,22	—	—	—	—	—	—	65,90	—
	C-7***	—	—	—	2,28	29,98	—	—	—	—	—	—	66,97	—
Киноварь	C-15***	—	—	—	7,53	27,61	—	—	—	—	—	—	59,87	—
	И	—	—	—	0,80	13,82	—	—	—	—	—	—	—	82,25
	C-7	—	—	—	2,56	13,87	—	—	—	—	—	—	—	79,24
	C-7***	—	—	—	3,99	12,76	—	—	—	—	—	—	—	77,23
Гравитационный оловянно-мышьяковый концентрат														
Киноварь	И	—	—	7,07	16,25	18,31	24,71	—	—	—	—	—	—	—
	C-5***	—	—	5,10	15,08	15,32	19,75	—	—	—	—	—	—	—
	C-5	—	—	5,73	19,37	14,79	19,48	—	—	—	—	—	—	—
	C-15	—	—	5,21	25,87	11,87	18,15	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Содержание Мо в молибдените не определялось.

* Исходная фракция.

** Сверхтонкие фракции (цифры обозначают количество минут помола).

*** Фракции, полученные в сухом режиме измельчения.

фицитом, по, С. И. А. Бudyко и Э. А. Кулагов (1968) отмечают, что в связи с этим формулу талнахита вернее определять не как CuFeS_2 , а как $\text{CuFeS}_{1,8}$. Результаты химического анализа исследованного нами талнахита подтверждают это: в исходной фракции этого минерала содержалось 33,00% S по сравнению с 38,81 — в халькопирите. Следует отметить, что характер изменений минералов по содержанию S в процессе сверхтонкого измельчения совершенно другой, чем по содержанию Cu и Fe. Если разница по содержанию между фракциями, измельчаемыми в течение одинакового времени, достигает почти 6%, то по S, будучи значительной для исходных продуктов (также почти 6%), она сокращается через 7 и 15 мин помола примерно до 2%.

Для полиморфных модификаций сульфидов Fe — пирита и марказита — также характерны особенности поведения при механическом активировании. Если в исходном состоянии отличие их по содержанию S было очень небольшим — всего 0,35%, то после диспергирования в течение 7 мин оно стало заметным — около 3% (34,2% S в составе пирита крупнокристаллического и 31,44% — в составе марказита), а содержание этого элемента в минералах уменьшилось соответственно на 15,1 и 18,21%.

При сверхтонком измельчении в водной среде в течение 7 мин S в составе крупнокристаллического пирита становится меньше на 15, а в составе мелкокристаллического — на 10%. Если содержание Cu при 15-минутном измельчении халькозина-1 увеличилось на 4,6%, то в случае халькозина-2 оно, наоборот, уменьшилось на 7,4%. Если 7-минутное измельчение первого практически не приводит к изменению концентрации Fe, то в аналогичных условиях диспергирования второго она уменьшается почти вдвое. Содержание S при этом не изменяется. У слабомагнитного пирротина характер изменений концентрации Fe и S примерно такой же, как у сильномагнитного. Сфалериты с различной степенью изоморфного замещения железом цинка — клейофан и марматит — проявляют себя по-разному: для первого фиксируются гораздо большие изменения химического состава, чем для второго, особенно по Zn и Fe.

Длительность измельчения по-разному влияет на изменение химического состава сульфидов. Так, при диспергировании халькопирита и талнахита содержание S уменьшается непрерывно в диапазоне от 0 до 15 мин, Cu у талнахита — в период от 0 до 2 мин, а у халькопирита — от 7 до 15 мин. Если концентрация этого элемента при помоле халькозина-1 увеличивается в начальной стадии, то в отношении халькозина-2 — во всем диапазоне измельчения она уменьшается. Скорость изменения химического состава клейофана значительно больше, чем марматита-I. Содержание Fe и S в процессе диспергирования мелкокристаллического пирита и пирротинов непрерывно уменьшается. Наименьшие же изменения химического состава имеют место при диспергировании галенита, особенно в отношении S, концентрация которой остается постоянной.

Интересно отметить, что натирание Fe стальных мелющих тел в барабанах планетарной мельницы М-3 характерно только для сульфидов, которые в естественном состоянии этого элемента не содержат. Это относится в большей мере к клейофану и молибдениту, при измельчении которых в водной среде содержание Fe соответственно увеличивается с 0,85 до 3,45% и с 0,15 до 3,24%, и в меньшей — к халькозину, галениту, антимониту и висмутину. При механическом активировании железосодержащих сульфидов концентрация Fe в них, наоборот, уменьшается. Особенно значительное натирание происходит в сухом режиме помола. Так, если в сверхтонкой фракции 15-минутного диспергирования в водной среде антимонита обнаружено 0,92% Fe, то за такой же период измельчения в воздушной среде его содержание в ми-

нерале достигло 7,53%. Значительной эта величина является и в отношении хизлевудита — концентрация Fe после 7-минутного помола составила 7,87% по сравнению с 1,45% во флотационной фракции.

Содержание Sn, As и S в сверхтонких фракциях сухого и мокрого помола гравитационного оловянно-мышьякового концентрата значительно меньше, чем в исходной. Количество Fe, наоборот, возрастает с 16,25% при флотационной крупности до 25,87 — после диспергирования в воде в течение 15 мин.

* * *

Химический состав сульфидов в процессе сверхтонкого измельчения претерпевает значительные изменения, степень которых зависит от физико-химических особенностей минералов, в частности, их полиморфизма, длительности и способа помола. При этом для сульфидов, в структуру которых Fe в естественном состоянии не входит; имеет место натирание его от стальных мелющих тел.

ЛИТЕРАТУРА

Болдырев В. В., Молчанов В. И., Аввакумов Е. Г. Реферативный обзор работ СО АН СССР в области механохимии.— В кн.: Механохимические явления при сверхтонком измельчении. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 5—22.

Будько И. А., Кулагов Э. А. Природный кубический халькопирит.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 152, № 2, с. 408—410.

Будько И. А., Кулагов Э. А. Новый минерал талнахит — кубическая разновидность халькопирита.— «Зап. ВМО. Вторая серия», 1968, ч. 97, вып. 1, с. 63.

Генкин А. Д., Филимонова Т. Н., Шадлун Т. Н., Соболева С. В., Тронева Н. В. О кубическом кубаните и кубическом халькопирите.— «Геол. рудн. месторожд.», 1966, № 1, с. 41—54.

Гусев Г. М., Кларовский В. М., Ковалева В. Т., Рылов Г. М. Об изменении нефелина в процессе сверхтонкого измельчения.— В кн.: Механохимические явления при сверхтонком измельчении. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 62—78.

Гусев Г. М., Ковалева В. Т., Жукова Е. Н. Поведение минералов группы слюд при сверхтонком измельчении в планетарных мельницах.— В кн.: Физико-химические изменения минералов в процессе сверхтонкого измельчения.— Новосибирск, «Наука», 1966, с. 60—85.

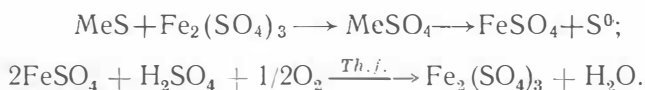
В. Г. Кулебакин, В. В. Рябов

ОСОБЕННОСТИ БАКТЕРИАЛЬНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ХИЗЛЕВУДИТА

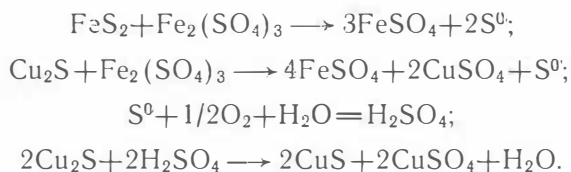
В последнее время значительно возрос интерес исследователей к познанию особенностей поведения сульфидных минералов, подвергшихся микробиологическому выщелачиванию. Этот вопрос имеет большое теоретическое и практическое значение, его решение поможет расширить наши представления о механизме воздействия бактерий, в част-

ности *Thiobacillus ferrooxidans* (*Th. f.*), на сульфиды и выяснить их возможную роль в природных геохимических процессах и минералообразовании в зонах окисления сульфидных месторождений. Известно, что деятельность бактерий, с одной стороны, может приводить к разубоживанию полезных компонентов близповерхностных месторождений, а с другой — к их концентрированию в определенных условиях. Поэтому динамика процесса выщелачивания с их участием становится весьма важным фактором при определении технологических схем обработки месторождений, а также доизвлечении полезных компонентов из хвостов обогатительных фабрик.

Известно, что бактериальному выщелачиванию в той или иной мере подвергается около 30 сульфидов, в состав которых входят Cu, Fe, As, Ni, Bi, Zn, Mo, Sb, Sn. Воздействие *Th. f.* на различные минералы этого класса проявляется по-разному: одни активно окисляются ими (арсенопирит, сфалерит, галенит), а другие слабо, например молибденит (Вхарру е. а., 1965) и станнин (Таужнянская, 1970; Dupan е. а., 1966). Скорость микробиологического разрушения сульфидов зависит от многих факторов, главные из которых — химический состав исходного продукта, характер кристаллической структуры и энергия решетки минерала, дисперсность и аморфизация материала, активность культуры бактерий и т. д. Уравнения химических реакций, протекающих при разрушении сульфидов в сернокислых растворах Fe в присутствии *Th. f.*, имеют следующий вид:



Окисление сульфидов, богатых и бедных S, например пирита и халькозина, протекает по уравнениям следующих реакций (Черняк, Минеев, 1965; Stumm — Zollinger, 1972; Imai Kazutami е. а., 1973):



Известно, что степень разложения минералов при бактериальном выщелачивании значительно возрастает в мелкораздробленном состоянии с высокой удельной поверхностью фракций (Гогта е. а., 1970). При обработке крупных монолитных образцов некоторых сульфидов на поверхности образуются налеты продуктов их разложения, препятствующие дальнейшему прохождению реакции. Мелкораздробленные фракции выщелачиваются с гораздо большей скоростью. В то же время каждый минерал в этом процессе проявляет себя индивидуально. Так, извлечение Cu из халькозина мало зависит от крупности фракций: за первые сутки из него переходит в раствор около 50% Cu, а остальная часть — в последующие 24 дня (Иванов, Степанов, 1960). Разрушение минерала сопровождается образованием дигенита Cu_9S_5 и ковеллина CuS (Nielsen, Beck, 1972). При обработке монолитных образцов на поверхности халькозина образуется мощный налет аморфных гидроокислов Fe, а на поверхности пирита — короткопризматические гексагональные кристаллы S (Кулебакин, Рябов, 1976). В процессе воздействия *Th. f.* на арсенопирит As частично переходит в раствор в виде As^{5+} и As^{+3} , другая часть его в форме арсенатов Fe выпадает в осадок, пос-

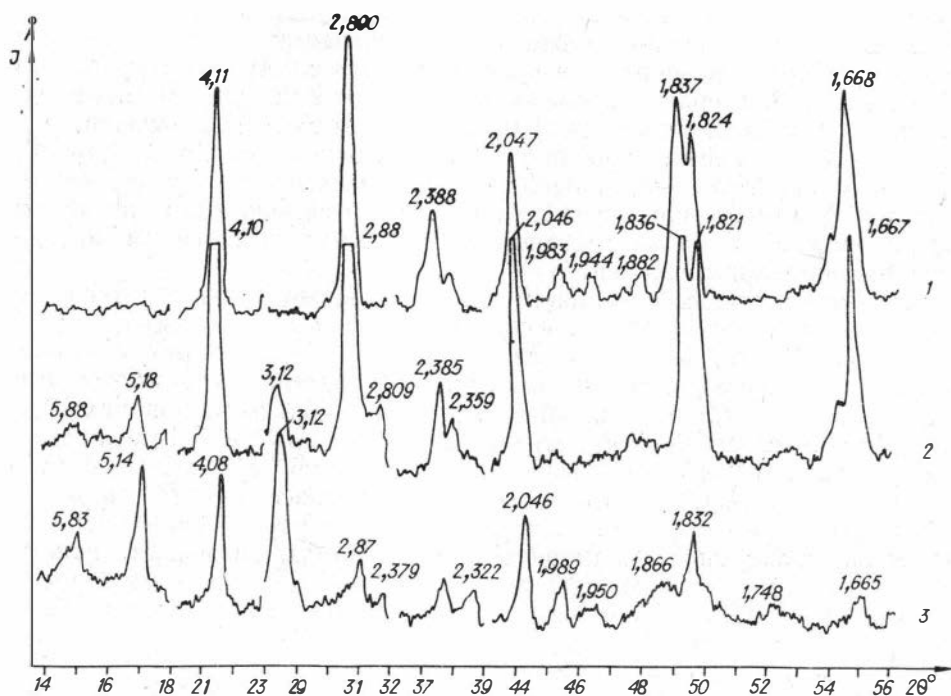


Рис. 1. Дифрактограммы фракции хизлевудита — 0,63+0,4 мм:

1 — исходная; 2 — после контрольной обработки; 3 — после бактериальной обработки (анализ выполнен в рентгеноструктурной лаборатории ИГиГ СО АН СССР).

ле растворения которых слабым раствором HCl в твердом остатке обнаруживается элементарная сера (Полькин и др., 1969; Коростышевский и др., 1967).

Большое влияние на ход процесса бактериального выщелачивания оказывает химический состав исходных продуктов. Это отчетливо проявляется при сравнении динамики процесса выщелачивания сульфидов одного минерального вида, но переменного состава, таких, как талнахит-халькопирит, сфалерит-марматит, отличающиеся степенью железистости. При близком химическом составе и почти одинаковых значениях удельной поверхности талнахит (кубическая структура) окисляется в 4 раза быстрее халькопирита (тетрагональная структура) (Кулебакин, 1975а). Количество Fe, изоморфно входящего в сфалерит, оказывает существенное влияние на скорость извлечения Zn. Так, из флотационных фракций марматита и клейофана с содержанием Fe соответственно 15,35 и 0,85% за 2 сут извлечено 42,07 и 14,31% Zn, а из сверхтонких — 84,2 и 71,3% (Кулебакин, 1975б).

Поскольку сведений по бактериальному выщелачиванию хизлевудита (Ni_3S_2) в доступной литературе до настоящего времени не публиковалось, нами проведены эксперименты по изучению характера воздействия на этот минерал *Th. f.* и исследованы продукты его разложения. Хизлевудит был выделен из хизлевудит-халькозиновой руды Талнахского месторождения¹. По данным спектрального (табл. 1) и рентгенографического анализов (рис. 1, 1), в выделенной монофракции минерала содержались незначительные механические примеси кварца и борнита. Результаты расшифровки электронограммы исходной пробы показали наличие на поверхности минерала частиц NiO, что, вероятно, свидетель-

¹ Находки минерала здесь известны и ранее (Кулагов, Изюнтко, Митенков, 1967).

Результаты полуколичественного спектрального анализа хизлевудита, %

Элемент-примесь	%	Элемент-примесь	%	Элемент-примесь	%
Ba	Сл. — 10^{-2}	Si	10^{-1} — 10^{-2}	Cu	1
As	10^{-2}	Fe	1	Zn	10^{-2}
Mn	Сл. — 10^{-2}	Bi	10^{-2} — сл.	Co	10^{-2} — сл.
Mg	10^{-2}	Al	10^{-2} — 10^{-1}	Ca	10^{-2} — 10^{-1}
Pb	10^{-2}	Ti	10^{-2} — 10^{-1}	Ag	10^{-1}

ствуется об его окислении кислородом воздуха (табл. 2). Удельная поверхность фракции хизлевудита, которая подверглась бактериальному выщелачиванию, замеренная методом БЭТ в атмосфере Ar (Буянова, Карнаухова, 1965), составляла 0,6 м²/г. Опыты проведены с использованием штамма тионовых бактерий *Th. f.*, полученного из Института микробиологии и вирусологии АН КазССР, который культивировался на питательной среде 9К следующего состава: 0,1 г KCl; 0,5 г KН₂PO₄; 0,5 г MgSO₄ · 7H₂O и 0,01 г Ca(NO₃)₂ растворяли в 700 мл дистиллированной воды; 63 г соли Мора растворяли в 300 мл дистиллированной

Таблица 2

Результаты электронографического фазового анализа проб хизлевудита

2 θ , мм	Экспериментальные данные		Эталон			
			для NiO		для S	
	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>

Исходная проба

29,2	2,40	Ср.	2,40	60	—	—
33,8	2,07	С.	2,08	100	—	—
47,8	1,47	»	1,474	60	—	—
56,0	1,25	Сл.	1,258	24	—	—
58,5	1,198	»	1,203	12	—	—
67,0	1,05	О. сл.	1,042	2	—	—
73,5	0,953	»	0,957	4	—	—
75,2	0,932	Ср.	0,933	6	—	—
82,5	0,849	Сл.	0,852	3	—	—
87,5	0,801	О. сл.	0,802	2	—	—

Проба после контрольной обработки

18,4	3,81	С.	—	—	3,85	100
24,8	2,83	»	—	—	2,35	36
27,5	2,55	Ср.	—	—	2,50	18
35,8	1,96	С.	—	—	1,90	25
41,5	1,69	Сл.	—	—	1,66	10

Примечание. *d* — параметры; *A*; *I* — интенсивность линии; *2 θ* — диаметр дифракционного кольца; с. — сильная; ср. — средняя; сл. — слабая; о. сл. — очень слабая.

Результаты электронографического фазового анализа пробы хизлевудита после бактериального выщелачивания

2r, мм	Экспериментальные данные		Эталон									
			для NiSO ₄		для β-NiS		для Fe ₂ (SO ₄) ₃ ·H ₂ O		для FeSO ₄		для S	
			d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
Первая электронограмма												
19,6	3,58	Ср.	3,58	40	—	—	—	—	—	—	—	—
21,2	3,31	Сл.	3,33	24	—	—	—	—	—	—	—	—
27,2	2,58	С.	2,55	100	—	—	—	—	—	—	—	—
30,2	2,32	Ср.	2,33	40	—	—	—	—	—	—	—	—
32,8	2,14	О. сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
35,2	1,99	Сл.	1,96	6	—	—	—	—	—	—	—	—
39,2	1,79	»	1,78	24	—	—	—	—	—	—	—	—
41,8	1,68	О. сл.	1,67	14	—	—	—	—	—	—	—	—
44,2	1,59	»	1,58	8	—	—	—	—	—	—	—	—
47,2	1,48	Сл.	1,480	13	—	—	—	—	—	—	—	—
50,0	1,40	Ср.	1,398	24	—	—	—	—	—	—	—	—
53,0	1,32	О. сл.	1,309	11	—	—	—	—	—	—	—	—
Вторая электронограмма												
24,0	2,92	Сл.	—	—	2,955	8	—	—	—	—	—	—
27,0	2,596	Ср.	—	—	2,579	7	—	—	—	—	—	—
35,5	1,97	С.	—	—	1,973	10	—	—	—	—	—	—
41,5	1,69	Сл.	—	—	1,706	8	—	—	—	—	—	—
49,0	1,43	О. сл.	—	—	1,423	3	—	—	—	—	—	—
68,0	1,03	»	—	—	1,030	5	—	—	—	—	—	—
Третья электронограмма												
13,8	5,08	Ср.	—	—	—	—	4,75	80	4,78	24	—	—
19,5	3,58	С.	—	—	—	—	3,53	100	3,58	13	—	—
21,8	3,21	Ср.	—	—	—	—	3,20	60	3,25	100	—	—
27,8	2,52	»	—	—	—	—	—	—	2,56	13	—	—
29,2	2,40	Сл.	—	—	—	—	—	—	2,40	2	—	—
43,8	1,60	О. сл.	—	—	—	—	1,60	10	1,63	20	—	—
52,8	1,33	»	—	—	—	—	—	—	1,361	5	—	—
Четвертая электронограмма												
12,2	5,74	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	5,80	31
18,6	3,77	С.	—	—	—	—	—	—	—	—	3,85	100
19,8	3,54	Ср.	—	—	—	—	—	—	—	—	3,45	31
25,0	2,80	С.	—	—	—	—	—	—	—	—	2,85	38
27,8	2,52	»	—	—	—	—	—	—	—	—	2,50	18
28,5	2,46	О. сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	2,43	20
30,5	2,298	»	—	—	—	—	—	—	—	—	2,30	15
34,2	2,05	Ср.	—	—	—	—	—	—	—	—	2,00	3
36,8	1,90	О. сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	1,90	25
38 0	1,84	»	—	—	—	—	—	—	—	—	1,83	18
39,5	1,77	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	1,79	20
42,2	1,66	О. сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	1,65	10
45,8	1,53	»	—	—	—	—	—	—	—	—	1,54	3
47,8	1,43	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	1,480	3
50,5	1,39	»	—	—	—	—	—	—	—	—	1,360	13

Расход O_2 в процессе бактериального выщелачивания хизлевудита, мкл

Время опыта, ч	Вариант опыта				Время опыта, ч	Вариант опыта			
	К		Б			К		Б	
	на 1 г	на 1 м ²	на 1 г	на 1 м ²		на 1 г	на 1 м ²	на 1 г	на 1 м ²
Суммарный расход					Почасовой расход				
1	34	57	280	467	0—1	34	57	280	467
2	34	57	560	933	1—2	0	0	280	467
3	34	57	916	1527	2—3	0	0	356	593
4	34	57	1360	2267	3—4	0	0	444	740
5	68	113	1756	2927	4—5	34	57	396	660
6	102	170	2186	3643	5—6	34	57	430	717
7	102	170	2696	4493	6—7	0	0	510	850
8	170	283	3180	5300	7—8	68	113	487	807

Примечание. К — контрольный вариант; Б — бактериальный вариант опыта.

воды, подкисленной таким количеством H_2SO_4 , чтобы после смешивания обеих частей рН питательной среды составлял соответственно 1,3 и 2,5. Содержание Fe^{3+} в выщелачивающих растворах при разных рН было 9,0 и 0,9 г/л. Таким образом, выщелачивание хизлевудита исследовалось в четырех режимах. Концентрация бактериальных клеток составляла 10^6 в 1 мл, возраст культуры — 2 сут. Навески минерала по 0,2 г помещали в колбы Эрленмейера объемом 750 мл и заливали 10 мл выщелачивающих растворов. Опыты проводили в режиме непрерывного встряхивания с частотой 220 колебаний в минуту в течение 4 сут при температуре 28°C. В качестве контроля использовали бактериальный раствор, инактивированный нагреванием в течение 3 ч при температуре 70—80°C. По окончании содержимое каждой колбы фильтровали, в жидкой фазе определяли Ni, а твердую подвергали рентгенографическому и электронографическому анализу. Идентификацию фаз осуществляли по соответствующим справочным руководствам (Михеев, 1957; Berry, Thompson, 1962). Дифрактометрическая съемка проводилась на аппарате УРС-70-К, а электронографическая — на ЭГ-100-А. Динамику окисления хизлевудита оценивали манометрически с применением аппарата Варбурга АГ-1 по расходу кислорода на 1 г минерала и на 1 м² поверхности (Семихатова, Чулановская, 1965). Для этого навески минерала в 50 мг загружали в сосудики Варбурга и заливали 2,5 мл выщелачивающего раствора. В центральные сосудики помещали по 0,2 мл 20%-ного раствора КОН для улавливания CO_2 . Температура воды в термостатной ванне прибора поддерживалась на уровне 28°C. Перепады ее учитывались посредством термобарометра. Длительность опытов составляла 8 ч.

В процессе бактериального выщелачивания пульпа в колбах приобретала все более зеленую окраску, характерную для никельсодержащих растворов. После фильтрования в жидкой фазе обнаружено значительное количество Ni — до 700 мг/л и более. В твердой фазе после бактериального выщелачивания хизлевудита раствором с исходным рН=2,5 и содержанием Fe^{3+} =9,0 г/л обнаружены выпавшие в осадок кристаллы голубого цвета общим весом 50 мг, что составляло 1/4 часть от навески минерала. Выпадение кристаллов в осадок, без сомнения, связано с пересыщенностью жидкой фазы пульпы Ni.

Результаты рихтировки дебаграммы кристалла, образовавшегося в процессе бактериального выщелачивания хизлевудита

Экспериментальные данные		Литературные данные (Олейников и др., 1965)		Экспериментальные данные		Литературные данные (Олейников и др., 1965)	
<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>
3	6,24	—	—	—	—	3	1,799
—	—	3	5,80	—	—	3	1,756
4	5,54	5	5,41	3ш	1,728	—	—
1	5,16	—	—	—	—	1	1,713
—	—	5	5,08	4	1,686	2	1,69
—	—	4	4,89	—	—	1	1,681
1	4,40	1	4,48	0,5	1,658	—	—
10	4,19	10	4,35	—	—	1	1,639
—	—	3	4,12	1	1,628	1	1,622
2	3,99	3	3,98	—	—	1	1,596
9	3,80	7	3,89	—	—	1	1,577
2	3,62	2	3,69	1	1,561	1	1,562
—	—	4	3,57	—	—	1	1,537
3	3,43	2	3,44	1	1,523	2	1,520
—	—	1	3,36	—	—	1	1,502
2	3,14	3	3,16	—	—	3	1,495
9	3,04	3	3,04	1	1,480	2	1,478
2	2,94	2	2,98	0,5	1,455	2	1,454
—	—	9	2,89	—	—	1	1,448
8	2,81	1	2,83	1	1,430	—	—
2	2,73	4	2,76	—	—	3	1,402
—	—	4	2,67	2	1,379	2	1,387
3	2,55	2	2,57	0,5ш	1,354	1	1,356
7	2,46	3	2,49	—	—	2	1,337
—	—	2	2,41	—	—	1	1,298
—	—	7	2,27	0,5ш	1,287	1	1,284
4	2,22	2	2,20	—	—	2	1,269
5	2,15	1	2,15	2	1,251	—	—
4	2,08	3	2,04	—	—	1	1,242
1	2,014	—	—	—	—	1	1,239
—	—	7	1,990	1	1,217	—	—
1	1,973	1	1,966	—	—	1	1,203
6	1,918	—	—	0,5	1,192	1	1,194
—	—	1	1,904	—	—	1	1,184
—	—	1	1,894	—	—	1	1,167
2	1,859	—	—	1	1,154	—	—
—	—	1	1,841	0,5	1,100	1	1,15
4	1,804	2	1,807	—	—	—	—

Примечание. Ш — широкая линия.

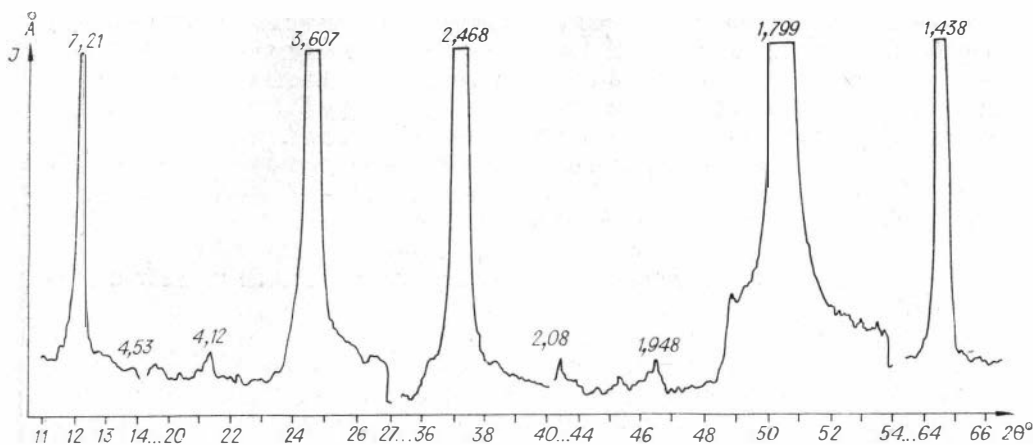


Рис. 2. Дифрактограмма кристалла, выпавшего в осадок в процессе бактериального выщелачивания хизлевудита (аналитик Э. П. Солотчина, ИГиГ СО АН СССР).

Результаты расшифровки электронограмм контрольной пробы показали наличие на ее поверхности S (см. табл. 2). Гораздо больше новообразований появилось при бактериальной обработке минерала (табл. 3). Кроме никельсодержащих продуктов β — NiS, NiSO₄, обнаружены железосодержащие соединения FeSO₄, Fe₂(SO₄)₃ · H₂O, а также S. Такое обилие промежуточных продуктов является свидетельством активности воздействия *Th. f.* на хизлевудит.

Рентгенографическое исследование остатков выщелачивания показало, что если существенных изменений межплоскостных расстояний между исходной пробой и твердой фазой после контрольной обработки нет, то бактериальное выщелачивание приводит к сильному разрушению хизлевудита (см. рис. 1). Если в контрольном опыте новообразование Fe₃(SO₄)₂(OH)₅ · 2H₂O отмечено в небольшом количестве (см. рис. 1, 2), то после бактериальной обработки оно резко возрастает (см. рис. 1, 3). Этому соединению соответствуют рефлексы с $d=5,83$ (5,88); 5,14 (5,18) и 3,12 Å.

Результаты манометрических исследований (табл. 4) указывают на очень активное воздействие *Th. f.* на хизлевудит. Так, если в бактериальном варианте опыта суммарный расход O₂ на окисление 1 г минерала ежечасно значительно возрастает и к концу восьмичасового периода превышает 3000 мкл, то этого нельзя сказать о контрольном вари-

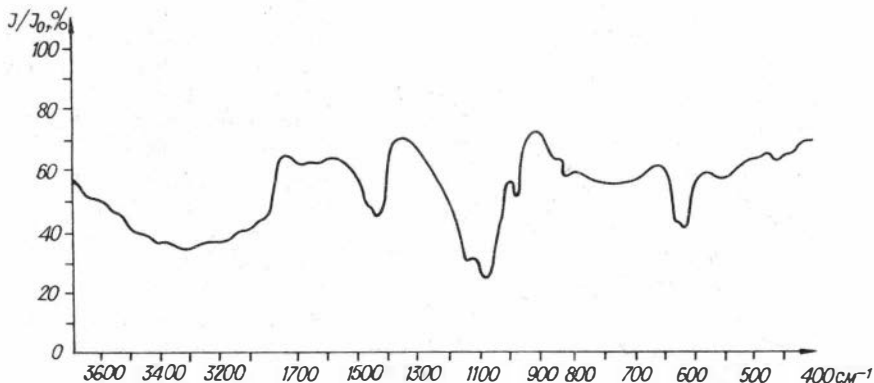


Рис. 3. ИК-спектр поглощения в области 400—3600 см⁻¹ кристалла, выпавшего в осадок в процессе бактериального выщелачивания хизлевудита (аналитик Г. А. Голубова, ИГиГ СО АН СССР).

анте — за это же время данный показатель не достигает и 300 мкл O_2 . Особенно наглядна разница между контрольным и бактериальным вариантами опытов по часовому расходу O_2 на окисление 1 г хизлевудита (см. табл. 4). Интересно, что в период между 6 и 8 ч этот показатель почти вдвое больше, чем в период от начала до 2 ч.

Результаты рентгенографических и ИК-спектроскопических исследований голубых кристаллов, образовавшихся при бактериальном выщелачивании хизлевудита, дают основание предполагать, что этот минерал может являться сульфатом Ni, родственным никельгексагидриту. Действительно, рассматриваемые нами голубые кристаллы на дебаеграмме (табл. 5) имеют сравнительно близкую сходимость с норильским никельгексагидритом, а некоторые расхождения, по-видимому, связаны с повышенным содержанием Mg и Fe в составе последнего. В отличие от природного никельгексагидрита полученный нами искусственный кристалл имеет меньшее число линий на рентгенограмме. Кроме дебаеграммы, с него снята и дифрактограмма (рис. 2).

ИК-спектрограмма новообразования (рис. 3) также несколько отличается от таковой никельгексагидрита, впервые описанного Б. В. Олейниковым и др. (1965), и приведена нами для сравнения (рис. 4)

Исследование оптических характеристик голубого кристалла (выполнено сотрудником СНИИГГИиМСа Л. И. Орловой) показало, что это минерал изумрудно-зеленого цвета, полупрозрачный, в тонких осколках бесцветный, прозрачный. Твердость его низкая — около 2,5; излом слабораковистый. Минерал хрупкий и легко растворяется в воде и кислотах. В иммерсии он бесцветен, прозрачен, с показателем преломления $N_g=1,498$, $N_p=1,504\pm 0,003$. Двупреломление около 0,006; двусный, положительный; $2V$ — большой.

Как известно, экспериментально получены две модификации шестиводного никеля: моноклинная и тетрагональная (цитируется по Б. В. Олейникову и др., 1965). Первая из них образуется при температуре 53,3°C из раствора серноокислого Ni, а вторая — в диапазоне температур от 31,5 до 53,3°C из чистых растворов с избыточной серной кислотой. Для изученного в зоне окисления месторождения Норильск-I никельгексагидрита предполагается кристаллизация минерала из кислых рудничных и мерзлотных вод при положительных и отрицательных температурах (Олейников и др., 1965). Повышение pH растворов и концентрации металлов и сульфат-иона в них приводит к кристаллизации сульфатов. Образование в процессе бактериального выщелачивания хизлевудита минерала, подобного никельгексагидриту, позволяет дополнить известные представления о механизме происхождения сульфатов

Ni в природных условиях. Одним из возможных путей кристаллизации их могут быть условия проведенного нами эксперимента. Уточнение параметров образования этого минерала при выщелачивании хизлевудита является задачей наших дальнейших исследований.

На основании вышеназложенного можно сделать следующие выводы.

1. Впервые изучено поведение хизлевудита при бактериальном выщелачивании с участием *Th. f.*

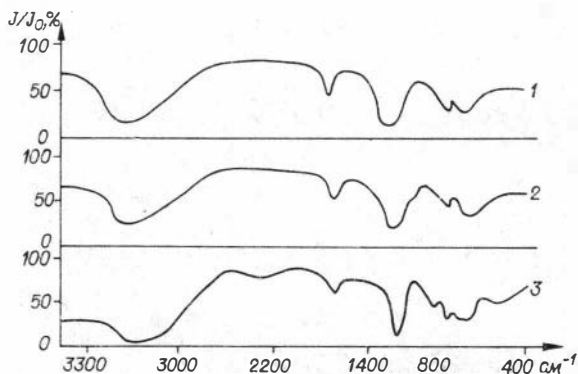


Рис. 4. ИК-спектры никельгексагидрита (1, 2) и искусственного водного тетрагонального сульфата (3) (Олейников и др., 1965).

2. Хизлевудит активно разлагается бактериями при $pH=2,5$, температуре $28^{\circ}C$ и концентрации Fe^{3+} в выщелачивающих растворах 9 г/л. Расход O_2 на окисление 1 г его за 8 ч при воздействии *Th. f.* больше в 17 раз, чем при химическом выщелачивании.

3. В результате бактериального выщелачивания хизлевудита происходит обогащение и в дальнейшем пересыщение пульпы Ni , Fe и сульфат-ионом, которое приводит к кристаллизации сульфатов Ni , подобных норильскому никельгексагидриту, и $NiSO_4$, а также сульфатов Fe в виде $Fe_3(SO_4)_2(OH)_5 \cdot 2H_2O$, $Fe_2(SO_4)_3 \cdot H_2O$, $FeSO_4$.

4. Условия эксперимента могут рассматриваться как один из возможных путей образования сульфатов в природе.

5. Необходимо проведение дальнейших исследований для установления диапазона колебаний условий бактериального разрушения хизлевудита, при котором происходит образование сульфатов Ni .

6. Продукты бактериального разложения хизлевудита, по-видимому, в ряде случаев могут быть его геохимическими индикаторами на месторождениях.

ЛИТЕРАТУРА

Буянова Н. Е., Карнаухова А. П. Определение удельной поверхности твердых тел хроматографическим методом тепловой десорбции аргона. Новосибирск, «Наука», 1965. 61 с.

Иванов В. И., Степанов Б. А. Применение микробиологических методов в обогащении и гидрометаллургии. М., изд. ЦИИИЦМ, 1960. 30 с.

Коростышевский Н. Б., Архипова Г. П., Коган И. А. Бактериальное окисление сульфидных минералов некоторых месторождений Северо-Востока СССР.— «Труды Всесоюз. ин-та золота и редких металлов», Магадан, 1967, т. 24, с. 431—447.

Кулагов Э. А., Изютко В. М., Митенков Г. А. Хизлевудит в сульфидных медноникелевых рудах Талнахского месторождения.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 4, с. 900—902.

Кулебакин В. Г. Потребление кислорода тионовыми бактериями при выщелачивании талнахита и халькопирита.— «Материалы V съезда Всесоюз. микробиол. об-ва», Ереван, 1975а, с. 44—45.

Кулебакин В. Г. Бактериальное выщелачивание цинка из сфалеритов с различной степенью изоморфного замещения.— В кн.: Обогащение полезных ископаемых. Новосибирск, 1975б, с. 90—100.

Кулебакин В. Г., Рябов В. В. Поведение сульфидов в процессе бактериального выщелачивания.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 209—218.

Михеев В. И. Рентгенографический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.

Олейников Б. В., Шварцев С. Л., Мандрикова Н. Т., Олейникова Н. Н. Никельгексагидрит — новый минерал.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. Серия вторая», 1965, ч. 94, с. 534—547.

Полькин С. И., Каравайко Г. И., Таужнянская Э. А., Панин В. В. Применение бактерий при выщелачивании мышьяка и меди из оловосодержащих руд и продуктов.— «Цветн. металлургия», 1969, № 6, с. 35—37.

Семихатова О. А., Чулановская М. В. Манометрические методы изучения дыхания и фотосинтеза растений. М.—Л., «Наука», 1965. 168 с.

Таужнянская Э. А. Изучение кинетики, условий и механизма бактериального выщелачивания мышьяка из оловянно-медно-мышьяковых концентратов. Автореф. канд. дис. М., 1970. 21 с.

Черняк А. С., Минеев Г. Г. О перспективах бактериальных методов обработки руд.— В кн.: Добыча и обработка руд редких, цветных и благородных металлов. М.,

«Недра», с. 367—376. (Научные труды Иркутск, гос. ин-та редких металлов, вып. 13).

Berry J. G., Thompson R. M. X-Ray Powder data for ore minerals: the peacock atlas. N. Y., 1962. 285 p.

Ehappay R. B., Reynolds D. H., Roman R. L. Molybdenum recovery from sulfide and oxide ores.—“J. of Metals.”, 1965, v. 17, № 11, p. 1199—1205.

Duncan D. W., Walden C. C., Trussell P. C. Biological leaching of mill Products.—“Can. Min. and Met. Bull.”, 1966, № 653, p. 1075—1079.

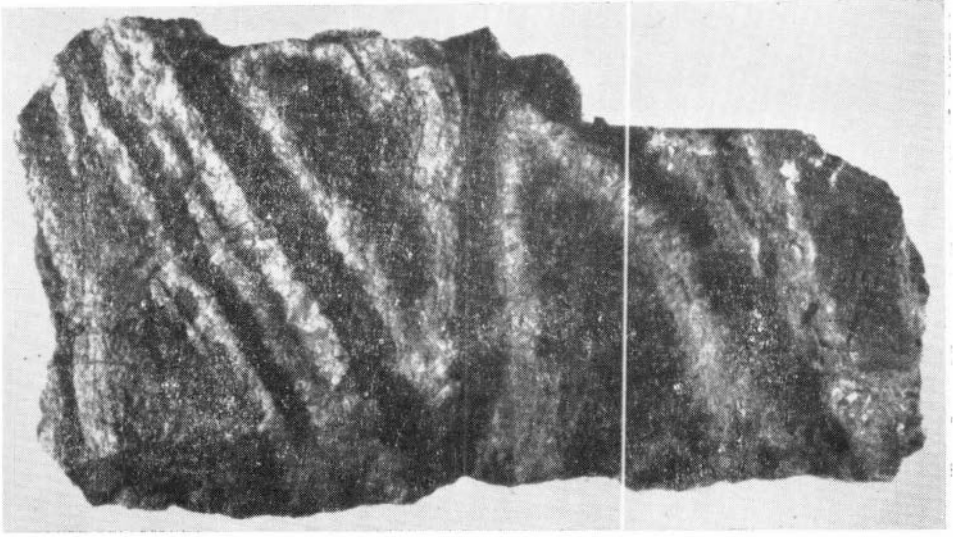
Imai Kazutami, Sakaguchi Hironichi, Sugio Tsuyoshi, Tano Tatsuo. On the mechanism of chalcocite oxidation by *Thiobacillus ferrooxidans*.—“J. Ferment. Technol.”. 1973, v. 51, № 12, p. 865—870.

Nielsen Allen M., Beck Jay V. Chalcocite oxidation and coupled carbon dioxide fixation by *Thiobacillus ferrooxidans*.—“Science”, 1972, v. 175, № 4026, p. 1124—1126.

Stumm — Zollinger E. Die bakterielle Oxydation von Pyrit.—“Arch. Microbiol.”, 1972, v. 83, № 2, p. 110—119.

Torma A. E., Walden C. C., Branion R. M. R. Microbiological leaching of a zinc sulfide concentrate.—“Biotechn. and Bioeng.”, 1970, v. 12, № 4, p. 501—517.

ФОТОІЛЮСТРАЦІИ



Мелкопрожилковые выделения вторичных дунитов (светлое), сложенных форстеритом, антигоритом и магнетитом среди серпентинитов смешанного lizardит-хризотил-антигоритового состава. Обр. 736а; натуральная величина.

К статье Л. В. Агафонова, В. А. Кутолина, Ф. П. Леснова
«ВОЗДЕЙСТВИЕ БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМЫ...»

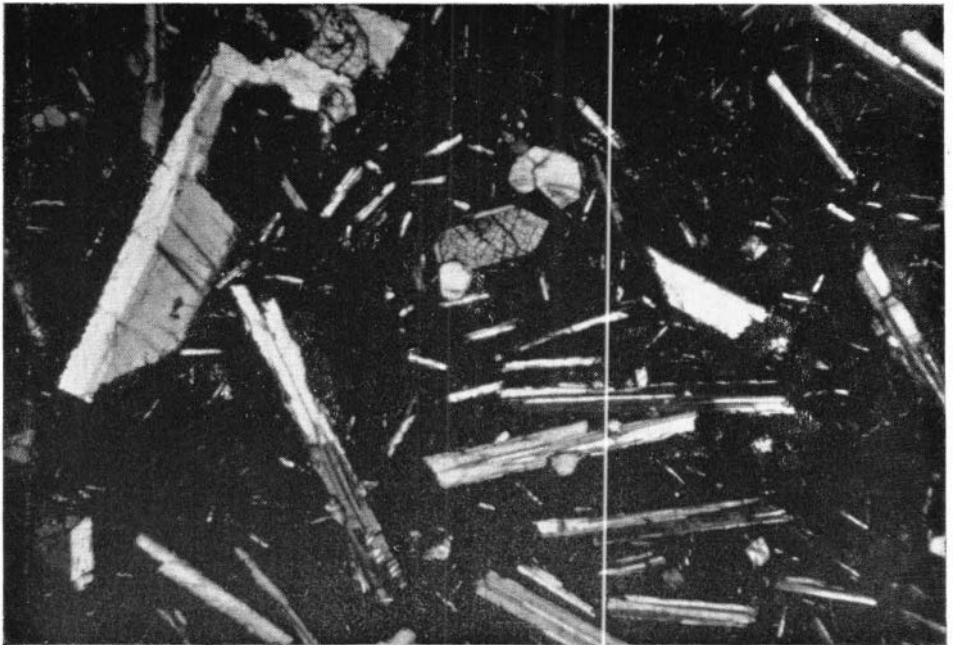


Фото 1. Порфировая структура покровных базальтов, состоящих из плагноклаза, моноклинного пироксена (в центре оgranенное зерно со спайностью) и оливина (изометричные зерна без спайности). В основной массе — слабо девитрифицированное стекло с микролитами плагноклаза. Обр. М-699-58, увел. 30, шкалы +.

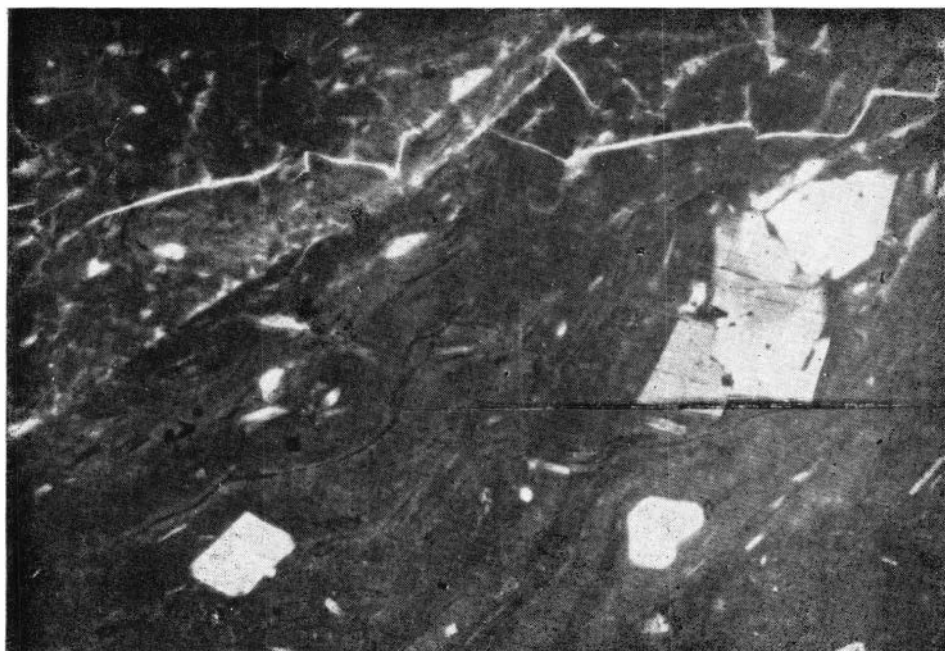


Фото 2. Базальтовое стекло с флюидальной текстурой, содержащее микролиты и микрофенокристы оливина и его сrostки. Обр. М-699-39, увел. 140, николи частично скрещены.

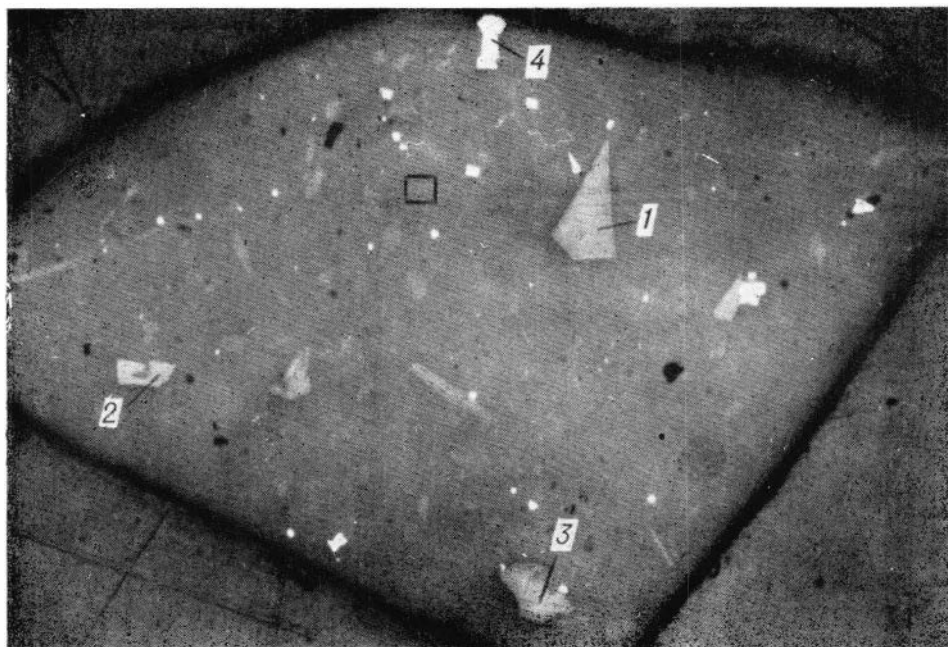


Фото 3. Базальтовое стекло с микрофенокристами оливина (1, 2, 3) и титаномagnetита (4), проанализированные на микрозонде. Квадрат — участок, где анализировалось стекло. Обр. М-699-39, аншлиф, увел. 75.

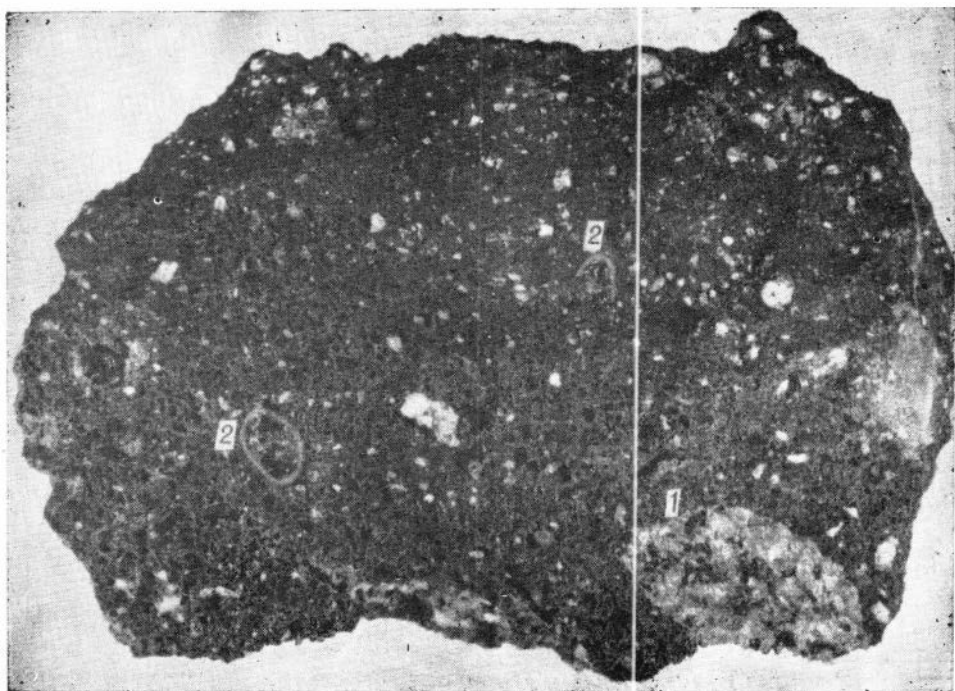


Фото 4. Эруптивная брекчия, состоящая из мелкопузыристой базальтовой цементрующей массы и ксеногенных обломков шпинелевого лерцолита (1), пироба (2), окруженного келифитовой каймой, и других пород и минералов (натур. велич.).

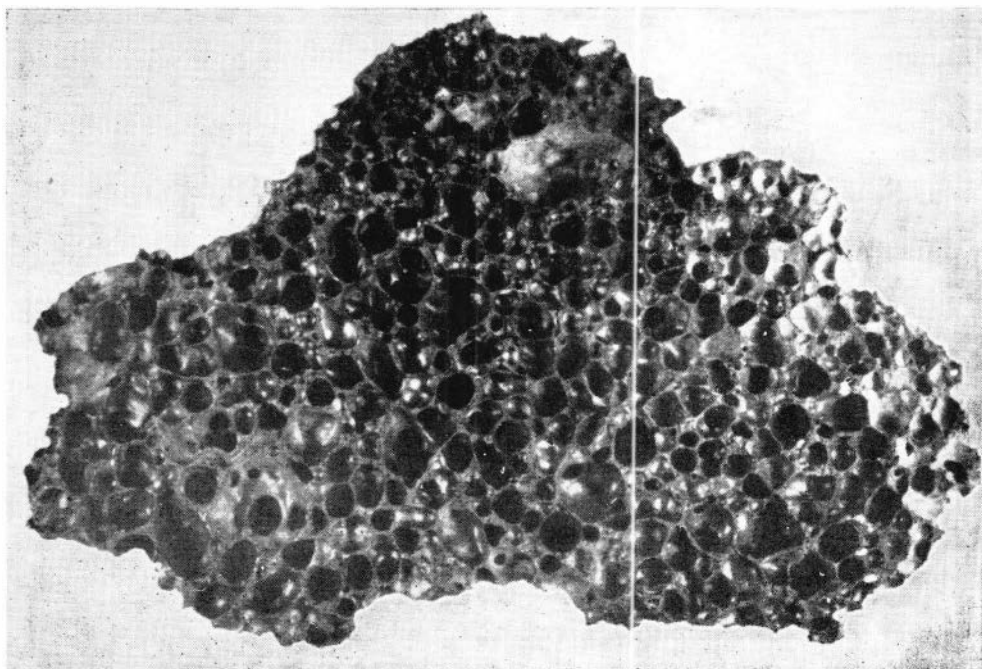


Фото 5. Крупнопузыристый (шлаковидный) базальт с редкими обломками кристаллов санидина (справа сверху), обр. М-699-42 (натур. велич.).

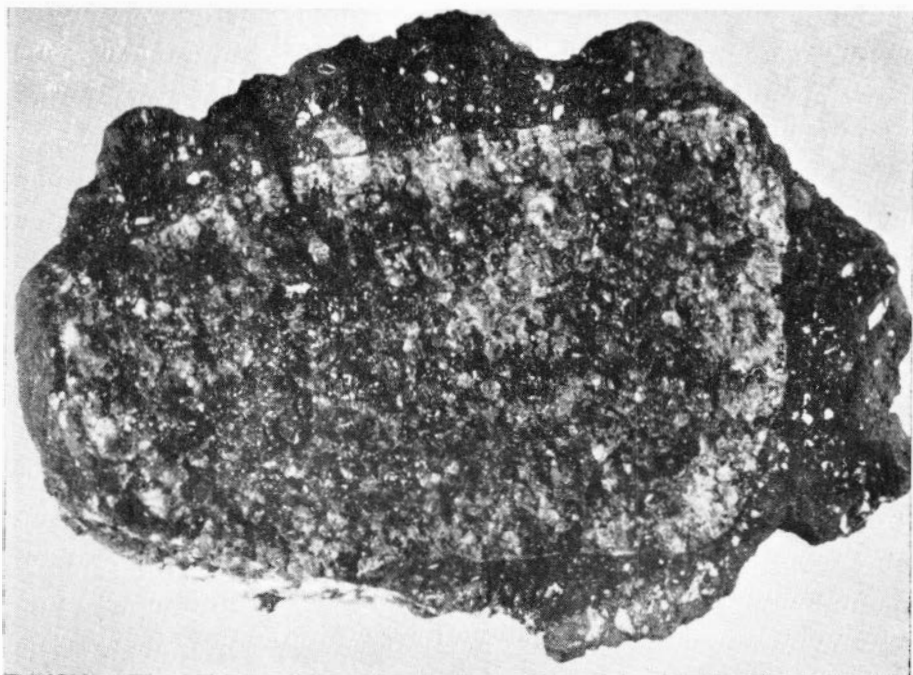


Фото 6. Ксенолит шпинелевого лерцолита в базальте, содержащий мелкие обломки вмещающих пород, зерна минералов и их сrostки. По периферии видна светлая кайма, в составе которой минералы (главным образом оливин) характеризуются повышенным количеством деформаций. Обр. 699-1 (натур. велич.).



Фото 7. Контакт шпинелевого лерцолита с базальтовым расплавом. 1, 2 — оливин; 3 — ромбический пироксен с тонкой каймой, сложенный мелкими зернами оливина. Обр. А-74М, увел. 30, николи скрещены.

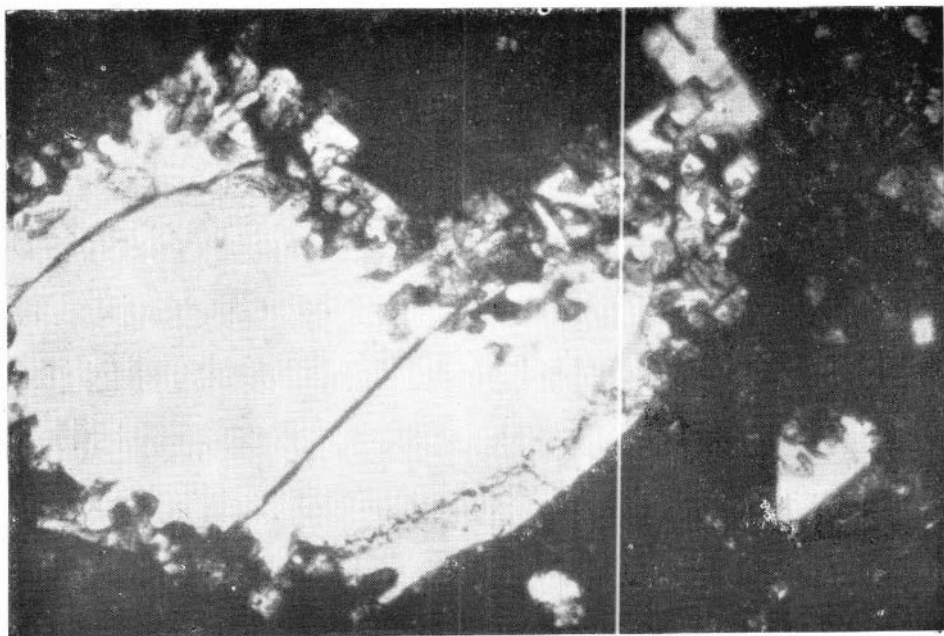


Фото 8. Морфология ксеногенных зерен оливина (светлее), подвергающихся растворению базальтовым расплавом. Темное — базальтовое стекло. Обр. М-699-37, увел. 72, школки +.

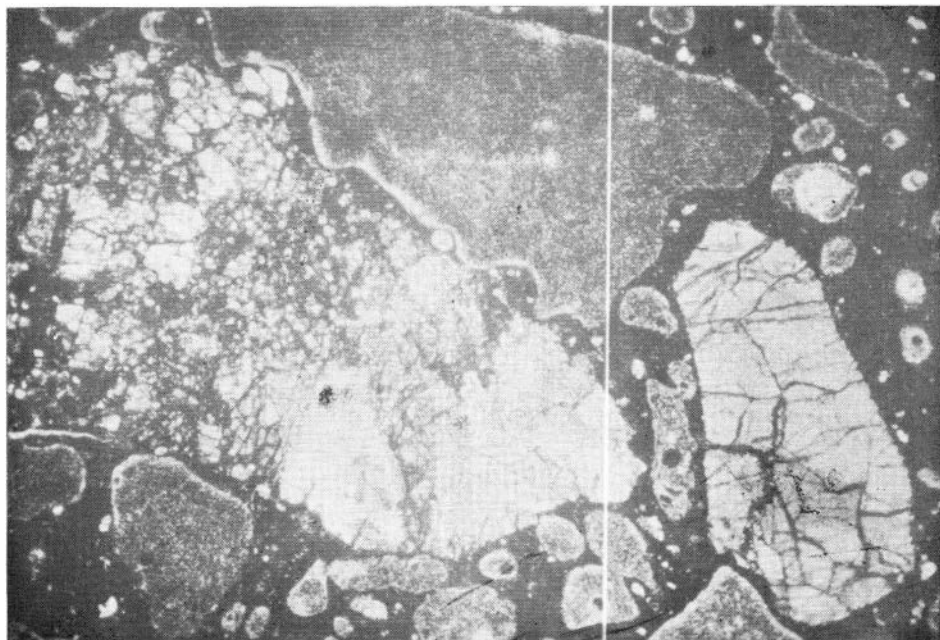


Фото 9. Растворение (слева) и грануляция оливина (справа) под действием базальтового расплава. Серые пятна — пустоты. Обр. 48А, увел. 34, школки +.

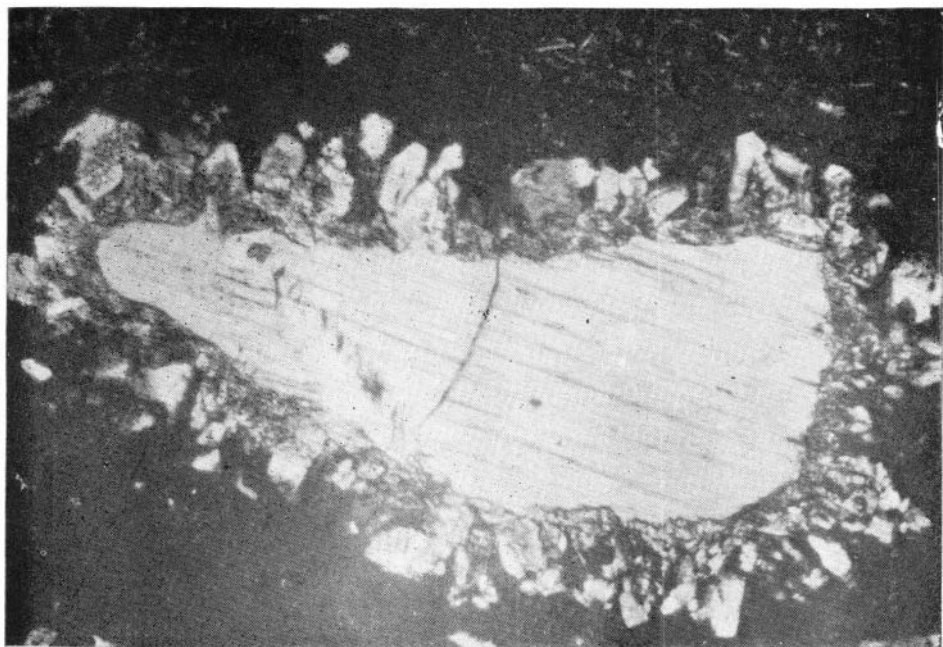
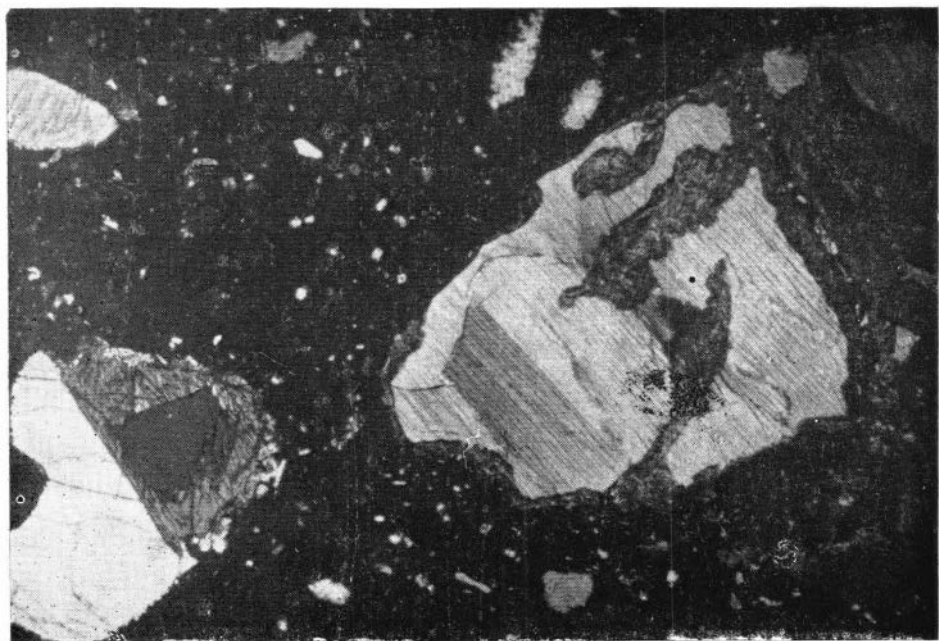


Фото 10. Инконгруэнтное плавление ромбического пироксена. Вокруг пироксена кайма, сложенная сляпином с отдельными зернами зеленой шпинели. Основная масса — базальтовое стекло. Обр. 699-16, увел. 40, николи +.



Ф. 1' Характер плавления моноклинного пироксена, черный авгит — справа, с хорошо развитой спайностью по (010). Вокруг пироксена и внутри — участки закалки с микролитами клинопироксена. Слева — сросток ромбического пироксена с оливином. Обр. 47А, увел. 50, николи +.

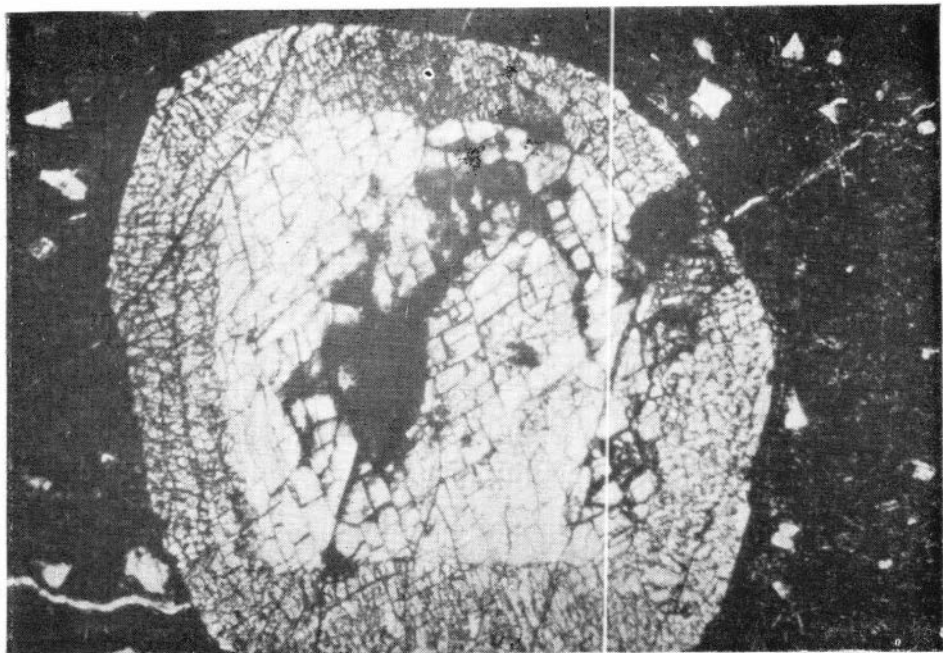


Фото 12. Зерно моноклинного пироксена в базальтовом стекле с периферийной каймой грануляции. Начальная стадия плавления клинопироксена. Обр. М-699-48, увел. 30, николи +.

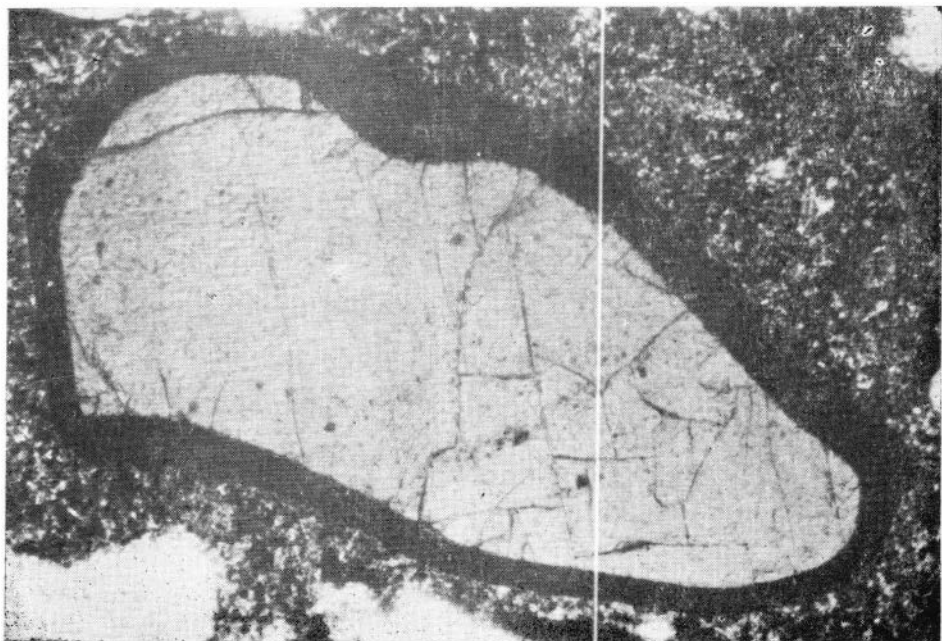


Фото 13. Замещение шпиннели по периферии магнетитом (черная каемка) в контакте с расплавом. Обр. М-699-7, увел. 70, в проходящем свете.

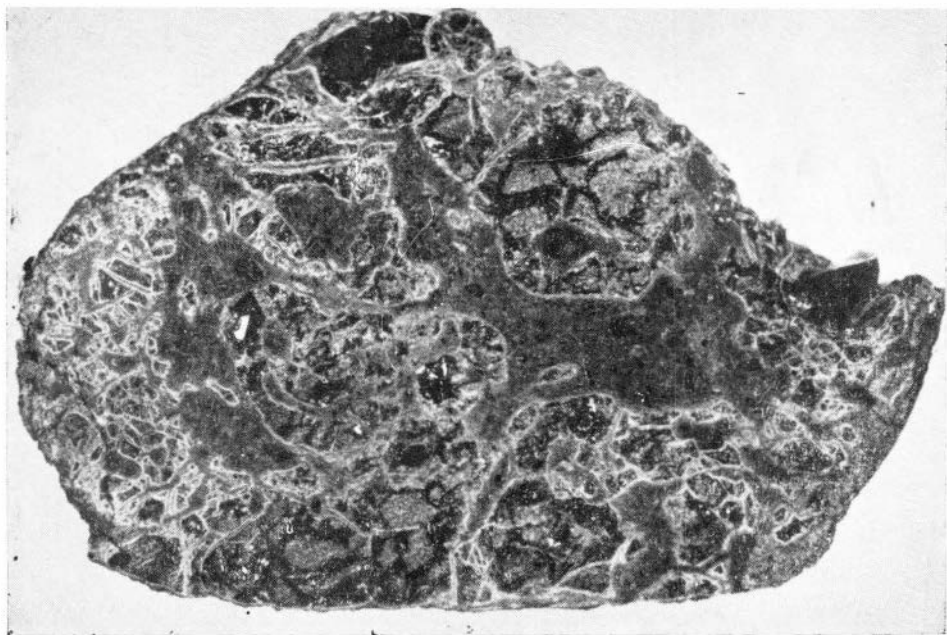


Фото 14. Внутреннее строение крупного обломка пироба. Узкие светлые каемки — келифитовые оторочки вокруг сохранившихся участков пироба. С внешней стороны келифитовых оторочек продукты разложения пироба. Увел. 3.



Фото 15. Строение келифитовой каймы волнистого погасания вокруг пирона из пиронитового лерцолита. Обр. А-74М-1л, увел. 40, николи +.

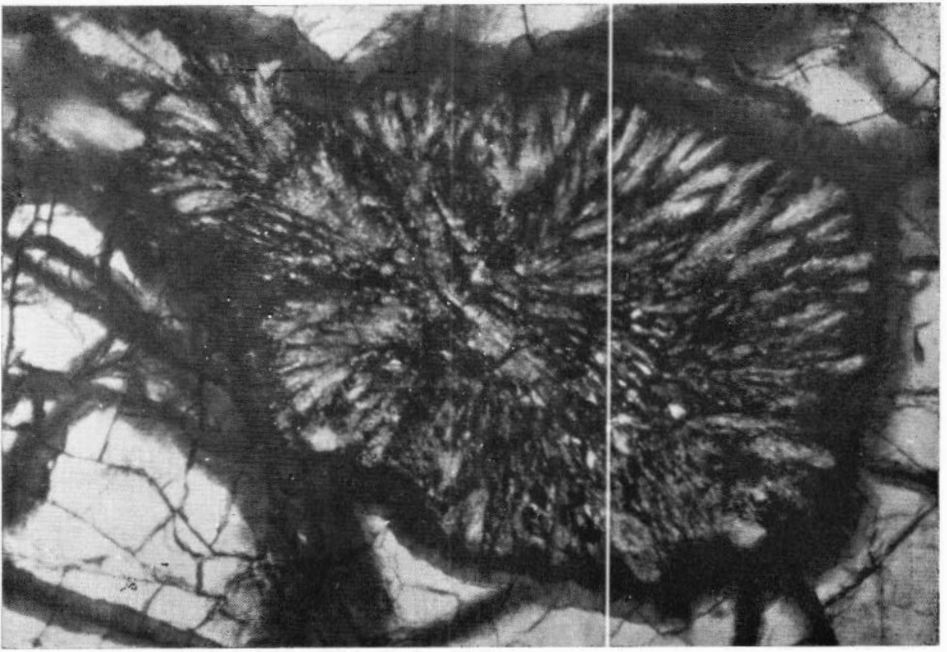


Фото 16. Продукты разложения оранжевого пироксена из ксенокристов (радиально лучистые образования в центре). Темное — келифитовые каймы. Обр. А-46, увел. 140, в проходящем свете.

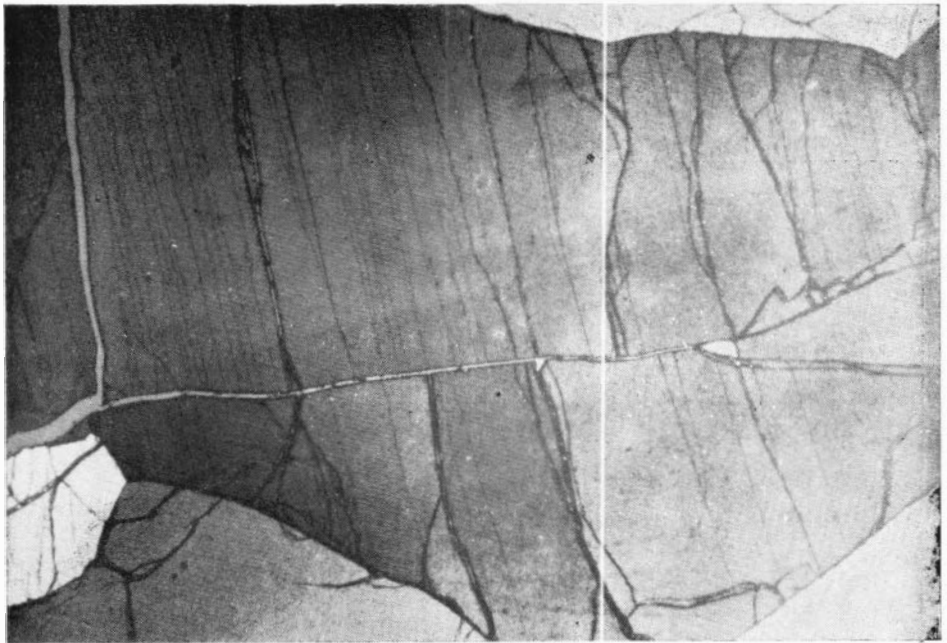
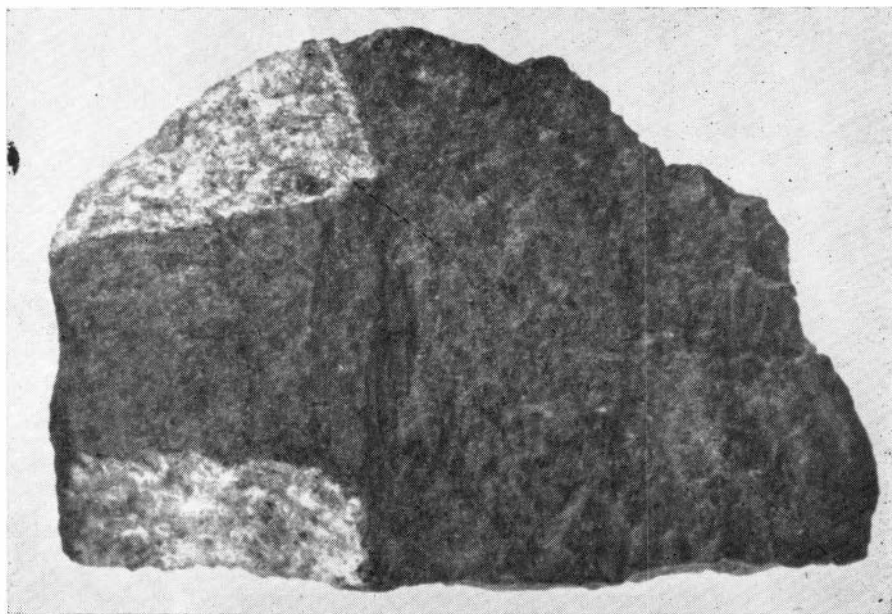


Фото 17. Оливин с совершенной спайностью по (010). Перпендикулярно спайности плоскости сброса с субграницами, параллельными (100). Обр. 699-35, увел. 40, николи полу-скрещены.



Остроугольная форма ксенолитов лерцолитов в базальте. Увел. 1, 2.

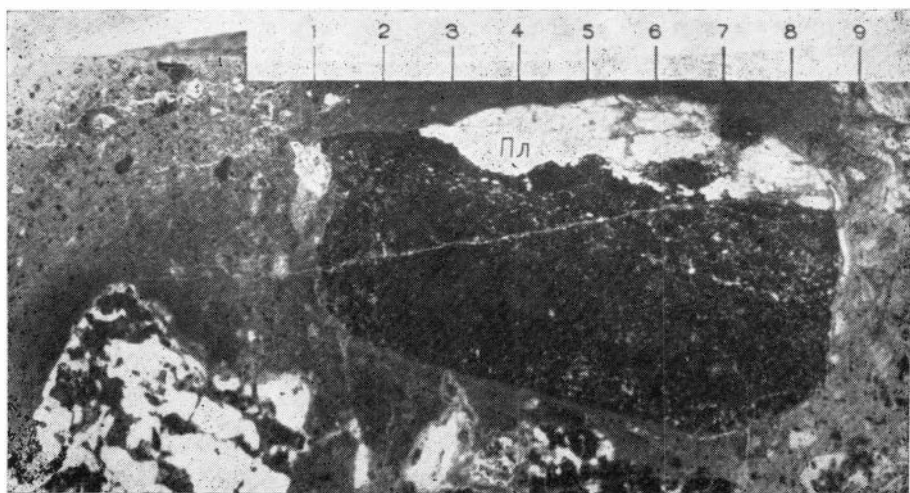


Фото 1. Общий вид лимбургитовой брекчии из Нуратау с включениями различных пород. Темное — ксенолит вебстерита с плагноклазовым (Пл) прожилком.

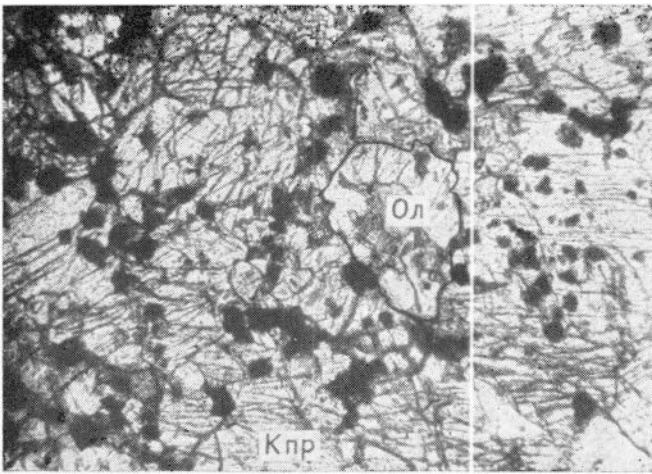


Фото 2. Оливин — шпинелевый пироксенит Букантау. Ол — оливин, Кпр — клинопироксен, темные зерна — шпинель.
Увел. 20, николи 11.

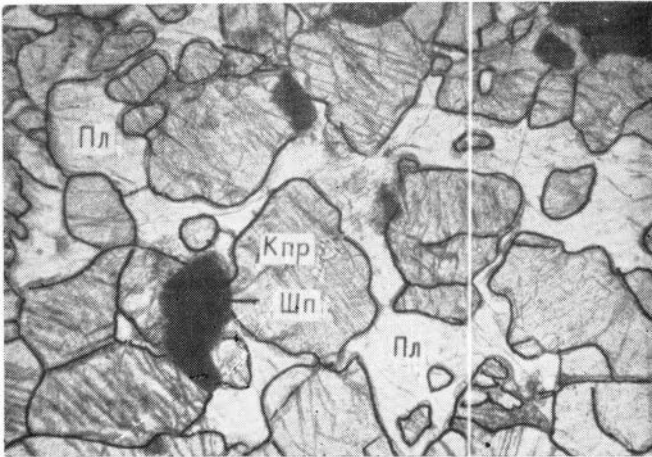


Фото 3. Габброизированный оливин — шпинелевый пироксенит Букантау. Ксеноморфные зерна плагиоклаза (Пл) корродируют и замещают клинопироксен (Кпр). Темное — шпинель (Шп). Увел. 25, николи 11.

СОДЕРЖАНИЕ

От редактора	3
Л. В. Агафонов, Л. Н. Поспелова, Ж. Баярхуу. Вторичные дуниты Нанданского массива и их минералого-петрографические особенности	3
В. В. Золотухин. Такситовые габбро-долериты и габбро дифференцированных трапповых интрузивов как вероятный результат метаматматической дегазации	4
Ю. Р. Васильев, А. М. Дымкин, В. В. Золотухин, В. Ф. Коненко, А. Л. Павлов, Л. Н. Поспелова. О магнетитовом оруденении в щелочно-ультраосновных комплексах	16
В. В. Велинский. Особенности распределения петрогенных химических элементов в магматических горных породах	30
Л. В. Агафонов, В. А. Куголин, Ф. П. Леснов. Воздействие базальтовой магмы на ксенолиты ультраосновных пород и относительная устойчивость минералов в базальтовом расплаве	39
Ф. П. Леснов, В. Н. Занюков. Ксенолиты ультраосновных пород в четвертичных базальтах мыса Наварин (Корякское нагорье)	67
И. В. Мушкин, Ю. Г. Корчевская. Явления габбропзации в пироксенитовых включениях в щелочных базальтоидах Южного Тянь-Шаня	85
Ю. Р. Васильев. Оливины ультраосновных пород севера Сибирской платформы	92
В. В. Рябов. О некоторых особенностях поведения хрома и титана в магматических клинопироксенах различных формаций	101
А. П. Кривенко, В. И. Богнибов. Биотиты габброидных комплексов Алтае-Саянской области	119
Ф. П. Леснов, Г. Г. Лихойдов. Породообразующие плагиоклазы и некоторые вопросы петрологии Бельтауского гипербазитового плутона (Узбекистан)	133
В. Г. Кулебакин, В. С. Мешкова. О химическом составе механически активированных сульфидов (на примере норильских и других)	147
В. Г. Кулебакин, В. В. Рябов. Особенности бактериального выщелачивания хизлевудита	157
Фотоиллюстрации	164
	175

МАТЕРИАЛЫ ПО ПЕТРОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

Ответственные редакторы
Георгий Владимирович Пинус,
Феликс Петрович Леснов

Редакторы издательства Я. М. Мочалов, Н. Г. Рязанова. Художественный редактор М. Ф. Глазырина. Художник В. В. Растегаев. Технический редактор Г. Я. Герасимчук. Корректоры Э. Д. Сабитова, А. М. Картавин.

ИБ № 9848

Сдано в набор 29.08.1977 г. Подписано в печать 19.04.1978 г. МН-00115. Бумага 70×108¹/₁₆, машинописанная. Литературная гарнитура. Высокая печать. 11 печ. л.+1 печ. л. на мелов. бум., 15,4 усл. печ. л. 19,2 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 670. Цена книги 3 р. 40 к.

Вторичные дуниты Наранского массива и их минералого-петрографические особенности. Агафонов Л. В., Поспелов Л. Н., Баярхуу Ж. Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 4—15.

При изучении геологического строения Наранского гинербазитового массива среди гарцбургитов и дунитов были встречены небольшие по площади выходы дунитов, которые интерпретируются как вторичные. Они локализируются в виде жлч и шпиров разной мощности вблизи даек диабазов, прорывающих первичные дуниты и гарцбургиты. Особенностью оливинов, слагающих вторичные дуниты, является очень низкая железистость. Во вторичных оливинах также повышено содержание Mn и понижено Ni. Вторичные разности оливинов характеризуются полным отсутствием пластических деформаций, тогда как в первичных наблюдаются полоски сброса, волнистое и мозаичное погасание. Ил. 5, табл. 5, библ. 18.

УДК 552.321.5

Такситовые габбро-долериты и габбро дифференцированных трапповых интрузивов как вероятный результат метаматматической дегазации. Золотухин В. В. Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск. «Наука». 1978. с. 16—29.

Кратко характеризуются известные проявления такситовых габбро-долеритов и габбро (состав, локализация в интрузивах и т. д.). Рассмотрены соотношения первичной и вторичной (пегматоидной) магмы, дегазации магмы и возникновения сульфидного оруденения в норильских интрузивах. Показано, что метаматматическая дегазация, идущая со значительным перемещением ряда компонентов, допускается здесь после возникновения горизонтов вторичной магмы, вдоль которых может иметь место интенсивное локализованное движение глубинных растворов. Такова же природа образования сульфидов упомянутых пегматоидных образований. Имеющиеся данные указывают, что они являются продуктом постмагматического высокотемпературного этапа, завершающего дегазацию вторичной пегматоидной магмы. Ил. 3, табл. 3, библ. 25.

УДК 521.31+552.18

О магнетитовом оруденении в щелочно-ультраосновных комплексах. Васильев Ю. Р., Дымкин А. М., Золотухин В. В., Коненко В. Ф., Павлов А. Л., Поспелов Л. Н. Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск. «Наука». 1978, с. 30—38.

На основании физико-химических расчетов, согласованных с геологическими наблюдениями и с результатами изучения состава рудных и силикатных минералов, делается вывод о значительной роли процессов ферритизации железосодержащих силикатов на магматической и постмагматической стадиях формирования пород щелочно-ультраосновных комплексов и магнетитового оруденения, с ними связанного. Титанмагнетитовое оруденение в ультрабазитах комплексных интрузивов имеет, несомненно, высокотемпературный метасоматический генезис. Табл. 2, библ. 16.

УДК 552.12.31

Особенности распределения петрогенных химических элементов в магматических породах. Велинский В. В. Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск. «Наука», 1978, с. 39—67.

В свете основных положений теории молекулярных орбиталей рассматриваются вопросы распределения и распространенности химических элементов в магматических горных породах. Показано, что для каждого типа магматической породы характерны свои соотношения определенных типов (*s*, *p*, *d*, *f*) химических элементов, зависящие от термодинамических условий зарождения силикатных расплавов. По этим соотношениям реконструируются значения температур и давлений, при которых происходило формирование магматических систем различного состава; приводятся петрохимическая классификация магматических пород и гипотетический разрез слоистой модели земной кора—верхняя мантия. Ил. 5, табл. 17, библ. 33.

УДК 552.3

Воздействие базальтовой магмы на ксенолиты ультраосновных пород и относительная устойчивость минералов в базальтовом расплаве. Агафонов Л. В., Кутюлин В. А., Леснов Ф. П. Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск. «Наука», 1978, с. 67—84.

Описан характер воздействия базальтовой магмы на ксенолиты ультраосновных пород. Это воздействие выражается в плавлении и растворении минералов, а также приводит к появлению деформаций в минералах, слагающих ксенолиты, и их разрушению. На основании экспериментов по растворению минералов базальтовым расплавом показано, что при транспортировке ксенолитов базальтовыми магмами ключевое соотношение петрографических типов может измениться в сторону увеличения перидотитов в составе ксенолитов по сравнению с соотношениями, которые, вероятно, существовали в области первичного залегания. Ил. 21, табл. 10, библ. 33.

Ксенолиты ультраосновных пород в четвертичных базальтах мыса Наварин (Корякское нагорье). Леснов Ф. П., Занюков В. Н. Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 85—92.

Детально описаны условия залегания, вещественный состав пород и породообразующих минералов гипербазитов из ксенолитов в четвертичных базальтах мыса Наварин — самой северной точки из известных ранее в северо-западном секторе Тихоокеанского складчатого пояса. Ксенолиты представлены существенно оливиновыми шпинельными деридолитами и верлитами. Реже встречаются плагиоклазсодержащие разновидности этих пород. Судя по составу сосуществующих минералов, ксенолиты относятся к шпинель-пироксеновой и анортит-форстеритовой фашиям глубинности и образовались при температуре около 970°C. Ил. 4, табл. 2, библ. 15.

УДК 552.321.5 : 549.642 : 552.333.5(575.1)

Явления габброизации в пироксенитовых включениях в щелочных базальтоидах Южного Тянь-Шаня. Мушкин И. В., Корчевская Ю. Г. Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 92—100.

В камптонито-мончикитовых, лимбургитовых и бекинкинитовых дайках Букантауской и Нурагинской субпровинций обнаружены включения габброизированных оливин-шпинельных клинопироксенитов и вебстеритов. Геолого-петрологические данные свидетельствуют о выносе колонной магмы этих включений из верхней мантии. Обосновывается метасоматическая природа габброизации. Предполагается, что габброизация пород верхней мантии приводит к формированию слоя корово-мантийной смеси не только в пределах континентов, но и островных дуг. Ил. 4, табл. 5, библ. 24.

УДК 549.621.14

Оливины ультраосновных пород севера Сибирской платформы. Васильев Ю. Р. Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 101—118.

Приводятся 70 полных и 40 частных анализов оливинов и элементов-примесей в них (Ti, Al, Cr, Mn, Ni, Ca) из различных типов ультраосновных пород севера Сибирской платформы (из меймечитов, дунитов, перидотитов, пикритовых порфиритов и т. д.), выполненных на микроанализаторе «Камека». С использованием методов математической статистики сопоставляется состав оливинов выделенных типов ультраосновных пород, рассматривается характер распределения элементов-примесей в оливинах в зависимости от содержания в них Fe и принадлежности к определенному типу пород, делается вывод, что состав оливинов и количественное распределение в них элементов-примесей отражают условия формирования ультраосновных пород. Ил. 3, табл. 7, библ. 19.

УДК 549.642:550.4; 552.3

О некоторых особенностях поведения хрома и титана в магматических клинопироксенах различных формаций. Рябов В. В. Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 119—133.

На основании графических построений диаграмм рассматриваются особенности поведения Ti и Cr в магматических КЛП из различных типов пород и формаций в зависимости от их общей железистости (f). Показано, что в системе координат TiO_2-f химизм КЛП изменяется двумя путями: щелочным — с резким накоплением TiO_2 при небольшом увеличении f и нормальным — нещелочным — с ростом f при слабых вариациях TiO_2 . Наиболее высокотитанистые КЛП характерны для щелочных пород. Зависимость Cr_2O_3 от f в КЛП из пород различных формаций имеет параболический характер вариационных линий с понижением Cr_2O_3 при увеличении f . Одноименные породы различных формаций при сходной хромистости обладают разной величиной f . Установлено, что TiO_2 и Cr_2O_3 — высокоинформативные критерии различия КЛП и могут использоваться для генетических построений. Ил. 10, библ. 15.

УДК 553.677; 552.321

Биотиты габброидных комплексов Алтае-Саянской области. Кривенко А. П., Богнибов В. И. Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 133—147.

Рассмотрены особенности распространения и состава биотитов из сениит-габбровых, габбро-диорит-монзонитовых и габбро-порфитовых комплексов. Показана сопряженность химического состава слюд и ассоциирующих с ними моноклинных пироксенов и магнетитов. Выявлены зависимости между составом биотитов и пород. Характер распределения биотитов в породах интрузивных базитовых комплексов повышенной щелочности, закономерные связи его с составом и количеством других породообразующих минералов, а также с составом пород допускают непосредственную связь слюд с процессом становления этих базитовых комплексов.

Важнейшей особенностью биотитов для ассоциаций повышенной щелочности является их высокая титанистость. Предлагается выделить титан-биотиты в особую группу слюд, по аналогии с тем, как это сделано для керсутитов. Ил. 6, табл. 7, библ. 9.

Породообразующие плагиоклазы и некоторые вопросы петрологии Бельтауского гипербазит-базитового плутона (Узбекистан). Леснов Ф. П., Лихойдов Г. Г. Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 147—156.

Изучены плагиоклазы (6 образцов) из габбро-норитов, троктолитов и анортозитов плутона. Выявлены их отличия по частоте встречаемости законов двойникования и валовому составу. В целом все образцы характеризуются высокой степенью упорядоченности структуры, пониженным содержанием элементов-примесей (в частности Fe, входящего в структуру изоморфно) и повышенной интенсивностью термолюминесценции.

Плутон рассматривается как абиссальное гетерогенное интрузивное тело, в строении которого принимают участие ксенолиты более древних карбонатных и ультраосновных пород и более поздние по внедрению габброиды — габбро-нориты, титанавитовые габбро и их гибридные производные — троктолиты, анортозиты, роговообманковые габбро, днориты. При становлении плутона имело место активное воздействие габброидной магмы на рему, что оказалось возможным благодаря становлению плутона на большой глубине. Ил. 2, табл. 8, библ. 20.

УДК 622.7 : 622.342.1

О химическом составе механически активированных сульфидов (на примере нориньских и других). Кулебакин В. Г., Мешкова Г. С. Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 157—164.

В статье приведены результаты исследования химического состава сульфидов в процессе сверхтонкого измельчения. Показано, что физико-химические особенности минералов, длительность и способ измельчения обуславливают степень его изменения. Для сульфидов, в структуру которых Fe не входит, имеет место его натравление от стальных мелющих тел. Табл. 1, библ. 6.

УДК 699.334.43 : 549.4

Особенности бактериального выщелачивания хизлевудита. Кулебакин В. Г., Рябов В. В. Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 164—173.

Впервые показано, что хизлевудит активно разрушается тионовыми бактериями *Thiobacillus ferrooxidans*. Продуктами разложения минерала являются β -NiS, NiSO₄, FeOS₄, Fe₂(SO₄)₃ · nH₂O; Fe₃(SO₄)₂ · (OH)₅ · 2H₂O; S⁰ и выпавшее в осадок новообразование, которое по известным справочным руководствам идентифицировать не удалось. Бактериальное выщелачивание может рассматриваться как один из возможных путей образования сульфатов (в том числе Ni) в природе. Ил. 4, табл. 5, библ. 20.