

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОХИМИЯ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В УЛЬТРАОСНОВНЫХ
И ОСНОВНЫХ КОМПЛЕКСАХ
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ

ГЕОХИМИЯ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В УЛЬТРАОСНОВНЫХ
И ОСНОВНЫХ КОМПЛЕКСАХ
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

697



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973



УДК 550.42 + 552,11

Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири. М., «Наука», 1973 г.

Сборник содержит статьи, посвященные геохимии и петрохимии основных и ультраосновных магматических комплексов Восточной Сибири. Рассматриваются вопросы геохимии редких элементов в различных по составу и генезису образованиях от альпинотипных дунитов Восточного Саяна до дифференцированных траппов Сибирской платформы. На количественной основе выявлены факторы концентрирования — рассеяния элементов, критерии потенциальнойрудоносности интрузий, предложены некоторые геохимические признаки расчленения интрузивных образований.

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР
Л. В. ТАУСОН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Одной из главных задач геохимии является исследование распределения, форм нахождения и поведения элементов в изверженных породах. Последнее имеет важное значение для решения ряда вопросов петрогенезиса и рудообразования.

Наряду с изучением распределения редких элементов в процессе кристаллизации и дифференциации расплавов возникает необходимость найти основные черты различия и сходства геохимической истории элементов в массивах различного происхождения, имеющих разную форму, размер, состав и глубину образования. Важно также установить природу повышенных концентраций элементов и найти критерии оценки потенциальной рудоносности интрузий.

В институте геохимии СО АН СССР в течение ряда лет проводились систематические исследования по геохимии редких элементов в ультраосновных и габброидных формациях складчатых районов Восточной Сибири, а также в интрузивных трапах Сибирской платформы.

Сборник «Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири» представляет собой первую попытку обобщения полученных результатов. В работах рассматриваются вопросы дифференциации ультраосновной и основной магмы, критерии потенциальной рудоносности массивов на хром, титан, никель, кобальт, а также общетеоретические аспекты геохимии ряда элементов в процессах формирования ультраосновных и основных пород.

Сборник открывается статьей А. Н. Сутурина, О. М. Глазунова, Л. П. Фроловой, посвященной геохимии и петрологии Улан-Сарыдагского дунитового массива. Своебразная тектоническая позиция массива, существенно дунитовый состав, слабая степень серпентинизации пород и обедненность их хромшипелидами — все это выделяет массив в разряд наиболее интересных объектов для исследования вопросов петрологии гипербазитов, а также распределения и концентрации хрома и ряда других элементов.

В статье Ю. Н. Корнакова, О. М. Глазунова, Л. П. Фроловой дана характеристика древнейшего в Сибири идарского гипербазитового комплекса. Локализация массивов комплекса только в

пределах гнейсового цоколя Сибирской платформы, специфичность химизма, наличие габброидных дериватов и протерозойский возраст дают основание высказать предположение о происхождении пород идарского комплекса из слабо дифференцированного подкорового вещества. Изменение химического состава отдельных массивов вдоль пояса, по мнению авторов, является следствием неоднородности исходного субстрата в пространстве. Не исключено, что аномальность химизма частично обусловлена региональным метаморфизмом или связана с массовой серпентинизацией.

Результаты изучения пироксенитов Восточного Саяна изложены в статье О. М. Глазунова, А. Н. Сутурина, А. Д. Глазуновой и А. С. Мехонощина. Титаноносные авгит-диопсидовые породы ранее рассматривались как магматогенные. Основываясь на детальном исследовании петрографии с привлечением методов прагенетического анализа Д. С. Коржинского, а также особенностей распределения элементов-примесей непосредственно в пироксенитах и контактирующих с ними перidotитах и габбро, авторы приходят к выводу о метасоматическом генезисе титаноносных пироксенитов Восточного Саяна.

Цикл работ по Саяно-Байкальской складчатой области завершается статьей О. М. Глазунова с сотрудниками, в которой обобщены геолого-геохимические данные по основным породам различных формаций складчатых районов Восточной Сибири. Целью работы является определение совокупности признаков для диагностики габброидов, принадлежащих к различным формационным типам. Вопрос решается на основании геологических, петрохимических и геохимических данных. Сделана удачная попытка генетической трактовки ряда статистических параметров распределения элементов, что в дальнейшем позволит использовать их в качестве дополнительных индикаторов петрогенезиса.

В статье А. И. Альмухамедова рассмотрены факторы локализации титана в пластовых дифференцированных массивах траппов. Автор считает, что одной из главных причин концентрирования титана в относительно низкотемпературных, обогащенных железом, породах является кристаллизация расплава в условиях закрытой для кислорода системы. Не исключено, что эта причина играет определенную роль и при формировании некоторых месторождений титана в складчатых областях.

Таким образом, в сборнике рассмотрены закономерности поведения ряда редких элементов в различных по составу образованиях; от альпинотипных гипербазитов до дифференцированных траппов. Широта охвата формационных типов пород и исследование поведения одних и тех же элементов в процессах их формирования делают сборник весьма интересным.

А. Н. СУТУРИН, О. М. ГЛАЗУНОВ, Л. П. ФРОЛОВА

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ УЛАН-САРЬДАГСКОГО ДУНИТОВОГО МАССИВА

Улан-Сарыдагский массив, входящий в Восточно-Саянский гипербазитовый пояс [1], расположен в виде высокогорной гряды на водоразделе рек Урик и Китой в юго-восточной части Восточного Саяна. Первые сведения о нем появились в печати еще в 30-е годы. Так, в 1932 г. при обследовании перidotито-серпентинитовой полосы Саянского хребта юго-западное подножье массива осмотрел Н. Д. Соболев [2]. В 1938 г. массив был детально закартирован А. С. Ивановым, проводившим работу по оценке алмазоносности обуглероженных ультраосновных пород. Были выяснены размеры, форма массива, условия залегания, взаимоотношения с вмещающими породами, а также дана его первая петрографическая характеристика. В 1958—1959 гг. район массива входил в площадь государственной съемки В. П. Арсентьева, Л. С. Волкова, Ю. Ф. Ефремова. Специально массив не исследовали, но был установлен более молодой возраст гранитоидов сумусунурского комплекса по отношению к гипербазитам [3]. В 1960 г. Г. А. Феофилактовым в пределах эндоконтакта массива Улан-Сарыдаг проведены поиски на никель. В этом же году северную часть массива изучал Ю. Н. Колесник. На основании собственных наблюдений и с использованием материалов А. С. Иванова в монографии «Альпинотипные гипербазиты юга Сибири» Г. В. Пинусом и Ю. Н. Колесником дано краткое геолого-петрографическое описание массива [1].

Несмотря на большое число исследований, степень изученности массива Улан-Сарыдаг в целом оставалась недостаточной по сравнению с другими массивами комплекса — Оспинским и Ильчирским [4, 5]. Между тем своеобразная геологическая позиция массива, слабая степень серпентинизации дунитов, обедненность их хромшипелидами, а также ряд других факторов позволяют поставить массив в разряд наиболее интересных объектов для исследования петрологии гипербазитов, а также изучения особенностей рассеяния и концентрации хрома и ряда других элементов. В связи с этим в 1965 г. массив изучался О. М. Глазуновым. Дополнительная коллекция собрана А. Н. Сутуриным за полевой сезон 1968 г. Этот фактический материал и послужил основой при написании настоящей статьи.

Геологическое положение и петрографическая характеристика массива

Основными структурными элементами района распространения гипербазитов Восточного Саяна являются Гарганская глыба архейских глубоко метаморфизованных пород и сопряженные с ней Ильчирский и Окинский протерозойские геосинклинальные прогибы, сложенные осадочно-метаморфическими образованиями протерозоя (рис. 1). Особое место в структуре района занимает Саган-Сайрский каледонский наложенный прогиб. Тектонические структуры района разделены Китайским глубинным разломом. Последний протягивается в субширотном направлении от Восточно-Саянского шва на запад через верховья рек Китай, Урик, Иркут и Ока (см. рис. 1). На водоразделе рек Горлык-Гол и Онот разлом разделяется на две ветви, оконтуривающие с юга и севера Гаргансскую глыбу. Южная ветвь отделяет глыбу от Ильчирского, а северная — от Окинского геосинклинальных прогибов. Китайский разлом контролирует размещение гипербазитовых массивов ильчирского комплекса. Важно подчеркнуть, что разлом предопределяет не только пространственное расположение массивов, но также их конфигурацию и размеры. Например, самый крупный в пределах пояса Оспинский гипербазитовый массив залегает в зоне сопряжения северной и южной ветвей разлома, а Харалынский массив (второй по величине) приурочен к участку разделения разрывных нарушений первого и второго порядков — Холбын-Хайрханского и Улан-Сарыдагского.

Одним из важных является вопрос о возрастном положении гипербазитов. Анализ тектонической обстановки становления протерозойских гранитоидов позволил исследователям [6, 7] прийти к выводу, что граниты в большинстве синорогенные. В связи с этим, основываясь на взаимоотношениях пород, гипербазиты можно считать послескладчатыми образованиями. Внедрение их было связано с активизацией Китайского разлома в нижнем кембрии и с заложением Саган-Сайрского миогеосинклинального прогиба.

Улан-Сарыдагский массив характеризуется своеобразным тектоническим положением. Он приурочен к разломам внутри Гаргансской глыбы (см. рис. 1) в отличие от других массивов пояса, локализованных в тектонических зонах периферии Гарганской глыбы. Массив залегает дискорданто по отношению к элементам структуры известняков и эфузивов рамы (рис. 2). В юго-западной части контакт массива с известняками монголинской свиты Pt₃ проходит через тектоническую зону. В северной части массива гипербазиты контактируют с гранитоидами сумсунурского комплекса. Гранитоиды или непосредственно соприкасаются с гипербазитами, или между ними имеются небольшие реликтовые полосы известняков и сланцев. Описываемый массив имеет форму неправильной линзы протяженностью до 2 км при ширине в плане до 600 м. Контакты массива неровные, подчеркнутые тектоническими

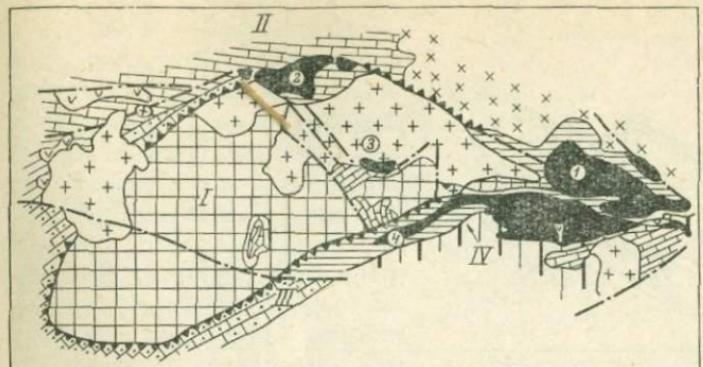


Рис. 1. Схема геологического строения района распространения гипербазитов ильчирского комплекса. Составил А. Н. Сутурип по материалам В. Г. Арсентьевса, В. В. Левицкого, Г. В. Пинуса и Н. А. Авдонцева

- I — Гарганская глыба архея;
протерозойские геосинклинальные
прогибы;
- II — Окинский;
- III — Ильчирский;
- IV — Саган-Сайрская миогеосинклиналь
- 1 — метаморфические породы шарыкал-
тайской серии архея;
- 2 — иркутная свита мраморизованных
известняков (Pt_1);
- 3 — ильчирская вулканогенно-осадочная
свита (Pt_2);
- 4 — монголинская свита графитизирован-
ных известняков [с водорослями и
прослоями сланцев (Pt_3);
- 5 — терригенно-осадочные образования
Саган-Сайрского прогиба (Cm₁);
- 6 — сархойский комплекс гранитоидов
(Pt₅);
- 7 — гипербазиты ильчирского комплекса
(Cm₂): массивы (цифры в круглых:
1 — Оспинский, 2 — Хара-Нурский,
3 — Улан-Сарыдагский, 4 — Иль-
чирский);
- 8 — габброиды боксонского комплекса
(Cm₁₋₂);
- 9 — гранитоиды сумсунурского комплекса
(Cm₂);
- 10 — границы Гарганской глыбы;
- 11 — главные тектонические нарушения

нарушениями. Внешний контур в современном эрозионном срезе в значительной степени обусловлен наличием поперечных дизъюнктивных разрывов, создающих блоковый рисунок. По простирианию на флангах массив тупо выклинивается и частично ассилируется гранитоидами. Судя по замерам, северный контакт падает на юг под углами $80-85^\circ$, а южный — на север под углом 85° , что позволяет сделать вывод о субплаштовой форме массива в разрезе.

Внутренняя структура массива недостаточно ясна. Дуниты слагают до 85% площади массива. На ней картируются пятна пироксеновых дунитов, а эндоконтакты представлены серпентинитами, которые образуют непрерывную оторочку. Ширина оторочки зависит от уровня эрозионного среза. Непосредственная контактовая зона сложена рассланцованными серпентинитами и лиственитами.

В разрезе на различных гипсометрических уровнях наблюдается чередование дунитов и пироксеновых дунитов с преобладающим залеганием у подножия хребта Улан-Сарыдаг неизмененных

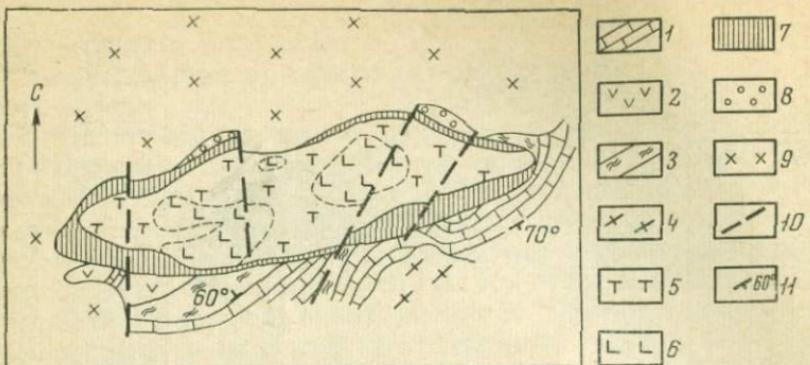


Рис. 2. Схема геологического строения Улан-Сарыдагского дунитового массива. Составил О. М. Глазунов

Монголийская свита:

- 1 — известняки,
- 2 — зеленокаменные эффузивы,
- 3 — метаморфические сланцы;
- 4 — гранито-гнейсы шарыкжалгайской серии архея; ильчирский комплекс (Cm_2);
- 5 — дуниты,

- 6 — пироксеновые дуниты,
- 7 — серпентиниты,
- 8 — тальк-карбонатные породы;
- 9 — гранитоиды сумусунурского комплекса (Cm_2);
- 10 — тектонические нарушения;
- 11 — элементы залегания пород

дунитов. В отдельных сечениях в дунитах с высотой возрастают количество пироксена и акцессорного хромшпинелида, причем наибольшее содержание последнего приходится на дуниты гребневой части хребта, к которым приурочено большинство жил рудных хромитов. В этом же направлении снижается степень серпентинизации пород. Отмеченная зональность не принадлежит к типу первично магматической, так как ориентировка отдельных полос не всегда совпадает с контактами массива и определяется направлением основных нарушений и главных трещин контракции.

Элементы протополосчатости в породах массива ограничены только цепочечностью хромшпинелидов, которые вытянуты согласно с внешними границами. Некоторое подобие директивных структур создают линейная вкрапленность пироксена в дунитах, а также сопровождающие ее серии прожилков.

Реакционное взаимодействие между гранитоидами и гипербазитами выражено в образовании на контакте прерывистой каймы тальк-карбонатных пород (мощностью не более 100—150 м.). В восточной части массива в теле гранитов отмечено большое количество ксенолитов ультраосновных пород, также преобразованных в листвениты. Кроме того, граниты в зоне контакта ассимилируют гипербазитовый материал. Это обусловливает увеличение в контакте меланократовости гранитов и повышение в них содержания Cr, Ni, Co (рис. 3). Серпентиниты в зоне контакта претерпевают перекристаллизацию и карбонатизацию. Мощность зоны перекристаллизации 20—30 м.

Дуниты представляют собой массивную, крупнозернистую, обычно катаклазированную породу зеленовато-серого цвета. Довольно часто встречаются зоны слабо обуглероженных дунитов. Под микроскопом структура дунитов панидиоморфозернистая. Главный породообразующий минерал — оливин (85—90%). В составе породы присутствуют также ромбический пироксен энстатит-бронзитового ряда (до 3%), хромшипелиды (до 1%), а

из вторичных минералов — тальк, tremolite и серпентин.

Оливин образует изометричные, реже вытянутые зерна (размером до 5—6 мм) с облачным погасанием и иногда двойниковой структурой. По мнению ряда исследователей [1, 8], появление оливиновых псевдодвойников связано со скольжением отдельных частей оливиновых зерен при усилении стресса. По-видимому, продвижение частично раскристаллизованной гипербазитовой магмы было сопряжено со значительными динамическими напряжениями, разгрузкой которых и могло послужить образование псевдодвойников. Для оливинов из дунитов Улан-Саръдага характерна очень светлая окраска. Показатели преломления оливинов: $Ng = 1,675-1,680$; $Np = 1,640-1,652$; $+2V = 84-89^\circ$, что соответствует 5—8% фаялитовой молекулы [9].

Хромшипелиды имеют неправильную форму, их мелкие зерна приурочены к межзерновым пространствам силикатов.

Пироксеновые дуниты — это светло-серые породы, отличающиеся от обычных дунитов лишь присутствием 5—10% зерен буроватого пироксена. Часто зерна укладываются в цепочки или переходят в прожилки; за счет этого порода приобретает порфириевидную структуру. Размеры кристаллов пироксена превышают размеры зерен оливина, достигая в единичных случаях 10—15 мм.

Судя по оптическим константам ($Ng = 1,699-1,686$; $Np = 1,633-1,665$; $+2V = 78-84^\circ$), ромбический пироксен относится к бронзиту, реже к энстатиту. В породах наблюдается четкая связь между количеством пироксена и акцессорного хромшипелида. В автометасоматическую стадию метаморфизма гипербазитов по оливину развивались тонковолокнистые метельчатые агрегаты tremolite, а по ромбическому пироксену — тальк, тогда как в серпентинитах краевых зон ни тальк, ни tremolite не встречаются.

Оливины из дунитов Улан-Саръдага характеризуются близким химическим составом (табл. 1). Дисперсии S^2 и коэффициенты ва-

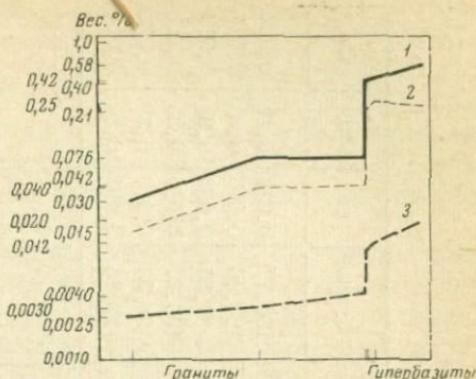


Рис. 3. Характер изменения содержаний Cr (1), Ni (2) и Co (3) в контактной зоне гранитов

Таблица 1.

Химический состав оливинов Улан-Сарыдагского массива

№ п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	CO ₂	Сумма	Cr	Ni	Co
1	40,10	1,02	2,03	5,04	0,12	51,26	0,48	0,05	0,10	0,55	—	100,77	0,012	0,45	0,022
2	39,84	1,19	0,70	6,30	0,16	50,14	0,34	0,10	0,12	0,53	0,62	100,06	0,013	0,08	0,014
3	38,64	0,51	1,25	6,48	0,12	50,79	0,69	0,04	0,10	0,56	0,15	99,36	0,033	0,28	0,013
4	39,36	0,80	1,83	5,73	0,13	51,06	0,56	—	—	0,70	—	100,27	0,015	0,35	0,014
5	39,46	0,80	2,32	5,37	0,15	49,64	0,56	—	—	0,93	—	99,23	0,010	0,29	0,012
6	38,76	0,80	3,20	4,83	0,13	49,66	0,70	—	—	1,75	—	99,83	0,004	0,34	0,012
\bar{X}	39,36	0,84	1,90	5,62	0,13	50,42	0,55	0,06	0,11	0,96	—	—	—	—	—
S^2	0,36	0,06	0,75	0,44	0,0003	0,50	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—
S	0,60	0,24	0,87	0,66	0,0003	0,71	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—
V	1,52	28,57	45,79	11,74	0,38	1,41	7,27	—	—	—	—	—	—	—	—

Кристаллохимические формулы оливинов:

- (Mg_{1,846}Fe_{0,101}²⁺Fe_{0,037}³⁺Mn_{0,001}Ca_{0,013})_{1,993}(Si_{0,968}Al_{0,023})_{0,995}O₄;
- (Mg_{1,838}Fe_{0,129}²⁺Fe_{0,011}³⁺Mn_{0,002}Ca_{0,007})_{1,985}(Si_{0,978}Al_{0,035})_{1,013}O₄;
- (Mg_{1,877}Fe_{0,134}²⁺Fe_{0,024}³⁺Mn_{0,001}Ca_{0,017})_{2,033}(Si_{0,957}Al_{0,014})_{0,973}O₄;
- (Mg_{1,856}Fe_{0,115}²⁺Fe_{0,035}³⁺Mn_{0,003}Ca_{0,016})_{2,025}(Si_{0,962}Al_{0,023})_{0,985}O₄;
- (Mg_{1,826}Fe_{0,111}²⁺Fe_{0,041}³⁺(Mn_{0,003}Ca_{0,014})_{1,995}(Si_{0,974}Al_{0,023})_{0,997}O₄;
- (Mg_{1,834}Fe_{0,099}²⁺Fe_{0,059}³⁺Mn_{0,003}Ca_{0,018})_{2,013}(Si_{0,963}Al_{0,023})_{0,988}O₄.

риации (V) кремния и магния довольно сходны. Наибольшие колебания наблюдаются в содержаниях Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Взаимопереход FeO и Fe_2O_3 обусловливает некоторое повышение дисперсий этих окислов. Так как окисление железа — процесс наложенный, наиболее достоверную информацию об истинном поведении элемента может дать суммарное железо. Дисперсия ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) равна 0,16, а коэффициент вариации 5,32%, т. е. сопоставим со значениями V_{SiO_2} и V_{MgO} .

Пересчет анализов на кристаллохимические формулы показал, что составы изученных минералов приближаются к теоретическим (см. табл. 1). Обнаружен некоторый избыток алюминия и кальция по сравнению с известными составами [10, 11]. Оливины относятся к магнезиальной ветви ($Fa = 7-8\%$). На интервале абсолютных отметок 2200—3000 м железистость оливина снижается с 7,9 до 7,5%. В оливинах установлены различные концентрации хрома (см. табл. 1). Для изучения формы вхождения хрома были сняты спектры ЭПР оливинов, содержащих тончайшие включения хромита и оливинов без включений¹. Для обоих препаратов спектр ЭПР при комнатной температуре состоит из широкой линии с $g_{\text{эфф}} \sim 2,3$ (α) и узкой малоинтенсивной линии с $g_{\text{эфф}} \sim 3,9$. При температуре жидкого азота (77° К) интенсивность линии α редко падает в результате эффекта насыщения. Вместе с тем появляется линия с $g_{\text{эфф}} \sim 4,27$, которую следует приписать иону Fe^{3+} в четвертной координации, вероятно, замещающего часть кремния. В спектре оливина с включениями хромита проявляются некоторые элементы спектра парамагнитного иона хрома, обнаруженного при съемке мономинерального хромита. На основании этого можно сделать вывод о том, что спектр оливина отражает присутствие самостоятельной фазы хромита в форме механических включений. Если какая-то часть хрома и входит в решетку оливина, то доля его настолько мала, что современными методами, в частности наиболее доступным и чувствительным из них — ЭПР, его нельзя обнаружить.

Структурная позиция никеля в оливинах Улан-Сарыдага не изучалась. Но в аналогичных минералах Оспинского массива установлено устойчивое вхождение элемента в кристаллическую решетку оливинов и отсутствие сульфидного никеля [12]. Вероятно, в этой же позиции находится и кобальт, так как при фазовом анализе элемент ведет себя аналогично никелю. Акцессорные и рудные хромшпинелиды из дунитов массива отличаются повышенной железистостью и высоким содержанием шпинелевой составляющей (табл. 2) по сравнению с аналогичными минералами Оспинского массива. Привлекает внимание повышенная железистость акцессорных хромшпинелидов относительно рудных. В акцессор-

¹ Условия съемки: радиоспектрометр РЭ-30, частота 9060 мгц, температура 300 и 77° К. Аналитики Т. Г. Михайлова, Е. А. Замотринская, Сибирский физико-технический институт.

Таблица 2

Состав хромшпинелидов (в %) из дунитов
Улан-Сарыдагского массива

№ п/п	№ пробы	MgAl ₂ O ₄	MgCr ₂ O ₄	FeCr ₂ O ₄	Fe ₃ O ₄
Рудные					
1	4029	5,5	33,5	61,0	—
2	46-а	6,6	36,5	56,9	—
3	3512-б	8,3	22,6	69,1	—
4	46	6,7	43,5	49,1	0,7
Аксессорные					
1	C-232	44,3	—	55,7	—
2	C-233	31,7	—	63,7	4,6
3	C-237	37,0	—	63,0	—

ных хромшпинелидах обнаружены следующие элементы-примеси: Ni (0, 12%), V (0, 10%), Ti (0, 017%) и Sc (0,0004%).

Серпентиниты краевых зон массива — зеленовато-серые плотные породы, рассланцованые вблизи контактов. Минеральный состав серпентинитов определяется различным сочетанием серпентиновых модификаций: хризотила, антигорита, серпофита, басита. Антигорит встречается в виде листочеков и пластинок. Удлинение минерала положительное, погасание прямое. Чаще всего он замещает оливин, но нередко развивается по хризотилу, баситу и тремолиту. Хризотил представлен мелкочешуйчатым агрегатом, кроме того, встречается в виде шнурков и просечек в оливине; в ряде шлифов хризотил развивается по бронзиту. Хризотил замещается антигоритом, что указывает на многостадийность процесса серпентинизации. Оптические константы хризотила: $Ng = 1,552$; $Np = 1,557$; удлинение отрицательное.

Наиболее типичный состав породообразующего серпентина представлен в табл. 3, № 2. Для минерала характерна меньшая железистость $MgO/\Sigma FeO = 19$ по сравнению с оливином ($MgO/\Sigma FeO = 12-15$) и повышенное содержание Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Почти совсем не содержат закиси железа серпентины из жил (см. табл. 3, № 3-7).

Формулы серпентинов полностью соответствуют теоретическим. Коэффициент магнезиальности равен 56. Минерал отличается отсутствием хрома и низким содержанием никеля и кобальта. Низкая железистость серпентина возникает как следствие ограниченного изоморфизма магния и железа, который отмечается при понижении температуры гидротермальных серпентинизирующих растворов.

Таблица 3

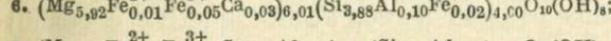
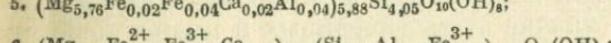
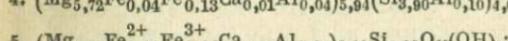
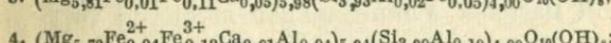
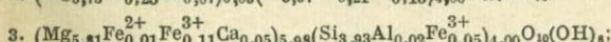
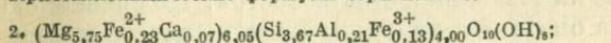
Химический состав серпентинов и серпентинитов Улан-Сарыдагского массива

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O
1	39,09	0,014	1,51	3,42	3,77	0,15	1,00	43,37	0,40
2	40,00	0,08	1,87	2,00	2,99	0,08	0,80	42,00	0,80
3	40,68	Не обн.	0,20	2,12	0,18	0,10	0,53	41,42	0,01
4	40,80	—	1,25	1,72	0,54	0,09	0,10	41,42	0,01
5	43,32	—	0,45	0,69	0,27	0,06	0,16	41,95	0,01
6	40,32	—	0,91	0,98	0,08	0,11	0,26	42,39	0,01
7	42,86	—	0,20	0,76	0,36	0,07	0,57	42,35	0,02

Таблица 3 (окончание)

№ п/п	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	S	Сумма	CO ₂	Ni	Co	V
1	0,02	0,15	7,48	0,10	100,17	0,60	0,18	0,013	—
2	0,02	0,02	11,34	—	101,28	—	—	—	—
3	0,03	Сл.	14,38	0,06	99,71	1,18	0,14	0,0055	0,002
5	0,03	—	13,79	—	99,74	1,41	0,12	0,0035	0,0029
4	0,02	—	13,10	0,11	100,14	0,64	0,14	0,0052	0,0012
6	0,01	—	14,18	0,17	99,92	1,19	0,14	0,0066	0,0021
7	0,03	—	12,92	0,13	100,27	0,99	0,08	0,0055	0,0051

Кристаллохимические формулы серпентинов:



{1 — серпентинит (среднее из 6 анализов); 2 — породообразующий серпентин;}

3 — 7 — жильные серпентины.

В магнетитах, возникающих при серпентинизации гипербазитов, всегда присутствует некоторое количество магния. Состав минерала определяется формулой $(Fe_{0,68}^{2+}Mg_{0,32})Fe_{2,05}^{3+}O_4$. Магнетит образует различные по форме скопления, но нередко полностью сохраняет форму замещенного хромшипинелита.

Листвениты — это породы голубовато-серого и серовато-желтого цвета, иногда пятнистого облика. Микроструктура лепидобластовая, чешуйчатая, гранобластовая. Минеральный состав: тальк в виде чешуек (70—75%), округлые изометричные зерна магнезит-брейнерита (20—25%), равномерно распределенные в

цементирующей мелкочешуйчатой тальковой массе. Хризотил, находящийся в прожилках, образован после талька, так как он сечет и тальк, и карбонаты.

В тальке, широко распространенном среди пород массива, по сравнению с серпентинами увеличивается роль трехвалентного железа и алюминия. Кристаллохимическая формула минерала: $(\text{Mg}_{4,95} \text{ Mn}_{0,01} \text{ Fe}_{0,07}^{2+} \text{ Fe}_{0,57}^{3+} \text{ Al}_{0,35})_{5,95} (\text{Si}_{7,75} \text{ Al}_{0,25})_8 \text{ O}_{20} (\text{OH})_{4,3}$.

В пределах массива обнаружен ряд рудопроявлений хромита. Тела хромита приурочены к полям дунитов и расположены на хребте в 1 км к западу от вершины 3017 м на расстоянии 100—500 м одно от другого. Они представлены жилами, которые, возможно, образуют единую зону. Жилы имеют переменное простирание (от широтного до северо-западного), падают на север или северо-восток под углами 20—30°. Протяженность жил до 10 м, мощность 5—20 см с отдельными раздувами до 30 см; границы жил довольно четкие, но неровные. В отдельных случаях жилы собраны в мелкие складки или разбиты поперечными трещинами на блоки. В дунитах с приближением к жилам не устанавливается повышение вкрапленности хромита, хотя почти повсеместно жилы сопровождаются тонкими проводничками и цепочками зерен этого минерала. Дуниты, вмещающие жилы непосредственно в контакте, разбиты тонкой сетью трещинок, ориентированных поперек контакта, тогда как хромиты остаются массивными и не затронуты нарушениями.

Наряду с жилами широтного простирания встречаются жилы, очень полого падающие или на запад, или на восток. По сравнению с жилами первого типа они имеют меньшую протяженность и мощность.

Своеобразной чертой массива Улан-Саръдаг является то, что большинство жил имеет пологое падение. По-видимому, они заполняют трещины ранней контракции, которые были параллельны своду плутона. В отличие от выдержаных и прямолинейных жил Оспинского массива рудные жилы Улан-Саръдага в общем имеют более сложную форму.

Наиболее высокой хромитоносностью характеризуются жилы северного эндоконтакта плутона, где, судя по задирковым пробам, взятым на всю мощность, содержание Cr_2O_3 достигает 52% и редко снижается до 48%. Максимальное количество хрома содержится в одной из жил на северо-западном фланге (обн. 46): 59,25% Cr_2O_3 и 12% FeO.

Жилы, расположенные на востоке центральной части массива, относительно бедны хромом (32,33% Cr_2O_3 и 13,38% FeO). Распределение хрома внутри жил по их длине не испытывает сильного колебания. Средний модуль $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ для большинства жил 3,71. Дуниты около контакта с жилами содержат 0,7—1,5% Cr_2O_3 и 4—5% FeO.

Рудные жилы массива по размерам значительно уступают хромитовым телам Оспинского гольца.

Геохимия пород Улан-Сарыдагского массива

Дуниты Улан-Сарыдагского массива, как и других ультраосновных массивов ильчирского комплекса, по петрохимическим и геохимическим особенностям относятся к формации альпинотипных гипербазитов. В настоящее время имеется ряд реперных геохимических характеристик, позволяющих в совокупности с геологическими данными достаточно определенно разделять альпинотипные гипербазиты и ультраосновные породы других типов [1]. Наиболее типичным для альпинотипных гипербазитов является высокое отношение M/F (8–12), низкое содержание TiO_2 (0,1%) и высокая концентрация Cr (0,15–0,40%). Как видно из табл. 4, значения этих величин в массивах полностью отвечают таковым для альпинотипных гипербазитов [1].

Таблица 4

Результаты проверки гипотез о равенстве средних содержаний элементов в дунитах Оспинского и Улан-Сарыдагского массивов

№ п/п	Оксиды	\bar{x}		$t_{\text{выч}}$	t_f, q
		Улан-Сарыдагского массива	Оспинского массива		
1	SiO_2	41,70	40,48	3,4	1,673
2	TiO_2	0,03	0,04	0,83	1,673
3	Al_2O_3	1,12	1,10	0,16	1,673
4	Fe_2O_3	1,10	1,83	3,3	1,673
5	FeO	6,39	6,46	0,30	1,673
6	MnO	0,11	0,21	4,0	1,673
7	MgO	46,81	47,33	1,44	1,673
8	CaO	1,15	0,63	4,3	1,673
9	Na_2O	0,19	0,02	5,8	1,678
10	K_2O	0,07	0,03	2,3	1,678
11	П.п.п.	1,44	1,59	0,7	1,673
12	P_2O_5	0,03	0,02	0,9	1,681
13	Cr	0,17	0,42	2,9	1,678
14	Ni	0,21	0,23	1,1	1,674
15	Co	0,01	0,01	0	1,681
16	M/F	11,23	10,41	—	

Особенности химического состава пород Улан-Сарыдагского массива достаточно наглядно можно выявить лишь при сравнении его геохимических характеристик с соответствующими параметрами Оспинского массива. Различия, существующие между двумя массивами, обусловлены, очевидно, неодинаковой тектонической обстановкой и условиями становления, а не составом исходной



магмы. Ведь если учесть глубину образования гипербазитовых магм, то путь интрузии от очага к месту становления вполне со-поставим с расстоянием между магматическими очагами. Наиболее полную информацию о первичном поведении элементов может дать изучение дунитов, поскольку процесс накладывающейся серпентинизации затушевывает истинную картину распределения элементов. Для удобства сопоставления химические анализы пород Улан-Сарыдагского массива были пересчитаны по методу Н. Д. Соболева [13]. Следует указать на некоторое несоответствие вычисленных коэффициентов истинному минеральному составу пород. Это обусловлено наложением на первичные парагенезисы вторичных ассоциаций минералов. Развитие талька и tremolита в дунитах Улан-Сарыдага привело к повышению количества SiO_2 и CaO и тем самым к увеличению величин X и Y (X — количество моноклинного пироксена, Y — количество ромбического пироксена). В дунитах Улан-Сарыдагского массива X и Y равны соответственно 4,18 и 7,58, тогда как в Оспинском массиве — 2,29 и 4,00 %. Таким образом, тот избыток CaO и SiO_2 , который идет на образование талька и tremolита, при петрохимическом пересчете валового состава пород трансформируется в расчетные моноклинный и ромбический пироксены. Для отбора модели теоретического распределения использован удобный при малых выборках метод с помощью оценок асимметрии и эксцесса. Основными характеристи-

стиками распределения являются $\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^N x_i}{N}$ и $S^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}{N-1}$, где \bar{x} — среднее значение; S^2 — дисперсия концентрации. Значения показателей асимметрии ($\bar{\gamma}_3$) и эксцесса ($\bar{\gamma}_4$) получены из уравнений:

$$\bar{\gamma}_3 = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^3}{N - S^3} \quad \text{и} \quad \bar{\gamma}_4 = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^4}{N - S^4} - 3.$$

Стандартные отклонения этих величин вычисляются из приближенных формул $\sigma\bar{\gamma}_3 = \sqrt{\frac{6}{N}}$ и $\sigma\bar{\gamma}_4 = \sqrt{\frac{24}{N}}$. Нулевая гипотеза отвергается, если хотя бы одно из отношений больше трех, т. е.

$$\left| \frac{\bar{\gamma}_3}{\sigma\bar{\gamma}_3} \right| > 3 \quad \text{или} \quad \left| \frac{\bar{\gamma}_4}{\sigma\bar{\gamma}_4} \right| > 3.$$

Как видно из табл. 5, в Улан-Сарыдагском массиве из 15 геохимических характеристик лишь распределение Cr , K_2O , Co противоречит нормальному закону. Для этих элементов была проверена гипотеза о логнормальной модели распределения. Оказалось, что распределение K_2O и Co подчиняется логнормальному закону,

Таблица 5

Результаты проверки гипотез о соответствии нормальной или логнормальной модели эмпирического распределения элементов в Улан-Сарыдагском массиве

$\frac{n}{n^*}$	Оксиды	N	Нормальная модель				Логнормальная модель			
			\bar{x}	S^2	$\frac{\bar{Y}_3}{\sigma \bar{Y}_3}$	$\frac{\bar{Y}_4}{\sigma \bar{Y}_4}$	$\lg \bar{x}$	$S^2 \lg x$	$\frac{\bar{Y}_3}{\sigma \bar{Y}_3}$	$\frac{\bar{Y}_4}{\sigma \bar{Y}_4}$
1	SiO ₂	25	41,70	1,65	2,09	2,06				
2	TiO ₂	25	0,03	0,002	1,20	1,7				
3	Al ₂ O ₃	25	1,12	0,07	1,20	1,1				
4	Fe ₂ O ₃	25	1,10	0,63	2,20	0,4				
5	FeO	25	6,39	0,83	2,10	2,6				
6	MnO	25	0,11	0,0004	2,10	0,6				
7	MgO	25	46,81	1,51	0,60	0,8				
8	CaO	25	1,15	0,17	0,60	1,00				
9	Na ₂ O	25	0,19	0,02	1,40	0,9				
10	K ₂ O	25	0,07	0,005	4,0	4,1	-1,3	0,16	2,8	2,6
11	П.п.п.	25	1,44	0,50	1,6	2,0				
12	P ₂ O ₅	25	0,03	0,0004	0,50	0,9				
13	Cr	23	0,17	0,03	5,8	8,4	-0,94	0,19	4,6	5,7
14	Ni	23	0,21	0,004	0,1	1,1				
15	Co	23	0,01	0,0002	8,4	14,8	-2,0	0,70	0,09	2,9

а поведение Cr противоречит и ему. Положительная асимметрия эмпирического распределения хрома обусловлена наличием одного частного содержания Cr = 0,83% за счет образца с густой вкрапленностью хромшпинелидов. Для определения принадлежности этой пробы к данной эмпирической совокупности был использован критерий Н. В. Смирнова [14], основанный на том, что величина $z = (x_{\max} - \bar{x})/S_{\text{см}}$ (где x_{\max} — максимальное из наблюдаемых значений; \bar{x} — среднее арифметическое, $S_{\text{см}}$ — смещенная оценка стандартного отклонения) распределена по закону Н. В. Смирнова с $N - 2$ степенями свободы, если максимальное значение принадлежит данной совокупности

$$S_{\text{см}} = S \sqrt{\frac{N-1}{N}};$$

$$S_{\text{см Cr}} = 0,17 \sqrt{\frac{22}{23}} = 0,1666; \quad z = \frac{x_{\max}}{S_{\text{см}}} = \frac{0,83 - 0,17}{0,167} = 3,95,$$

что значительно больше табличной величины z для 5%-ного уровня значимости. Среднее квадратичное отклонение за вычетом этой пробы равно $S = 0,097$; $\bar{Y}_3 = 0,29$; $\bar{Y}_4 = -2,05$. Введение поправки позволяет убедиться в том, что распределение хрома в дунитах

не противоречит нормальному закону. Таким образом, из всех рассчитанных элементов только распределение K_2O и Co описывается логнормальным законом. Щелочные элементы, вероятно, генетически не связаны с ультраосновными расплавами. Возможно, их появление обусловлено воздействием последующих интрузий или экстракцией щелочей автометаморфическими растворами из различных ксенолитов. В связи с этим их распределение отличается от распределения других элементов. Что касается кобальта, то его поведение аналогично поведению элементов-примесей в других типах пород. Кобальт рассеян в хромшпинелидах и оливинах. Наряду с фактором неравномерного вхождения элемента в минералы на характер его распределения оказывает влияние также и неравномерность распределения хромшпинелидов в породе.

При сопоставлении массивов, в первую очередь, встает вопрос достоверности той разницы концентраций элементов, на основании которой делаются выводы об особенностях состава пород массива. Для выяснения неслучайности различия средних значений использовался критерий Стьюдента $t = \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)}{\sqrt{\frac{S_1^2}{N_1} + \frac{S_2^2}{N_2}}}$, где \bar{x}_1 ,

\bar{x}_2 — средние арифметические; S_1^2 и S_2^2 — дисперсии в первом и втором массивах; N_1 и N_2 — число проб. Когда $t_{\text{выч}} > t_{f,q}$, гипотеза о равенстве средних отвергается, т. е. можно с полным основанием утверждать, что различия эти не случайны. Как видно из табл. 4, значительные различия содержания соответствующих элементов в Оспинском и Улан-Сарыдагском массивах отмечены для SiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , Na_2O , K_2O и Cr .

В одной из работ было подчеркнуто, что дифференциация ультраосновной магмы, приводящая к обособлению дунитов и гарцбургитов, в Улан-Сарыдагском массиве имеет незначительные масштабы [15]. Слабая степень раздифференциованности массива проявляется в относительной монотонности химического состава пород. Как известно, одним из надежных показателей дифференциированности служит величина дисперсии концентраций. Сравнение дисперсий проводили с помощью критерия Фишера (F). Если $\sigma_1^2 = \sigma_2^2$, то величина $F = S_1^2/S_2^2$ при $S_1^2 > S_2^2$ или $F = S_2^2/S_1^2$ при $S_2^2 > S_1^2$ и распределена по закону Фишера с $N_1 - 1$ и $N_2 - 1$ степенями свободы. Если F превысит допустимое значение $Fg_{N_2-1}^{N_1-1}$ при уровне значимости g , то гипотеза о равенстве дисперсий отвергается. Если $F \leq Fg_{N_2-1}^{N_1-1}$, то расхождения в оценках дисперсий несущественны и случайны. Из табл. 6 проверки нулевой гипотезы видно, что дисперсия содержания большинства породообразующих элементов и элементов-примесей в дунитах массива Улан-Сарыдаг ниже, чем в дунитах Оспинского массива. В Улан-Сарыдагском

Таблица 6

Проверка гипотезы о равенстве дисперсий

№ п.п	Окислы	Оспинский массив	Улан-Саръдагский массив	$F_{\text{выч}}$	Вывод
1	SiO_2	1,67	1,65	1,01	Равнозначное
2	TiO_2	0,002	0,002	1,00	»
3	Al_2O_3	0,35	0,07	5,00	Существенное расхождение
4	Fe_2O_3	0,77	0,63	1,22	Равнозначное
5	FeO	0,68	0,83	1,23	»
6	MnO	0,02	0,0004	50,00	Существенное расхождение
7	MgO	2,08	1,51	1,37	Равнозначное
8	CaO	0,24	0,17	1,41	»
9	Na_2O	0,0002	0,02	100,00	Существенное расхождение
10	K_2O	0,002	0,005	2,5	То же
11	П.п.п.	0,88	0,50	1,76	Равнозначное
12	P_2O_5	0,002	0,0004	5,00	Существенное расхождение
13	Cr	0,16	0,03	5,33	То же
14	Ni	0,004	0,004	1,00	Равнозначное
15	Co	0,00003	0,0002	6,66	Существенное расхождение
16	$2c$	0,36	0,09	4,00	То же
17	x	3,48	2,24	1,42	Равнозначное
18	z	59,99	38,93	1,54	»
19	h	31,27	32,08	1,02	»
20	M/F	1,66	1,24	1,34	»

массиве обнаружено неравномерное распределение FeO , Na_2O , K_2O и Co . Дисперсия FeO , по-видимому, обусловлена взаимопереходом окисного и закисного железа, а Na_2O и K_2O вызвана неравномерным распределением щелочей в породах и частичным привносом из гранитов. О специфиности распределения Co уже говорилось выше.

Наиболее достоверно дуниты двух массивов различаются по дисперсиям Al_2O_3 , Cr , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Co и петрохимической характеристике $2c$.

Важным выводом в прикладном отношении является различие дисперсий содержания хрома. Высокий уровень дисперсии хрома в дунитах Оспинского массива отражает аномальное распределение хромшпинелидов и подтверждает геологические данные о перспективности массива на хромиты. Малая величина дисперсии концентрации хрома в породах Улан-Саръдага указывает на низкую перспективность массива в отношении хромитов. Следует особо рассмотреть величину дисперсии CaO в дунитах Улан-Саръдагского массива. При сравнении средних содержаний CaO установлено,

что различие аналогичных пород в Оспинском и Улан-Сарыдагском массивах реально и обусловлено геологическими причинами. Возникает вопрос, не является ли кальций в породах Улан-Сарыдагского массива привнесенным, и, таким образом, тремолитизация дунитов — процесс аллометаморфический, тем более, что массив контактирует с крупной гранитной интрузией. Любой наложенный процесс должен привести к неравномерности распределения элемента. Нормальный закон распределения CaO и малая величина дисперсии позволяют предположить собственно магматическое обогащение кальцием дунитов изучаемого массива. Если применить для сравнения не дисперсию, а коэффициент вариации, то малая степень дифференцированности пород Улан-Сарыдага будет заметна еще отчетливее.

Коэффициенты вариации $V = (S/\bar{x}) \cdot 100\%$ для кальция в Улан-Сарыдагском и Оспинском массивах равны соответственно 35,6 и 77,7%. Величины коэффициентов вариации можно надежно сравнить по способу Мак-Кея [16]. Для каждого из массивов вычисляются величины $z = [V_1^2 / (V_1^2 + 1)] \cdot (n_1/n_1 - 1)$. Если $H_0: V_1 = V_2$, то отношение $F = z_1/z_2$ при $z_1 > z_2$ распределено по закону Фишера с $N_1 - 1$ и $N_2 - 1$ степенями свободы. Для Улан-Сарыдага $z = 0,11$, а для Оспина $z = 0,39$, отсюда $F = 3,54 \cdot F > F_{5\%, 30}^{25}$ (табличное значение F при 5%-ном уровне значимости равно 1,91), следовательно, коэффициенты вариации Ca в Улан-Сарыдагском массиве существенно ниже, чем в Оспинском. Геохимическое поведение элементов в процессе кристаллизации магмы взаимосвязано, поэтому при статистической обработке данных анализа в качестве связи можно использовать коэффициент корреляции r , который является показателем линейной зависимости между двумя случайными величинами. Было проведено статистическое исследование корреляционной зависимости не только между петрогенными элементами и элементами-примесями, но также и между различными петрохимическими коэффициентами (табл. 7). Табличное значение критического коэффициента корреляции r при 5%-ном уровне значимости для 25 проб равно 0,323 [17].

Пользуясь этой величиной, можно выделить значимые коэффициенты корреляции из всех полученных. При рассмотрении таблицы следует отметить устойчивую отрицательную связь пары $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$. Обычно относительное уменьшение количества одного компонента влечет за собой увеличение другого, что отражает закономерность геохимической истории становления гипербазитов. В процессе дифференциации магмы наблюдается обогащение конечных продуктов фракционирования кремнекислотой. Неслучайна поэтому положительная связь SiO_2 со щелочами. В период серпентинизации происходит увеличение содержания H_2O за счет уменьшения концентраций SiO_2 и MgO . Именно такое соотношение подчеркивается отрицательным коэффициентом корреляции $\text{H}_2\text{O} - \text{SiO}_2$. Увеличение количества SiO_2 в породах влечет за

Таблица 7

Парные коэффициенты корреляции в дунитах Улан-Саръдага

Окислы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
SiO ₂	—	-0,08	0,03	0,06	-0,54	0,26	0,37	0,38
Al ₂ O ₃		—	0,50	-0,57	-0,27	0,06	-0,13	0,09
Fe ₂ O ₃			—	-0,65	-0,30	-0,20	-0,45	-0,08
FeO				—	0,06	0,40	0,20	0,06
MgO					—	-0,52	-0,30	-0,33
CaO						—	0,27	0,42
Na ₂ O							—	0,29
K ₂ O								—
H ₂ O								
Cr								
Ni								
H								
2c								
x								
z								
h								
M/F								

Таблица 7 (окончание)

Окислы	H ₂ O	Cr	Ni	H	2c	x	z	h	M/F
SiO ₂	-0,56	-0,40	-0,04	-0,32	-0,22	0,25	-0,87	0,008	-0,29
Al ₂ O ₃	0,31	0,40	-0,004	0,02	0,89	0,08	-0,17	0,53	0,11
Fe ₂ O ₃	0,25	0,19	0,06	-0,18	0,52	-0,18	-0,21	0,95	-0,21
FeO	-0,43	-0,30	-0,06	0,17	-0,62	0,09	0,14	-0,70	-0,49
MgO	-0,10	0,36	-0,17	0,33	-0,14	-0,53	0,78	-0,27	0,55
CaO	0,24	-0,08	0,24	-0,07	0,03	0,96	-0,34	-0,19	-0,11
Na ₂ O	-0,18	-0,43	-0,05	0,08	-0,28	0,26	-0,34	-0,19	-0,24
K ₂ O	-0,24	-0,05	0,26	-0,16	0,06	0,44	-0,38	-0,10	-0,11
H ₂ O	—	0,20	0,02	-0,03	0,37	0,26	0,30	0,29	0,21
Cr	—	0,34	0,15	0,43	-0,07	0,39	0,23	0,40	
Ni	—	0,05	0,13	0,25	-0,04	0,04	-0,003		
H	—	0,07	-0,07	0,39	-0,16	0,12			
2c	—	—	0,06	-0,02	0,57	0,23			
x	—	—	—	-0,34	-0,17	-0,11			
z	—	—	—	-0,20	0,31				
h	—	—	—	—	-0,13				
M/F									

собой снижение концентрации Cr. Эта закономерность подтверждается устойчивой отрицательной связью между SiO_2 и Cr. Поведение Fe_2O_3 и Al_2O_3 в гипербазитах в общем идентично. Оба элемента участвуют в образовании хромшпинелидов и пироксена. В период серпентинизации роль их в составе пород усиливается одновременно, поэтому возрастает и сила положительной связи. На всех этапах становления и метаморфизма гипербазитов проявляется взаимопереход окисного и закисного железа, различие в их поведении подчеркивается отрицательной корреляционной связью. Аналогичная связь отмечена и в паре $\text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$. Отрицательная связь между MgO и Fe_2O_3 указывает на обеднение магнием пород в процессе серпентинизации, сопровождающейся окислением железа. В то же время отсутствие прочной связи между FeO и MgO не совсем ясно, причина этого пока не найдена. Показательна взаимосвязь хрома с основными фемиическими элементами. С ростом магнезиальности пород всегда растет содержание хрома; увеличение железистости приводит к понижению его концентрации. Никель и кобальт не обнаруживают существенной связи ни с одним из петрогенных элементов. По-видимому, это указывает на независимое от петрогенных элементов распределение части элементов-примесей. Для проверки достоверности петрохимических коэффициентов рассчитаны связи между коэффициентами Н. Д. Соболева и содержанием элементов. Как и следовало ожидать, установлена отрицательная связь между M/F и FeO , Fe_2O_3 , MnO и положительная связь этого параметра с MgO . Большую информацию несет наличие существенной связи между M/F и концентрациями Cr и Co. Эта связь реальна и имеет металлогеническое значение. Она указывает на большую перспективность в отношении хромитоносности наиболее магнезиальных массивов ультраосновных пород. Величина h положительно связана с полуторными окислами и отрицательно с FeO . Показатель шпинелевой составляющей $2c$ характеризуется положительной связью с Al_2O_3 и Cr и отрицательной с FeO . Первая группа связи объяснений не требует, так как парная положительная корреляция вытекает из самого порядка вычисления $2c$. Отрицательная связь $2c$ с железом вновь указывает на антиподность его по отношению к хромшпинелидам. Количество моноклинного пироксена положительно коррелируется с SiO_2 , CaO , K_2 , т. е. со всеми «кислыми» агентами, имеющимися в гипербазитах. Закономерна отрицательная связь параметра x с MgO . Коэффициент z , показывающий долю оливиновой составляющей в породе, отрицательно связан с x и соответственно с SiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O . Отмечена положительная связь z с MgO , Cr и M/F.

При изучении гипербазитов ставилась задача о выяснении особенностей распределения элемента в вертикальных разрезах. Решение этого вопроса значительно облегчилось применением корреляционного анализа. Небольшие размеры Улан-Сарыдагского массива и слабая разблокованность позволили провести корреля-

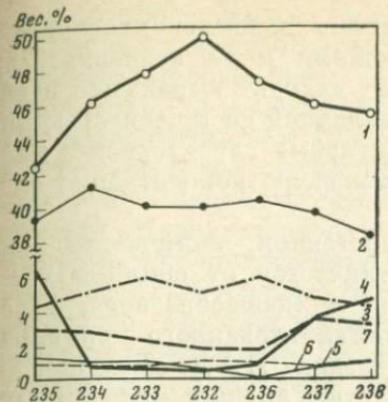
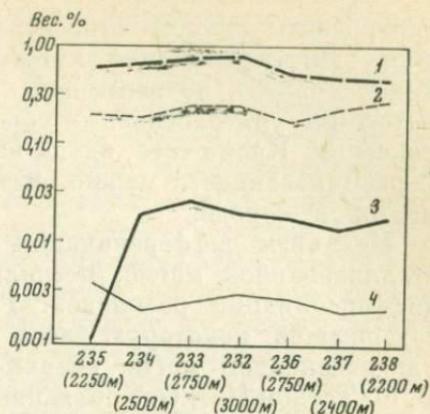


Рис. 4. Вариации химического состава пород по разрезу

1 — MgO; 2 — SiO₂; 3 — FeO; 4 — H₂O⁺; 5 — Al₂O₃; 6 — CaO; 7 — Fe₂O₃

Рис. 5. Распределение Cr (1), Ni (2), Co (3), V (4) в дунитах



цию абсолютных отметок H с содержаниями элементов. Значимые величины корреляции получены лишь для трех пар H — SiO₂, H — MgO, H — τ . Для первой пары коэффициент отрицательный, а для двух других — положительный. Следовательно, можно говорить об увеличении магнезиальности в верхних частях массива и, наоборот, об увеличении содержания SiO₂ с глубиной. Вариации химического состава пород (рис. 4) по разрезу подтверждают выводы, сделанные при помощи корреляционного анализа.

Обнаружена выдержанная тенденция увеличения концентрации MgO в центральной части массива по отношению к эндоконтактовым зонам. Малая степень дифференцированности массива выражена также в равномерном распределении в вертикальном разрезе хрома, никеля и кобальта (рис. 5).

Условия становления и серпентинизации гипербазитов массива

Петрографический состав и хромитоносность ультраосновных массивов зависят не только от состава исходной магмы, но и от степени ее дифференцированности. Широко распространено мнение, что гипербазитовая магма, являясь магнезиальным остатком селективного плавления вещества верхней мантии, в процессе внедрения и на месте не подвергается фракционированию. Тем не менее в одних гипербазитовых массивах преобладают перидотиты, в других — дуниты, а в третьих отмечается широкий набор от дунитов до перидотитов с высоким содержанием пироксена и жильных пироксенитов. Массивы третьего типа наиболее перспективны в отношении хромитоносности. По-видимому, такие

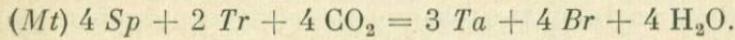
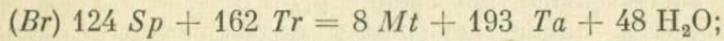
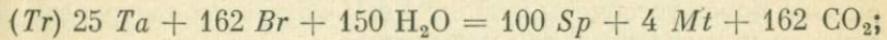
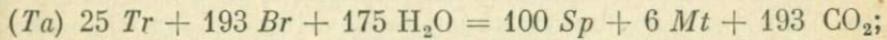
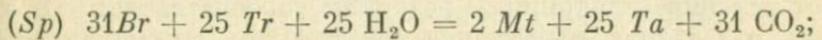
гипербазиты следует относить к особому дифференцированному типу. Дифференциация магмы — сложный и не изученный до конца процесс, но несомненно, что он находит выражение в образовании ультраосновных пород с различной насыщенностью пироксеном. Кроме того, одной из объективных характеристик дифференциированности можно считать дисперсию концентрации элементов в породе.

Механизм дифференциации в гетерогенной, частично раскристаллизованной магме, несколько отличается от обычных схем дифференциации расплавов. Гипотеза о «кашеобразной», т. е. содержащей некоторую часть раскристаллизованного оливина, ультраосновной магме впервые высказана Н. Л. Боузном и О. Ф. Татлом [18]. Она объясняет отсутствие высокотемпературных контактовых ореолов вокруг гипербазитовых массивов при сохранении признаков магматического внедрения интрузий. Образование различных типов пород в пределах массива, согласно представлению этих исследователей, обусловлено перераспределением кристалликов оливина и остаточного расплава, обогащенного кремнием, а также кальцием, алюминием и летучими компонентами (H_2O , CO_2 , возможно, натрием, калием, фтором, хлором).

Как показывают эксперименты [19], в процессе движения частично раскристаллизованной магмы центральная часть тела все более обогащается кристалликами, а остаточный расплав оттесняется к краевым зонам. Именно дифференциацией в проточном канале можно объяснить существование зональных гипербазитовых массивов с дунитовым ядром и перидотитовой оторочкой. Так как химический состав и термохимические свойства оливина и энстатита довольно близки, полное обособление остаточного расплава и кристалликов оливина в магме не отмечается. Проявляется лишь тенденция к обогащению краевых частей Si, Al и другими компонентами. Исходя из особенностей дифференциации гипербазитовой магмы, можно выявить ряд факторов, влияющих на интенсивность этого процесса. Большое значение может иметь степень проницаемости разломов, регулирующая, с одной стороны, размеры внедряющейся массы гипербазитов, а с другой — время полной их кристаллизации. Более крупные и дифференцированные массивы приурочены к глубинным разломам первого порядка и участкам их сопряжения. Затрудненное внедрение гипербазитов по линейным разломам второго и третьего порядков ускоряет период полной кристаллизации гипербазитов и осложняет возможность из дифференциации. На интенсивность процессов дифференциации оказывает влияние наличие в магме летучих компонентов. Как показывают экспериментальные исследования, незначительные количества щелочей понижают температуру кристаллизации гипербазитов [20]. Таким образом, степень дифференциированности ультраосновных массивов зависит от их тектонического положения, размеров и насыщенности магмы летучими компонентами.

Для небольших массивов типа Улан-Сарыдагского характерен равномерный перидотитовый или дунитовый состав. Поскольку первичные породы таких массивов почти всегда нацело серпентинизированы, то и следы дифференциации в них затушеваны. Слабая серпентинизация Улан-Сарыдагского массива позволяет выяснить некоторые черты петрологии мало дифференцированных массивов. В период его становления преобладала кристаллизация оливина. Причиной этого явилось медленное внедрение гипербазитов по внутрглыбовому разлому. Снижение температуры магмы в интервале температур кристаллизации происходило настолько быстро, что весь магний оказался связан в составе оливина. Остаточная жидкость, включающая некоторое количество воды, углекислоты и щелочей, обогащалась кремнеземом, кальцием и алюминием, т. е. теми компонентами, которые обычно входят в состав пироксенов. Понижение температуры до 800° С приводило к реакции остаточных флюидов с оливином и образованию талька и tremolita. Чтобы убедиться в возможности образования талька и tremolita на первых стадиях метаморфизма гипербазитов, а также для уточнения стадийности процессов серпентинизации, была предпринята попытка изучения по методу Д. С. Коржинского [21] системы $MgO - FeO - SiO_2 - H_2O - CO_2$ для парагенных минералов: серпентина, талька, tremolита, магнетита, брейнерита.

Состав tremolita заимствован из справочника У. А. Дири и др. [10], составы других минералов получены при аналитических исследованиях монофракций из соответствующих пород Улан-Сарыдагского массива. Минеральные парагенезисы зависят от количества инертных компонентов, т. е. Mg, Fe, Si и химических потенциалов H_2O , дающих качественную характеристику изменения температур и CO_2 и характеризующих условия карбонатизации. Реакции моновариантного равновесия представлены ниже:



Как видно из диаграммы (рис. 6), парагенезис $Tr - Ta - Mt$, типичный для начальной стадии метаморфизма дунитов и связанный с воздействием остаточных флюидов на оливин и пироксен, устойчив в полях I и II, характеризующихся максимальными температурами с минимальными μ_{CO_2} . Биминеральный парагенезис $Sp + Mt$, включающий также и тальк, обычен для полей II и III, причем понижение температуры в поле III приводит к увеличению стабильности ассоциаций карбонатизированных серпентинизированных серпентинитов ($Sp + Br + Mt$). Появление

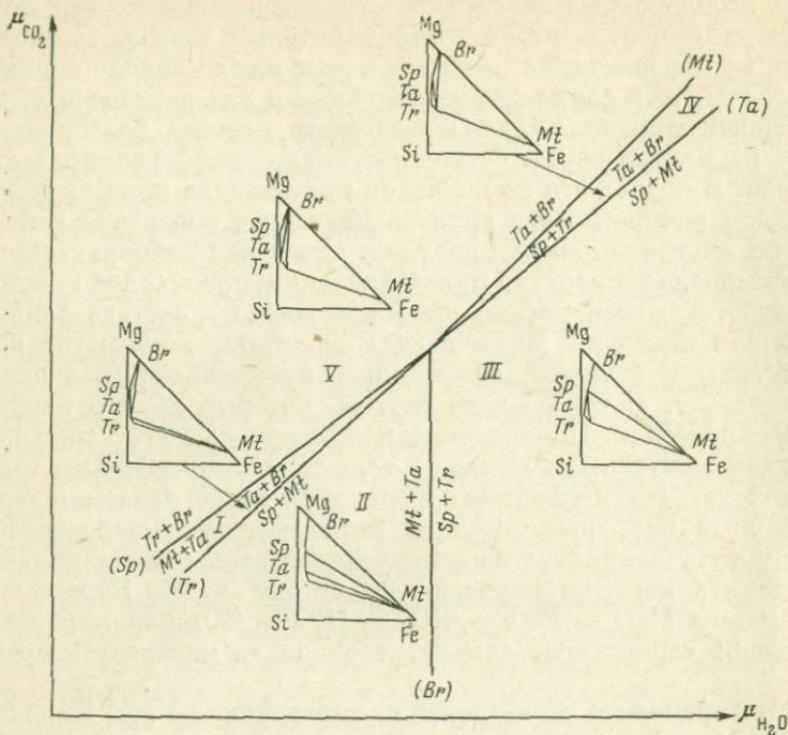


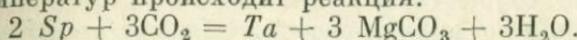
Рис. 6. Диаграмма парагенезисов пяти минералов: серпентина (*Sp*), талька (*Ta*), tremолита (*Tr*), магнетита (*Mt*), брейнерита (*Br*) в зависимости от химических потенциалов H_2O и CO_2

карбоната среди серпентинизированных пород характеризует переход от реакций гидратации к реакциям карбонатизации. В этот период отмечается возрастание химического потенциала CO_2 , что приводит к появлению тальк-карбонатных пород. Парагенезисы этих пород устойчивы в полях I и V в широких интервалах температур при значительном повышении μ_{CO_2} .

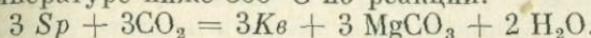
Таким образом, анализ диаграммы подтверждает предположение о возможности существования высокотемпературного парагенезиса *Ta* — *Tr* — *Mt*, который возникает в автометаморфическую стадию. Основным фактором образования tremolита, помимо H_2O и CO_2 , является концентрация Ca, регулирующего количества образующегося tremolита.

Имеется ряд экспериментальных данных, позволяющих оценить температуры образования отмеченных метаморфических минералов. Например, для реакции гидратации tremolита Ф. Р. Байд [22] приводит температуры порядка 795—870° в зависимости от парциального давления H_2O . Н. Л. Боуз и О. Ф. Татл [18] получили температуру гидратации талька 770—830° и серпентина

504—511°. Эксперименты В. Иоганесса [23] по системе MgO — SiO₂ — H₂O — CO₂ также определяют нижние температурные пределы устойчивости серпентина и талька. Так, по его данным, серпентин устойчив при низких парциальных давлениях CO₂. При содержании более 2 мол. % CO₂ в значительном интервале температур происходит реакция:



Разложение серпентина на кварц и магнезит происходит при температуре ниже 300° С по реакции:



Реакция Ta + 3CO₂ = 4K_δ + MgCO₃ + H₂O при понижении парциального давления H₂O с 2000 до 300 бар смещает равновесие в низкотемпературную область ~ 285°.

На образование талька и треполита в начальную стадию метаморфизма гипербазитов указывали Ф. Тернер и Дж. Ферхуген [24]. Последующее понижение температур приводит к замещению треполит-тальковой ассоциации обычными серпентиновыми парагенезисами. В большинстве массивов минералы автометаморфической высокотемпературной стадии не сохраняются ввиду интенсивного развития массовой серпентинизации. Проблема серпентинизации гипербазитов довольно сложна. Основным вопросом считается выяснение источника воды для массовой серпентинизации. Еще Г. Хесс [25] указал на то, что степень серпентинизации гипербазитов обычно зависит от состава фации метаморфизма вмещающих пород. Он привел примеры нахождения неизмененных дунитов среди гнейсовых комплексов. Улан-Сарыдагский массив также залегает среди глубоко метаморфизованных пород архея. Поэтому экстракция воды из окружающей среды была ограничена, что и обусловило хорошую сохранность дунитов.

На примере изученного массива можно выявить роль еще одного фактора серпентинизации, который высоко оценивается Н. Д. Соболевым [26]. Речь идет о влиянии эманаций молодых гранитоидов на гипербазиты. Действительно, несмотря на протяженный контакт гипербазитов с молодыми гранитоидами, массив слабо серпентинизирован. Контактовый метаморфизм заметен лишь в образовании зон тальк-карбонатных пород. По-видимому, серпентинизирующее воздействие гранитоидных растворов эффективно лишь в том случае, когда разрыв во времени внедрения гипербазитов и гранитоидов недостаточен для полного остывания гипербазитов. Если же температура гипербазитов опустилась ниже температуры стабильности серпентина (500—300°), гранитоидные эманации способствуют процессу лиственитизации, который связан с привносом в ультраосновные породы кремния и углекислоты, а не с изохимическими реакциями гидратации первичных орто- и метасиликатов.

Выводы

1. Улан-Сарыдагский дунитовый массив, в отличие от других массивов ильчирского комплекса, приурочен не к краевым зонам Гарганской глыбы, а к внутрглыбовому разлому.

2. Массив имеет преимущественно оливиновый состав пород с резко подчиненным количеством пироксена. Обладая всеми чертами альпинотипных гипербазитов, породы массива характеризуются рядом геохимических черт, обусловленных слабой степенью дифференцированности и широким развитием в дунитах тремолита и талька. Они равномерно распространены по всей площади массива вне всякой пространственной связи с гранитоидами и в краевых частях замещаются обычными серпентиновыми ассоциациями.

3. Особенности химизма дунитов Улан-Сарыдагского массива выясняются при статистическом анализе пород в сравнении с дунитами Оспинского массива — типичными представителями альпинотипных гипербазитов Сибири. В массивах отмечены значимые различия содержаний SiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , Na_2O , K_2O и Cr . Дисперсия концентраций элементов, показывающая степень дифференцированности массивов, в дунитах Улан-Сарыдага значительно ниже, чем в породах Оспинского массива.

4. Для Улан-Сарыдагского массива характерны высокие концентрации кальция. Нормальный закон распределения и малая величина дисперсии позволяют предположить собственно магматическое обогащение этим элементом дунитов массива.

5. В результате корреляционного анализа установлены достоверные отрицательные связи таких пар, как $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$, $\text{SiO}_2 - \text{Cr}$, которые являются антиподами в геохимической истории становления гипербазитов. Устойчивая положительная связь отмечена для полуторных окислов Al_2O_3 и Fe_2O_3 , входящих в состав пироксенов и хромшпинелидов. Роль этих окислов закономерно возрастает по мере серпентинизации гипербазитов. Показательна также положительная взаимосвязь хрома с фемическими элементами.

6. Дифференциация происходит в процессе движения частично раскристаллизованной магмы в проточном канале и обусловлена обособлением кристаллов оливина в центральной части массивов. На степень дифференцированности гипербазитовых массивов оказывают влияние величина и конфигурация разломов, по которым поступает ультраосновная магма, размеры камер, контролирующих размах процессов дифференциации, и, наконец, количество летучих компонентов, понижающих температуру кристаллизации расплава. Резкое изменение условий внедрения гипербазитовой магмы по внутрглыбовому разлому способствовало преимущественной кристаллизации оливина.

7. Остаточная жидкость обогащалась кремнеземом, кальцием и алюминием, за счет которых в автометаморфическую стадию об-

разовались тальк и tremolit. Парагенетический анализ, наряду с данными термохимии, подтверждает высокотемпературность tremolit-тальк-магнетитового парагенезиса.

8. Несмотря на ряд благоприятных для серпентинизации факторов (небольшие размеры массива, линзовидная форма, протяженный контакт с молодыми гранитоидами), Улан-Сарыдагский массив слабо серпентинизирован. Поэтому можно предположить, что главное значение для массовой серпентинизации массивов имеют степень насыщенности вмещающих пород водой и поглощение ее магмой в процессе движения по разлому.

9. Большую роль в установлении потенциальной хромитоносности массивов играют среднее содержание и дисперсия концентрации хрома. В бесперспективных массивах (типа Улан-Сарыдагского) эти величины значительно ниже, чем в хромитоносных. Важное металлогеническое значение имеет величина коэффициента магнезиальности M/F . Не случайна в связи с этим положительная корреляционная связь между коэффициентом M/F и содержанием хрома. При помощи этого коэффициента можно выделять формации и перспективные на хром комплексы ультраосновных пород. Этот признак в то же время не дает возможности разграничивать массивы одного комплекса по степени перспективности на хром.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. Изд-во «Наука», 1966.
2. Соболев Н. Д. Материалы по геологии и петрографии Тункинских и Китайских Альп (Восточный Саян). Ч. 1. Изд-во АН СССР, 1940.
3. Арсентьев В. П., Волков Л. С., Конейкина Т. В. О взаимоотношениях гранитоидов и гипербазитов Урало-Онотско-Китайского междуречья (Восточный Саян).—Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, 1960, вып. 2 (т. 5).
4. Белов Н. В., Богданова М. В. Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья.— В кн. «Петрография Восточной Сибири». Т. 2, 1962.
5. Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие и связанные с ними петрологические вопросы.— Труды ЦНИГРИ, 1936, вып. 38.
6. Авдонцев Н. А. Гранитоиды Гарганской глыбы. Изд-во «Наука», 1967.
7. Хильтова В. Я., Крылов И. Н. Докембрий Восточного Саяна.— Труды Лабор. геол. докембра, 1964, вып. 18.
8. Милашев В. А., Крутогорский М. А., Рабкин М. А., Эрлих Э. Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы.— Труды НИИГА, 1962, 126.
9. Трегер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов. Изд-во «Недра», 1968.
10. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. I—III. М., изд-во «Мир», 1965.
11. Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала.— Труды Ин-та геологии УФАН, Свердловск, 1966.
12. Смирнова Н. П., Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. О формах нахождения никеля и кобальта в основных породах.— Геохимия, 1968, № 4.

13. Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород.— Геохимия, 1959, № 8.
14. Смирнов Н. В. Об оценке максимального члена в ряду наблюдений.— Докл., АН СССР, 1941, 33, № 5.
15. Сутурин А. Н., Глазунов О. М., Фролова Л. П., Бакалейникова Т. К. Геохимические критерии выделения потенциально хромитоносных гипербазитовых массивов.— Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР, 1968 г., Иркутск, 1969.
16. Бондаренко В. Н. Статистические методы изучения вулканогенных комплексов. Изд-во «Недра», 1967.
17. Большев Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики.— Библ. матем. табл., 1968, вып. 46.
18. Боуэн Н. Л., Татла О. Ф. Система $\text{MnO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.— В кн. «Вопросы физикохимии в минералогии и петрографии». ИЛ, 1950.
19. Bhattacharji Somdev. Mechanics of flow differentiation in Ultramafic and mafic Sills.— J. Geol., 1967, 75, № 6.
20. Seifert E., Schreier W. Die Möglichkeit der Entstehung ultrabasischer Magmen bei Gegenwart geringer Alkalimengen.— Geol. Rundschau, 1968, 57, Н. 2.
21. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
22. Boyd F. R. Experimental study of the Calciferous amphiboles Hol.— Soc. Amer. Bull., 1955, 66, № 12.
23. Johannes W. System $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$.— Contributions to Mineralogy and Petrology, 1967, 15, № 3.
24. Тернер Ф., Ферхуэн Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1962.
25. Hess G. A primare peridotite magma.— Amer. J. Sci., 1938, 35, № 209.
26. Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолтехиздат, 1952.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ ИДАРСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Основные черты петрологии и геохимии гипербазитовой формации Сибири освещены в работах Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова, И. М. Волохова, Ю. Н. Колесника и ряда других исследователей [1—7]. Геохимия же отдельных поясов ультраосновных пород и отдельных массивов изучена недостаточно полно. Между тем именно этих знаний недостает для сопоставления массивов, установления закономерностей распределения петрогенных и редких элементов. Очень важно также всестороннее исследование отдельных комплексов гипербазитовой формации, которые, возможно, представляют собой продукты отдельных типов магмы, образованных в различных условиях и на различных уровнях.

Одним из характерных комплексов гипербазитовой формации со специфическими чертами геохимии является древнейший в Сибири Идарский пояс ультраосновных пород [4, 5, 8].

Более 200 мелких массивов комплекса прослеживается вдоль Идарского белогорья (Восточный Саян) на расстояние около 100 км с юго-востока от р. Кунгус, на северо-запад до устья р. Кингаш (правый приток р. Кан). Кроме того, отдельные массивы ультрабазитов находятся на сопредельной площади Агул-Туманшетского водораздела [6] и левобережья р. Кан [9, 10], образуя значительный по протяженности пояс ультрабазитов.

Ультраосновные породы на Идарском хребте впервые отмечены в результате рекогносцировочных работ И. А. Молчанова в 1929 г. [4, 5]. Их петрографический состав и геолого-тектоническая позиция затем изучались В. Г. Никульченко, А. В. Крюковым, В. И. Юркиным и В. И. Доценко.

В 1962 г. Н. Г. Дубинин, А. И. Терлеев и П. И. Шорохов на основании поисковых работ дали оценку никеленосности массивов комплекса. Они отметили своеобразие морфологии, состава массивов и комплекса в целом, а также его более древний возраст по сравнению с типичными альпинотипными гипербазитами. В 1963 г. Е. И. Врублевич обратил внимание на древний возраст ультраосновных пород Агул-Туманшетского водораздела и Идарского белогорья и также указал на своеобразие химизма пород комплекса. Проведя параллель между изученными образованиями и

гипербазитами Анабара, Украины, Кольского п-ова, автор пришел к выводу о формировании массивов комплекса в условиях, близких к платформенному режиму [6].

Некоторые петрохимические обобщения с применением методов математической статистики для ультраосновных пород, распространенных к югу от Идарского белогорья, позднее сделали В. П. Курганьков и Г. В. Филиппов [9, 10]. Г. В. Филиппов в одной из последних работ [10] указывает на принадлежность комплекса к дунит-гарцбургитовой формации и неперспективность его в отношении никелевого оруденения.

Район распространения ультраосновных пород Идара представляет краевой выступ кристаллического фундамента юга Сибирской платформы, называемый Канской глыбой, которая примыкает к северо-западному отрезку Восточно-Саянского краевого шва и отделяется от лежащей к северо-востоку Бирюсинской глыбы Канско-Агульским разломом [1]. Канская глыба сложена сильно дислоцированными гнейсами, амфиболитами, мигматитами бирюсинской серии нижнего протерозоя. Структура глыбы характеризуется комбинациями изоклинальных складок с простыми куполовидными. Оси складок, имея северо-западное субмеридиональное простижение, испытывают погружение на северо-запад и с приближением к региональным дизъюнктивам изменяют свое направление [11—14].

Преобладающие значения абсолютного возраста пород бирюсинской серии, определенные K-Ar методом по амфиболу из амфиболитов и биотиту из гнейсов с учетом омоложения, оцениваются в 600 млн. лет [15]. По данным В. Я. Хильтовой, габброиды, прорывающие бирюсинскую серию, имеют возраст 1175 млн. лет, пегматиты, секущие ультраосновные породы, датируются по биотиту 499—555 млн. лет [15].

Н. А. Берзин и К. А. Клитин [16] для пегматоидных тел, мигматизирующих породы Канской глыбы, в соседнем Енисейском кряже приводят возраст 2500 млн. лет (рубидий-стронциевым методом), что по существующим в СССР геохронологическим шкалам соответствует архею.

Учитывая, что ультраосновные породы описываемого комплекса в нижнепалеозойских породах, перекрывающих метаморфические образования бирюсинской серии, нигде не встречаются, а также опираясь на факты пересечения их пегматитами Саянского комплекса (Cm_1), можно присоединиться к мнению большинства исследователей [6, 15, 16] о раннепротерозойском возрасте ультраосновных пород Идара.

Массивы комплекса образуют широкую полосу гипербазитового магматизма в гнейсах бирюсинской свиты, которая в плане обнаруживает конкордантность с внешними границами Канской глыбы и господствующим северо-западным направлением складчатых структур. В целом эта полоса, очевидно, контролируется древней проникающей зоной фундамента.

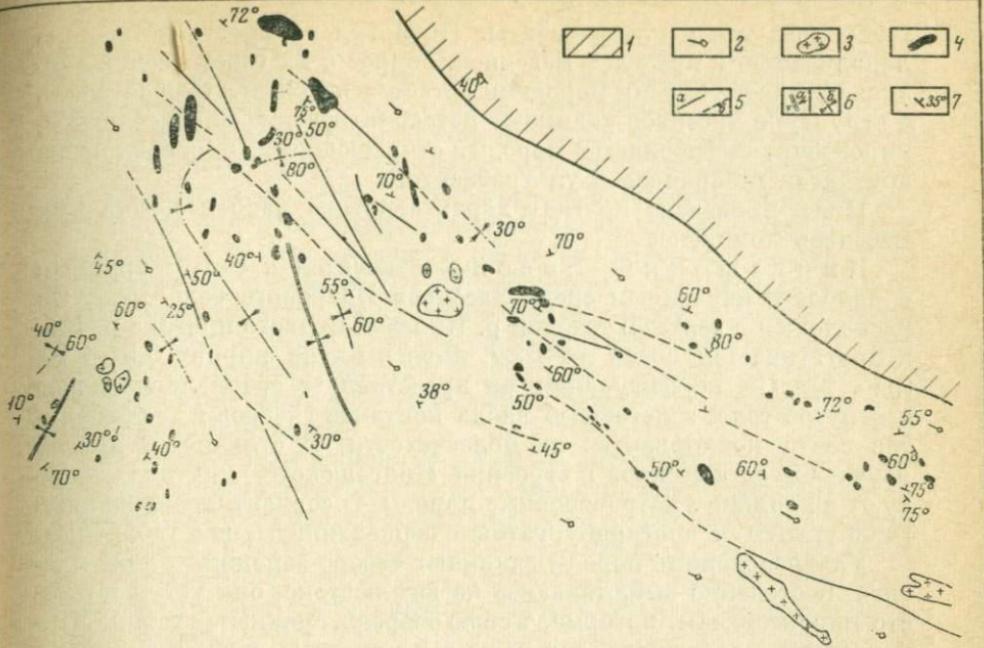


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Идарского белогорья

- | | |
|---|---|
| 1 — песчаники, гравелиты, кварц-серии-
товые и кремнисто-глинистые сланцы
(Cm ₁); | 4 — массивы ультрабазитов (σ Pt ₁₋₂); |
| 2 — бирюсинская свита (Pt ₁₋₂) — гнейсы,
кристаллические сланцы, амфиболи-
ты; | 5 — тектонические нарушения: <i>a</i> — про-
слеженные, <i>b</i> — предполагаемые; |
| 3 — граниты (γ Pt ₁₋₂); | 6 — оси складок: <i>a</i> — антиклинальных,
<i>b</i> — синклинальных; |
| | 7 — элементы залегания кристаллизацион-
ной сланцеватости пород |

Массивы имеют форму эллипсоидальных, линзовидных, осложненных разрывной тектоникой или будинированных тел с неровными крутопадающими контактами. Размер их не превышает первых сотен метров. Большинство тел в простирации не обнаруживают видимой связи с дизъюнктивами, залегая в соответствии с кристаллизационной сланцеватостью (рис. 1) в ядрах складок, либо на границе пачек гнейсов и амфиболитов. В бассейне р. Туманшет Е. И. Врублевичем [6] описаны жилообразные тела гипербазитов, секущие гнейсы вмещающей рамы.

Массивы ультраосновных пород идарского комплекса в основном сложены серпентинитами и гардбургитами различной степени серпентинизации. Значительно реже, главным образом по левобережью р. Кан, встречаются оливиновые разности [10]. Помимо ультраосновных пород в строении массивов северо-западной части полосы участвуют габброиды. Незначительно распространены жильные альбититы и кварц-полевошпатовые породы, секущие как

габброиды, так и ультрабазиты. Несмотря на пространственную локализацию в пределах массивов, вопрос о их генетической связи с ультраосновными породами остается неясным. Особое место в структуре массивов занимают метасоматические пироксениты и пироксенит-амфиболовые породы, отмечавшиеся в основном на контактах габброидов и ультрабазитов.

Ниже приведена краткая характеристика наиболее типичных массивов комплекса.

Кингашский массив относится к самым крупным и наиболее изученным среди массивов Идарского белогорья. Он расположен в верхнем течении р. Кингаш, правого притока р. Кан и протягивается почти на 3 км, имея в плане ширину 0,5–1 км (рис. 2). По конфигурации он представляет собой линзовидное изогнутое тело, залегающее вдоль контакта гнейсов и амфиболитов почти конкордантно их полосчатости. В отличие от других изучавшихся массивов в строении Кингашского plutона участвуют не только ультраосновные породы — серпентинизированные гардбургиты и апогардбургитовые серпентиниты, но и габброиды.

Ультраосновные породы занимают северо-западный фланг массива, постепенно выклиниваясь на юго-востоке, они уступают место пироксенитам, которые, в свою очередь, сменяются габбро. Пироксениты прослеживаются только на границе двух упомянутых выше типов пород и обусловливают возникновение косополосчатой внутренней структуры массивов. Наблюдается дискоформность ее элементов по отношению к внешнему контуру. Анатомия массива осложнена присутствием отдельных линзоподобных ксено-

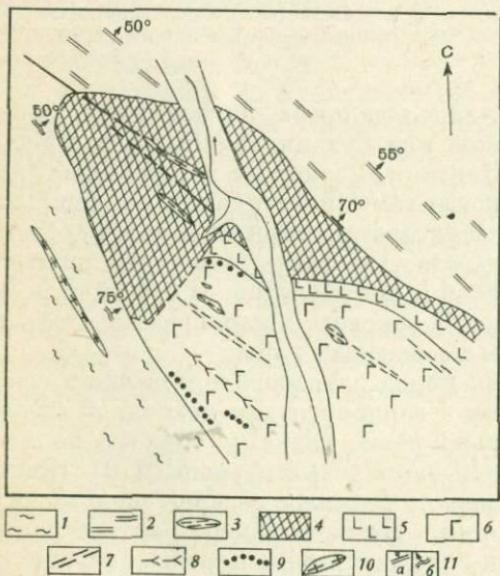


Рис. 2. Схематическая геологическая карта части Кингашского массива

литов амфибол-полевошпатовых гнейсов, пликативными дислокациями, а также разрывными нарушениями, контролирующими размещение жил плагиоклазитов. Отчетливые элементы прототектоники наблюдаются лишь среди габбро. Так, в габброидах равномернозернистой структуры выделяются полосы меланократовых крупнозернистых габбро с переходами к такситовым и габбро с линейной ориентировкой породообразующих минералов, простирающиеся на северо-запад и падающие вертикально или на северо-восток под углами $70-80^\circ$. В краевых частях массива в породах фиксируются уменьшение полевошпатовой составляющей и постепенная смена среднезернистых габбро меланократовыми и габбропироксенитами. Характерно, что к эндоконтактовой части тел габбро, а также ультраосновных пород приурочена пирротиновая минерализация.

Находки среди габбро отдельных, по-разному ориентированных ксенолитов оталькованных серпентинитов свидетельствуют о возможном секущем положении габбро по отношению к ультраосновным породам. Однако на современной стадии изученности взаимоотношения габбро с ультрабазитами недостаточно ясны, поскольку непосредственные секущие контакты между ними не наблюдались.

Некоторые исследователи включают описываемые габбро в состав бирюсинской серии, тесно связывая их с полевошпатовыми амфиболитами и габбро-амфиболитами. Факты непосредственного пересечения амфиболитов габброидами указывают на более поздний возраст последних.

Игильский массив расположен в верхнем течении правых притоков р. Игиль, к северо-востоку от столовой линии хребта. Он также залегает в толще гнейсов и амфиболитов нижнего протерозоя, приурочен к ядру синклинальной складки и падает почти на север под углами $70-80^\circ$. В плане он имеет форму тупо выклинивающейся линзы с несколько изогнутыми контактами (рис. 3). Длина массива около 1500 м при видимой мощности около 350 м.

В составе массива преобладают серпентиниты. Локально среди них встречаются реликтовые участки дунитов. Эндоконтакты массива сложены апогардбургитовыми серпентинитами. В северной части массива между этими образованиями находится полоса черных «литоидных» серпентинитов с вкрапленниками энстатита, бронзита. В отдельных точках южного контакта наблюдаются зеленые, очень плотные, роговикоподобные серпентиниты, появление которых связано с перекристаллизацией.

Взаимоотношение пород массива в пространстве обусловливает возникновение полосчатого строения. Это подчеркивается также зонами оталькования и ромбического пироксена. По отдельным замерам они падают на юго-запад под углами $200-230$, $10-20^\circ$ и по простиранию совпадают с направлением грубой сланцеватости, косо простирающейся к контакту массива. Отсутствие соот-

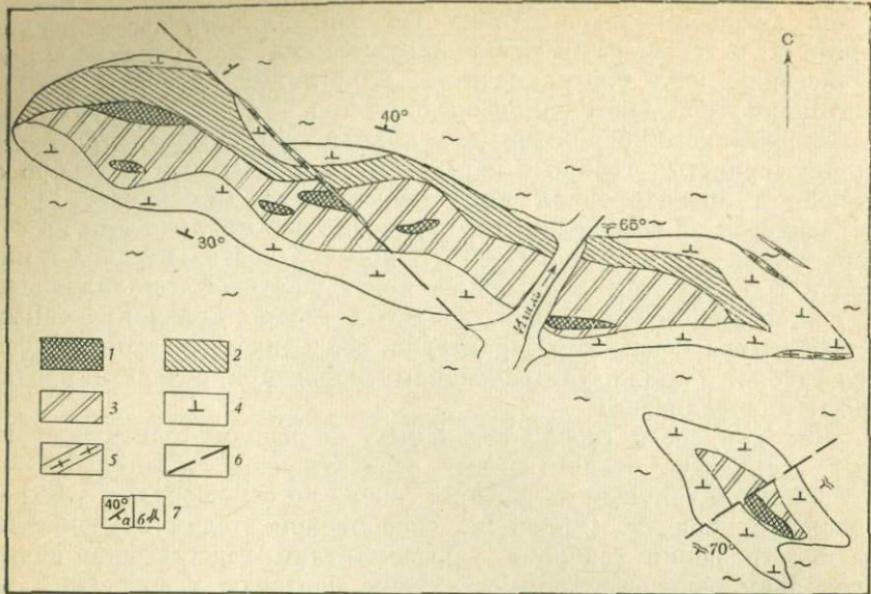


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Игильского массива

- | | |
|--|---|
| 1 — дуниты; | 5 — жилы кварц-полевошпатовые; |
| 2 — серпентиниты черные, литоидные, неясного генезиса; | 6 — тектонические нарушения; |
| 3 — серпентиниты аподунитовые; | 7 — элементы рассланцовок (а) и полосчатости (б) во вмещающих гнейсах |
| 4 — серпентиниты апогардбургитовые; | |

вествия ориентированности этих зон с внешним контуром массива позволяет относить их к эпимагматическим образованиям.

Внутренняя структура массива осложняется интенсивной сплошностью и рассланцованностью пород контактовой зоны.

Среди других массивов интересный структурный план имеет Верхне-Кингашский массив, расположенный в истоках р. Куё, правого притока р. Кан. Он залегает на границе известняков и гнейсов протерозоя и представлен пережатой «линзой» серпентинитов. Здесь, так же как и в Кингашском массиве, развиты габброиды, которые аналогичным образом отделены от серпентинитов зоной пироксеновых пород. В отличие от Кингашского массива полоса пироксенитов здесь имеет большую мощность, габбро несут отчетливые следы динамометаморфизма, а серпентиниты характеризуются пятнистой текстурой и обилием жилок хризотила. Контакты ультраосновных пород с известняками фиксируются жилками актинолита.

Петрографическая характеристика пород комплекса

Неизмененные дуниты состоят из оливина (94—97 %), энстатита (1—3 %) и хром-магнетита (2—3 %). Оливин образует агрегат плотно прилегающих брусковидных зерен, лишен пигмента, в краях частично серпентинизирован и содержит 7—9 % фаялитовой молекулы.

Энстатит ($Ng = 1,666\text{--}1,700$; $Np = 1,658$; $cNg = 0\text{--}6^\circ$; $2V = 76^\circ$, по Г. В. Филиппову [9]), с 6—8 % ферросилитовой молекулы в виде ксеноморфных зерен неравномерно рассеян в массе оливина. Хорошо образованные октаэдры и неправильной формы зерна акцессорного хром-магнетита размером до 1 м.м занимают интерстиции силикатов, реже локализуются в микротрещинах. Состав минерала характеризуется содержанием 55,6 % Fe_2O_3 , 27,68 % FeO , 11,67 % Cr_2O_3 , 0,66 % NiO и 0,54 % Al_2O_3 .

Гарцбургиты и оливиновые гарцбургиты — массивные, темно-серые с зеленоватым оттенком породы, нередко со следами вторичной полосчатости за счет цепочечно-линейного расположения зерен ромбического пироксена в серпентиновом базисе. При исследовании пород под микроскопом обнаружены большие вариации в составе, связанные с различной степенью серпентинизации. Структуры гарцбургитов изменяются от панидиоморфнозернистой для слабо серпентинизированных разностей до спутанноволокнистой для серпентинитов. Содержание оливина в породе изменяется от 0,46 до 35,13 %. Состав его по оптическим константам ($2V = 83\text{--}85^\circ$; $Ng = 1,692\text{--}1,705$; $Np = 1,661\text{--}1,665$) соответствует хризолиту с 12—17 % фаялитовой молекулы. Серпентин присутствует в нескольких морфологических разновидностях, проявление которых тесно связано с определенными этапами серпентинизации. Обычно в начале процесса на стыках зерен оливина и по трещинам в них образуются узкие зонки хризотила, полигональный рисунок которых предопределяет облик будущей ячеистой структуры. В дальнейшем зерна оливина замещаются антигоритом ($Nm = 1,563$; $Fa_{An} = 20\%$). Серпофит и бастит присутствуют, как правило, в меньшем количестве и обычно развиваются по ромбическому пироксену. Последний чаще всего не наблюдается, так как почти полностью замещен баститом. По составу он близок к энстатиту ($Ng = 1,666\text{--}1,658$; $Np = 1,651\text{--}1,656$; $2V = 60\text{--}70^\circ$).

Как отмечалось ранее, ромбический пироксен образует скопления в виде линейно вытянутых цепочек, которые обусловливают появление вторичной полосчатости породы. Кроме того, ромбический пироксен совместно с моноклинным нередко слагает зоны густой вкрапленности, тяготеющие к эндоконтактам и тектоническим нарушениям. В таком случае пироксен присутствует в виде более крупных, чем основная масса, идиоморфных кристаллов. Некоторые исследователи [17, 18] объясняют его появление процессами метасоматоза в заключительные стадии становления интрузивов.

Из рудных минералов в гарцбургитах и серпентинитах отмечены акцессорные хромшпинелиды, сульфиды и магнетит, в сумме составляющий 8—12 %. Магнетит образует отдельные вкрапления и рудную «сыпь», а также выполняет тонкие волосовидные трещины. Нередко сеть прожилков группируется в определенные макроскопически видимые полосы. Характерно, что увеличение степени серпентинизации сопровождается закономерным ростом количества магнетита в породе. Сульфиды в основном представлены пирротином и халькопиритом с небольшой примесью пентландита. Максимально они развиты в северо-западной части Идарского ультрабазитового пояса (Кингашский и Верхне-Кингашский массивы). Приуроченность сульфидов к зонам нарушений и ксеноморфизм по отношению к силикатам свидетельствуют о их наложенном гидротермальном генезисе. Наиболее распространенный пирротин содержит 47,37 % железа, до 1 % NiO, 0,005 % ванадия, 0,06 % кобальта и 0,034 % хрома.

Кроме описанных минералов, в породе присутствует моноклинный пироксен ряда диопсид-авгита (до 2 %) и хлорит (до 3 %). Последний нередко образует значительные скопления в зонах тектонических нарушений на контакте с вмещающими породами.

Ранее указывалось, что габбро пространственно связаны с ультраосновными породами и распространены в северо-западной части Идарского белогорья. Это средне- или мелкозернистые породы типично габбрового облика. Наряду с массивными отмечаются гнейсовидные и трахитоидные полосчатые разности. Полосчатость обусловлена чередованием ориентированных полос, обогащенных фемиическими и сеалическими минералами. Нередко на контакте с вмещающими породами габбро становятся гнейсовидными.

Структура габбро в зависимости от степени метаморфизма изменяется от габбровой аллотриоморфнозернистой до реликтовой габбровой с участками келифитовой. Моноклинный пироксен ($2V = 44-66^\circ$; $cNg = 36-39^\circ$; $Ng = 1,704$; $Np = 1,672$) по составу — диопсид-авгит, в слабо измененных разностях слагает до 64 % объема породы. В процессе метаморфизма пироксен частично, а иногда и полностью замещается амфиболами актинолит-куммингтонитового ряда ($2V = 75-82^\circ$; $Ng = 1,644-1,678$; $Np = 1,616-1,652$). Преимущественное развитие амфиболов по пироксену подчеркивается примерно одинаковым суммарным количеством этих минералов, которое колеблется в пределах 65—70 %. Процесс амфиболизации пироксена сопровождается опацитизацией и выделением рудной «сыпи» на фронте замещения. При этом магнезиальность амфибола закономерно увеличивается от внутренних зон кристалла к периферии (содержание ферроактинолитовой молекулы изменяется от 35 до 15 %). Наиболее поздние и магнезиальные выделения амфибола, по составу близкие к tremolиту, развиваются в идиоморфных зернах.

Плагиоклаз ($An = 51-62\%$) обычно замещается цоизитом с примесью клиноциозита ($Ng = 1,707-1,715$; $Ng = 1,696-1,701$;

$2V = 40-70^\circ$). По этим минералам, в свою очередь, развивается пренит ($Ng = 1,637$; $Np = 1,615$; $2V = 66-70^\circ$), который выполняет трещины, рассекающие все минералы за исключением карбонатов.

Рудные минералы габбро представлены ильменитом, в незначительном количестве присутствуют пирротин, халькопирит.

Пироксениты и пироксен-амфиболовые породы, обычно локализованные вдоль контакта габбро и ультрабазитов, имеют пестрый состав и содержат в различных соотношениях минералы, присущие гипербазитам, габброидам, а также минералы, свойственные метасоматическому процессу (диопсид, куммингтонит). В составе пород преобладает диопсид-авгит — $(Ca_{0,8}Na_{0,11}K_{0,003}Al_{0,162})_{0,976} \cdot (Mg_{0,968}Fe^{2+}_{0,06}Fe^{3+}_{0,05}Mn_{0,004})_{1,08}[S_{1,777}Al_{0,053}Ti_{0,17}]_2O_6$, по которому развивается амфибол актинолит-куммингтонитового ряда. В некоторых разновидностях присутствует до 16% серпентина и до 3% оливина. Содержание рудного компонента изменяется в пределах 4—10%, при этом оно увеличивается параллельно росту количества серпентина. В отдельных типах пород отмечаются цоизит (до 15%) и пренит (до 19%). Отчетливо видно, что увеличение количества диопсида, амфибала и плагиоклаза сопровождается соответствующим уменьшением содержания оливина, ромбического пироксена и серпентина. Цоизит с примесью эпидота, как правило, замещает плагиоклаз. Пренит в лучистых и пластинчатых агрегатах выполняет трещины в цоизите и плагиоклазе и рассекает все описанные выше минералы.

Учитывая, что пироксениты и пироксен-амфиболовые породы залегают только на контакте габбро и ультрабазитов, и принимая во внимание пестроту минерального и химического состава этих пород, вероятно, их следует относить к метасоматическим образованиям, возникшим в брекчированных породах контакта.

Альбититы и кварц-полевошпатовые породы образуют мало мощные дайкоподобные тела, очень часто они тяготеют к зонам контактов габбро и гипербазитов с вмещающими породами, а также ассоциируют с телами амфиболитов и пироксен-амфиболовых пород.

Основные черты геохимии комплекса

Сравнение состава массивов показывает, что в направлении от р. Кан к р. Агул вдоль Идарской полосы гипербазитов заметно возрастает степень магнезиальности пород, снижается содержание железа, никеля, кобальта, хрома (табл. 1, 2), при этом на всем интервале в общем сохраняется одинаковый уровень серпентинизации; соотношение породообразующих минералов существенно не колеблется.

Изменение химизма пород комплекса вдоль пояса наглядно иллюстрируется положением фигуративных точек химических

Таблица 1

Средние химические составы пород

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	36,81	0,23	2,32	0,73	7,55	5,40	0,16	33,91	0,95
2	37,49	0,26	3,18	0,37	8,43	3,70	0,17	33,62	1,47
3	41,30	0,08	1,43	0,06	3,10	5,80	0,09	39,69	0,82
4	39,68	0,15	1,74	0,13	4,95	4,45	0,11	36,68	0,84
5	41,04	0,14	2,04	0,56	3,88	5,73	0,11	39,71	1,07
6	40,41	0,09	1,49	0,25	2,19	5,91	0,08	44,70	0,42
7	39,47	0,07	2,09	0,53	3,85	3,63	0,09	39,93	0,67
8	39,01	0,06	1,30	0,84	2,50	5,59	0,12	43,86	0,23
9	—	0,01	2,06	0,37	—	7,93	0,11	—	0,34
10	43,54	0,81	3,99	—	2,51	9,84	0,21	34,02	3,46
11	43,80	0,54	6,61	0,39	2,81	8,51	0,18	16,37	15,00
12	46,22	0,62	15,24	—	2,15	6,72	0,15	7,79	15,46
13	48,05	1,48	16,13	—	3,03	9,35	0,21	6,82	10,85

Таблица 1 (окончание)

№ п/п	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	CoO	H ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
1	0,12	0,10	0,40	—	—	0,24	0,05	11,42	100,36
2	0,13	0,10	0,32	—	—	0,032	0,08	11,10	100,44
3	0,09	—	0,21	—	—	0,022	0,018	7,27	99,97
4	0,09	0,09	0,21	—	—	0,047	0,040	11,60	100,51
5	0,10	0,09	0,24	0,012	—	0,08	—	5,42	100,22
6	0,02	0,01	0,25	—	—	0,14	—	4,52	100,48
7	0,02	0,02	—	—	0,19	—	0,02	9,49	100,07
8	0,14	0,05	—	—	0,84	—	—	5,42	99,06
9	0,057	0,007	0,26	0,013	0,76	—	—	—	—
10	0,56	0,25	—	—	—	—	0,05	—	100,00
11	0,28	0,07	—	—	—	1,72	0,017	3,58	99,88
12	1,08	0,45	—	—	—	0,32	0,26	3,36	99,82
13	2,32	0,50	—	—	—	—	0,14	1,16	100,10

1 — 3 — апогарцбургитовые серпентиниты Кингашского (19 анализов), Верхне-Кингашского (2 анализа) и Игильского (3 анализа) массивов; 4 — гипербазиты Идарского белогорья (31 анализ); 5 — гарцбургиты северо-запада Восточного Саяна (28 анализов), неопубликованные данные Г. В. Филиппова; 6 — гарцбургиты юга Сибири, Г. В. Пинус, Ю. Н. Колесник [3]; 7 — гипербазиты Западного Саяна (29 анализов, расчет О. М. Глазунова); 8 — гипербазиты Ильчира (15 анализов, расчет О. М. Глазунова); 9 — гарцбургиты Урала, И. А. Малахов [20]; 10 — перидотиты, С. Р. Ноккольдс [22]; 11 — пироксениты Кингашского массива (3 анализа); 12 — габбро Кингашского массива (7 анализов); 13 — траппсы Сибирской платформы, Г. В. Нестеренко, Н. С. Авилова, Н. П. Смирнова [23].

Таблица 2

Сопоставление средних содержаний некоторых элементов-примесей в ультраосновных породах

Элементы	1 *	2	3	4	6	7	8	9	11	12	13
Ni	0,272	0,15	0,15	0,173	0,218	0,40	0,64	0,21	0,079	0,0294	0,011
Co	0,0196	0,016	0,0085	0,0104	0,0448	0,019	0,012	0,011	0,0204	0,0155	0,0034
Cr	0,436	0,32	0,075	0,1024	0,19	0,41	0,47	0,28	0,203	0,0545	0,018
V	0,0059	0,00	—	—	0,0026	—	—	0,001	0,036	0,0339	0,019
Cu	0,188	0,050	0,023	0,0658	0,0016	—	—	—	0,052	0,0084	0,011
Li	0,0004	—	—	—	—	—	—	—	Не обн.	0,0004	0,0016
Sc	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	0,038	0,028	—
Число анализов	18	8	85	936	—	15	16	—	6	12	—

* Номера те же, что и в табл. 1.

составов на соответствующих диаграммах (рис. 4, 5). Как видно на правой части диаграммы Н. Д. Соболева ([19], см. рис. 5), основная масса векторов анализов имеет большую длину и направление, близкое к вертикальному, что свидетельствует о высоком содержании в первичной породе виртуального оливина. С уменьшением параметра b (показатель темноцветности) длина векторов уменьшается, одновременно увеличивается отклонение их от вертикали, что связано с возрастанием в первичной породе количества моноклинного и ромбического пироксена.

Отношение магния к железу в серпентинитах, неизмененных гардбургитах и оливиновых породах Идарского белогорья ниже средних значений для соответствующих разновидностей типичных представителей альпинотипных гипербазитов [3, 20, 21]. Однако, судя по петрохимическим пересчетам, все без исключения анализы соответствуют гардбургитам и оливиновым гардбургитам.

На диаграмме Н. Д. Соболева видно, что от западного фланга полосы (Кингашский и Верхне-Кингашский массивы) к юго-востоку (массивы Игильский и др.) в породах заметно снижается роль оливиновой составляющей за счет увеличения количества энстатита.

Химический состав пород вдоль белогорья также заметно изменяется (см. табл. 1). Так, на северо-западном фланге пояса отношение магния к железу равно 4,9, в средней части — 5,24, а в крайней юго-восточной увеличивается до 8,21. В этом же направлении возрастает содержание SiO_2 от 36,8 до 41,30% при одновременном снижении количества хрома, никеля, кобальта и меди.

Корреляционные зависимости между некоторыми элементами достаточно информативны. Судя по рис. 4, наиболее четко в

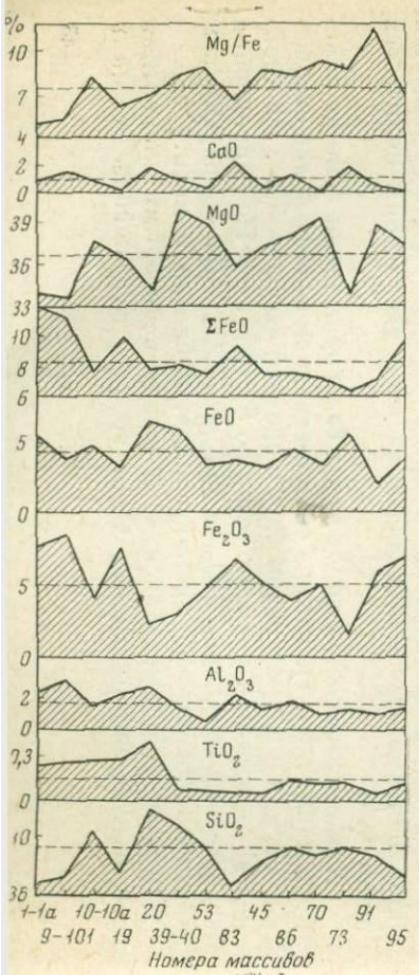


Рис. 4. Вариационная диаграмма химического состава ультрабазитов (вдоль Идарского белогорья). Пунктиром показаны средние содержания окислов для Идара в целом

Рис. 5. Векторная диаграмма состава ультраосновных пород

Массивы: 1 — Кингашский, 2 — Верхне-Кингашский, 3 — Игильский, 4 — прочие; 5 — среднее значение по отдельным массивам и комплексам (цифры у векторов соответствуют порядковым номерам в табл. 1)

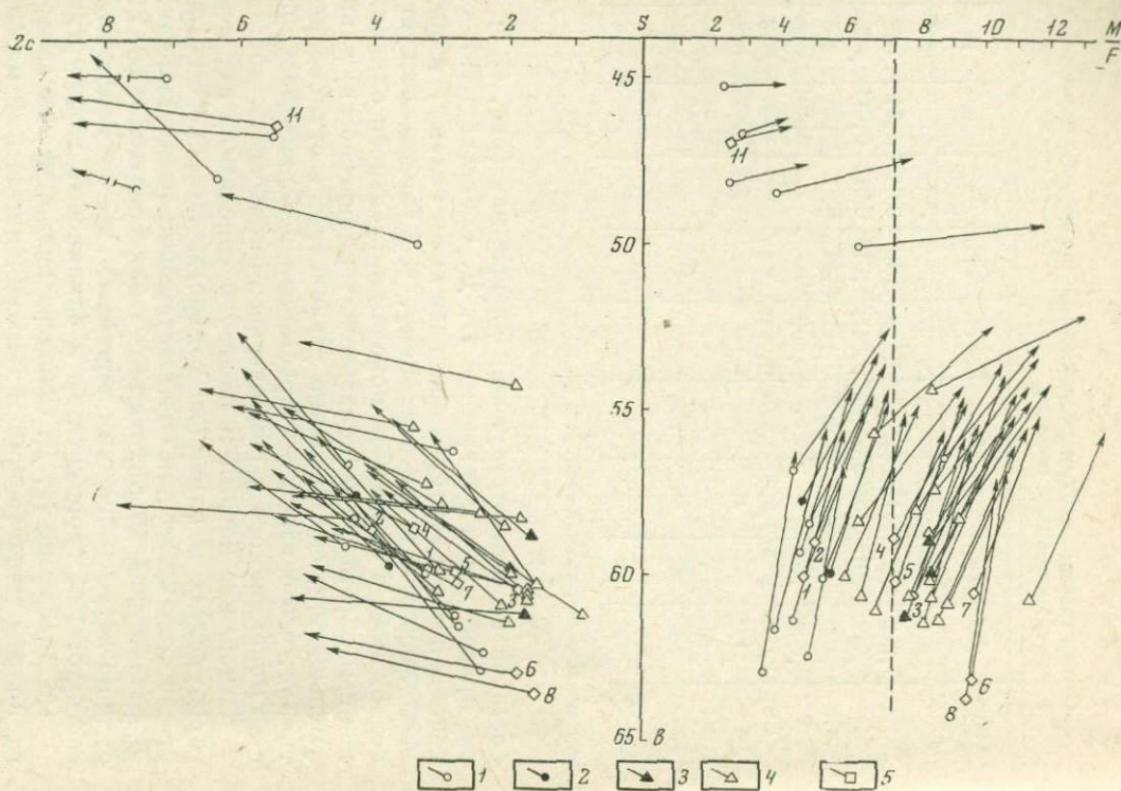


Таблица 3

Значение коэффициентов парной корреляции между содержаниями пордообразующих окислов в апогарцбургитовых серпентинитах Идарского белогорья

Окислы	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	NiO	Cr_2O_3
SiO_2	+1,000	-0,372	-0,904	+0,210	+0,685	-0,588	-0,423
Al_2O_3		+1,000	+0,346	-0,128	-0,679	+0,004	+0,522
Fe_2O_3			+1,000	-0,535	-0,605	+0,398	+0,417
FeO				+1,000	+0,192	+0,413	+0,043
MgO					+1,000	+0,231	+0,707
NiO						+1,000	+0,125
Cr_2O_3							+1,000

Примечание. Критическое значение коэффициента корреляции при уровне значимости 0,05 и 31 анализе равно 0,380 [24].

ультраосновных породах выражен противоположный характер поведения окисного и закисного железа, что подтверждается вычисленным коэффициентом корреляции (табл. 3; $r = -0,535$). Устанавливается прочная ($r = -0,904$) обратная корреляционная зависимость между SiO_2 и Fe_2O_3 , MgO с Fe_2O_3 и Al_2O_3 . Общее железо отрицательно коррелируется с SiO_2 и MgO . Между малыми элементами выдерживается в общем положительная связь. Отчетливый антагонизм отмечен для пар $\text{SiO}_2 - \text{NiO}$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{NiO}$ и $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ при достаточно прочной связи этих элементов с железом. Это объясняется преимущественным вхождением хрома и никеля в рудную составляющую (магнетит) соответственно в количестве 5,67 и 0,64% при низкой доле его в пордообразующем серпентине. По материалам многих исследователей, отрицательная связь магния и кремния обычно отражает поведение элементов в глубинном магнитическом процессе [25].

Интересно, что в отличие от типичных гипербазитов Сибири [25] для ультраосновных пород идарского комплекса характерно отсутствие надежной положительной связи между NiO и MgO . Г. В. Пинус и Ю. Н. Колесник [3] обращают внимание на то, что изоморфизм окиси магния и никеля в оливинах и пироксенах не должен рассматриваться как доказательство закономерной связи между этими элементами. К аналогичному выводу приходят И. А. Малахов [21] и другие исследователи гипербазитов Урала.

Наличие в альпинотипных гипербазитах Южной Сибири более чем трехкратного дефицита серы (0,06%) по отношению к никелю (при содержании никеля в породах до 0,26% и в оливине до 0,3%) позволяет Г. В. Пинусу и Ю. Н. Колеснику сделать вывод о нахождении главной части никеля не в сульфидной, а в силикатной форме.

Для ультраосновных пород идарского комплекса отношение сульфидного и силикатного никеля сопоставимо с гипербазитами юга Сибири. Как видно из табл. 4, среднее содержание сульфидного никеля соответствует приблизительно четырехкратному дефициту серы, что предопределяет в основном нахождение его в силикатной форме.

Т а б л и ц а 4

Соотношение сульфидного и силикатного никеля в ультраосновных породах массивов идарского комплекса (в %)

N _{п/п}	N _{общ}	N _{сульф}	S _{общ}	$\frac{N_{\text{сульф}}}{N_{\text{общ}}} \cdot 100$
1	0,272	0,192	0,21	70,59
2	0,15	0,029	0,032	19,53
3	0,15	0,020	0,022	13,40
4	0,173	0,043	0,047	24,25
5	0,30	0,23	—	76,70

1 — Кингашский; 2 — Верхне-Кингашский; 3 — Игильский;
4 — среднее по комплексу; 5 — Урал [21].

Вместе с тем, если обратиться к корреляционному графику (рис. 6), можно заметить отчетливое подобие кривых содержания никеля и меди с серой, свидетельствующее о халькофильном поведении части никеля и меди в процессе становления ультраосновных массивов. Некоторое различие в поведении этих элементов, по-видимому, обусловлено рассеянием части никеля в силикатах при полном геохимическом сродстве меди и серы. В целом для гипербазитов устанавливается следующее содержание никеля в минералах: пирротине — до 1%, в магнетите — 0,31, в оливине — 0,3—0,34 (по Г. В. Филиппову) и в серпентине — 0,23—0,38%. Наблюдается закономерное возрастание доли сульфидного никеля относительно общего его содержания от Игильского массива к Кингашскому. Подтверждением этого является широкое развитие сульфидов в Кингашском массиве.

Таким образом, по содержанию никеля ультраосновные породы комплекса близки соответствующим образованиям гипербазитовой формации Сибири [3] и Урала [20, 21]. По сравнению с аналогичными породами лысанского габбро-пироксенитового комплекса, базальтоидного по происхождению [26], идарские гипербазиты характеризуются более высоким уровнем никеленосности. Все это относится не только к ультраосновным, но и к габбродиенным породам описываемого комплекса (см. табл. 2). Содержание никеля (0,03%) в них больше, чем в габбро Лысанской группы мас-

сивов, и превышает среднее значение (0,011 %) для траппов Сибирской платформы [23] и кларк по А. П. Виноградову.

Для кобальта характерны положительные связи в рассматриваемых случаях (табл. 5), что, возможно, свидетельствует о некотором различии поведения никеля и кобальта.

Наиболее высокое содержание хрома приходится на ультраосновные породы Идара. Среднее содержание по 936 пробам достигает 0,1 %. Это почти в 3 раза ниже, чем в гипербазитах Сибири [3], в 2 раза меньше среднего для хондритов [27] и почти соответствует уровню хрома в ультраосновных породах габбро-пироксенитовой формации (0,07 %). Максимально «хромитоносны» серпентиниты Кингашского массива (0,43 %). По мере продвижения к юго-востоку содержание хрома в породах уменьшается до 0,075 %, при этом снижается отношение хрома к алюминию от 0,31 до 0,04.

К концентраторам хрома относятся хром-магнетит, фиксируемый в оливинсодержащих породах, и магнетит серпентинитов, в котором содержится (в %): Cr_2O_3 5,6–6,85; MgO 2–5; FeO 27–

Таблица 5

Значение коэффициентов парной корреляции между содержаниями элементов-примесей в апогарцбургитовых серпентинитах Кингашского массива и Идарского белогорья в целом

Элемент	Ni	Co	Cr	Cu
Ni	+1,000 +1,000	+0,638 +0,241	+0,406 +0,403	+0,536 -0,096
Co		+1,000 +1,000	+0,635 +0,624	+0,633 +0,761
Cr			+1,000 +1,000	+0,452 +0,001
Cu				+1,000 +1,000

Примечание. В числителе указано значение коэффициентов корреляции для пород Кингашского массива, в знаменателе — для пород Идарского белогорья в целом, критические значения при числе анализов соответственно 19 и 38 и уровне значимости 0,05 равны 0,450 и 0,340 [24].

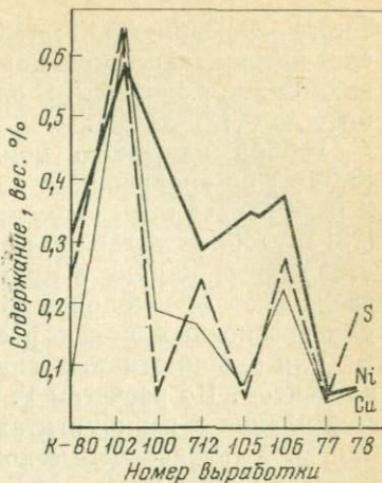


Рис. 6. Корреляционная диаграмма содержаний некоторых элементов-примесей

Fe_2O_3 39,0—63,85; Al_2O_3 0,9—1,8; S 0,6—0,7. Хром обнаруживает надежную прямую корреляционную связь с окисным железом, алюминием и магнием. В оливине отмечается 0,01 %, а в серпентините до 0,1 % хрома.

Габбро идарского комплекса несколько обогащено хромом (0,03%) по сравнению с кларком по А. П. Виноградову, почти в 2 раза богаче этим элементом, чем траппы Сибирской платформы [23] и габброиды габбро-пироксенитовой формации [26]. Приведенные данные наряду с прямыми геологическими признаками подтверждают предположение о едином субстрате для основных и ультраосновных пород рассматриваемой природной ассоциации.

Для альпинотипных гипербазитов титан является нетипичным элементом. По расчетам Г. В. Пинуса и Ю. Н. Колесника [3], его содержание в гарцбургитах гипербазитовой формации составляет 0,09 %. Ультраосновные комплексы кембрия в северной части Западного Саяна (массивы Березовский и Борусский) и Восточном Саяне (массивы Оспинский и Улан-Сарыдагский) характеризуются несколько меньшим содержанием титана (см. табл. 1). При этом относительный максимум элемента (0,054 %) приходится на перidotиты и жильные энстатиты, минимум — на серпентиниты (0,006—0,012 %). Дуниты занимают промежуточное положение (0,03%). Количество титана в ультраосновных породах, по А. П. Виноградову, составляет 0,03%, т. е. более чем на порядок ниже кларка для земной коры [28, 29]. По расчетам И. И. Абрамовича и Е. Б. Высокоостровской [25], региональный кларк титана для гипербазитов Алтас-Саянской области (0,01 %) значительно ниже данных Г. В. Пинуса и Ю. Н. Колесника [3].

Среди гипербазитов Алтас-Саянской области независимо от того, имеют ли они дунитовый, перidotитовый или серпентинитовый состав, нет ни одного массива с таким высоким содержанием титана, как в идарском комплексе. По степени титаноносности первое место принадлежит пироксенитам (0,54 %), за ними следуют гарцбургиты (0,15 %), серпентиниты (0,12 %) и дуниты (0,01 %).

Главную роль концентратора титана в серпентинитах выполняет породообразующий магнетит (0,34—0,42 % титана), в дунитах — акцессорный хром-магнетит (0,11 % титана). Следует отметить, что хромшпинелиды из дунитов Оспинского гипербазитового массива (гипербазиты «чистой линии» ильчирского комплекса) в среднем содержат 0,35 % титана [3]. Количество титана в силикатах идарского комплекса колеблется от 0,008 % в оливине до 0,036 % в энстатите и серпентине. В породообразующем оливине из дунитов ильчирского комплекса титан либо не обнаруживается, либо содержится в тысячных долях процента. Распределение титана в отдельных типах пород, точно так же, как и вдоль полосы развития массивов идарского комплекса, непостоянно. Это подтверждается большой амплитудой колебания его содержаний (0,05—0,16 %) в различных породах, а также заметным возрастанием в северо-западной части относительно среднего уровня.

Среди массивов максимальной титаноносностью выделяются, такие, как Верхне-Кингашский ($0,26\% \text{ TiO}_2$) и Кингашский ($0,23\% \text{ TiO}_2$). Вследствие обогащенности железом ультраосновные породы этих массивов характеризуются малой величиной отношения магния к железу. Отличительной их чертой является также присутствие габброидов в разрезах массивов. Габбро отличаются повышенным содержанием TiO_2 ($0,62\%$), если сравнить их с действительно палингенным габбро Хопсека в Туве [2] или габбро устья р. Хуша-Гол ($0,06\% \text{ TiO}_2$) в Бурятии, пространственно тесно связанного с гипербазитами «чистой линии».

Для понимания причин миграции титана исключительно важны изменения его содержания в зоне, переходной от ультраосновных пород Кингашского массива к габбро. Здесь, вдали от контакта этих пород, в серпентинитах и серпентинизированных перидотитах фиксируется $0,1\text{--}0,15\%$ титана. На границе с габбро количество титана в них возрастает почти до уровня габброидов.

Титан не образует в породах идарского комплекса самостоятельных минералов. Он проявляет стремление к адсорбционному входжению не в парагенные с оливином акцессорные хромшипелиды, а в магнетиты стадии массовой серпентинизации и метасоматические жильные энстатиты. Можно предположить, что такое поведение обусловлено перераспределением первичного титана в процессе серпентинизации. Однако повышенный уровень титаноносности нужно считать специфической чертой ультраосновных пород Идарского хребта.

При сравнении химического состава Кингашского массива с траппами Сибирской платформы [23, 30] — наиболее яркими представителями базальтоидов — обнаруживается, что габбро идарского комплекса отличаются меньшим содержанием TiO_2 , SiO_2 , FeO и Fe_2O_3 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O и более высоким — CaO и MgO . Сопоставление содержаний никеля, кобальта, хрома еще раз защищает контрастность этих образований. В габбро по сравнению с траппами отмечается почти четырехкратное обогащение хромом, почти трехкратное — никелем и ванадием и заметное преобладание кобальта. Исключение составляет медь, количество которой примерно одинаково. Содержание лития ($0,0004\%$) в габбро во много раз ниже, чем в траппах [30], что связано с низким содержанием в них калия и натрия. Отмеченные выше черты геохимии габбро идарского комплекса указывают на их возможную генетическую общность с ультраосновными породами, а следовательно, и на возможное их небазальтоидное происхождение.

Развитие среди габбро наряду с равномернозернистыми типичными для магматических образований полосчато-трахитоидных структур и редкие следы пятнистости дают возможность отнести их к магматическим образованиям в противоположность мнению ряда исследователей [2], рассматривающих возникновение габброидов в подобных условиях с позиций палингенаеза. Как показа-

ли наши анализы из различных участков Восточного и Западного Саяна, габброидам, несущим черты метасоматоза и палингенеза, присущее большое разнообразие структур, минерального и химического состава. В них не проявляется свойственная габбро идарского комплекса обогащенность элементами группы железа (хром, никель, кобальт, ванадий, см. табл. 2).

Особое место в составе пород идарского комплекса занимают пироксениты, которые, как указывалось ранее, развиты на контакте габбро и ультраосновных пород. Положение в разрезах массивов предопределяет химический состав пироксенитов, которые, как и на Урале [31], по содержанию большинства петрогенных элементов занимают промежуточное положение между основными породами и гипербазитами. По сравнению с габбро и гипербазитами для них характерны высокие содержания кобальта, хрома, ванадия и отсутствие лития. Вместе с тем вполне закономерно увеличение в пироксенитах количества скандия, как известно, концентрирующегося преимущественно в пироксенитах и амфиболах (см. табл. 2).

Отмечая специфичность морфологии и химизма идарского гипербазитового комплекса, необходимо оценить возможное влияние наложенных процессов на состав пород. Некоторые исследователи, характеризуя изменение химизма пород при массовой серпентинизации, приходят к выводу о значительном выносе кремния, магния и привносе воды, алюминия и углекислоты в этом процессе [32—34]. Однако большинство авторов, признавая миграцию петрогенных и примесных элементов при серпентинизации, приходят к выводу о незначительном масштабе привноса-выноса и, что особенно важно, о незначительном изменении или даже постоянстве соотношений между элементами [35—39]. Следовательно, не вдаваясь в суть отдельных представлений, можно утверждать, что серпентинизация вряд ли могла определить аномальность химизма комплекса. Величина отношения магния к железу серпентинитов идарского комплекса, сопоставимая с таковой для перidotитов, низкое его значение для оливиновых пород, а также примерно одинаковая степень серпентинизации подтверждают изложенное выше.

Воздействие процесса аллометаморфической серпентинизации на первичные породы комплекса, очевидно, сразу можно исключить, учитывая присутствие поблизости лишь редких штоков гранитоидов. Что же касается пегматитов, секущих ультраосновные породы, то их влияние сводится к незначительной хлоритизации в области контакта либо к возникновению реакционных зон вермикулита. На химическом составе серпентинитов процессы регионального метаморфизма должны были отразиться в одинаковой степени, поскольку все массивы залегают в той части бирюсинской свиты, которая оконтуривается одинаковой изоградой метаморфизма амфиболитовой фации [40]. Е. И. Врублевич [6], изучавший аналогичные гипербазиты в смежном районе, показал, что несмотря на

свой древний возраст они вообще не несут следов регионального метаморфизма.

Была предпринята попытка учесть при геохимических расчетах возможное снижение содержания элементов в серпентинитах за счет выветривания, так как некоторые исследователи указывают на потерю части магния и кремния в этом процессе [41]. Однако отсутствие на Идарском белогорье признаков коры выветривания и «свежесть» пород не дают оснований связывать существенное уменьшение количества магния и кремния с влиянием экзогенных процессов.

Таким образом, ни процессы серпентинизации, ни тем более явления метаморфизма и выветривания не могут привести к таким изменениям, которые бы обусловили отмеченную специфичность геохимии комплекса.

Наиболее вероятно, что особенность состава ультраосновных пород Идара, заключающаяся в заметном его отклонении в сторону пироксенитовой или верлитовой формации, по С. С. Зимину [42], отражает состав исходного субстрата, слабо дифференцированного в раннем протерозое. Можно предположить, что этот субстрат был источником, из которого оформились ультраосновные массивы не только в Кансской глыбе, но и в пределах других древних выступов зоны сопряжения Сибирской платформы и складчатого пояса байкалид.

По содержанию почти всех пордообразующих окислов массивы идарского комплекса значительно отличаются от альпинотипных гипербазитов в Западном и Восточном Саяне [3] и на Урале [20, 21]. Особенно хорошо видны различия в содержании MgO , которого в ультраосновных породах описываемого комплекса на 3—8% меньше, нежели в соответствующих породах смежных областей. Отмечается относительная обогащенность исследуемых пород железом, титаном, окисью кальция, глиноземом. Коэффициент магнезиальности Mg/Fe для идарского комплекса, равный 7,65, в целом соответствует или близок таковому для переходного типа от гипермагбазитов к ультрафербазитам, по Н. Д. Соболеву [19], тогда как в сравниваемых гипербазитах величина этого отношения не опускается ниже 10. Следует отметить, что все значения коэффициента для отдельно взятых массивов Идара также никогда не превышают значений коэффициента для гипербазитов «чистой линии».

Сравнение средних содержаний некоторых элементов-примесей подтверждает геохимическую специфичность идарского комплекса. Прежде всего это выражается в меньшем содержании в ультраосновных породах идарского комплекса хрома, никеля, кобальта, ванадия по сравнению с альпинотипными гипербазитами других районов (см. табл. 2).

Заключение

Идарский комплекс представляет собой наиболее древнее раннепротерозойское проявление ультрабазитов Алтае-Саянской области. Тектоническое положение массивов комплекса в целом определяется широкой проницаемой зоной в гнейсовом выступе фундамента Сибирской платформы. Большинство тел относится к конкордантному типу и не обнаруживает четких признаков аллюхтонности.

Своеобразной чертой химизма ультраосновных пород формации, включая и неизмененные их разности, является невысокое отношение магния к железу [7], пониженное содержание хрома и никеля, обогащенность кальцием, щелочами, титаном. Эти особенности химизма пород отличают их от альпинотипных гипербазитов и, очевидно, отражают первичный состав материнского для пород комплекса субстрата. Можно допустить лишь частичное и в общем незначительное возрастание железистости пород за счет выноса магния и кремния при серпентинизации.

Однако процессами автометаморфической серпентинизации и тем более региональным метаморфизмом и выветриванием нельзя объяснить ощутимые отклонения от главной эволюционной линии состава гипербазитов, так как эти процессы не приводят к нарушению соотношения петрогенных компонентов и к существенной миграции таких малоподвижных элементов, как хром и алюминий.

Совокупность ряда геохимических и геологических признаков, из которых, в частности, следует отметить тесную пространственную связь ультрабазитов Идара с габброидами, позволяет высказать предположение о происхождении комплекса из подкорового субстрата, повсеместно имевшего в раннем протерозое слабую степень дифференциации. В связи с этим можно отметить, что среди всех гипербазитов Алтае-Саянской области идарские наиболее близки к составу хондритов, принятых А. П. Виноградовым [27] за гипотетическое изначальное протовещество.

Изменение химического состава отдельных массивов вдоль Идарского хребта на протяжении около 100 км, возможно, отражает сложные пути фракционирования исходного расплава как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. Удачную попытку объяснить вариации состава гипербазитовых поясов неоднородностью мантии в зависимости от стадии развития отдельных блоков Земли предпринял С. С. Зимин на примере Сихотэ-Алиня [43]. Ранее на справедливость тезиса о том, что определенные классы пород в общем виде отражают различия в составе мантии, обращали внимание Г. С. Горшков [44] и Ю. М. Шейнман [45]. Приведенные различия состава пород комплекса и альпинотипных гипербазитов, очевидно, могут расцениваться как признаки эволюции материнского субстрата во времени.

Не исключено, что свойственные комплексу черты химизма являются не только провинциальными, но и общими, возможно,

типовыми признаками. Поэтому ультраосновные породы идарского комплекса можно отнести к крайней железистой ветви гипербазитовой формации Сибири. С некоторыми допущениями эту ветвь можно отождествлять с дунит-верлитовой формацией Притихоокеанского пояса [42].

Никелевая минерализация комплекса связана с сульфидами, широко проявившимися как в ультраосновных породах, так и в габбро. Характер распределения сульфидов по трещинам и с образованием брекчиевидно-цементационного узора позволяет наметить общие черты между минерализацией Идара и Северо-Байкальских никеленосных массивов [46].

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Пинус Г. В., Кузнецов В. А. Закономерности геологического строения и металлогения Алтае-Саянской гипербазитовой формации. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
2. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской области. Изд-во АН СССР, 1958.
3. Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альшинотипные гипербазиты юга Сибири. Изд-во «Наука», 1966.
4. Молчанов И. А. Восточный Саян. Изд-во АН СССР, 1934.
5. Молчанов И. А. Геологическое строение Кансского золотоносного района и условия его золотоносности.— Материалы по геологии Западно-Сибирского края, 1934, вып. 10.
6. Врублевич Е. И. Некоторые особенности петрохимии гипербазитов Агул-Туманштского комплекса. Новые данные по геологии юга Красноярского края.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1964.
7. Юдин М. И. Дуниты хребта Борус и их происхождение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 2.
8. Глазунов О. М. К геохимии гипербазитов Западного и Восточного Саяна.— Тезисы докл. на II Уральской петрограф. конференции. Свердловск, 1966.
9. Курганьев В. П., Филиппов Г. В. Об особенностях состава и строения ультраосновных пород идарского комплекса (Восточный Саян).— В кн. «Геология и геохимия полезных ископаемых Красноярского края». Красноярск, 1966.
10. Филиппов Г. В. О химизме и никеленосности ультраосновных пород северо-западной части Восточного Саяна.— Материалы геол. конференции. Красноярск, 1966.
11. Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. Изд-во «Наука», 1967.
12. Смирнов А. Д., Недумов И. Б., Булдаков В. В. Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей. Изд-во АН СССР, 1963.
13. Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. Изд-во АН СССР, 1962.
14. Никульченко В. Г., Пан Ф. Я., Чернышев Н. М. Основные черты структуры западной части Восточного Саяна.— Материалы по геологии Красноярского края, 1962, вып. 3.
15. Хильтова В. Я., Крылов И. Н. Докембрий Восточного Саяна.— Труды Лабор. геологии докембра, 1964, вып. 18.
16. Берzin Н. А., Клитин К. А. Строение зоны Главного разлома Восточного Саяна в верховых Уды.— Геол. и геофиз., 1961, № 7.

17. Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И. Пироксениты краевых зон Хараматалоуско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал).— В кн. «Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов». Изд-во «Наука», 1965.
18. Рудник Г. Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале.— В кн. «Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов». Изд-во «Наука», 1965.
19. Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород.— Геохимия, 1959, № 8.
20. Малахов И. А. О среднем составе ультраосновных пород Урала.— Тезисы докл. на II Уральской петрограф. конференции. Свердловск, 1966.
21. Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966.
22. Nockolds S. R. Average chemical compositions of some igneous rocks.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, 65, № 10.
23. Нестеренко Г. В., Авилова Н. С., Смирнова Н. П. Редкие элементы в траппах Сибирской платформы.— Геохимия, 1964, № 10.
24. Pierson E. S., Hartley H. O. Biometrika tables for statisticians. Vol. 1. Cambridge University Press, 1956.
25. Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б. Титан в магматических формациях Алтая-Саянской области.— В кн. «Химия земной коры». Т. I. Изд-во АН СССР, 1963.
26. Глазунов О. М. Лысанский габбро-пироксенит-серпентинитовый комплекс.— Геол. и геофиз., 1961, № 3.
27. Виноградов А. П. Вещество метеоритов.— Геохимия, 1965, № 11.
28. Rankama K., Sahama Th. G. Geochemistry. Chicago, 1950.
29. Сауков Л. А. Геохимия. Госгеолтехиздат, 1950.
30. Нестеренко Г. В., Фролова Л. П. Литий и рубидий в траппах.— Геохимия, 1965, № 3.
31. Замига Ю. Н. Сахаровский габбро-перidotитовый массив на Восточном склоне Южного Урала.— Тезисы докл. на II Уральской петрограф. конференции. Свердловск, 1966.
32. Виноградов Л. А. О серпентинизации гипербазитов серпентитового пояса на Кольском полуострове.— В кн. «Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова». Изд-во «Наука», 1967.
33. Коржинский А. Ф. Гидротермально-измененные породы редкометальных месторождений Восточной Сибири. Изд-во «Наука», 1967.
34. Судиловский Г. Н. Некоторые закономерности изменения химизма ультрабазитов при серпентинизации.— Тезисы докл. на II Уральской петрограф. конференции. Свердловск, 1966.
35. Борисенко Л. Ф. О связи распределения редких и малых элементов с минеральным составом гипербазитов платиноносного пояса на Урале.— Тезисы докл. на II Уральской петрограф. конференции. Свердловск, 1966.
36. Малахов И. А. К геохимии Cr в ультрабазитах Урала.— Тезисы докл. на II Уральской петрограф. конференции. Свердловск, 1966.
37. Штейнберг Д. С., Малахов И. А., Булыкин А. Д., Ефимов А. А., Лашнев И. М., Чашухин И. С. Итоги изучения серпентинизации ультрабазитов Урала.— Тезисы докл. на II Уральской петрограф. конференции. Свердловск, 1966.
38. Золоев К. К. Некоторые особенности петрохимии ультраосновных пород Урала в связи с их асбестоносностью.— Тезисы докл. на II Уральской петрограф. конференции. Свердловск, 1966.
39. Золоев К. К., Судиловский Г. Н. Количественные изменения вещества при серпентинизации перidotитов.— Докл. АН СССР, серия геол., 1967, 177, № 5.
40. Елисеев Н. А. Метаморфизм. Госгеолиздат, 1963.
41. Додатко А. Д., Погребной В. Г. К вопросу об изменении хризотил-асбеста в коре выветривания.— Мин. сб. Львовск. гос. ун-та, 1967, вып. 3.
42. Зимин С. С. Дунит-верлитовая формация Тихоокеанского складчатого пояса и вопросы генезиса гипербазитов.— В кн. «Магматические форма-

- ции Алтае-Саянской складчатой области». Изд-во «Наука» СО АН СССР, 1965.
43. Зимин С. С. Особенности состава интрузивного комплекса гипербазитов и зональность верхней мантии в главном антиклиниории Сихотэ-Алиня.— Докл. АН СССР, 1967, 177, № 1.
44. Горшков С. С. Явления вулканизма и верхняя мантия.— В кн. «Химия земной коры». Т. II. Изд-во «Наука», 1964.
45. Шейнман Ю. М. Возможные связи магм со строением внешних оболочек Земли.— В кн. «Химия земной коры». Т. II. Изд-во «Наука», 1964.
46. Грудинин М. И. Петрография Нюрундуканского и Довыренского габбро-перidotитовых массивов (Северное Прибайкалье).— В кн. «Петрография Восточной Сибири». Т. III. Изд-во «Наука», 1965.

О. М. ГЛАЗУНОВ, А. Н. СУТУРИН,
А. Д. ГЛАЗУНОВА, А. С. МЕХОНОШИН

ГЕНЕЗИС И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРОКСЕНИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Вопросы происхождения пироксенитов, связанных с габбройдными комплексами, давно привлекают внимание исследователей. В сложных эволюционных рядах пироксениты являются связующим звеном между габбром и перидотитами и часто несут повышенное содержание титана. Несмотря на такое важное генетическое и практическое значение пироксенитов, особенности их геохимии, а следовательно, условия образования и причины концентрации титана остаются недостаточно ясными.

Известно, что ряд исследователей считают пироксениты типичными магматическими образованиями [1, 2, 3]. Но в последнее время представление о пироксенитах как продуктах камерной дифференциации габбро-ультрабазитовой магмы подвергается серьезной критике.

Гипотеза А. Н. Заварицкого, касающаяся метасоматической природы пироксенитов [4, 5], продолжает поддерживаться многими геологами [6—10]. В то же время отнесение этих пород к разряду реакционно-метасоматических не всегда бывает достаточно обоснованным [1].

Рассматриваемые в работе пироксениты Восточного Саяна входят в состав известного лысанского габбро-пироксенит-перидотитового комплекса [12—17]. До недавнего времени они описывались как магматические образования, возникшие либо в результате внедрения самостоятельной порции базальтовой магмы [12, 13], либо вследствие дифференциации на месте [17]. Последующее изучение массивов показало, что эти выводы нуждаются в уточнении, ибо даже структурное положение пироксенитов нельзя объяснить с позиций магматической дифференциации.

Картина распределения некоторых элементов по разрезам пироксенитов отличается от той, к которой приводят обычный магматический процесс в базальтовой системе [14, 18]. Материалы по геохимии, дополненные изучением контактовых зон габбро и перидотитов, позволяют доказать метасоматическую природу пироксенитов и уточнить факторы концентрации в них титана.

Пироксениты являются составной частью массивов габбро-пироксенит-перидотитовой формации Восточного Саяна¹. Они кон-

² В настоящее время авторы называют ее габбро-пироксенитовой формацией.

кордантно залегают в эффиузивно-осадочной толще рифея, которая в виде узкой полосы приурочена к зоне сопряжения центрального антиклиниория Восточного Саяна (Протеросаяна) и его каледонского обрамления.

Массивы представляют собой крутопадающие тела линзовидной или жилообразной формы с полосчатым внутренним строением и расщепленными флангами (рис. 1). Размеры их по простиранию 1,5—5 км, мощность 0,2—1 км, глубина 0,5 км.

Полосчатость массива обусловлена перемежаемостью в разрезе габбро и серпентинизированных перidotитов. Следует подчеркнуть, что пироксениты характеризуются вполне определенным положением в пределах массивов. В отличие от габбро и серпентинизированных перidotитов они не образуют самостоятельных тел и всегда расположены в промежутке между габбро и перidotитами, обычно со стороны висячего бока габброидов. Как видно на рис. 1, мощности пироксенитов и перidotитов, вместе слагающих пластообразное тело, находятся в обратной связи. Увеличение мощности пироксенитов сопровождается уменьшением мощности тел ультраосновных пород. При этом раздувы тел и того и другого состава приурочены только к пологого наклоненным частям контакта. В крутопадающих его участках пироксениты обычно отсутствуют или прослеживаются в виде узких прерывистых жил. Подобные структурные взаимоотношения считаются характерными для образований, имеющих метасоматическую природу [19].

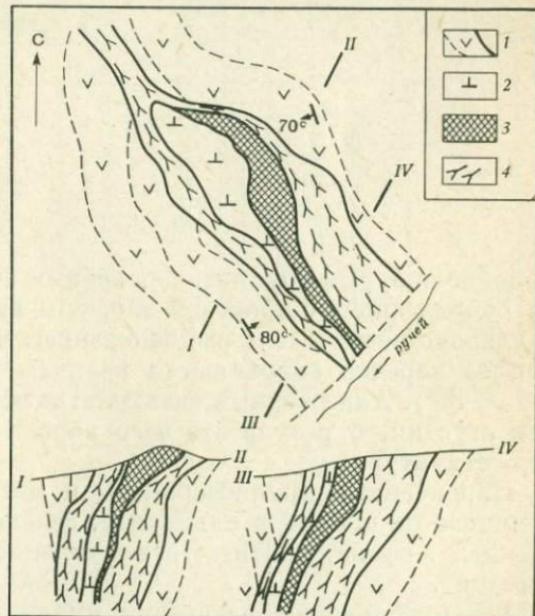


Рис. 1. Схема геологического строения северо-западной части массива

- 1 — эффиузивы;
- 2 — серпентиниты;
- 3 — пироксениты;
- 4 — габбро

Габброиды и перidotиты имеют ряд общих черт, позволяющих считать их единой генетически связанный природной ассоциацией. Главная особенность этих пород — аномальная обогащенность титаном и железом. Эта специфичность химизма комплекса отражается в составе каждой группы пород (табл. 1). Преобладание габброидов над ультраосновными породами, невысокие молекулярные отношения магния к железу (0,3—1,5) в ультраосновных породах, высокая титанистость ультраосновных пород и низкое содержание хрома — все это вместе взятое позволяет утверждать, что породы комплекса являются производными базальтоидной магмы.

Ряд фактов свидетельствует о фазовом становлении массивов, заключающемся в последовательном внедрении вначале ультраосновной, а затем основной магмы [12].

Первичный минеральный состав ультраосновных пород ввиду интенсивной серпентинизации практически не устанавливается. Наряду с ромбическими пироксенами в их составе, по-видимому, принимал участие оливин, по которому возникли псевдоморфозы серпентина типичной для оливина петельчатой структуры. Петли образованы хризотиловыми жилками, а внутренняя часть их

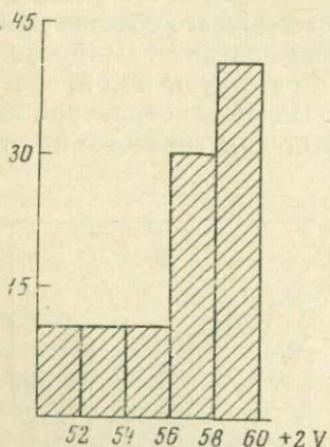


Рис. 2. Гистограмма 2V
в авгитах из пироксенитов

выполнена бурым боулингитоподобным веществом. Псевдоморфозы по ромбическому пироксену сложены антигоритом, обычно с параллельно-решетчатым расположением чешуек. В центре псевдоморфоз нередко сохраняются реликты ромбического пироксена ($2V = 80^\circ$). Аксессорный титаномагнетит образует вкрапленники или сгустки, в результате чего порода приобретает сидеронитовую структуру.

Пироксениты крупнозернисты и массивны, состоят из моноклинного пироксена и ильменита, зеленой роговой обманки, пластика, сфена, апатита; в подчиненном количестве отмечается керситит.

Главный пордообразующий минерал изменяет состав от авгита (рис. 2) до диопсид-авгита, что подтверждается также дан-

Таблица 1

Средний химический состав пород (в вес. %)

%	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O+K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
1	31,66	3,68	4,47	11,33	10,78	0,22	24,81	2,68	0,20	0,14	10,71	100,90
2	34,52	7,00	7,70	9,24	11,93	0,22	15,06	7,44	0,48	0,21	5,94	99,90
3	46,04	1,57	10,70	3,74	8,43	0,21	14,50	9,08	2,20	—	3,34	99,81
4	41,65	4,26	13,61	4,43	9,81	0,18	7,95	9,74	1,53	0,48	5,14	99,00

1 — серпентинизированные перidotиты (28 анализов); 2 — пироксениты (25 анализов);
 3 — горнблендиты (3 анализа); 4 — габбро (58 анализов).

ными рентгеноструктурного анализа (табл. 2). В отдельных шлифах встречаются зерна диопсита. Авгит отличается переменной насыщенностью титаном и дефицитом кальция, что видно из формулы: $(\text{Ca}_{0,83}\text{Na}_{0,02})_{0,85}(\text{Mg}_{0,60}\text{Fe}^{2+}_{0,20}\text{Fe}^{3+}_{0,05}\text{Ti}_{0,05}\text{Al}_{0,13})_{1,03}(\text{Al}_{0,34}\text{Si}_{1,66})_{2,00}\text{O}_{6,00}$. По периферии зерен авгит замещается керсунитом: $(\text{Ca}_{2,27}\text{Na}_{0,46}\cdot\text{K}_{0,16})_{2,89}(\text{Fe}^{2+}_{1,42}\text{Mg}_{2,46}\text{Fe}^{3+}_{0,40}\text{Ti}_{0,33}\text{Al}_{0,15})_{4,93}(\text{OH}_{1,46}\text{O}_{0,73})(\text{Al}_{1,96}\text{Ti}_{0,26}\cdot\text{Si}_{5,75})_{8,01}\text{O}_{22,0}$, по которому, в свою очередь, развивается зеленый амфибол.

Таблица 2

Дифрактограмма моноклинного пироксена из пироксенитов (съемка на дифрактометре ДРОН-1, Fe-антикатод)

Обр. 20/14	Эталон						Обр. 20/14	Эталон					
	авгит		диопсид					авгит		диопсид			
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
4,48	2			4,50	1	2,03	1—2					2,04	3
3,57	2			4,16	1			2,02	6	2,01			
3,35	2			3,41	2	1,84	1	1,83	3	1,83			4
3,30	4									1,78			3
3,24	5	3,25	5	3,26	5	1,75	1—2	1,74	4	1,74			7
3,16	1					1,67	1	1,67	3	1,66			2
3,00	9	2,98	10	3,00	10	1,62	2	1,62	10	1,62			10
2,91	3			2,91	3	1,56	1	1,56	4	1,56			3
2,79	2	2,79	3	2,80	5					1,52			3
2,55	3—4			2,57	2	1,51	1	1,50	5	1,50			3
2,52	10			2,52	10	1,42	2						
2,36	1			2,44	1	1,41	1	1,41	10	1,42			8
2,31	1	2,29	2	2,30	2	1,33	1	1,32	8	1,32			9
2,25	1			2,21	2	1,25	1	1,25	4	1,28			7
2,22	1	2,21	2					1,11	2	1,26			5
2,13	2	2,12	6	2,13	5	1,07	1	1,07	10	1,24			3
						1,06	1	1,06	3	1,21			2

Некоторые зерна моноклинного пироксена содержат настолько густую сырьё ильменита, что становятся почти не прозрачными. Большое количество тонко диспергированной примеси ильменита и гематита в зернах, очевидно, вызывает в них появление плеохроизма в красных тонах.

Для уточнения состава моноклинного пироксена, выяснения валентного состояния титана и характера химической связи в решётке моноклинного пироксена снимались спектры электронного парамагнитного резонанса (ЭПР). Измерения проводились на стандартном спектрометре РЭ 1301 в режиме чувствительности 9500 мГц, раздельно при температурах 300 и 77° К.

В одном образце (23-12-12009а) при комнатной температуре регистрируется широкая и очень интенсивная линия с $g_{\text{эфф}} = 4,7$. При 77° К интенсивность ее резко падает. В отдельных пробах линия полностью исчезает. Исчезновение этой линии при температуре жидкого азота (70° К), очевидно, нужно связывать с изменением магнитных свойств элемента, природа которых неясна; здесь же фиксируется линия малой интенсивности с $g_{\text{эфф}} = 2,0$, определенно отвечающая Fe^{3+} в октаэдрическом окружении.

Наряду с этим в образце проявляется узкая линия с g -фактором, близким к 2. Поведение этой линии поглощения близко к спектру ЭПР Ti^{3+} в стеклах, где элемент играет роль активатора и входит в состав комплексных силикатных соединений [20, 21].

В другом образце (25/21, скв. 4) линия Ti^{3+} не наблюдается, но обнаруживается линия с $g = 2$, близкая к калибровочной линии ДФПГ ($g = 2$), вызываемая Fe^{3+} в октаэдре, и линия с $g_{\text{эфф}} = 4,27$, возможно, соответствующая Fe^{3+} в тетраэдрической позиции.

Линия титана, аналогичная таковой в первом образце, во втором опыте не проявляется как при 300° К, так и при температуре жидкого азота, что связано с отсутствием парамагнитных центров, дающих поглощение.

Достаточно ощутимое колебание концентрации титана в моноклинном пироксене, а также неустойчивый характер спектров ЭПР при различных режимах съемки позволяют допустить, что основное количество титана входит в моноклинный пироксен главным образом в форме тонкодисперсного ильменита или продуктов его изменения.

Исследование пироксена в камере микрозвонда системы «Камека» подтвердило крайне неравномерное распределение титана в поле кристаллов, которые лишены микроскопически видимых примесей.

Не исключено, что в изучаемых образцах часть титана также изоморфно замещает Si^{4+} в кремнекислородном тетраэдре, но это количество не фиксируется либо из-за недостаточной чувствительности анализа, либо вследствие диамагнитных свойств Ti^{4+} [21].

По данным Н. Р. Яфаева и Ю. В. Яблокова, Ti^{4+} не дает спектров ЭПР, и, вероятно, не влияет на окраску минералов [21, 22]. Это подтверждает известное положение В. С. Соболева о том, что Ti^{3+} является более сильным хромофором, чем Ti^{4+} [23, 24].

Количество ильменита в породе в целом достигает 20%, причем наиболее густая вкрапленность приурочена к висячemu боку тела. В составе ильменита отмечаются реликты титаномагнетита. По химическому составу ильменит пироксенитов заметно отличается от стехиометрического состава за счет присутствия избыточного содержания железа (табл. 3). Ильменит часто находится в срастании с апатитом.

Керсунитовые горнблендины расположены преимущественно на контакте пироксенитов и габбро. Они отличаются от авгитовых

Таблица 3

Химический состав минералов (в вес. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	42,79	36,10	37,53	—	36,60	38,43	3,78	59,92
TiO_2	1,84	5,29	6,74	43,48	6,57	0,24	12,25	—
Al_2O_3	10,64	6,19	11,18	—	14,75	4,02	1,04	0,10
Fe_2O_3	3,78	7,60	4,85	0,34	1,69	2,43	54,30	0,30
FeO	6,44	8,96	11,19	55,40	10,87	0,79	23,00	3,54
MnO	0,24	—	0,42	0,56	0,44	0,04	0,37	0,04
MgO	10,68	13,18	10,68	0,07	10,05	39,70	4,29	29,13
CaO	20,37	18,86	13,45	0,45	12,47	0,98	0,28	0,52
Na_2O	0,61	0,35	1,26	—	1,70	—	0,12	—
K_2O	0,12	0,14	0,61	—	0,73	—	Сл.	—
H_2O^+	1,70	—	1,38	—	1,19	12,74	—	—
H_2O^-	0,03	—	0,03	—	3,19	0,65	—	—
Cr_2O_3	0,37	0,002	—	Сл.	0,0025	—	—	—
V_2O_5	0,05	0,048	0,088	—	0,075	0,075	—	0,01
P_2O_5	—	—	0,255	—	0,21	0,005	0,05	—
Ni	0,001	Сл.	—	—	0,001	0,011	0,01	0,058
П. п. п.	—	3,47	—	—	—	—	0,48	5,72
Сумма	99,63	99,89	99,36	100,00	100,24	99,18	100,11	99,34

1 — авгит из пироксенитов Подлысанского массива (обр. к-4), анализ выполнен в Томском политехнич. ин-те; 2 — авгит из жилок, секущих титаномагнетитовые серпентиниты (обр. 256а, Подлысанский массив); 3 — керсунит из пироксенитов (среднее из 2 анализов: обр. 12009 и к-17); 4 — ильменит из рудных пироксенитов (обр. 12024, Подлысанский массив); 5 — зеленая горовая обманка (св. 9, обр. 261); 6 — серпентин из перидотитов (среднее из 4 анализов: обр. РК-16-10, 219, 218, РК-16-9); 7 — титаномагнетит из серпентинитов (обр. 12007), дополнительно $Co = 0,001\%$, $Cu = \text{сл.}$; 8 — тальк из талькитов (обр. 41, св. 15-3, гора Пирамида); анализы 2 — 8 выполнены в лаборатории Красноярского геол. упр., руководитель В. Г. Рубаник.

пироксенитов количественными соотношениями минералов. В их составе преобладают крупные ксеноморфные зерна керсунита, среди которых размещаются редкие изоморфные кристаллы авгита и ильменита. Для керсунита характерен резкий плеохроизм, двупреломление $0,025-0,027$, $cNg = 18^\circ$, $2V = -80^\circ$, $Ng = 1,708$. Керсунит по краям зерен и по трещинам замещается бурой и зеленой роговой обманкой.

Габбро по структурно-текстурным признакам весьма разнобразно. Выделяются массивные разности от мелкозернистых до пегматоидных, полосчатые, трахитоидные и гнейсовидные, переходящие в габбро-амфиболиты. По составу различаются пироксеновое, роговообманковое, ильменитовое и апатитовое габбро. Структура слабо метаморфизованной породы габбровая, разgneсованной — псевдопорфировая.

Роговая обманка — главный темноцветный компонент габбро (30—56 %) представлена зеленовато-бурой разновидностью с $2V = -73-70^\circ$, $cNg = 15-20$, $Ng - Np = 0,019-0,031$. Состав ее определяется следующей общей формулой: $(\text{Ca}_{2,08}\text{Na}_{0,5}\text{K}_{0,07}) \cdot (\text{Mg}_{2,32}\text{Fe}_{1,41}^{2+}\text{Fe}_{0,2}^{+3}\text{Al}_{1,14}) \cdot (\text{OH}_{1,25}\text{O}_{0,72}) [\text{Al}_{1,54}\text{Ti}_{0,76}\text{Si}_{5,7}\text{O}_{22}]$. Роговая обманка оторачивает зерна авгита и замещает последний. Плагиоклаз в количестве 30—70 % образует идиоморфные кристаллы и пойкилитовые вкрапленники в амфиболе, редко сдвойникован, почти всегда гранулирован, замещен эпидот-цизитовым агрегатом и альбитизирован. По составу он близок лабрадор-биотитному (см. табл. 3): $\text{Ca}_{0,86}, \text{Na}_{0,21} [\text{Al}_{1,65}, \text{Si}_{2,12}, \text{O}_{7,97}]$.

Поведение ильменита в габбро такое, как в пироксенитах, однако его содержание в габбро в целом, за исключением ильменитовой разности, меньше, чем в пироксенитах. Из других акцессорных минералов в габбро присутствуют апатит, часто вкрапленный в ильменит, и пирротин в ассоциации с биотитом и хлоритом.

По химико-минералогической характеристике лысанское габбро приближается к аналогичным породам Баранчинского и Качканарского массивов, а сульфидизированные их разности имеют много общего с габбро волковского типа на Урале.

Габбро несет отчетливые следы протополосчатости и трахитоидности, как бы обтекающей дискорданто все неровности тел авгитовых пироксенитов, серпентинизированных перidotитов и вмещающих эфузивов. С удалением от контакта полосчатость затухает, а по простирианию иногда осложняется гнейсовидностью.

В контактовой зоне с пироксенитами отмечается некоторое преобразование габброидов, которое проявляется в увеличении к контакту меланократовости породы, а также в магнезиальности роговой обманки, смене структур на массивные, мелкозернистые.

В перidotитах на контакте с пироксенитами часто присутствуют ветвящиеся анхимономинеральные авгитовые или авгит-ильменитовые прожилки [13]. Здесь же в авгитовой массе часто встречаются эвгедральные псевдоморфозы серпентина по оливину,

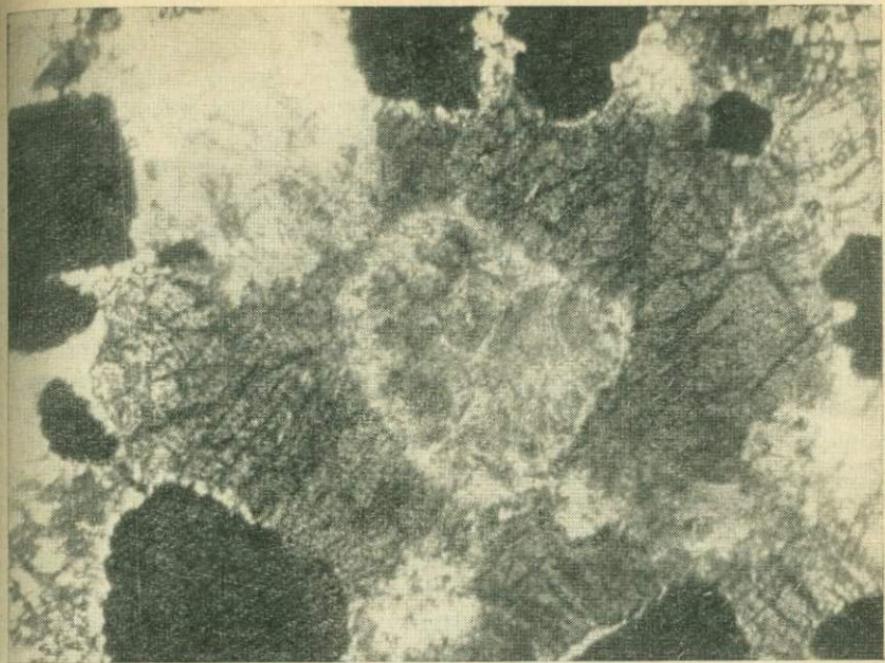


Рис. 3. Псевдоморфоза серпентина по оливину

Темное — авгит, светлое — серпентин, черная сыль — магнетит. Николи скрещены, увел. 60

по периферии подчеркнутые сыпью магнетита, которые вдали от контакта не наблюдаются (рис. 3).

Пироксениты независимо от положения сохраняют крупнозернистую структуру.

Резкие границы и сохранение типичных для оливина контуров псевдоморфоз ни в коей мере не позволяют судить об этих образованиях как о реликтовых. По-видимому, в результате воздействия габброидной магмы на ультрабазиты в первую очередь образуется вторичный оливин. Оливинизация на начальных стадиях метасоматоза ультраосновных пород — явление широко распространенное. Метасоматические оливины описаны в работах В. Ф. Морковкиной [25] и М. А. Богомолова [26].

При изучении контактной зоны привлекает внимание контрастность пироксенитов и перидотитов по составу рудных минералов. Если в перидотитах рудный минерал представлен титаномагнетитом и реже свободным ильменитом, рассеянным в массе породы, то в пироксенитах единственным рудным минералом является ильменит с реликтами титаномагнетита. Взаимоотношение рудных минералов выясняется лишь при изучении узкой контактной полосы между перидотитами и пироксенитами. В пироксенитах титаномагнетит трансформирован, что выражается в со-

бирательной перекристаллизации решетчатого титаномагнетита и обособлении его в виде самостоятельных зерен. Превращения аналогичного характера в контактных зонах пироксенитов в связи со сходными процессами описываются для ряда массивов Восточного Саяна и Кольского п-ова [13, 17, 27].

В то же время в пироксенитах Восточного Саяна не выделяется какое-либо обогащение рудным минералом нижних частей тел, а плагиоклазом — верхних, как это установлено, например, в магматогенных авгитовых пироксенитах из классических интрузивов Печенги [28].

Известно, что в контакте большинства магматических интрузивных тел возникают своеобразные зоны закалки и уменьшается зернистость активной породы. В описываемых пироксенитах такое явление не отмечается. Пироксениты обладают аномальной крупнозернистостью по сравнению с габбро и ультраосновными породами. Более того, вблизи контакта с перидотитами в них заметно резкое возрастание крупности зерен породообразующих минералов (до 1 см и более). Это указывает на широкое проявление здесь процессов, сопровождающихся переносом вещества. Таким образом, петрографические и геологические наблюдения позволяют прийти к выводу о метасоматической природе пироксенитов Восточного Саяна. В какой-то мере этот вывод подтверждается В. Н. Лодочниковым [29], который отмечал, что для кристаллизации изверженной породы с величиной зерна 1 см и более необходима исключительная по интенсивности и радиусу действия диффузия компонентов.

При сравнении химических составов пород габбро-пироксенитовой формации (см. табл. 1) выясняется, что в пироксенитах CaO и TiO_2 значительно больше, нежели в перидотитах. По содержанию других петрогенных элементов они приближаются к габбро, но тем не менее им присущи отдельные качественные черты, свойственные перидотитам, в частности, заметное обогащение MgO , FeO и Fe_2O_3 , чем они отличаются от аналогичных пород из других районов.

В поперечных разрезах тел перидотитов от висячего к лежачему боку обычно параллельно с увеличением количества титаномагнетита возрастает содержание титана и железа. Такое распределение элементов указывает на то, что в период формирования тел в основном действовал принцип гравитационной дифференциации. В габброидных массивах независимо от того, залегают ли они поблизости от других пород или образуют обособленные тела, распределение элементов подчиняется преимущественно принципу кристаллизационной дифференциации. Накопление минералов ранней кристаллизации в приподошвенных частях массивов приводит к концентрации не только магния и железа, но и таких элементов, как никель, хром и кобальт.

Непосредственно в контактной зоне перидотитов и габбро также обнаруживаются закономерности в распределении отдельных

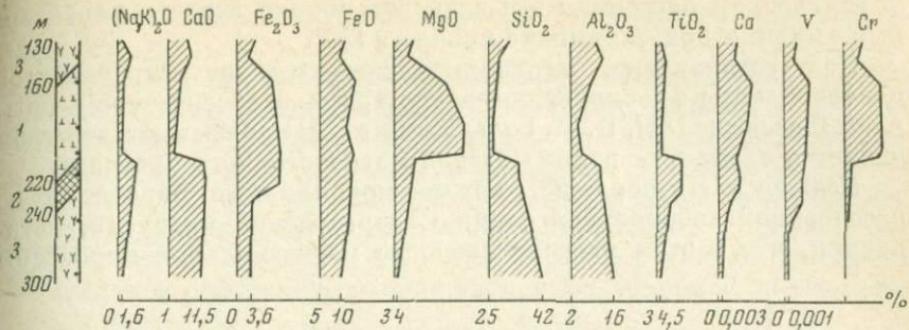


Рис. 4. Вариации химического состава пород по разрезу серпентинит-пироксенит-габбрового комплекса

1 — серпентинит; 2 — пироксенит; 3 — габбро

петрогенных и примесных элементов. В перидотитах по мере перехода к контакту с пироксенитами заметно уменьшается содержание титана и увеличивается количество алюминия, кремния и кальция (рис. 4). Такое распределение элементов становится понятным, если учесть, что с приближением к пироксенитам в составе перидотитов все чаще наблюдаются кристаллы авгита и диопсид-авгита, увеличивается степень амфиболизации породы. В свою очередь, в шлифах пироксенитов можно выделить отдельные реликтовые участки серпентинизированных перидотитов, представляющие собой разновидность, как бы промежуточную между перидотитами и пироксенитами, но в настоящее время несущую следы сильной серпентинизации.

В габбро с приближением к перидотитам и пироксенитам увеличивается содержание магния, железа и титана и уменьшается количество кремния и алюминия, что вызвано, как отмечено выше, наибольшей магнезиальностью роговой обманки, возрастанием роли керсунита за счет содержания плагиоклазовой составляющей. В пироксенитах максимум содержания кальция и щелочей приходится на нижние окологаббровые участки, а магния — на прикровлевые части тел (см. рис. 4).

Ниже рассматривается распределение титана и ряда других элементов, имеющих индикаторное значение. В перидотитах изучение особенностей геохимии титана затруднено вследствие того, что элемент находится не в стадии геохимического рассеяния, а образует богатые рудные локализации. Титан распределен крайне неравномерно, что подчеркивается большой величиной дисперсии. В габброидах дисперсия концентрации TiO_2 очень мала (4,97—5,43% TiO_2). Содержание TiO_2 в пироксенитах (рис. 5) находится в полной зависимости от содержания его в перидотитах.

В отличие от титана такие элементы, как хром, ванадий и стронций, не образуют собственных минералов. В связи с этим на основании теоретических представлений Л. В. Таусона о кристал-

химическом рассеянии эти элементы можно считать характерными индикаторами химизма процесса [30].

Как установлено, метасоматический генезис пироксенитов наиболее четко фиксирует поведение хрома. Классические работы А. Е. Ферсмана [31], В. М. Гольдшмидта [32] показывают, что хром является элементом ранних этапов магматогенного процесса.

Уэджер и Митчелл [33], изучив моноклинные пироксены из расслоенной габброидной серии Скаергардской интрузии, установили, что в этом массиве наиболее магнезиальные пироксены

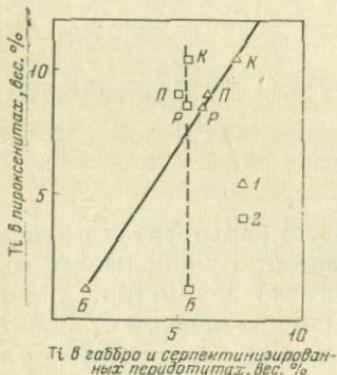


Рис. 5. Диаграмма отношений концентраций Ti

- 1 — в пироксенитах и серпентинизированных перидотитах;
- 2 — в пироксенитах и габбро;
- Б — Безымянный,
- Р — Розсыпь,
- П — Пирамида,
- К — Кедран

ранней стадии кристаллизации содержат больше хрома, ванадия, никеля и кобальта, нежели аналогичные минералы из сильно дифференцированной магмы, которые обогащены литием, лантаном, иттрием, стронцием [32].

В рассматриваемых интрузиях максимальное содержание хрома фиксируется в нижних эндоконтактовых участках тел перидотитов, обычно обогащенных вкрапленным титаномагнетитом. Более 90% хрома входит в титаномагнетит, где этот элемент, вероятно, замещается Fe^{3+} , и только 10% хрома приходится на силикатную фазу. Содержание хрома в титаномагнетите колеблется от 0,28 до 0,4% Cr_2O_3 , причем ранние по времени металлотитанистые акцессорные вкрапленники титаномагнетита более насыщены хромом, чем аналогичные минералы жильной или шлифовой стадий.

В пироксенитах носителем хрома является моноклинный пироксен (до 0,006 Cr_2O_3 , см. табл. 3), а в габбро основная доля рассеянного хрома, по-видимому, изоморфно входит в амфиболы. Привлекает внимание очень низкое содержание хрома в авгите по сравнению с авгитом из стратифицированной серии Скаергарда [33].

Для понимания условий образования пироксенитов важно выяснить поведение хрома внутри тел. Оказывается, картина распределения хрома по разрезу пироксенитов не совпадает с характером его распределения в перидотитах. Если в перидотитах максимум количества хрома приходится на лежачие бока тел, то в

пироксенитах содержание хрома увеличивается от нижних лежащих частей тел к верхним, выше которых обычно залегают перидотиты.

Относительно высокая насыщенность пироксенитов хромом близ контакта с перидотитами позволяет считать хром в них унаследованным от ультраосновных пород. Этот вывод кажется более убедительным, если принять во внимание относительно слабую миграционную способность хрома [19, 31]. В то же время коэффициент вариации содержания хрома в пироксенитах выше (180—195%), чем в перидотитах (80—106%). Это, очевидно, указывает на широкое перераспределение элемента в процессе образования пироксенитов.

Ванадий, как и хром, относится к элементам ранней кристаллизации ультрамафической магмы. Согласно данным А. Ф. Борисенко [34], он обнаруживает стремление накапливаться в диаллгитовых и других магматогенных пироксенитах в количестве до 0,09% V_2O_5 .

Главный минерал-концентратор ванадия в перидотитах — титаномагнетит, а в пироксенитах — моноклинный пироксен, и поэтому распределение элемента по разрезам находится в соответствии с количеством этих минералов в породе. Перидотиты и пироксениты изучаемого комплекса характеризуются почти одинаковым содержанием ванадия, что не совсем согласуется с литературными данными (табл. 4). Следует отметить, что авгиты из описываемых пироксенитов содержат до 0,15% ванадия, т. е. в 2 раза больше, чем аналогичные минералы (0,06% V_2O_5) из пород базальтоидных массивов, стратифицированных в магматическую стадию.

Таблица 4

Среднее содержание некоторых элементов-примесей в породах габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна по данным количественного спектрального и химического анализов

Микроэлементы	1	2	3	4	5
Ванадий *	0,041	0,004	0,040	0,030	0,020
Хром *	0,066	0,200	0,010	0,002	0,020
Никель *	0,068	0,200	0,010	0,015	0,016
Кобальт *	0,016	0,020	0,008	0,003	0,001
Стронций	0,012	0,001	0,035	0,091	0,040
Цирконий	0,030	0,003	0,006	0,0036	0,010
Скандий	0,0018	0,0005	0,0035	0,0030	0,0024

* Данные только химических анализов.

1 — серпентинизированные перидотиты-верлиты (84 пробы), 2 — среднее содержание элементов в ультраосновных породах (по А. П. Виноградову, 1962); 3 — пироксениты (125 проб); 4 — габбро (102 пробы); 5 — среднее содержание в габбро и базальтах (по А. П. Виноградову, 1962).

Со времени В. М. Гольдшмидта [32] известно, что скандий благодаря кристаллохимическому сродству с магнием и Fe^{2+} охотно накапливается в моноклинном пироксене. По данным Л. Ф. Борисенко [35], в авгитах содержится до 0,35% Sc_2O_3 , и поэтому пироксениты, образующиеся в магматическую стадию при дифференциации нормальной базальтоидной магмы, обычно заметно обогащены скандием. В противоположность этому в пироксенитах Восточного Саяна содержание скандия находится ниже уровня этого элемента в среднем типе магматогенных пироксенитов (0,007%) [35], т. е. почти отвечает содержанию скандия в габбро (см. табл. 4).

Наблюдения показывают, что магматогенные пироксениты, сложенные пироксеном с высокой мольной долей Fe^{2+} , Fe^{3+} , алюминия и кальция, способны захватывать значительную часть элементов-примесей, обогащающих остаточный расплав. Следовательно, в таких пироксенитах должно отмечаться резкое увеличение содержания малых элементов по сравнению с другими дифференциатами. Как видно из табл. 4, пироксениты Восточного Саяна обогащаются лишь одним элементом рассмотренной серии — титаном, тогда как другие типичные для комплекса элементы, включая и унаследованные хром и ванадий, присутствуют в подчиненном количестве. Эта особенность химического состава позволяет отличать пироксениты Восточного Саяна от сходных по минеральному составу пироксенитов типично магматогенного генезиса.

Баланс вещества при метасоматическом образовании авгититов может быть ориентировочно оценен с помощью изохорической реакции замещения 100 см³ перidotита (его состав определен с помощью диаграмм Н. Д. Соболева) с соотношением бронзита, оливина и титаномагнетита, равным 4 : 4 : 2, на 100 см³ пироксенита с соотношением авгита и ильменита, равным 17 : 3 (табл. 5). Как видно из расчета, для образования пироксенитов необходим привнос с растворами кальция, алюминия, титана, натрия и калия и вынос магния, железа и кремния. При рассмотрении баланса вещества наиболее сложен вопрос о фиксировании выносимых компонентов. Можно считать, что большая часть их мигрировала в верхние, к настоящему времени эродированные горизонты. Тем не менее выявляются некоторые следы миграции элементов. Например, за счет перераспределения железа происходит обогащение оклопироксенитовой части перidotитов магнетитом. Особенности миграции MgO , главного компонента ультраосновных пород, недостаточно ясны. С одной стороны, как уже отмечалось, содержание его в серпентинизированных перidotитах возрастает за счет вхождения в серпентин и магнетит, а с другой (см. рис. 3) — увеличивается магнезиальность тыловой части колонны самих пироксенитов.

Встречная диффузия магния приводит к заметному обогащению этим элементом габбро, что отражается на составе роговых обманок (см. табл. 3, ан. 3 и 4).

Таблица 5

Баланс вещества при аггломерации серпентинизированных перидотитов

Порода	Серпентинизированный перидотит			Пироксенит		Привнос	Вынос
	Минерал	Оливин	Бронзит	Титаномагнетит	Аггит	Ильменит	
Соотношение объемов, см ³	40	40	20	85	15	—	—
Вес, г.	140	132	100	255	70,5	—	46,5
SiO ₂	55,0	74,3	—	105,5	—	—	23,8
MgO	58,6	39,7	3,3	28,2	1,7	—	49,8
FeO	26,4	18,0	81,1	33,7	38,4	—	53,4
Al ₂ O ₃	—	—	—	29,8	—	29,8	—
CaO	—	—	—	52,4	—	52,4	—
SiO ₂	—	—	15,6	4,7	30,4	9,5	—
(Na, K) ₂ O	—	—	—	0,7	—	0,7	—

Формула оливина $Mg_{1,6}Fe_{0,4}SiO_4$, бронзита $Mg_{1,8}Fe_{0,2}Si_2O_6$, титаномагнетита $Fe_{1,12}^{2+}Mg_{0,19}Fe_{1,26}^{3+}Ti_{0,4}O_4$, аггита $(Ca_{0,8}Na_{0,02})Mg_{0,8}Fe_{0,4}^{3+}Al_{0,5}Si_{1,5}Ti_{0,005}O_6$, ильменита $Fe_{0,94}^{2+}Mg_{0,09}Fe_{0,18}^{3+}Ti_{0,81}O_{2,99}$.

Как известно из работ Д. С. Коржинского [19, 36, 37], диффузия компонентов в поровых растворах обычно приводит к образованию реакционных зон мощностью в несколько миллиметров. Напротив, метасоматическое изменение мощных толщ горных пород может проходить лишь в зонах циркуляции восходящих растворов, т. е. при инфильтрационных метасоматических процессах [19]. Так как при просачивании через породы сквозьмагматические растворы незначительно изменяют свой состав в граничном интервале, то минералы при инфильтрационном метасоматозе обнаруживают стремление к стабильности состава [37]. Пироксениты имеют значительную мощность, отличаются выдержанностью химического и минерального составов. Все это позволяет сделать вывод о преобладающей роли инфильтрационного метасоматоза в процессе образования пироксенитов Восточного Саяна. В связи с этим весьма существенно более широкое развитие пироксенитов в лежачем боку ультраосновных пород, нежели в висячем. Именно эти участки наиболее благоприятны для просачивания сквозьмагматических растворов. В случае диффузии компонентов интенсивность развития метасоматических пород вряд ли зависела бы от морфологии контактов.

Изучение парагенетических ассоциаций показало, что минеральный состав метасоматических пород зависит от количествен-

ных соотношений виртуальных инертных компонентов магния, железа, кремния. Что касается натрия, калия, воды, то они ведут себя вполне подвижно в большинстве метасоматических процессов, в том числе и в процессе пироксенитизации перidotитов. Калий и натрий входят одновременно в состав одних и тех же минералов, поэтому для удобства расчета они в дальнейшем объединяются в общий показатель щелочности (натрий, калий).

Характер поведения кальция очень важен, так как выбор факторов состояния и тип системы зависят от его подвижности. Повсеместное образование монохлорного пироксена, происходящее с привносом кальция, свидетельствует о вполне подвижном его поведении. Одним из показателей подвижности элемента является также отложение жильного кальцита. Следует отметить, что кальцит в этом случае выступает в роли регулятора объема и отлагается при уменьшении последнего в результате замещения одной минеральной ассоциации другой [19, 36].

Вполне подвижным при метасоматических процессах в ультраосновных породах также оказывается алюминий. Сходные выводы о поведении алюминия в процессе замещения ультраосновных щелочных пород сделал Л. С. Бородин [38]. Подвижность алюминия в метасоматическом процессе обусловливает образование минералов с высокой мольной долей алюминия, в данном случае авгита и керситита.

Большое значение для понимания процессов образования метасоматических пироксенитов имеет выяснение характера поведения титана, который не только входит в решетку силикатов, но и образует значительные скопления рудных минералов ильменита и титаномагнетита. Сопоставление концентраций титана в первичных и метасоматических породах и характер поведения его в различных метасоматических зонах позволяет сделать вывод о том, что фактором состояния является не концентрация титана в первичных породах, а его потенциал в метасоматических растворах. В процессе образования изученных пироксенитов происходит не только превращение титаномагнетита в ильменит, но также и возникновение значительного количества ильменита за счет отложения титана, привносимого растворами. На заключительной стадии процесса из горнблендитов выносится значительное количество титана, что также может служить подтверждением относительной подвижности этого элемента.

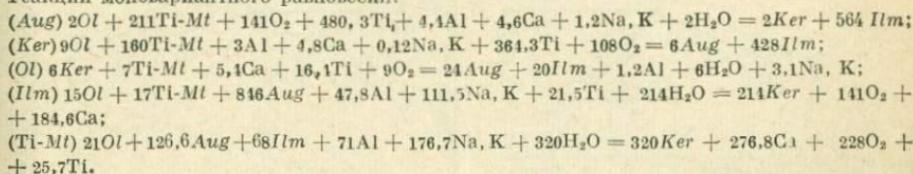
Парагенезисы пяти минералов (нонвариантная ассоциация), составы которых указаны в табл. 6, представлены на треугольнике составов $Mg - Fe - Si$. Для максимального приближения к истинной картине метасоматического процесса были выбраны лишь те минералы, образование которых в нем не вызывает сомнений. Полная серпентинизация первичных ультраосновных пород создала значительные трудности для уточнения минеральных парагенезисов начальных стадий пироксенитизации. Тем не менее наличие псевдоморфоз серпентина по оливину, расположенных в авги-

Таблица 6

Состав минералов

Минерал	Инертные компоненты			Подвижные компоненты					
	Mg	Fe	Si	Al	Ca	Na, K	H ₂ O	Ti	O ₂
Оливин (<i>Ol</i>)	1,6	0,4	1	—	—	—	—	—	2
Ti-магнетит (<i>Ti-Mt</i>)	0,2	2,4	—	—	—	—	—	0,4	2
Авгит (<i>Aug</i>)	0,6	0,4	1,5	0,5	0,8	0,02	—	0,05	3
Ильменит (<i>Ilm</i>)	0,1	0,9	—	—	—	—	—	1	1
Керсунит (<i>Ker</i>)	2,5	1,8	6,0	2,2	2,3	0,6	1	0,33	11,5

Реакции моновариантного равновесия:



товой массе, позволяет сделать вывод об образовании в начальную стадию метасоматического оливина. Поскольку свежие оливины в породе не сохранились, для расчетов реакций пришлось довольствоваться условной формулой оливина с содержанием 20% фаялитовой молекулы (см. табл. 6). Такую степень железистости оливинов дает реконструкция первичного состава пород по химическому составу серпентинитов. Кроме того, в метасоматических оливинах, образующихся в сходных условиях, присутствует также 20—25% фаялитовой составляющей [26].

Чтобы полностью охарактеризовать процесс, следовало построить диаграммы в различных координатах вполне подвижных компонентов H₂O, O₂, Na, K, Ti, Ca, Al. На рис. 6 представлена диаграмма, показывающая зависимость минеральных парагенезисов от основных компонентов кальциево-алюминиевых растворов, а также от щелочности и температуры ($\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ является величиной, обратной T) [19]. На другой диаграмме (рис. 7) приведены потенциалы компонентов, характеризующие физико-химические условия образования пироксенитов, а также влияние μ_{Ti} .

Диаграмма III (рис. 8) дает информацию о взаимосвязях μ_{Al} и μ_{Ca} с потенциалом титана. И, наконец, на диаграмме IV (рис. 9) представлены парагенезисы минералов в зависимости от потенциалов Na, K, O₂. Для последовательного анализа парагенезисов используются наиболее распространенные и реальные парагенетические ассоциации. Так, в контактовой зоне серпентинитов установлен парагенезис *Ol* + *Aug* + *Ti-Mt*. В непосредственном

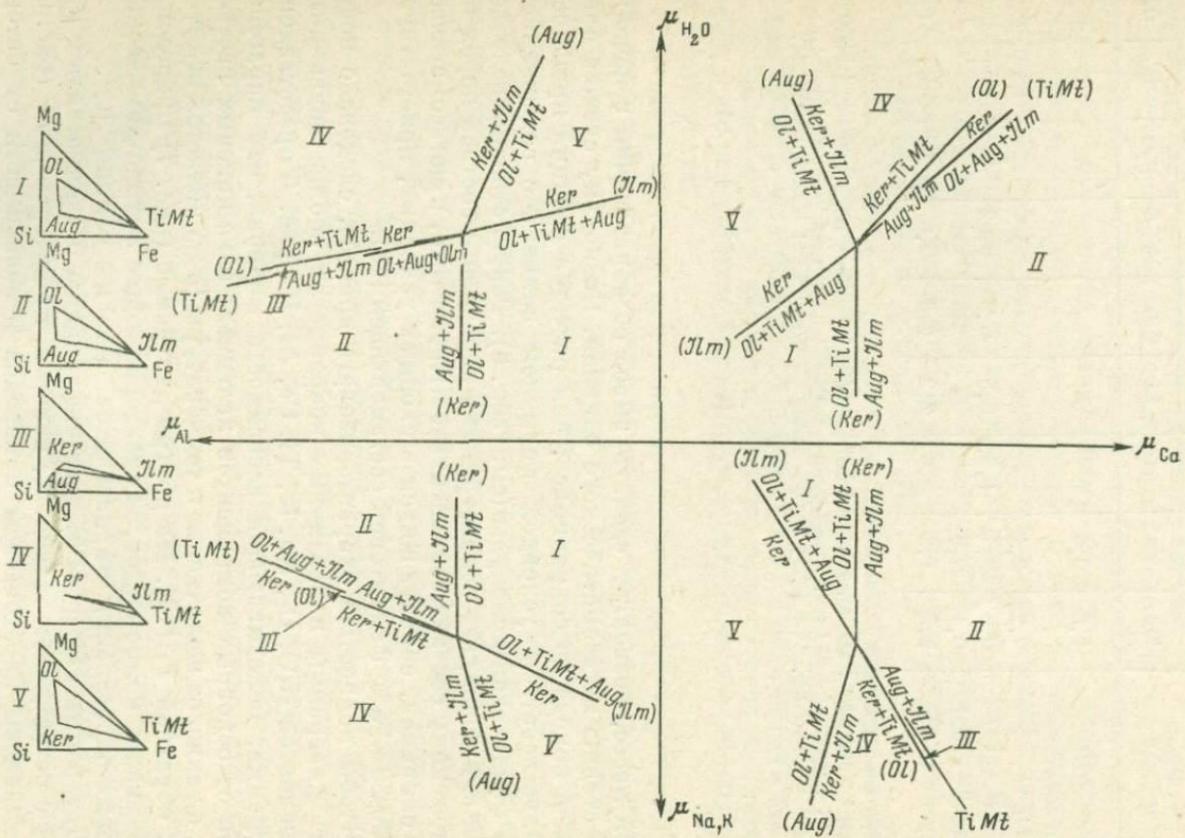


Рис. 6. Равновесия между минералами пироксенитов на диаграмме химических потенциалов Al, Ca, (Na, K) и H_2O

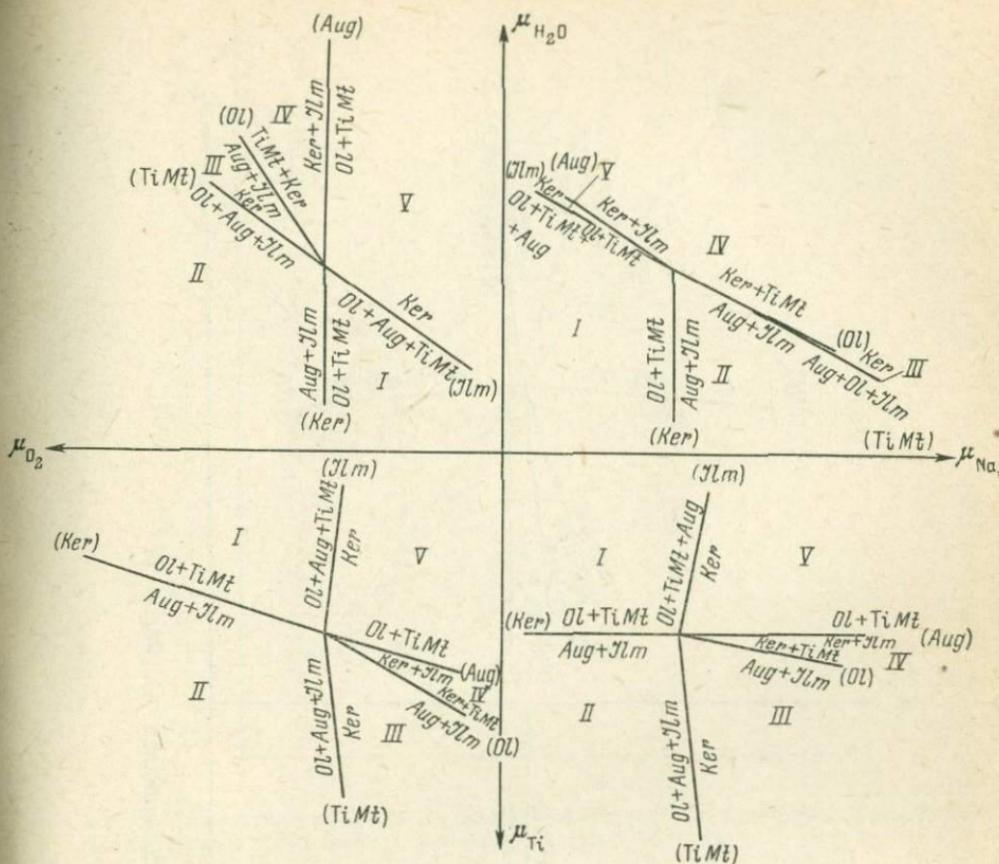


Рис. 7. Диаграмма химических потенциалов O_2 , Ti , (Na, K) и H_2O для равновесных отношений между минералами пироксенитов

контакте серпентинитов и пироксенитов наблюдается переход титаномагнетита в ильменит, поэтому для этой зоны характерен парагенезис $Ol + Aug + Ilm$. В зоне пироксенитов наиболее стабилен парагенезис $Aug + Ilm$, к которому присоединяется также и керсунит. В заключительную стадию процесса образуются керсунитовые горнбледиты, для которых характерен парагенезис $Ker + Ilm$.

Как видно из диаграммы, этим парагенезисам соответствуют поля I—V. Поле V характеризует условия образования парагенезиса $Ol + Ker + Mt$, стабильного при высоких потенциалах щелочей и низких μ_{Ca} и μ_{Ti} . Поскольку в действительности такая ассоциация в метасоматических породах встречена не была, в дальнейшем условия образования этого парагенезиса не рассматриваются.

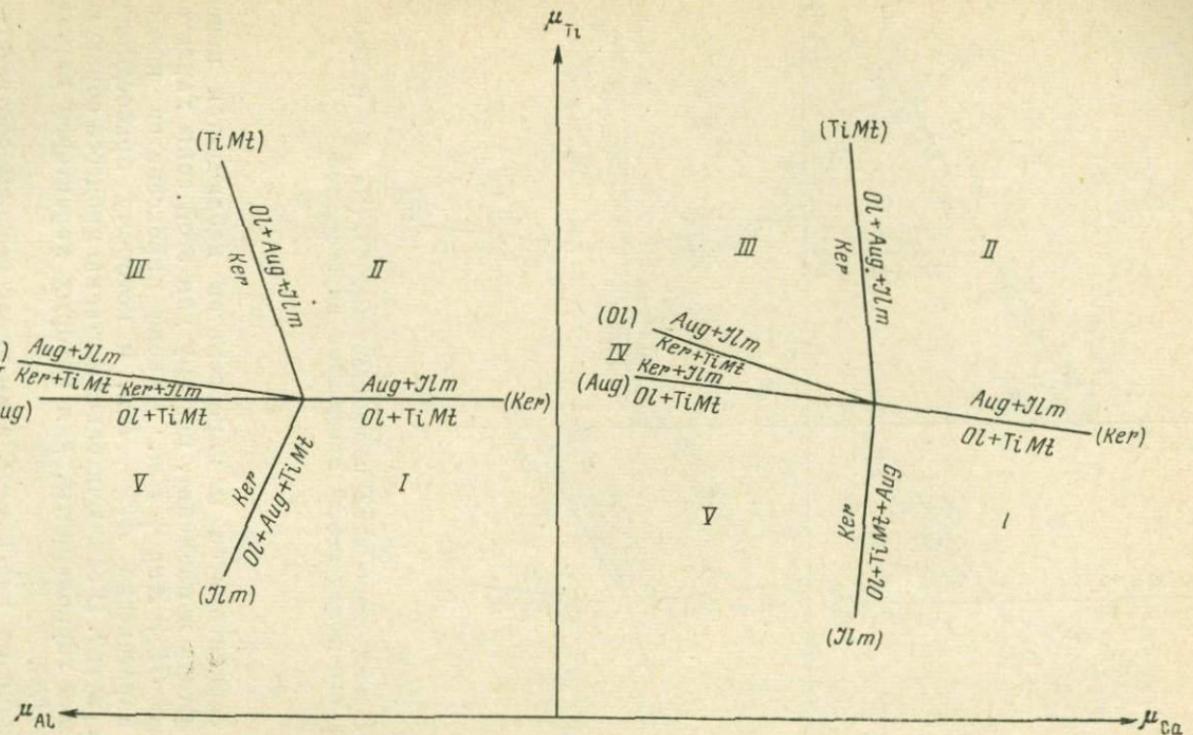


Рис. 8. Диаграмма химических потенциалов Al, Ca, и Ti

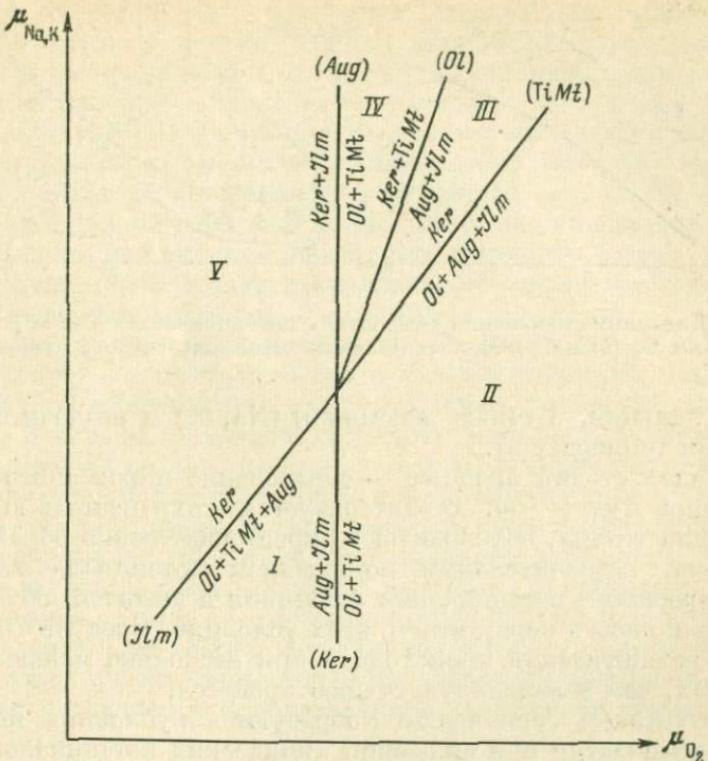


Рис. 9. Равновесия оливина, титаномагнетита, авгита, ильменита и керсугита на диаграмме химических потенциалов (Na, K) и O_2

Показательно, что при общем изменении площади различных полей и перемене наклона лучей моновариантного равновесия относительно осей координат взаиморасположение этих линий не меняется. Это позволяет на диаграммах отмечать цифрами лишь поля, а пять треугольников составов для этих полей построить отдельно, что значительно упрощает чтение диаграмм. На треугольниках составов указаны лишь главные парагенетические ассоциации. Правильность выбора физико-химических условий процесса и достоверность парагенетических ассоциаций подтверждаются закономерным расположением природных парагенезисов в температурных полях, соответствующих истинной зональности пород массива.

Парагенезис $Ol + Aug + Ti = Mt$ стабилен при наиболее высоких температурах, средних потенциалах кальция, низкой щелочности растворов и минимальных для данного процесса потенциалах алюминия и титана. Образование второй зоны, характеризуемой в основном трансформацией титаномагнетита в ильменит, происходит в результате резкого увеличения потенциалов

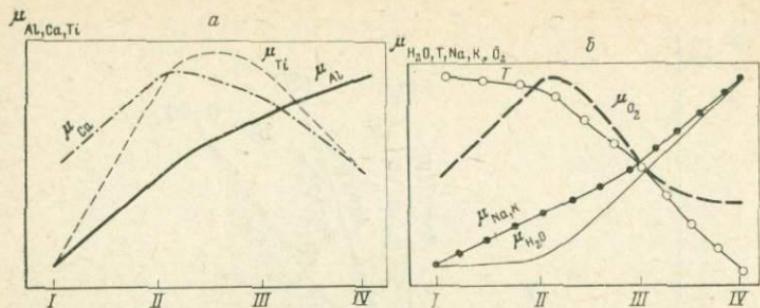


Рис. 10. Диаграмма изменения химических потенциалов Al, Ca, Ti (а) и H₂O, T, Na, K и O₂ (б) на различных стадиях метасоматического процесса

Ti, O₂, кальция, а также алюминия (Na, K) и незначительного снижения температуры.

Главная стадия процесса — образование пироксенитов, т. е. ассоциации *Aug + Ilm*, характеризуется сохранением высокого потенциала титана, обусловившего преимущественно образование ильменита, незначительным понижением потенциала кальция, O₂ и возросшими потенциалами алюминия и щелочей, обусловивших стабильность керсунита в этих условиях. Следует отметить, что пироксенитизация происходила при несколько меньших температурах, чем в начальную стадию процесса.

Керсунитовые горнблендиты образуются в условиях наиболее низких температур при снижении химических потенциалов кальция, титана и кислорода и максимальных значениях μ_{Al} и $\mu_{Na, K}$.

Характер изменения химических потенциалов вполне подвижных компонентов в метасоматическом процессе наглядно изображен на рис. 9 и 10. Как видно из диаграмм, от начала к концу процесса закономерно снижалась температура растворов. Отмечается синхронное поведение потенциалов титана и кальция, достигающих максимальных значений во второй и третьей зонах. Совершенно иное поведение в процессе потенциалов алюминия и щелочей. Они равномерно возрастают и достигают максимума при образовании керсунитовых горнблендитов.

Если на двух ранних этапах процесса высокотемпературные растворы имели преимущественно кальциевый состав, то в главную стадию процесса при сохранении высоких значений потенциала кальция существенную роль начинают играть μ_{Al} и $\mu_{Na, K}$, обусловившие стабильность в этих полях керсунита. И, наконец, в заключительную стадию процесса происходит инверсия химических потенциалов. Растворы становятся алюминиевыми и максимально щелочными. Снижение потенциалов кальция к концу процесса обусловлено тем, что по концентрации кальция изученные пироксениты приближаются к составу метасоматических растворов, что существенно влияет на величину потенциала кальция. Одним из факторов различного поведения кальция и алюминия

является, по-видимому, различная степень их подвижности, вследствие чего в начале процесса растворы характеризуются максимальной химической активностью кальция, а на заключительных стадиях — активностью алюминия.

Поскольку образование плагиоклазитов конечной стадии развития этого сложного комплекса пород несколько разновременно, а геологическое их положение недостаточно ясно, мы не рассматриваем их в данной работе. В порядке постановки вопроса следует указать на то, что высокая щелочность растворов может привести на заключительной стадии становления массивов к образованию типичных щелочных пород.

Теперь следует остановиться на поведении титана и некоторых факторов концентрации его в метасоматических пироксенитах. Главной особенностью как самих пород лысанского комплекса, так, очевидно, и метасоматических растворов является аномально высокое содержание в них титана. В серпентинатах титан в подавляющем количестве связан с титаномагнетитом. Если в начальную стадию процесса, для которой характерно образование метасоматического оливина, моноклинного пироксена (авгита, диопсид-авгита), титаномагнетит остается стабильным, то на последующей стадии он трансформируется в ильменит. В условиях резкого повышения потенциалов титана и кислорода при аналогичном поведении потенциалов алюминия и кальция титаномагнетит распадается с образованием стабильной ильменитовой фазы.

Химический потенциал титана находится в сложной взаимосвязи с изменяющимися физико-химическими параметрами метасоматических растворов. Высокие химические потенциалы титана, алюминия и кальция, инертных в подавляющем большинстве метасоматических процессов, отражают специфичность метасоматоза ультраосновных пород, происходящего с резким увеличением подвижности этих элементов. В период образования авгитовых пироксенитов и керсунитовых горнблендитов титан фиксируется не только в рудной фазе, некоторая его часть, возможно, входит в решетку силикатов (см. табл. 3). В главную стадию процесса — стадию образования пироксенитов — основная доля титана (привносимого растворами и реликтового) шла на образование ильменита. Спад температуры одновременно с увеличением щелочности и химического потенциала алюминия растворов привел к замещению пироксена керсунитом. В этой среде отмечается понижение потенциалов титана и кальция. Происходит перераспределение титана; часть его уходит в раствор и выносится из зоны горнблендитов, снижая валовое содержание элемента в породе. Оставшийся титан в большей степени захватывается кристаллической решеткой керсунита и в небольших количествах идет на образование ильменита.

Обращаясь к опубликованным работам, мы находим примеры, почти идентичные описанным как в смысле строения kontaktовых

зон, так и в отношении их генезиса. Метасоматические титаноносные пироксениты из дунит-троктолитовых интрузивов Станового хребта недавно описал С. А. Щека [39]. В этих массивах пироксениты также слагают прерывистую реакционную оторочку вдоль контакта дунитов и троктолитов с габбро-норитами. Состав новообразованных пироксенитов зависит от литологии базиса. В пироксенитах по дунитам широко развит гиперстен, в апотротолитовых пироксенитах преобладает диопсид. Зарождение пироксенитов начинается с возникновения крупных кристаллов диопсида, переполненных реликтами минералов замещаемой породы. При этом особенностью как моноклинного, так и ромбического пироксена является интенсивный плеохроизм в красных тонах вследствие обилия включений гематита.

А. М. Ленников [40] описал близкие по составу породы в Джугджурском аортозитовом массиве. В их составе, кроме авгита, всегда присутствуют гортонолит, плагиоклаз, из рудных минералов — обычно ильменит в срастании с апатитом. Пироксениты тонко переслаиваются с перидотитами, габбро и габбро-пироксенитами. Ферроавгит $Fs_{29-36}En_{26-30}WO_{38-45}$ ($+2V = 48-56$, $cNg = 31-45^\circ$) часто обволакивает оливин, образуя полное подобие реакционных оторочек.

В габбро наблюдаются вrostки авгита в гиперстене, для которых не исключается метасоматический генезис согласно реакции: $3,5\ Hyp_{43} + (1,3\text{CaO}) = 3,3\ Aug_{30} + (0,2\ SiO_2) + (0,9\text{FeO}) + (0,6\text{MgO})$. И хотя некоторые исследователи рассматривают подобные срастания как результат распада первоначального твердого раствора, А. М. Ленников связывает образование мирамелитов и оторочек авгита около гиперстена с воздействием на первичные минералы поровых растворов, содержащих кальций. Наиболее железистые ассоциации пироксенитов возникали в условиях высокого потенциала кислорода и имели метасоматический генезис.

Возможность образования реакционно-метасоматических пород в результате воздействия более молодых интрузий на гипербазиты подтверждается также в работе М. А. Богомолова [26] по петрологии массивов Алданского щита. Здесь на контакте дунитов с кольцевой интрузией гранитоидов залегают реакционные аподунитовые породы, сложенные тремя минералами: пироксеном (хромдиопсид-авгит), оливином (Fa_{15-25}) и магнетитом. Основными признаками метасоматического генезиса оливин-пироксеновых и магнетит-пироксеновых пород М. А. Богомолов считает залегание их на контакте дунитов и гранитоидов, существование прямой зависимости между мощностью пироксеновых пород и размерами тел гранитоидов, выдержанную зональность пород, простоту минерального состава и отсутствие характерных для изверженных пород аксессорных минералов.

Выводы

1. Вполне определенное положение пироксенитов Восточного Саяна между габбро и перидотитами преимущественно со стороны лежачего бока последних, отсутствие обособленных тел, изменение их мощности в зависимости от угла наклона контакта, тенденция к мономинеральности и крупнозернистость, пересечение моноклинным пироксеном серпентинизированных перидотитов — все эти геологические признаки указывают на метасоматический генезис пироксенитов Восточного Саяна.

2. Метасоматизирующие растворы привносили в перидотиты кальций, алюминий, натрий, калий и титан. Вынесенные при замещении первичных ультрабазитов магний и железо фиксируются в эндоконтакте тел перидотитов.

3. В процессе пироксенизации преобладал инфильтрационный метасоматоз при подчиненной роли диффузии, на что указывает относительно большая мощность пироксенитов, а также незначительное колебание химического состава пордообразующего пироксена.

4. В метасоматическом процессе инертными компонентами являются магний, железо и кремний, а вполне подвижными, наряду с водой, натрием и калием), также кальций, титан и алюминий.

5. Образование пироксенитов происходит в условиях средней щелочности и сопровождается некоторым понижением температур по сравнению с начальными стадиями процесса.

6. В течение метасоматического процесса происходит закономерная смена состава растворов. Если в начале процесса они были кальций-титанистыми, то в главную стадию — алюминий-кальций-титанистыми со средней щелочностью, а в конце процесса — преимущественно алюминиевыми и максимально щелочными.

7. Большая часть титана унаследована от титаноносных перидотитов. Важным звеном в этом процессе является перекристаллизация титаномагнетита первичных пород с образованием ильменита. Но в процессе пироксенизации кальций-алюминиевыми щелочными растворами привносятся дополнительные порции титана, поэтому повышается титаноносность пироксенитов по сравнению с первичными ультрабазитами.

8. Повышение щелочности растворов и увеличение μ_{Al} не только нарушает устойчивость пордообразующего пироксена, но и приводит к выносу титана из преобразованных пироксенитов и к вхождению оставшейся части титана в амфиболы.

9. Как видно из рассмотренного материала, образование типичных ассоциаций пород серии гипербазит — габбро может быть обусловлено не только глубинной дифференциацией и фазовым внедрением порций магм, но также реакционным взаимодействием между ультрабазитами и передовым фронтом габроидных интрузий.

10. Гипербазиты — породы, наименее устойчивые в условиях земной коры, под воздействием габброидов преобразуются в пироксенитовые породы. Состав пироксена зависит от щелочности метасоматических растворов. Диопсидовые пироксениты возникают при воздействии эманаций нормальных габброидов. Щелочность растворов, обусловивших образование на Восточном Саяне преимущественно авгитовых пироксенитов, очевидно, приближалась к аналогичной для ультраосновных щелочных.

11. В связи с этим можно допустить, что в условиях складчатых областей отдельные ветви сложных габбро-пироксенит-перidotитовых серий обнаруживают некоторую отдаленную тенденцию к сближению по составу с ультраосновными щелочными формациями платформ. Об этом свидетельствует широкое развитие метасоматических процессов, титановая минерализация и характерный набор элементов-примесей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 65.
2. Борисенко Л. Ф. Малые элементы и вопросы генезиса гипербазитов Нижнетагильского массива.— Геохимия, 1961, № 12.
3. Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. Изд-во «Наука», 1966.
4. Заварецкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 3.
5. Заварецкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале.— Материалы по общей и прикладной геологии, 1928, вып. 108.
6. Ефимов А. А., Иванова Л. П. Поведение хрома, никеля, кобальта в процессе формирования Кытлемского платиноносного массива.— Геохимия, 1963, № 11.
7. Штейнберг Д. С., Малахов А. И. Путеводитель Тагило-Кушвинской экскурсии. Свердловск, 1961.
8. Морковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 77.
9. Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И. Пироксениты краевых зон Харватолоуско-Войкарского гипербазитового массива и петрографические особенности (Полярный Урал).— В кн. «Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов». Изд-во «Наука», 1965.
10. Фоминых В. Г. Минералогия и геохимия клиноштоксенитов платиноносного пояса Урала и генезис связанных с ним титаномагнетитов.— Тезисы докл. на II Уральской петролог. конференции. Свердловск, 1966.
11. Коржинский Д. С. Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 2.
12. Глазунов О. М. Лысанский габбро-пироксенит-серпентинитовый комплекс в западной части Восточного Саяна.— Геол. и геофиз., 1961, № 3.
13. Герасименко В. И. Особенности формирования интрузивных пород и руд Лысанской группы месторождений.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, 1961, вып. 1.
14. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
15. Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эфузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна.— Мате-

- риалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, 1962, вып. 3.
16. Абрамович Н. И., Высокоостровская Е. Б. Титан в магматических формациях Алтая-Саянской области.— В кн. «Химия земной коры». Т. I. Изд-во АН СССР, 1963.
17. Шурупова Р. И. Некоторые закономерности формирования Лысанского титаноносного габбро-пироксенитового комплекса (западная часть Восточного Саяна).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1964, вып. 104.
18. Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
19. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
20. Абрашитова Э. И., Петровский Т. Т. ЭПР ионов переходной группы Fe во фторбериллатных стеклах.— Докл. АН СССР, 1967, 175, № 6.
21. Яфаев Н. Р., Яблоков Ю. В. Физика твердого тела, 1962, ч. 4, вып. 6.
22. Коваленко Н. И., Кащаев А. А., Знаменский Е. Б., Журавлев Р. И. Относительное вхождение титана в слюды (экспериментальные исследования).— Геохимия, 1967, № 3.
23. Зарипов М. М., Новожилов А. И., Самойлович М. И., Сергеев-Бобр А. А., Степанов В. Г. ЭПР ионов Ti^{3+} в синтетическом фторфлогопите.— Геохимия, 1967, № 3.
24. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1949.
25. Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. Изд-во «Наука», 1967.
26. Богомолов М. А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите.— В кн. «Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии». Изд-во «Наука», 1968.
27. Кухаренко А. А., Орлова М. П. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965.
28. Елисеев Н. А. и др. Ультраосновные и основные интрузии Печенги.— Труды Лабор. геол. докембрия, 1961, вып. 10.
29. Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие. ОНТИ, 1936.
30. Таусон Л. В. Влияние структуры минералов на изоморфные замещения в силикатах изверженных горных пород.— Геохимия, 1958, № 8.
31. Ферсман А. Е. Геохимия. Т. I. Л., ОНТИ, 1934.
32. Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford, 1954.
33. Wager L. R., Mitchell R. L. The distribution of basic magma—a further study of the Skoergaard intrusion, East Grunland.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1951, 1, p. 129.
34. Борисенко Л. Ф., Сердобова Л. И. О распределении Ti, V, Cr и Ni в гипербазитах платиноносного пояса (Урал).— Геохимия, 1965, № 3.
35. Борисенко Л. Ф. Скандий. Изд-во АН СССР, 1961.
36. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
37. Коржинский Д. С. Различие инфильтрационной и диффузационной метасоматической колонки в отношении минералов переменного состава.— Докл. АН СССР, 1952, 86, № 3.
38. Бородин Л. С. Нефелинизация пироксенитов и парагенезисы породообразующих минералов ийолитов из массивов ультраосновных щелочных пород и руд. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
39. Щека С. А. Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. Изд-во «Наука», 1969.
40. Ленинников А. М. Петрология Джугджурского аиортозитового массива. Изд-во «Наука», 1968.

О. М. ГЛАЗУНОВ, Ю. Н. КОРНАКОВ, Н. Н. СТАМБОРОВСКИЙ,
О. И. ПЯТОВ, Ю. Г. ШЕСТАКОВ, Л. П. ФРОЛОВА

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СОПОСТАВЛЕНИЕ ГАББРОИДОВ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Саяно-Байкальская область представляет собой территорию широкого проявления габброидного магматизма. Породы основного состава, развитые в пределах байкалид Восточного Саяна-Северного Прибайкалья, каледонид Кузнецкого Алатау и Горной Шории, принадлежат к различным формационным группам. Среди них наиболее часто встречаются габброиды, связанные с габро-сиенитовой и габбро-пироксенит-перidotитовой формациями. Обнаруживаются также габбро в ассоциации с гипербазитами и гранитоидами.

В ряде обобщающих работ уже приводился сравнительный анализ различных формаций по геолого-петрохимическим данным [1—3], но сами габброиды по совокупности признаков по существу не сопоставлялись. В связи с этим часто возникают разногласия при определении объемов формаций и делается неправомерное объединение генетически различных габбро в единые комплексы или, наоборот, родственные по природе габбро выделяются в самостоятельные группы.

Известно, что формационная принадлежность габброидов достаточно легко устанавливается в том случае, когда выявлено их место среди других членов эволюционного ряда. Однако на практике решение этого вопроса значительно усложняется тем, что габро часто не обнаруживают четкой пространственной связи с другими членами магматической ассоциации или несут ряд конвергентных признаков.

В настоящей работе предпринята попытка использовать геохимические и статистические критерии наряду с другими геологическими признаками для определения формационной принадлежности габбро, а также для решения ряда конкретных петрологических вопросов. Сравниваются основные породы двух характерных для Саяна базальтоидных формаций [4] — габро-сиенитовой (стратифицированные массивы кизирского типа — Крыжинский, Запевалихинский) и габбро-пироксенит-перidotитовой (Лысанский, Подлысанский, Кедранский массивы). Проводится также корреляция габброидов кизирского типа с аналогичными породами массива Патын, Куль-Тайга, Калбук из Кузнецкого Алатау и Горной Шории (по С. С. Ильенку [5, 6]), а также массива

горы Осередок (по Ю. В. Мосину). Наряду с этим основные породы «чистой линии» сопоставляются с габброидами, генетически связанными с гипербазитами (массивы Кашкарет, Хуша-Гол, Кингаш), гранитоидами (массив горы Аргыджек) и древними габбро-амфиболитами (Агульский массив). Из-за недостаточного числа опубликованных анализов породы основного состава габбропироксенит-дунитовой формации (Лысогорский комплекс, [7]) не рассматриваются.

При анализе химизма габбро нами часто делается ссылка на траппы Сибирской платформы. Это не случайно, так как последние большинством исследователей считаются типичными представителями пород базальтоидного ряда.

В работе использованы химические анализы пород, выполненные в различное время в лабораториях Красноярского геологического управления и Института геохимии СО АН СССР, что исключает влияние систематических ошибок на результаты анализов. Кроме того, для сопоставления привлечены материалы других авторов [8—12]. Число химических и спектральных анализов габбро различных формационных типов указано в соответствующих таблицах. Статистическая обработка данных выполнена на ЭВМ М-20 по программе Лаборатории математических методов Института геологии и геофизики СО АН СССР. Настоящая статья является частью работы, выполняемой в течение ряда лет большой группой исследователей.

Геолого-петрохимическая характеристика габбро и формаций в целом

Специфичность состава, своеобразие структур в тектонической позиции различных формаций достаточно детально описаны в литературе, поэтому ниже приведены только краткие сведения по геологии, петрографии и петрохимии отдельных природных ассоциаций (от наиболее древних к молодым).

1. Основные породы протерозойского возраста, по данным В. С. Диброва [12], распространены в пределах Центрального и Бирюсинского антиклиниориев Восточного Саяна, где они тяготеют к мобильной зоне сопряжения протерозойских структур с краевым прогибом юго-западной окраины Сибирской платформы (рис. 1). Они образуют серии дайковидных тел в бассейне рек Большой Бирюсы, Большой Тагулы, Гутары, а также слагают более крупные линзы, такие, как Удинская и Бахтинская. К этой группе образований габброидов следует отнести и известный Агульский массив в Восточном Саяне (табл. 1). Для него характерно высокое содержание SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей. Концентрация последних сопоставима с таковой щелочных базальтов. Химизм агульских габбро имеет много общего с габбро стратифицированных комплексов, что находит выражение в

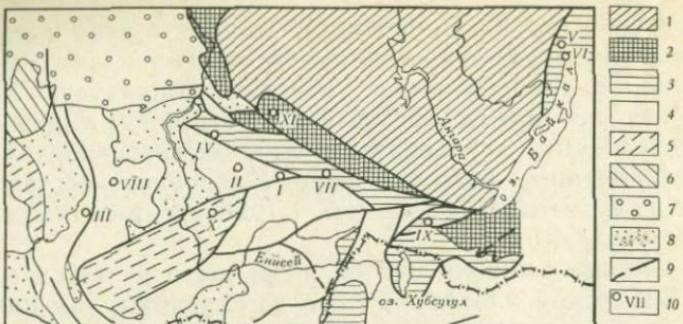


Рис. 1. Размещение некоторых массивов в тектонических структурах Саяно-Байкальской области (упрощенная схема из работы Г. В. Пинуса и Ю. Н. Колесника «Альпинотипные гипербазиты юга Сибири». Изд-во «Наука», 1966)

- 1 — Сибирская платформа;
- 2 — выступ фундамента Сибирской платформы; складчатые структуры;
- 3 — протерозойские;
- 4 — древнекаледонские (салайрекие);
- 5 — каледонские;
- 6 — герцинские;
- 7 — герцинские наложенные прогибы;
- 8 — покров мезо-кайнозойских отложений;
- 9 — региональные разломы;
- 10 — габбронодные массивы и комплексы габбро-сиенитовой формации (Р—С):
- I — Кизирский,
- II — Осередок,
- III — Патын;
- IV — лысанский комплекс;
- V — Ниорундуканский,
- VI — Курловский;
- VII — Хойто-Окинский, Агульский;
- VIII — Бюйский;
- IX — Хупа-Гол,
- X — Кашкарет,
- XI — Кингаш

сходных величинах соответствующих петрохимических характеристик (см. табл. 1, колонки 1 и 7).

В Кузнецком Алатау близкие по составу породы приурочены к вулканогенно-осадочной и эфузивной свитам [14]. В Западном Саяне они залегают в виде разобщенных тел среди метаморфических сланцев Джебашского выступа. Все тела сложены преимущественно амфиболовыми и оливиновыми габбро, постепенно переходящими в габбро-диабазы и габбро или в ортоамфиболиты. На контакте с поздними гранитоидами габбро несут следы калишпатизации. В целом для пород комплекса характерно высокое отношение рубидия к стронцию, связанное в основном с низкими содержаниями стронция.

Абсолютный возраст аналогов комплекса в западной части Восточного Саяна Д. И. Мусатовым [15] оценивается в 1178 млн. лет.

2. Лысанский комплекс, представляющий габбро-пиroxенитовую формацию Сибири, объединяет ряд интрузивных массивов в Сисимско-Манском районе Восточного Саяна. Массивы образуют два пояса протяженностью около 100 км каждый, расположенных на крыльях Восточно-Саянского анти-

клиниория (Протеросаяна). Размещение интрузий предопределется зонами региональных разломов, отделяющих Протеросаян от каледонских складчатых структур. В пределах этих зон массивы расположены цепочками или кулисообразно, залегая в толще амфиболитов и эфузивов то конкордантно, то дискордантно, с крутым падением на юго-запад. Массивы имеют линзовидную форму, сложнополосчатое внутреннее строение, обусловленное разнообразным чередованием тел габбро с подчиненными им пироксенитами и серпентинизированными верлитами и перidotитами. Протяженность массивов 0,5—5 км, мощность 100—700 м.

В группе основных пород распространены преимущественно амфиболовые и авгитовые безоливиновые габбро. В отдельных участках наблюдается переход габбро в габбро-пегматиты, появление в габбро шлирово-пегматитовых обособлений плагиоклаза и секущих жил альбитита. Внутренняя структура массивов габбро не отличается постоянством, что отражено в существовании четкой и выдержанной полосчатости. Первично-магматическая неоднородность подчеркивается неравномерным распределением в разрезе породообразующих минералов и акцессорного ильменита. Количество ильменита в габбро возрастает в направлении от лежачего бока к висячему, при этом в разрезе тел увеличивается содержание титана, а также натрия, калия, фосфора и падает концентрация хрома и меди.

Слабая степень дифференциации магмы подтверждается однобразным составом удаленных друг от друга массивов, незначительным распространением крайних членов магматического ряда, рассеянием рудных минералов лишь в форме вкраепленников. В целом габбро лысанского комплекса характеризуются низким содержанием SiO_2 и максимальной концентрацией TiO_2 и суммарного железа по сравнению с основными породами других комплексов. Этим объясняется большая величина параметра b по А. Н. Заварицкому. Следует отметить, что величина b явно завышена в связи с неправомерным объединением в пересчетах SiO_2 и TiO_2 . Основная часть титана здесь связана с ильменитом и титаномагнетитом. Причем высокое содержание TiO_2 предполагает значительную роль ильменита в рудной части, что соответствует петрографическим данным. Исходный субстрат габбро лысанского комплекса представляется нам железо-титановым дериватом основной магмы, продуктом далеко зашедшего процесса глубинной дифференциации. Специфические особенности состава и отсутствие в Сибири аналогов лысанского комплекса позволяют ставить вопрос о выделении его в качестве эталонотипа габбро-пироксенит-перidotитовой формации Восточного Саяна.

Много общего с Лысанскими массивами обнаруживает северобайкальский габбро-перidotитовый комплекс. Массивы последнего, в том числе наиболее изученные геохимически Нюрундуканский, Курловский и др., приурочены к зонам разломов на границе внешнего и внутреннего поясов байкалид [8, 16, 17]. Массивы

Таблица 1

Химический состав и петрохимические характеристики габброидов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,92	39,29	45,63	45,95	48,37	45,69	45,82
TiO ₂	0,84	5,10	0,84	1,11	1,34	2,14	1,62
Al ₂ O ₃	16,78	13,19	19,40	17,42	18,81	16,19	16,80
Fe ₂ O ₃	3,42	3,94	1,43	2,54	3,78	6,35	4,44
FeO	5,74	10,35	6,68	7,09	6,31	6,39	6,74
ΣFeO	8,82	13,90	7,97	9,37	9,71	12,10	10,74
MnO	0,17	0,17	0,13	0,15	0,07	0,20	0,17
MgO	6,78	7,25	9,39	11,14	4,46	6,28	8,71
CaO	8,32	11,11	11,99	9,41	12,37	13,08	11,24
Na ₂ O	3,59	2,37	2,14	2,52	2,67	1,65	2,08
K ₂ O	1,46	0,75	0,16	0,49	1,13	0,66	0,57
P ₂ O ₅	—	0,72	—	0,25	0,42	0,57	0,41
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	2,41	6,03	1,37	1,76	—	0,52	1,14
С у м м а	100,49	100,27	99,16	99,83	99,73	99,72	99,74
A	10,11	6,65	5,14	6,35	7,86	4,80	5,46
C	6,37	6,00	10,98	8,63	9,21	8,82	8,82
S	59,49	51,88	54,92	53,81	58,72	55,61	54,79
B	24,03	35,47	28,96	31,21	24,21	30,77	30,93
f'	35,45	39,92	27,83	29,42	40,42	39,45	34,39
m'	48,41	36,66	57,39	61,06	32,74	35,79	48,87
c'	16,14	23,42	14,78	9,52	26,84	24,76	16,74
n, %	80	83	94	89	78	79	85

1 — Агульский массив (5 анализов, по материалам В. Я. Хильтовой); 2 — лысанский габбро-пироксенит-перидотитовый комплекс (62 анализа); 3 — северо-байкальский габбро-перидотитовый комплекс (9 анализов, по материалам М. И. Грудинина); 4 — кизильтский комплекс габбро-сиенитовой формации (24 анализа); 5 — массив горы Осередок (6 анализов, по материалам Ю. В. Мосина); 6 — габбро-сиенитовый комплекс Горной Шерии (29 анализов, по материалам С. С. Ильинко); 7 — средний состав габбро стратифицированных комплексов (среднее из 4 и 6-ой колонок настоящей таблицы);

относятся к типу дифференцированных, и слагающие их породы несут все черты магматических образований.

В группе основных пород преобладают нормальное габбро и габбро-нориты. Габбро прорывают ультраосновные породы и сами рассекаются жилами лабрадорита. В целом для основных пород этого комплекса, в отличие от лысанского, характерна повышенная глиноzemистость, магнезиальность, относительно невысокое

различных формационных типов

	8	9	10	11	12	13	14	15
	42,26	41,50	46,22	43,49	48,05	44,70	49,34	47,41
	3,37	0,21	0,62	2,36	1,48	0,95	1,49	2,87
	16,21	16,03	15,24	13,39	16,13	18,55	17,04	18,02
	2,20	2,03	2,15	5,56	3,03	5,18	4,99	4,17
	10,00	5,09	6,72	10,47	9,35	6,99	6,82	5,80
	11,98	6,92	8,65	15,47	12,08	11,65	8,61	9,55
	0,43	0,18	0,15	0,32	0,21	0,11	0,17	0,16
	9,60	13,95	7,79	7,74	6,82	6,50	7,19	4,79
	10,80	13,34	15,46	9,46	10,85	13,26	11,72	8,65
	2,07	0,73	1,08	1,75	2,32	1,74	2,73	3,99
	0,64	0,23	0,45	0,75	0,50	0,48	0,16	1,66
	0,10	0,05	0,26	0,77	0,14	0,02	0,16	0,19
	—	—	—	—	—	1,52	1,27	1,40
	—	—	0,32	—	—	—	—	—
	2,41	6,31	3,36	3,33	1,16	—	—	—
	99,83	99,70	99,82	99,35	100,10	100,00	100,08	99,84
	5,61	1,99	3,12	5,12	5,85	4,72	6,42	11,72
	8,35	10,18	8,99	6,76	8,08	10,78	5,23	6,20
	52,35	49,39	55,40	53,59	57,00	54,70	58,60	59,07
	33,69	38,44	32,79	34,53	29,07	29,74	29,75	22,41
	35,21	18,33	26,13	45,15	41,01	39,66	28,65	43,05
	49,58	64,07	41,68	39,59	40,53	39,17	41,80	38,15
	15,21	17,60	32,18	15,26	18,46	21,17	29,55	18,80
	82	86	77	78	88	85	96	78

ванных комплексов (среднее из 4 и 6-ой колонок настоящей таблицы); 8 — массив р. Кашкарег (8 анализов); 9 — массив Хуша-Гол (5 анализов); 10 — Идарский гипербазитовый пояс (7 анализов); 11 — массив горы Аргыджек (3 анализа); 12 — траллы Сибирской платформы (258 анализов, по материалам Г. В. Нестеренко и др.); 13 — дунит-пироксенит-габбровая формация Урала (40 анализов, по материалам С. Ф. Соболева); 14 — океанические толеитовые базальты; 15 — щелочные базальты [12].

содержание щелочей, титана и наличие практически интересных скоплений сульфидов никеля.

По М. И. Грудинину [8], в процессе формирования пород комплекса значительную роль играла кристаллизационная дифференциация.

3. Габбро-сиенитовые формации орогенных зон, по Ю. А. Кузнецкову [4], представлены группой

Кизирских массивов в Восточном Саяне¹ и интрузией горы Патын в Горной Шории. Кроме того, к этой группе условно относится гора Осередок. Для массивов формации характерна приуроченность к ядрам пликативных структур [3] и в то же время отчетливая связь с региональными разломами или оперяющими их нарушениями [18]. Массивы появляются в подвижных поясах не только в заключительную субплатформенную стадию развития этих структур, но и несколько раньше этого периода.

Кизирские массивы (Крыжинский, Запевалиха) приурочены к пересечению нарушений в участках завершенной складчатости, на стыке структур Западного и Восточного Саяна [18], и прорывают осадочно-эфузивную толщу кембро-протерозоя [14].

Массив горы Патын расположен в пределах Мярасского карбонатного блока. Его размещение также контролируется разрывной тектоникой [5, 6]. В целом массивы формации характеризуются многофазным развитием. Наиболее ранние фазы представлены габбро, за ними следуют сиениты и нордмаркиты. В заключительную фазу проявляются дайки лампрофиров, порфириров и диабазов [2].

Массивы имеют изометричную лопалитообразную форму, концентрически-зональное внутреннее строение. В разрезе оливиновое и нормальное габбро перемежаются с габбро-норитами и ферро-габбро, реже с верлитами и аортозитами. Элементы стратификации подчеркиваются пластообразными залежами титаномагнетита. Отмечается ясная конформность внутренней структуры массивов относительно контактов и пологое падение полос дифференциаторов. Многие массивы характеризуются мегаполосчатым строением. В отдельных телах наблюдается тенденция к увеличению основности пород от верхних горизонтов к нижним, что объясняется процессом гравитационного фракционирования [18–20].

Следует отметить тесную пространственную связь габбро и сиенитов при секущем положении последних относительно габбро, а также развитие процессов щелочного метасоматоза, иногда приводящих к замещению или частичной переработке габбро. Габброидные породы формации отличаются повышенной основностью плагиоклаза, большим колебанием состава оливина, присутствием титанистых минералов (титан-авгит, керсунит, баркевит), повышенным содержанием апатита, титаномагнетита, ильменита. Это сближает аналогичные породы габбро-сиенитовой и габбро-пироксенит-перidotитовой формаций. Привлекает внимание присутствие в габбро и сиенитах «сквозных» минералов (титан-авгит, ильменит-оливин). В целом породы формации представляют собой нормальный магматический базальтоидный ряд с отчетливо выраженной натровой эволюцией магматического расплава. Концентрация таких элементов, как TiO_2 , MgO , CaO ,

¹ В литературе они часто именуются массивами кизирского комплекса.

суммарного железа, щелочей варьирует внутри формации от комплекса к комплексу или от массива к массиву в широких пределах.

Наиболее высокой магнезиальностью среди изученных тел габбро обладают основные породы Кизирского массива. Они характеризуются повышенным содержанием глинозема и натрия (см. табл. 1). В отличие от Кизирского плутона в основных породах Патынской группы массивов отмечается максимально высокое количество кальция и низкое содержание натрия. Особое место в этом ряду занимает габбро горы Осередок (см. табл. 1). Габбро выделяется высоким содержанием SiO_2 , CaO , щелочей, что находит отражение в низком значении параметра b (см. табл. 1). Породы этого массива по составу обнаруживают уклон в сторону диоритов.

На основании данных различных исследователей [1, 2, 13, 14], можно выделить следующие главные черты петрохимии габбро-сиенитовой формации.

Прежде всего это заметная лейкохратовость габброидов по сравнению с аналогичными породами габбро-пироксенит-перидотитовой формации ($b = 30,9\%$ против $35,5\%$ для лысанского комплекса), а также высокая степень магнезиальности темноцветных компонентов породы ($m' = 48,8\%$ против $36,6\%$ соответственно).

Судя по минеральному и химическому составу пород, исходный субстрат габбро-сиенитовой формации был недосыщен кремнекислотой и несколько обогащен глиноземом [2].

Особенности химизма формации показывают, что в ходе эволюции очага основной магмы с течением времени происходило прогрессивное возрастание количества щелочей по сравнению с железом и титаном [3]. Согласно данным О. А. Богатикова [1], значительная роль титана, железа и натрия создает благоприятные предпосылки для возникновения рудных локализаций.

Судя по геологическим наблюдениям, массивы формации образовались под влиянием сил гравитации в период активизации разрывной тектоники в областях завершенной складчатости¹, тогда как возникновение тел габбро-пироксенит-перидотитовой и габбро-перидотитовой формаций происходило до начала кембрия в мобильных условиях и как результат последовательных инъекций отдельных порций магмы, дифференциация которой происходила на глубине [8, 20, 21].

Своеобразный характер глубинной дифференциации и обогащения магмы железом и титаном на определенных этапах кристаллизации сближает габброиды формации с интрузиями платформ.

¹ Абсолютный возраст аналогов Патынского массива в Кузнецком Алатау не моложе 411—438 млн. лет [5].

Габбро-сиенитовая формация по химизму сопоставима с трахибазальтовыми формациями океанических областей и континентов. На это сходство указывали еще А. П. Лебедев и О. А. Богатиков [22]. В то же время рассматриваемой формации свойственно повышенное содержание глинозема и относительно низкая общая щелочность, что является следствием формирования массивов в гипабиссальных или в близповерхностных условиях [2].

4. Габбро, пространственно тесно ассоциирующие с гипербазитами, расположены, как правило, на простирации осей гипербазитовых поясов Сибири (Ильчирский, Куртушибинский, Борусский, Идарский). Они образуют мелкие тела линейной или неправильной формы (участки рек Хуша-Гол, Каракарет, Кингаш), интрузирующие как гипербазиты, так и вмещающие их образования. Внутри тел габбро содержатся в различной степени переработанные ксенолиты эф-фузивов, амфиболитов и серпентинитов. Особенностью описываемых тел габбро является отсутствие четких интрузивных контактов с окружающими породами и постепенное нарастание степени метаморфизма последних по мере приближения к габбро. Собственно габбро, а также породы на контакте эф-фузивов и габбро или серпентинитов и габбро отличаются непостоянством минерального состава, большим разнообразием структур и текстур, что свидетельствует о неравновесном и незавершенном характере процесса их образования. Преобладают крупно- и неравномернозернистые, иногда гнейсовидные разности, состоящие из соссюритизированного кислого лабрадора и уралитизированного амфиболя, реликтов моноклинного пироксена и акцессорных — ильменита, апатита и сфена. В отдельных участках обнаруживается резкое отклонение состава в сторону лейкократового габбро, переходящего в плагиоклазиты. Последние в контакте с гипербазитами содержат крупные скопления кристаллов энстатита, в связи с чем образуется порода, внешне похожая на габбро-пегматиты.

По химическому составу описываемые габбро представляют собой весьма пеструю серию со значительными вариациями в содержании петrogenных элементов и величин петрохимических параметров. Наиболее магнезиальными ($m' = 64\%$) при минимальном содержании TiO_2 , SiO_2 , суммарного железа и щелочей являются основные породы Хуша-Гола.

Габбро р. Каракарет присуще высокое содержание титана, железа и щелочей, а также малое количество кальция. Указанные особенности химизма этих габбро находят свое выражение в соответствующих петрохимических характеристиках.

Основные породы, связанные с гипербазитами идарского комплекса (Кингашский массив), по содержанию большинства петrogenных элементов занимают промежуточное положение между двумя отмеченными выше массивами. Их отличает высокое содержание SiO_2 , MgO , несколько меньшая глиноземистость.

В целом для габбро данной группы типична большая меланократовость, что обуславливает несколько завышенную характеристику b по сравнению с основными породами других массивов.

По мнению некоторых исследователей [23, 24], образование габброидов, ассоциирующих с гипербазитами, связано с процессами метасоматоза, приводящего в конечном счете к селективному плавлению исходных пород под влиянием глубинных «погонов» и последующему зарождению местных очагов габброидного состава. Вопрос о генетической связи габброидов с гипербазитами окончательно не решен. В последнее время все чаще обращают внимание на наличие скрытой когерентности между габбро и ультраосновными интрузиями на территории Сибири [25], Казахстана [26], а также в ряде других мест. Как будет видно из приведенных данных, имеется ряд веских аргументов в пользу комагматичности габбро и гипербазитов.

5. Гибридные габброиды гранодиоритового массива горы Аргыджек в Восточном Саяне залегают в периферических частях интрузивного тела, где образуют крупные шлиры среди гранодиорит-диоритового поля. По составу они отвечают габбро-диоритам и роговообманковым габбро. Их гибридный генезис подтверждается непостоянством минерального состава, такситовыми и ситовидными структурами пород.

Для химического состава габброидов характерна высокая общая железистость ($\Sigma FeO = 15,47\%$), относительно высокий индекс цветности b при максимальной железистости темноцветных компонентов (параметр f'). В составе пород много общего с основными породами других сравниваемых типов. Так, содержание щелочей и некоторая обогащенность калием относительно натрия сближает их с габбро Патынской группы массивов и идарского комплекса, и в то же время по низкой глиноземистости пород они находятся на одном уровне с габбро лысанского комплекса (см. табл. 1).

В заключение характеристики габброидов, ассоциирующих с гранитами горы Аргыджек, следует подчеркнуть, что генетическая связь габброидов гранитного ряда подтверждается непосредственными полевыми наблюдениями [27].

Для наглядности результаты анализов нанесены на диаграмму А. Н. Заварицкого и тройную диаграмму $MgO - (FeO + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O)$. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 2) выделяются две дискретные группы габбро. Одна группа представлена фигуративными точками, объединяющими габбро базальтоидного происхождения. В пределах группы наибольшее число точек расположено в координатах: $a \sim 6\%$ и $b \sim 32\%$. Они отвечают габбро стратифицированных массивов Саяна (Крыжинский, Запевалихинский) и Кузнецкого Алатау (Патын, Куль-Тайга, Калбук). Здесь же расположено среднее габбро северо-байкальского габбро-перidotитового комплекса, траппов Сибирской платформы и дунит-габбровой формации Урала [11]. Габбро стратифициро-

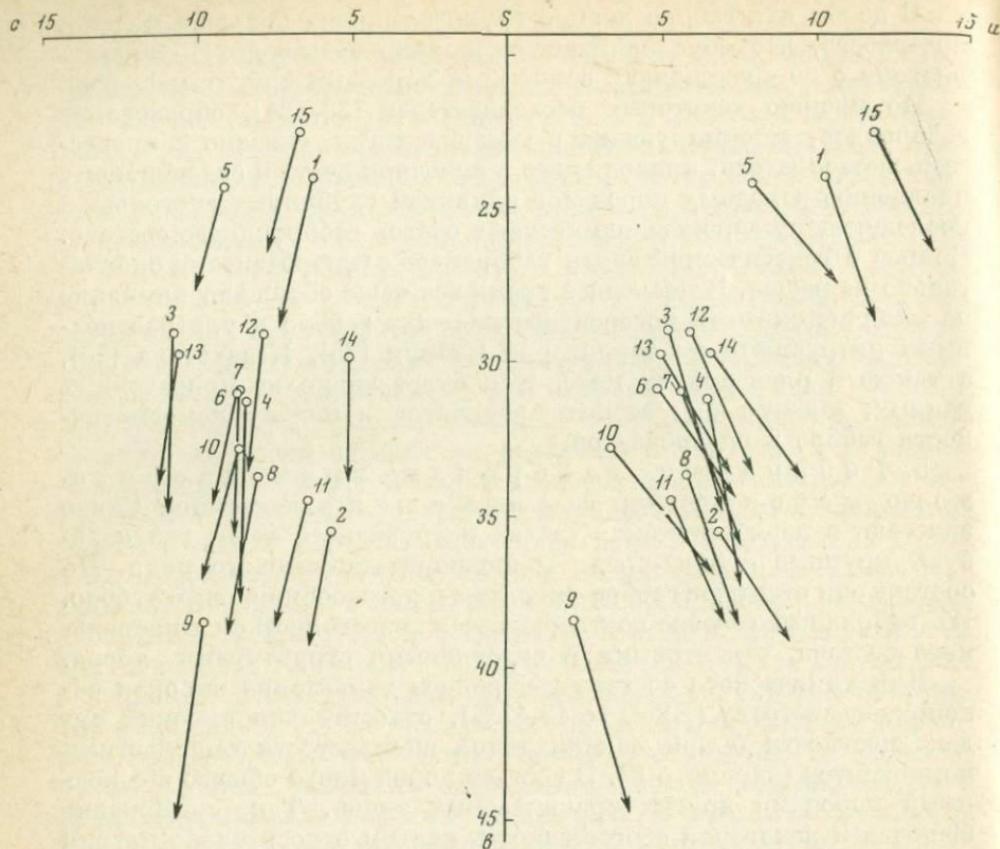


Рис. 2. Векторная диаграмма среднего состава габброидов различных формационных типов. Номера фигуративных точек состава соответствуют табл. 1

ванных массивов присуща умеренная темноцветность, хотя они выделяются аномально высокой магнезиальностью. В то же время, по нашим данным, они не обнаруживают стремления к возрастанию общей щелочности [18].

Благодаря контрастному различию характеристики b , крайне верхнее и нижнее положения в этом ряду занимают соответственно габбро горы Осередок и Лысана. Для габбро горы Осередок характерна несколько повышенная щелочность ($a = 7,86\%$), что сближает их с габброидами Агульского массива и щелочными базальтами [12].

Во вторую группу входят габбро, ассоциирующие с гипербазитами (рек Кашкарет, Хуша-Гол) и гранитоидами (горы Аргыджек). Анализы габбро этой группы образуют поле в нижней части диаграммы, ближе к оси Sb .

Сопоставление данных химического состава габбро различных формационных типов на тройной диаграмме наглядно иллюстри-

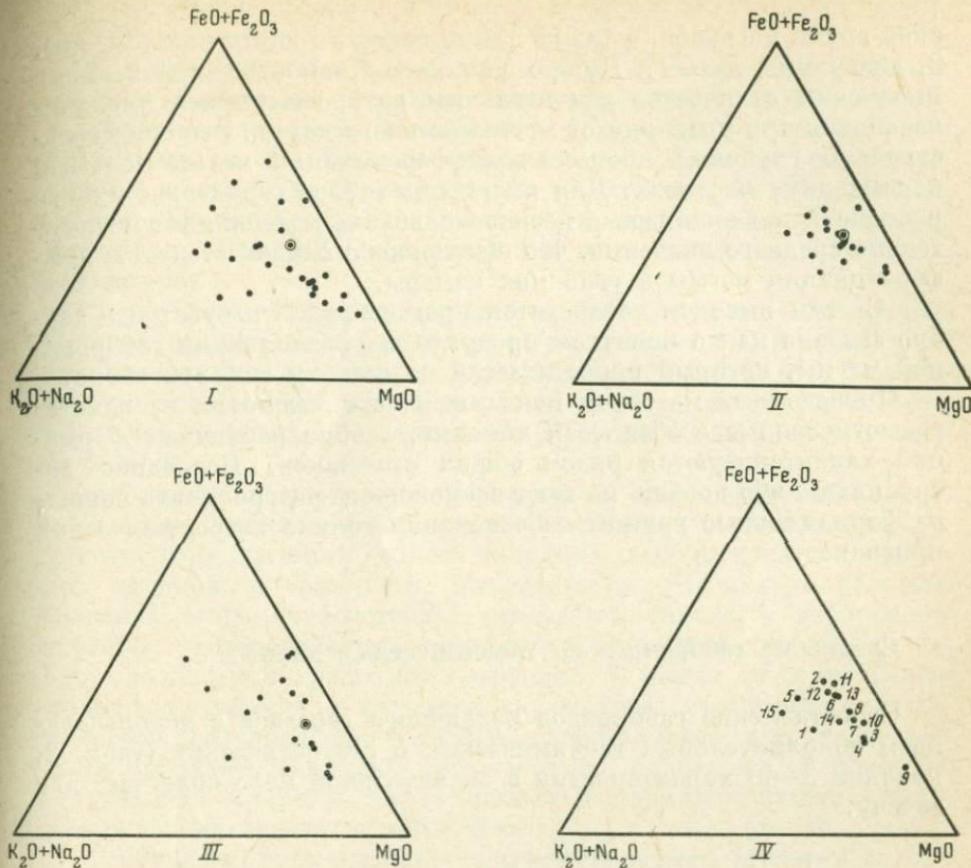


Рис. 3. Тройные диаграммы дифференциации и состава габброидов

I — Кизирский plutон;
II — лысанский комплекс;
III — массив горы Патын;
IV — средний состав габброидов различных формационных типов.

Номера точек на диаграмме IV соответствуют табл. 1.

На диаграммах I—III кружки — частные анализы, двойные кружки — средний состав

рут сходство или различие пород, описанное ранее (рис. 3, диаграмма IV). Фигуративные точки средних составов здесь, так же как и на диаграмме А. Н. Заварицкого, образуют серию от магнезиальных к железистым разностям. При этом параллельно возрастанию роли железа в породах увеличивается содержание щелочей. Из диаграммы видно, что по магнезиальности выделяется габбро Хуш-Гола. Основная же масса точек группируется в узкой полосе, характеризующейся незначительными колебаниями железистости и магнезиальности и сопоставимой щелочностью.

Как известно, совокупность точек анализов габбро для отдельных массивов на тройной диаграмме отражает определенным образом пути и степень дифференциации магмы. Для сравнения были построены диаграммы для основных пород Кизирской и Патын-

ской группы массивов, а также для лысанского комплекса (см. рис. 3, диаграммы I—III). Габбро Патына и Кизира по сравнению с лысанским отличается значительным разбросом точек, увеличивающимся при удалении от магнезиального конца. Это свидетельствует о глубоких процессах дифференциации магмы *in situ* в первых двух массивах. Для лысанских габбро характерно кучное расположение анализов с незначительными колебаниями относительно среднего значения, что обусловлено слабой степенью дифференциации магмы в условиях камеры.

С этим выводом согласуется представление о субстрате габбро Лысана как о конечном продукте дифференциации габброидной магмы, который приближается по составу к феррогаббро.

Приведенный материал показывает, что, несмотря на некоторые отмеченные особенности химизма, габбро различных формаций характеризуются рядом общих признаков. Последние затрудняют либо вообще не дают возможности разграничить породы на формационные группы на основании только петрохимических признаков.

Сравнение габброидов по геохимическим данным

Сопоставление габброидов различного генезиса с использованием дополнительных геохимических и статистических (табл. 2, колонки 3—9) характеристик в значительной мере облегчает эту задачу.

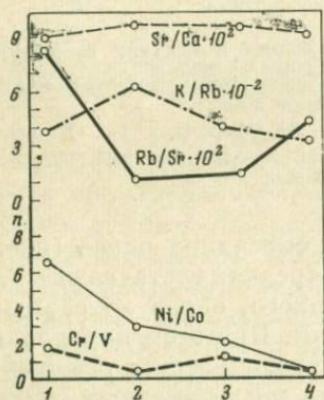


Рис. 4. Характер изменения отношений редких элементов в габброидах различных формационных типов

- 1 — р. Хуша-Гол;
- 2 — лысанского комплекса;
- 3 — Кизирского plutона;
- 4 — горы Аргыдъек

Дополнительными индикаторами формационной диагностики являются содержание и дисперсия некоторых элементов (Cr, Ni, Rb), величины ряда отношений (Cr/V, Ni/Co, K/Rb, Rb/Sr; рис. 4) и коэффициентов корреляции. Имеется достаточно много примеров эффективного их использования как при формационном анализе, так и для решения ряда петрологических задач [10, 28, 29].

Как видно из табл. 2, габброиды «чистой линии» по сравнению с основными породами других типов существенно отличаются по содержанию ряда элементов-примесей и некоторым геохимическим характеристикам. Так, им свойственны низкие концентрации никеля, хрома и ванадия (см. табл. 2, колонка 7). Наоборот, в габбро, ассоциирующих с гипербазитами (массивы Кашкарет, Хуша-Гол, Кингаш), концентрация этих элементов достигает максимума.

Самое низкое содержание никеля зафиксировано в основных породах, связанных с гранитоидами (массивов горы Аргыджек), но для них типична высокая концентрация ванадия. Габбро стратифицированных серий имеют низкое отношение никеля к кобальту, почти идентичное с таковым габброидов Кингашского массива и Урала.

Аналогичная картина наблюдается и для отношения хрома к ванадию, рубидия к стронцию. В отличие от основных пород других формационных типов для этих габбро показателен более высокий коэффициент железистости. Несколько большее значение этого коэффициента отмечается только у габброидов древнего протерозойского комплекса (Агульский массив) и габбро, связанных с гранитной интрузией. В целом по содержанию элементов-примесей и величине характерных геохимических параметров последние, как и габбро, ассоциирующее с ультраосновными породами, занимают экстремальное положение. Габбро базальтоидной природы характеризуется промежуточными значениями коэффициента железистости.

Габброиды базальтоидной группы отличаются высоким содержанием стронция при незначительных колебаниях его концентрации от массива к массиву, а также в пределах отдельных тел. Концентрация стронция в описываемых породах несколько выше, чем в траппах Сибирской платформы, и сопоставима с габброидами Северного Прибайкалья [8, 16] и Урала [11].

Таким образом, даже беглое сопоставление габброидов разных типов по геохимическим данным позволяет довольно уверенно их идентифицировать. Следует отметить, что использование статистических параметров распределения повышает надежность формационной диагностики и дает материал для более четкого подразделения габброидов различной природы.

Среди многочисленных статистических параметров распределения элементов наиболее реальный геохимический смысл имеет дисперсия содержания (S^2). Обычно независимо от формационного типа увеличение количества элемента в породе сопровождается ростом величины дисперсии. Для ряда петрогенных элементов (кремний, титан, натрий и фосфор; табл. 3) величина дисперсии уменьшается от габбро Лысанского массива к габбро Крыжинского с промежуточным положением массивов Патынской группы. Обратная тенденция наблюдается для алюминия и магния. Исключение представляет двух- и трехвалентное железо. Максимальная

Таблица 2

Содержание некоторых элементов-примесей и геохимические параметры

Окислы	1 *	2	3	4	5	6	7
Ni	0,0140	0,0120	0,0200	0,0040	0,0060	0,0060	0,0050
Co	0,0050	0,0040	0,0040	0,0040	0,0050	0,0005	0,0023
Cr	0,0400	0,0150	0,0070	0,0140	0,0110	0,0060	0,0100
V	0,0300	0,0320	0,0200	0,0100	0,0130	0,0070	0,0085
Li	0,0012	0,0006	0,0012	0,0018	0,0007	0,0005	0,0010
Rb	0,0016	0,0010	0,0016	0,0021	0,0007	0,0002	0,0012
Sr	0,0190	0,0880	0,0910	0,0853	0,1070	0,0770	0,0811
Cr/V	1,33	0,47	0,35	1,40	0,85	0,86	1,18
Ni/Co	2,80	3,00	5,00	1,00	1,20	12,00	2,17
Rb/Sr·10³	84,3	11,3	17,6	23,3	6,5	3,2	14,8
K/Rb	756	620	81	77	1343	2200	392
Sr/Ca·10³	3,2	11,1	10,6	13,4	12,4	8,2	10,1
K _{Fe}	59,32	66,34	46,34	46,36	69,34	66,98	56,20

* Номера колонок соответствуют табл. 1, $K_{Fe} = \frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \cdot 100\%$.

дисперсия содержания железа характерна для габбро Патынской группы массивов.

В габбро лысанского комплекса выдерживается спокойный характер распределения концентрации магния и железа, который можно объяснить тем, что главная масса магния формировалась ультраосновной расплав на глубине, а богатый железом остаток магмы основного состава не претерпевал значительного фракционирования в период консолидации *in situ*. На этом основании можно предположить происхождение этих пород из субстрата, по составу приближающегося к феррогаббро. Согласно экспериментам, феррогаббро представляет собой конечный продукт кристаллизации базальтового расплава в условиях закрытой для кислорода системы [30, 31].

Габбро Кизирской и Патынской групп отличаются аномально высоким значением дисперсии содержания магния, что может рассматриваться как свидетельство глубокой дифференциации магмы, которая привела не только к возникновению оливиновых габбро, но и к обособлению в них небольших шлиров перидотитов и пироксенитов [19].

Элементы-примеси (хром, никель, кобальт, ванадий, медь) в габброидах различных формаций в процессе становления интрузии, как правило, следуют за своими петрогенными аналогами. Но характер распределения этих элементов иногда не подчиня-

габброидов различных формационных типов

8	9	10	11	12	13	14	15
0,0170	0,0200	0,0294	0,0015	0,0110	0,0500	—	—
0,0040	0,0030	0,0155	0,0050	0,0034	0,0300	—	—
0,0130	0,1000	0,0545	0,0130	0,0180	0,0052	0,0297	0,0067
0,0150	0,0540	0,0339	0,0490	0,0190	0,0030	—	—
0,0003	0,0180	0,0004	0,0015	0,0016	0,0012	—	—
0,0009	0,0005	0,0017	0,0019	0,0016	0,0014	0,0010	0,0033
0,0210	0,0060	0,0900	0,0440	0,0690	0,0920	0,0130	0,0815
0,87	1,85	1,61	0,26	0,95	1,73	—	—
4,25	6,67	1,90	0,30	3,23	1,67	—	—
42,8	83,3	18,9	43,0	26,0	15,2	77,0	40,4
589	380	218	326	256	286	130	418
2,7	6,3	8,1	6,5	8,9	9,7	1,5	13,2
55,96	33,79	53,24	67,43	64,48	65,18	55,10	66,10

ется этой закономерности вследствие влияния ряда факторов. Абсолютное содержание их увеличивается от габбро Кизирского plutона к габбро лысанского комплекса. Параллельно этому растет дисперсия концентрации этих элементов.

Характер распределения никеля, меди, а также хрома и кобальта в габбро Кизирских массивов не противоречит логнормальному закону (табл. 4), поэтому очевидно, что оперировать этими данными следует после перевода результатов анализов в логарифмы. Распределение элементов в габбро Лысанских массивов также не противоречит логнормальному закону (табл. 5).

Сравнение средних логарифмов содержаний габбро лысанского и кизирского комплексов по *t*-критерию показывает, что статистически значимо они различаются по хрому, ванадию, никелю и меди (табл. 6). Одна из причин этого различия связана с неидентичными формами вхождения элементов и разной их геохимической историей. Если в первом случае наряду с первично-магматическими широко развиты никельсодержащие пирит и пирротин в парагенезисе с гидротермальными минералами, то во втором — зерна пирротина и пирита заключены в титаномагнетите и относятся к первично-магматическим образованиям [19]. Особенностью основных пород Кизирских массивов является преобладание в значительном количестве проб кобальта над никелем, поэтому отношение никеля к кобальту здесь низкое. Объяснение этому факту следует искать в различном поведении никеля

Таблица 3

Статистические параметры петрогенических элементов в габброидах различных формационных типов

Окислы	\bar{x}				S^2			
	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	45,95	45,69	39,29	48,43	10,67	17,55	29,78	2,19
TiO ₂	1,11	2,14	5,10	1,48	0,82	2,58	4,29	0,37
Al ₂ O ₃	17,42	16,19	13,19	15,35	22,27	20,47	6,64	1,88
Fe ₂ O ₃	2,54	6,35	3,94	3,59	3,68	21,83	7,06	2,62
FeO	7,09	6,39	10,35	9,39	6,98	11,65	5,35	3,80
MnO	0,15	0,20	0,17	0,19	0,005	0,04	0,002	0,01
MgO	11,14	6,28	7,25	6,18	41,14	4,82	5,74	1,54
CaO	9,41	13,08	11,11	10,69	9,45	6,80	11,17	1,25
Na ₂ O	2,52	1,65	2,37	2,18	0,63	0,93	1,16	0,37
K ₂ O	0,49	0,66	0,75	0,73	0,13	0,30	0,16	0,22
П. п. п.	1,76	0,52	6,03	—	1,13	0,20	17,32	—
P ₂ O ₅	0,25	0,57	0,72	0,13	0,06	0,27	0,35	0,02

Таблица 3 (окончание)

Окислы	γ_1				γ_2			
	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	1,86	0,79	0,02	3,57	0,45	1,20	1,28	4,41
TiO ₂	2,36	0,97	0,31	1,41	0,16	1,28	1,21	2,76
Al ₂ O ₃	1,70	1,25	0,20	0,27	0,29	0,95	0,87	0,76
Fe ₂ O ₃	3,42	3,04	5,20	2,76	2,47	2,07	7,36	0,11
FeO	1,44	0,75	1,71	0,11	0,46	0,89	0,70	2,68
MnO	1,18	4,93	0,37	0,11	1,40	5,51	0,22	3,12
MgO	2,88	0,66	1,79	3,08	2,20	0,48	0,72	3,90
CaO	1,86	0,77	2,04	3,57	1,56	0,63	0,80	6,77
Na ₂ O	0,22	2,24	0,49	1,73	0,45	1,74	0,64	0,81
K ₂ O	2,84	1,65	1,12	8,22	1,24	0,70	0,92	8,40
П. п. п.	2,12	1,94	4,12	—	0,71	0,45	3,21	—
P ₂ O ₅	1,74	3,19	1,68	11,74	0,36	1,89	1,00	20,70

1 — Кизирский pluton; 2 — габбро-сиенитовый комплекс Горной Шории; 3 — лысанский габбро-цироксенит-перидотитовый комплекс; 4 — траппы Сибирской платформы (176 анализов, по материалам В. А. Кутолина [33]).

\bar{x} — среднее содержание элемента, S^2 — дисперсия, γ_1 и γ_2 — абсолютные величины отношений асимметрии и эксцесса к их ошибкам определения. При γ_1 и $\gamma_2 \leq 3$ выборочное распределение не противоречит нормальному закону.

Таблица 4

Результаты проверки гипотез эмпирического распределения элементов-примесей для габброидов кизирского комплекса

Элементы-примеси	Число проб	Нормальная модель				Логнормальная модель			
		\bar{x}	S^2	γ_1	γ_2	$\lg \bar{x}$	$S^2 \lg$	γ_1	γ_2
Cr	109	0,014	0,0003	10,05	6,87	-2,43	0,81	3,60	2,64
V	135	0,010	0,00005	8,04	3,84	-2,13	0,14	6,51	7,73
Ni	135	0,004	0,00006	26,37	66,56	-2,82	0,30	0,45	2,88
Co	135	0,004	0,00002	32,19	123,72	-2,64	0,17	1,48	4,30
Cu	135	6,004	0,00001	20,18	58,37	-2,59	0,14	0,13	2,91

Таблица 5

Результаты проверки гипотез эмпирического распределения элементов-примесей для габброидов лысанского комплекса

Элементы-примеси	Число проб	Нормальная модель				Логнормальная модель			
		\bar{x}	S^2	γ_1	γ_2	$\lg \bar{x}$	$S^2 \lg$	γ_1	γ_2
Cr	115	0,02	0,002	20,78	61,38	-2,72	0,98	0,65	2,40
V	114	0,03	0,0008	4,79	1,14	-1,81	0,52	6,62	4,82
Ni	115	0,01	0,001	24,39	87,71	-2,64	0,56	2,69	0,95
Co	115	0,004	0,00002	12,07	28,03	-2,64	0,29	3,45	0,22
Cu	115	0,006	0,00009	16,09	37,06	-2,48	0,31	2,63	1,87

Таблица 6

Результаты определения значимости расхождения средних логарифмов содержания элементов-примесей в габброидах различных формационных типов

Элементы-примеси	Кизирский комплекс			Лысанский комплекс			t
	$\lg \bar{x}_1$	$S \lg$	$S \lg \bar{x}_1$	$\lg \bar{x}_2$	$S \lg$	$S \lg \bar{x}_2$	
Cr	-2,43	0,90	0,06	-2,72	0,99	0,10	2,41
V	-2,43	0,37	0,03	-1,81	0,72	0,07	4,21
Ni	-2,82	0,55	0,04	-2,64	0,75	0,07	2,22
Co	-2,64	0,42	0,03	-2,64	0,54	0,05	0
Cu	-2,59	0,37	0,02	-2,48	0,56	0,05	2,01

Примечание. t — критерий Стьюдента, различие средних является значимым при $t > 1,96$.

и кобальта в процессе кристаллизации магмы [32]. Несомненно, никель в большем количестве, нежели кобальт, входил в продукты ранней кристаллизации расплава, за счет чего последующие дериваты относительно обогащались кобальтом. Общей чертой габброидов районов Кизира и Лысана является отсутствие в них корреляционной связи титана с такими элементами, как алюминий и магний.

Содержание титана в габбро Кизирского и Патынского плутонов не поднимается выше нормативного для габбро (1,11 и 2,14%, соответственно). В аналогичных породах лысанского комплекса количество титана выше регионального кларка для основных пород Саяно-Байкальской области и других титаноносных провинций [21]. Для них также характерен значительный уровень дисперсии концентрации (4,29 против 0,82 в габбро Кизира). Можно заметить, что от габбро Кизирских массивов к Патынскому и далее к лысанскому комплексу дисперсия содержания титана увеличивается. Аномальная дисперсия титана в лысанских габбро, очевидно, согласуется с распределением элемента не только в рассеянной форме в силикатах, но и в виде самостоятельной рудной фазы.

Во всех трех сравниваемых группах массивов габбро (Кизирской, Патынской, Лысансской; табл. 7—9) устанавливается отрицательный коэффициент корреляции (r) пары титан — алюминий. При этом значимая величина коэффициента ($-0,78$) отмечается только в габбро Патынской группы; для кизирского и лысанского комплексов она ниже значимого уровня ($-0,33$ и $-0,24$ соответственно). Судя по низким величинам $r_{\text{Ti-Mg}}$, магний также не коррелируется с титаном. Наиболее магнезиальная серия или наиболее обогащенные оливином породы этих серий обычно бедны титаном. Титан предпочтительно концентрируется в железистых разностях основных пород, что отмечается как для интрузивов платформ [33, 34], так и для складчатых зон. Соотношение титана с другими элементами в различных массивах не остается одинаковым. По статистическим данным, в габбро Кизирских и Патынских массивов содержание титана не зависит от содержания кальция ($r = -0,08$ и $-0,04$ соответственно), тогда как в габбро Лысана положительная взаимная связь титана и кальция обнаруживается не только в габбро. Например, в метасоматических пироксенитах, которые генетически связаны с габбро и образуются при высокой подвижности кальция, происходит заметное накопление титана и железа. Неодинаковое соотношение этих элементов, очевидно, указывает на принципиальное различие в процессе формирования титановых локализаций в основных породах габбро-пироксенит-перidotитовой и габбро-сиенитовой формаций. Но в нем заключается это различие и каковы причины, его вызывающие, остается пока неясно. Очевидно, общая титаноносность габбро не зависит от степени насыщенности их кальцием, и здесь действуют более сложные зависимости. Наиболее простым пред-

Таблица 7

Парные коэффициенты корреляции петрогенных элементов для габбро
Кизирского plutона

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
SiO ₂	—	-0,17	0,77	-0,45	-0,71	-0,65
TiO ₂		—	-0,33	0,81	0,49	0,64
Al ₂ O ₃			—	-0,40	-0,66	-0,72
Fe ₂ O ₃				—	0,51	0,62
FeO					—	0,87
MnO						—
MgO						
CaO						
Na ₂ O						
K ₂ O						
П. п. п.						
P ₂ O ₅						

Таблица 7 (окончание)

Окислы	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	P ₂ O ₅
SiO ₂	-0,70	0,24	0,48	0,19	-0,34	-0,14
TiO ₂	-0,29	-0,08	0,22	0,49	-0,04	0,75
Al ₂ O ₃	-0,65	0,09	0,37	-0,09	-0,37	-0,27
Fe ₂ O ₃	-0,05	-0,15	-0,03	0,14	0,03	0,54
FeO	0,39	-0,44	-0,08	0,26	-0,04	0,59
MnO	0,30	-0,31	0,04	0,37	0,07	0,62
MgO	—	-0,40	-0,55	-0,35	0,23	-0,19
CaO	—	—	-0,15	-0,05	0,23	-0,34
Na ₂ O	—	—	—	0,47	-0,49	0,40
K ₂ O	—	—	—	—	0,06	0,53
П. п. п.	—	—	—	—	—	-0,13
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—

Примечание. Критическое значение коэффициента корреляции при уровне значимости 0,05 и 24 анализах равно 0,400.

ставляется объяснение связи титана и кальция в стратифицированных массивах. Здесь железо, а следовательно, и когерентный с ними титан в своем поведении обнаруживают много общего с поведением этих элементов в контактово-метасоматическом процессе.

Таблица 8

Парные коэффициенты корреляции петрогенных элементов для пород основного состава габбро-сиенитовой формации Горной Шории

Оксиды	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
SiO ₂	—	-0,82	0,55	-0,71	-0,59	0,07
TiO ₂		—	-0,78	0,77	0,60	0,06
Al ₂ O ₃			—	-0,61	-0,50	-0,10
Fe ₂ O ₃				—	0,23	-0,02
FeO					—	0,25
MnO						—
MgO						
CaO						
Na ₂ O						
K ₂ O						
П. п. п.						
P ₂ O ₅						

Таблица 8 (окончание)

Оксиды	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	P ₂ O ₅
SiO ₂	-0,24	-0,04	0,59	0,52	-0,21	-0,45
TiO ₂	0,07	-0,04	-0,45	-0,29	0,24	0,26
Al ₂ O ₃	-0,29	-0,16	0,53	0,15	-0,33	-0,29
Fe ₂ O ₃	0,02	-0,12	-0,44	-0,29	-0,04	0,19
FeO	0,18	-0,26	-0,42	-0,25	0,43	0,12
MnO	-0,20	-0,24	0,10	0,25	0,19	-0,25
MgO	—	0,04	-0,34	-0,29	-0,06	0
CaO		—	-0,30	-0,12	0,48	0,05
Na ₂ O			—	0,29	-0,24	-0,40
K ₂ O				—	-0,14	-0,02
П. п. п.					—	0,45
P ₂ O ₅						—

Примечание. Критическое значение коэффициента корреляции при уровне значимости 0,05 и 29 анализах равно 0,370.

Еще А. Е. Ферсман [35] и вслед за ним К. А. Власов [36] связывали накопление железа в kontaktово-метасоматических месторождениях с ассимиляцией гранитоидами ксенолитов известняков. Л. Н. Овчинников [37] указывал на катализирующую действие

Таблица 9

Парные коэффициенты корреляции петрогенных элементов для пород основного состава лысанского габбро-пироксенитового комплекса

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O + K ₂ O	P ₂ O ₅
SiO ₂	—	-0,79	0,50	0,18	-0,46	0,18	0	-0,74	0,55	-0,24
TiO ₂		—	-0,24	0,01	0,39	-0,28	-0,19	0,75	-0,51	0,32
Al ₂ O ₃			—	0,33	-0,60	-0,07	-0,64	-0,29	0,52	0,25
Fe ₂ O ₃				—	-0,70	-0,07	-0,26	-0,19	0,20	-0,01
FeO					—	0,41	0,36	0,43	-0,55	0,01
MnO						—	0,24	-0,36	-0,06	-0,25
MgO							—	-0,12	-0,54	-0,14
CaO								—	-0,61	0,35
Na ₂ O + K ₂ O									—	-0,16
P ₂ O ₅										—

Примечание. Критическое значение коэффициента корреляции при уровне значимости 0,05 и 62 анализах равно 0,255.

вие кальция в процессе образования рудных обособлений. Позднее В. В. Щербина [38] отмечал, что известково-глиноземистая среда благоприятна для обособления титана в окиснорудных минералах. А. П. Лебедев и О. А. Богатиков [19] при описании Кизирского массива также приводят примеры отчетливой локализации части титаномагнетита вокруг ксенолитов известняков.

Для габбро Кизирского массива, где основная доля титаномагнетита, несомненно, относится к образованиям раннемагматического этапа и где, как отмечено выше, распределение титана не контролируется кальцием, допустимо непосредственное участие кальция в процессе локализации титаномагнетита.

Термодинамическими расчетами на базе экспериментов показано, что окись кальция как более сильное основание, в первую очередь, соединяется с SiO₂, вытесняя железо и титан, которые формируют рудные залежи [37].

Что же касается габброидов лысанского комплекса, то здесь положительная связь титана и кальция, очевидно, возникает в процессе автометаморфического изменения габбро. В то же время, если оценивать соотношение титана с другими элементами, то можно заметить, что в габбро Кизирского массива как отрицательные, так и положительные коэффициенты корреляции этих элементов имеют большую величину. Возможно, эта контрастность параметров обусловлена дифференциацией и, в первую очередь, процессом гравитационного фракционирования *in situ*, который, как уже отмечалось, является ведущим в истории формирования Кизирского массива [18, 19]. Не исключено, что в этих

данных нашли отражение тенденции Феннера и Боуэна [30, 31], обусловленные различной насыщенностью системы кислородом.

Ранее уже указывалось, что обособленную группу пород составляют габброиды, связанные с ультраосновными породами. Среди них особенностями химизма выделяются габбро Хуша-Гола. Им присуще высокое содержание магния, хрома, ванадия, лития, никеля. Аномальность минерального состава пород, а также низкое значение концентрации железа и титана наряду с геологическими наблюдениями свидетельствуют о сложной природе их образования в условиях взаимодействия ультраосновных интрузий и кислых дериватов, т. е. указывают на их возможное метасоматическое или гибридное происхождение. Вообще же все габброиды, ассоциирующие с гипербазитами, характеризуются высоким содержанием никеля — элемента, свойственного ультраосновным породам. В этом отношении первое место принадлежит габбро идарского комплекса. Другой важной особенностью габброидов этого ряда, а также и основных пород гранитоидной природы является низкое содержание стронция по сравнению с основными породами магматического генезиса. Исключение составляют породы идарского комплекса, в которых уровень стронция близок к средней концентрации этого элемента в габброидах «чистой линии». Весьма показательны для габбро этого типа повышенное отношение рубидия к стронцию (до $83 \cdot 10^3$), а также низкая величина отношения стронция к кальцию (до $2,7 \cdot 10^3$). В габбро «чистой линии» отношение Sr/Ca обычно в несколько раз больше. В габброидах, ассоциирующих с гипербазитами, стронций отрицательно коррелируется с содержанием темноцветных компонентов породы (в том числе и рудных минералов).

Аналогичный характер связи стронция и темноцветных компонентов наблюдается и в гибридных габброидах гранитного генезиса (массив горы Аргыджек). Отличительной чертой пород этого ряда по сравнению с габбро базальтоидного генезиса (см. табл. 2) являются также низкое содержание никеля и минимальное значение отношения хрома к ванадию и никеля к кобальту, равное соответственно 0,26 и 0,30. Одним из типичных признаков ассоциации пород с гранитами может считаться прямая связь в них кальция и стронция. По данным К. Турекьяна и Дж. Калпа [39], прямая зависимость содержания стронция от содержания кальция устанавливается только в гранитах, тогда как в габброидах обычно выдерживается обратное соотношение этих элементов.

По сравнению с габбро базальтоидных формаций габбро-амфиболиты протерозоя также отличаются низкой стронциеносностью. Среднее содержание элемента почти в 4 раза ниже регионального кларка стронция для базитов Саяно-Байкальской области [40]. В какой-то степени частичное обеднение этих пород стронцием может быть связано с метаморфической дифференциацией, обусловленной региональным метаморфизмом. Но главная причина низкой концентрации стронция в габбро-амфиболитах заключается

в бедности этим элементом первичной магмы, ибо известно, что дифференциация элементов при метаморфизме имеет незначительные масштабы и не приводит к существенному изменению химического состава [41, 42]. Кроме того, как подчеркнул в одной из последних работ Хайер [42], региональный метаморфизм обычно не сопровождается уменьшением содержания стронция в его продуктах. Привлекает внимание то обстоятельство, что содержание стронция в древних габброидах приближается к его концентрации в лавах Гавайских о-вов (0,039%), которые принято относить к наиболее вероятным продуктам выплавления из мантии [39].

В дополнение к сказанному можно отметить следующее. Габбро разобщенных массивов, принадлежащих к одной формации, обладают рядом общих признаков. В Кизирском и Патынском plutонах эти породы сближают не только геологические и петрологические характеристики, но и ряд геохимических параметров. В том и другом случае корреляционные связи титана и окисного железа ($r_1 = 0,81$; $r_2 = 0,77$), титана и закисного железа ($r = 0,49$ и $0,60$ соответственно) оцениваются близкими величинами. Габбро Кизирского и Патынского массивов сопоставимы по одинаковым значениям $r_{\text{Mg-Fe}^{3+}}$.

Габбро Лысана по сравнению с габбро Кизирского массива характеризуется относительно пониженным содержанием окиси кремния и глинозема. Частично это может быть следствием автометаморфизма. Но главным образом эта специфичность химизма, очевидно, связана с происхождением габбро из магмы, отклоняющейся по составу в сторону ультраосновного ряда. Между тем этот вывод не подтверждается другими признаками. Например, несмотря на принадлежность к типичным продуктам дифференциации базальтоидной магмы, габбро Кизирского plutона почти в 1,5 раза богаче магнием, чем габбро лысанского комплекса. Кроме того, они выделяются исключительно высокой дисперсией содержания магния. Объяснение этого явления следует искать в специфике состава самой магмы. Не исключено, что в стратифицированных интрузивах редкие шлировидные обособления ультраосновных пород возникли в камерных условиях, тогда как в габброидных очагах типа лысанских распределение магния подчинено другим законам. Обособление отдельных порций магмы здесь закончилось в течение стадии глубинной магматической дифференциации.

Ряд других коэффициентов корреляции, рассчитанных нами, либо являются нереальными, либо не могут быть использованы для решения задач петrogenезиса вследствие известных трудностей (область неопределенных решений) при определении их физической сущности.

Выводы

Приведенный выше материал показывает, что даже при полной совокупности петрохимических признаков габбро различных формаций недостаточно надежно различаются между собой. Особенность их генезиса наилучшим образом подчеркивается характером распределения и поведения элементов-примесей.

Общей чертой габброидов габбро-сиенитовой и габбро-пироксенит-перidotитовой формаций, кроме повышенной их титаноносности, является почти идентичное содержание натрия, хрома, кобальта, близкое содержание стронция и ряда петрогенных элементов, а также отсутствие реальной связи титана с алюминием, магнием, кремнием.

Принадлежность габбро Кизирского и Патынского массивов к одной формации, помимо сходства структуры массивов, условий залегания и петрохимии, подтверждается близкими значениями коэффициентов корреляции титана с окисным и закисным железом, сходной дисперсией содержания алюминия, кальция.

Для габбро стратифицированных массивов по сравнению с аналогичными породами габбро-пироксенит-перidotитовой формации характерно несколько пониженное содержание титана, кальция, фосфора и калия при минимальном их разбросе, а также высокое содержание кремния, алюминия и магния. Привлекает внимание аномальное значение дисперсии концентрации магния в габбро кизирского типа, что, вероятно, отражает степень фракционирования магмы в условиях камеры и в глубинном магматическом очаге.

В габброидах, обнаруживающих отчетливую генетическую связь с сиенитами (массивы Крыжинский, Осередок) и гранитоидами (гора Аргыджек), отношение никеля к кобальту меньше 1, тогда как в габбро, где такая связь не выражена, оно больше 1.

Довольно высокие значения хром-ванадиевого отношения в породах основного состава отдельных массивов габбро-сиенитовой формации (Крыжинский массив) связаны, очевидно, с высокой первичной магнезиальностью магмы. В габбро, обогащенных рудной фазой за счет накопления ванадия, величина указанного отношения снижается.

Габброиды габбро-пироксенит-перidotитовой формации отличаются высокой дисперсией титана. Это связано с двумя формами входления элементов: с рассеянным состоянием и локализацией в виде самостоятельных рудных тел. Кроме того, в них выдерживается реальная корреляционная связь такой пары, как титан и кальций ($r = 0,75$), тогда как в габбро стратифицированных интрузий (Кизирский и Патынский массивы) содержание титана в общем не зависит от количества кальция.

Среди основных пород базальтоидного происхождения габбро-лысанского комплекса выделяются максимальной насыщенностью титаном, железом, низким содержанием алюминия и кремния.

Специфичность состава проявляется в низкой величине Cr/V отношения. По сравнению с габбро Северного Байкала аналогичные породы габбро-пироксенит-перidotитовой формации несколько обеднены никелем, литием, а также характеризуются невысокой величиной отношения Rb/Sr и Sr/Ca (см. рис. 4). С габброридами Урала они имеют сходную характеристику железистости (K_{Fe}), тогда как другие признаки свидетельствуют о заметном различии.

Сравнение по t -критерию показывает, что основные породы габбро-сиенитовой и габбро-пироксенит-перidotитовой формаций надежно различаются по содержанию никеля, меди, хрома и ванадия.

Для габбро, связанных с гипербазитами, характерны высокая концентрация магния, никеля, хрома и значительная величина отношения хрома к ванадию (1,6–1,8), рубидия к стронцию (до $83 \cdot 10^3$), а также низкая концентрация стронция (до 0,006).

По химическому составу наибольшее сходство с траппами Сибири обнаруживают габброиды Северного Байкала. Это в то же время не является доказательством существования генетической связи между этими образованиями, но позволяет допускать возможную пространственную сближенность магматических очагов траппов платформы и габброидов ее складчатого обрамления.

Средний состав габбро из стратифицированных интрузивов (Патын, Кизир) сопоставим с траппами древних платформ, тогда как среднее значение для основных пород габбро-пироксенит-перidotитовой формации тяготеет к толеитовым базальтам океанов [42, 43]. Это положение с известными допущениями позволяет говорить о возможности единого источника материнского субстрата как для габбро из габбро-пироксенит-перidotитовой формации и толеитов, так и для основных пород стратифицированных интрузий и траппов. Сходство химического состава габбро двух последних формаций подчеркивается почти идентичным содержанием титана, магния и близкими значениями отношения Sr/Ca . Между тем стратифицированное габбро отличает от траппов меньшая величина коэффициента железистости, параметра Rb/Sr и более высокие отношения K/Rb и Cr/V [44]. Понижённая относительно траппов концентрация лития и рубидия, может быть, свидетельствует о неустойчивости газового режима плутонов, формирующихся в складчатых областях.

Привлекает внимание насыщенность различных габбро Саяно-Байкальской области стронцием. Причина аномальной стронциеносности, возможно, связана с ассоцииацией магмой хемогенных карбонатных пород, что, видимо, не происходит в обстановке платформ [40].

В заключение отметим, что, несмотря на эффективность geoхимических характеристик, отнесение габброидов к той или иной формации только по geoхимическим данным нельзя считать полностью оправданным. Вопросы формационной диагностики пород

должны решаться по совокупности признаков и главным образом на основании прямых геологических наблюдений, подтвержденных минералого-петрографическими и геохимическими исследованиями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богатиков О. А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтая-Саянской области. Изд-во «Наука», 1966.
2. Догаль В. Н. Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация центральной части Алтая-Саянской складчатой области. Изд-во «Наука», 1968.
3. Кортусов М. П. Некоторые геолого-петрографические особенности девонских габбро-сиенитовых интрузивных комплексов Алтая-Саянской складчатой области.— Материалы по минералогии и петрографии полезных ископаемых Западной Сибири и Красноярского края, 1965, вып. 3.
4. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
5. Ильинок С. С. Основные черты петрологии Патынского массива.— Геол. и геофиз., 1960, № 4.
6. Ильинок С. С. Петрология габбро-сиенитового комплекса Горной Шории. Изд-во Томск. ун-та, 1964.
7. Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Новосибирск, изд-во СО АН СССР, 1963.
8. Грудинин М. И. Петрография Нюрундуканского и Довыренского габбро-перидотитовых массивов (Северное Прибайкалье).— В кн. «Петрография Восточной Сибири». Т. III. Изд-во «Наука», 1965.
9. Хильтова В. Я., Крылов И. Н. Докембрий центральной части Восточного Саяна.— В кн. «Докембрий Восточного Саяна». Изд-во «Наука», 1964.
10. Нестеренко Г. В., Авилова Н. С., Смирнова Н. П. Редкие элементы в трапах Сибирской платформы.— Геохимия, 1964, № 10.
11. Соболев С. Ф. Особенности генезиса и состава пород дунит-пироксенит-габбровой формации Урала.— В кн. «Кора и верхняяmantия Земли. Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК». Изд-во «Наука», 1968.
12. Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and upper mantle.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, 76, № 7.
13. Дибров В. С. Геология центральной части Восточного Саяна. Изд-во «Недра», 1964.
14. Бозин Л. В., Охапкин Н. Л. Интрузивные комплексы Коммунар-Балахчинского района Кузнецкого Алатау.— В кн. «Интрузивные комплексы юга Красноярского края». Новосибирск, 1967.
15. Мусатов Д. И. О некоторых особенностях развития геосинклиналей Южной Сибири.— В кн. «Новые данные по геологии юга Красноярского края». Красноярск, 1963.
16. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II. Изд-во «Недра», 1967.
17. Гурулев С. А. Геология и условия формирования Иоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. Изд-во «Наука», 1965.
18. Шелковников А. Д. Дифференцированная габброидная интрузия бассейна р. Казыр в Восточном Саяне.— Сов. геология, 1958, № 3.
19. Лебедев А. П., Богатиков О. А. Петрология Кизирского габбро-сиенитового plutона (Вост. Саян).— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 97.
20. Глазунов О. М. Особенности проявления ультраосновного и основного магматизма в западной части Восточного Саяна.— Материалы по геоло-

- гии и полезным ископаемым Западной Сибири. Изд-во Томск. ун-та, 1964.
21. Глазунов О. М. Лысанский габбро-широксенит-серпентинитовый комплекс в западной части Восточного Саяна.— Геол. и геофиз., 1961, № 3.
22. Лебедев А. П., Богатиков О. А. О плутонических аналогах трахибазальтовых формаций на примере Кизирского массива.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 10.
23. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтая-Саянской области. Изд-во АН СССР, 1958.
24. Пинус Г. В. О происхождении основных пород, пространственно связанных с интрузиями.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1953, вып. 13.
25. Еремеев В. П. О гипербазитах Тувы и связанных с ними габброидных породах.— В кн. «Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов». Изд-во «Наука», 1965.
26. Михайлов Н. П. Интрузивные оphiолитовые комплексы Восточного Казахстана.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1962, 80.
27. Шелковников А. Д. Основные черты петрологии и металлогенеза Ольховского гранодиорит-плагиогранитного комплекса.— В кн. «Новые данные по геологии Красноярского края». Красноярск, 1964.
28. Нестеренко Г. В., Фролова Л. П. Литий и рубидий в траппах.— Геохимия, 1965, № 3.
29. Альмухамедов А. И., Смирнова Н. П. Титан-хромовые отношения — дополнительный геохимический критерий обнаружения трапповых интрузий норильского типа.— Докл. АН СССР, 1968, 179, № 5.
30. Muang A., Osborn E. F. Phase equilibria at high temperature in system MgO — FeO — Fe_2O_3 — SiO_2 .— Amer. Soc. J., 1956, 39, № 4.
31. Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma.— Amer. Sci., 1959, 257, № 9.
32. Векилова Ф. И. Геохимия кобальта. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1966.
33. Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. Изд-во «Наука», 1969.
34. Альмухамедов А. И. Поведение титана в процессах дифференциации базальтовой магмы.— Геохимия, 1967, № 1.
35. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. Избр. труды. Т. 2. Изд-во АН СССР, 1953.
36. Власов К. А. О роли известняков в процессе образования рудных месторождений скарнового типа.— Докл. АН СССР, 1940, 26, № 3.
37. Оечинников Л. Н. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования.— Изв. АН СССР, 1959, № 4.
38. В. В. Щербина. О геохимических условиях выделения окисных соединений и силикатов.— В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Т. II. Изд-во АН СССР, 1963.
39. Турекян К., Калл Дж. Геохимия стронция.— В кн. «Геохимия редких элементов». ИЛ, 1959.
40. Глазунов О. М., Глазунова А. Д. Геохимия стронция в габбровых формациях Саяно-Байкальской складчатой области. Изд-во «Наука», 1973.
41. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
42. Heier K. C. Rb/Sr and Sr^{87}/Sr^{86} , ratio in deep crustal material.— Nature, 1964, № 4931, 202.
43. Кутолин В. А. Петрохимические особенности базальтов разных формационных типов и состав верхней мантии Земли.— В кн. «Кора и верхняя мантия Земли. Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК». Изд-во «Наука», 1968.
44. Глазунов О. М., Корнаков Ю. Н., Глазунова А. Д., Мехонюшин А. С. Общие черты геохимии габброидов некоторых формационных типов Саяно-Байкальской складчатой области.— Ежегодник Ин-та геохимии СО АН СССР 1968 г. Иркутск, 1969.

ГЕОХИМИЯ ТИТАНА В ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ
ПЛАСТОВЫХ ИНТРУЗИЙ ОСНОВНОГО СОСТАВА
(на примере дифференцированных траппов
Сибирской платформы)

С псевдостратифицированными массивами основного состава, как известно [1], могут быть связаны промышленные месторождения титана. Однако как в зарубежной, так и в отечественной литературе существует довольно мало работ, посвященных геохимии этого элемента. До сих пор продолжают оставаться неясными и условия, определяющие появление повышенных концентраций титана в определенных разновидностях пород дифференцированных серий. Это сделало необходимым постановку систематических исследований по геохимии титана в основных породах.

В предлагаемой статье сделана попытка осветить геохимическую историю титана при становлении основной магмы на примере дифференцированных траппов Сибирской платформы. Предварительные результаты исследования изложены в работах, опубликованных ранее [2, 3].

Краткая характеристика дифференцированных траппов

Преобладающее большинство дифференцированных трапповых интрузий морфологически отвечает силлам. Среди их многообразия, обусловленного вариациями химического состава исходного расплава и степенью его дифференциации, на основании классификации А. П. Лебедева [4] можно выделить следующие типы.

1. Норильский — для типичных представителей которого характерно резко асимметричное строение в вертикальном разрезе [5] и присутствие в нижних горизонтах массивов наиболее магнезиальных в формации сибирских траппов разновидностей пород — пикритовых габбро-долеритов (по терминологии М. Л. Лурье [6]). Железистые породы этих интрузий (диорит-пегматиты, габбро-пегматиты) расположены в верхней трети разрезов тел и не слагают «единые» горизонты, а представлены в большинстве случаев маломощными, шлироподобными образованиями.

2. Аламджахский — представители которого, как и интрузии норильского типа, характеризуются асимметричным строением в вертикальном разрезе. Однако в отличие от первых им свойственны менее магнезиальные породы нижних зон (троктоли-

товые габбро-долериты) и относительно мощные горизонты железистых пород — феррогаббро [7, 8]. Кроме того, для интрузий аламджахского типа характерно присутствие в незначительных количествах пород «субщелочной ветви» дифференциации — гранофиры [7].

3. Ангарский (могдинский и ангарский по А. П. Лебедеву [4]) — представители которого отличаются слабой дифференциацией, вследствие чего породы нижних горизонтов незначительно обогащены магнием (в отдельных случаях до троктолитовых габбро-долеритов), а породы верхней трети разрезов — железом (габбропегматиты). Для интрузий этого типа не характерны ни наиболее магнезиальные разновидности пород — пикритовые габбро-долериты, ни породы субщелочной ветви дифференциации — гранофиры [7, 9, 10]. Помимо указанных типов А. П. Лебедев [4] выделяет еще таймырский. Однако интрузии этого типа не характерны для Сибирской платформы. Исключением является интрузия Тулай-Киряка-тас, расположенная на Таймырском п-ове [11].

По существующим представлениям [4, 5, 7—9, 12 и др.], формирование трапповых интрузий обусловлено фракционно-кинетической дифференциацией расплава в соответствии со схемой Боуэна — Феннера для основных пород. Несмотря на отмеченные различия в строении интрузий разных типов можно наметить для них следующие общие черты.

Во-первых, во всех пластовых дифференцированных интрузиях наблюдается постепенное снижение магнезиальности и увеличение железистости в направлении от пород зоны подошвы к породам верхней трети разрезов. Магнезиальные породы характеризуются повышенными концентрациями кальция, железистые — кремния и щелочей.

Во-вторых, параллельно изменению химического состава пород меняется и состав главных порообразующих минералов. В направлении от магнезиальных пород к железистым наблюдается увеличение железистости оливинов и пироксенов и уменьшение аортитовой составляющей в плагиоклазах [5, 7, 10].

Отличие химического состава пород различных зон по железистости — магнезиальности зависит от степени дифференциации исходного расплава.

Обобщенная диаграмма внутрикамерного этапа дифференциации траппового расплава, построенная с использованием данных по десяти интрузивным телам различных типов, приведена на рис. 1. Хотя диаграмма, выполненная по методике Уэйдженера и Дири [19], учитывает изменение только характерных компонентов базальтовой магмы ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), тем не менее она отражает основные закономерности эволюции расплава во времени. Поле I (рис. 1) отвечает пикритовым и троктолитовым габбро-долеритам, по времени образования наиболее ранним; поле II — нормальным габбро-долеритам; поле III — габбропегматитам и феррогаббро (породы позднего или заключи-

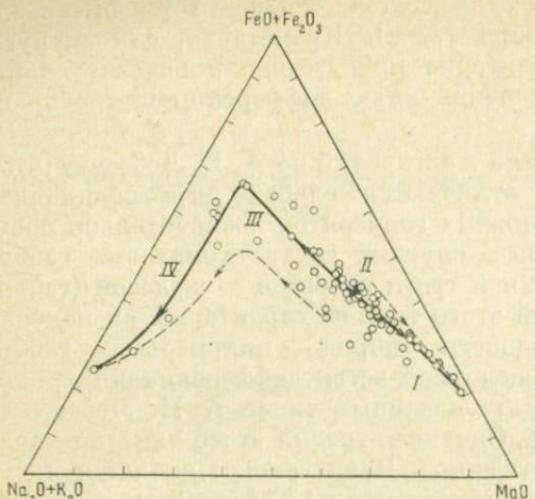


Рис. 1. Обобщенная диаграмма камерного этапа дифференциации траппового расплава

- I — поле пикритовых и троктитовых габбро-долеритов;
- II — поле нормальных габбро-долеритов;
- III — поле габбро-пегматитов и феррогаббро;
- IV — поле пород «субщелочной ветви» дифференциации.

Для построения диаграммы использованы материалы по следующим интрузиям.

Норильский тип: Норильск 1 [5], Черногорская, горы Хупери [13],

Нижне-Фокинская [14].

Аламджахский тип: Аламджахская (западный комплекс) [7], Анакитовая [8], Маргудольская [15].

Могдинский и ангарский типы: Кайерканская [10], Падунская [16], Ербейская [17]. Треугольником обозначена точка, отвечающая среднему составу долеритов платформы [18].

тельного этапа кристаллизации) и, наконец, поле IV — породам «субщелочной ветви» дифференциации — кварц-щелочным габбро, гранофирам и другим продуктам заключительной стадии кристаллизации. Преобладающие типы пород расположены в пределах I—III полей (главный этап дифференциации).

Рассмотренные особенности строения дифференцированных траппов не исчерпывают, естественно, всех случаев, поскольку конкретные условия дифференциации обусловлены совокупным действием многих факторов и определяются их соотношением. Тем не менее изложенная схема дифференциации доказана многочисленными исследованиями на различных геологических объектах, выдержала испытание временем и принимается нами в качестве основы для выяснения геохимической истории титана.

Распределение титана по разновидностям пород и минеральным фазам

Определение концентраций TiO_2 проводилось фотокалориметрическим методом на основе 2,7-дихлорхромотроповой кислоты по методике, описанной в работе Н. С. Классовой и Л. Л. Леоновой [20].

Основные особенности распределения титана сводятся к следующему. Максимальные содержания TiO_2 приходятся на наиболее железистые разновидности пород исследованных интрузий — феррогаббро, габбро-пегматиты, диорит-пегматиты (табл. 1, рис. 2). Эти породы, расположенные в верхних частях разрезов, явля-

Таблица 1

Содержание двуокиси титана в дифференцированных траппах Сибирской платформы (в вес. %)

Порода	Число проанализированных образцов	TiO ₂
I. Интрузия Норильск 1 (норильский тип)		
Габбро-диориты, габбро-пегматиты	3	<u>1,04—2,26 *</u> 1,80
Безоливиновые габбро-долериты	2	<u>0,77—0,94</u> 0,86
Оlivиновые габбро-долериты	1	0,84
Оливин-биотитовые габбро-долериты	1	0,82
Пикритовые габбро-долериты	3	<u>0,45—0,80</u> 0,67
Такситоновые габбро-долериты	2	<u>0,88—1,21</u> 1,04
Контактовые габбро-долериты	1	1,13
Средневзвешенное		0,71 **
II. Черногорская интрузия (норильский тип)		
Перекрывающие аркозовые песчаники	1	0,68
Габбро-диориты, диорит-пегматиты	10	<u>1,18—3,32</u> 2,34
Призматически-оффитовые, безоливиновые габбро-долериты	7	<u>0,98—1,44</u> 1,16
Оффитовые, оливиновые габбро-долериты	7	<u>0,73—1,00</u> 0,84
Пойкилооффитовые, оливин-биотитовые габбро-долериты	68	<u>0,53—1,13</u> 0,84
Пикритовые габбро-долериты	8	<u>0,40—1,03</u> 0,68
Такситовые габбро-долериты	3	<u>0,83—1,16</u> 0,98
Контактовые габбро-долериты	5	<u>1,29—1,42</u> 1,37
Средневзвешенное		0,98
III. Аламджахская интрузия — западный комплекс (аламджахский тип)		
Микродолериты, порфириты зоны эндоконтакта кровли	5	<u>1,06—1,78</u> 1,40

* В числителе — интервалы содержаний, в знаменателе — среднеарифметическое значение.

** По данным М. Н. Годлевского [5].

Таблица 1 (продолжение)

Порода	Число проанализированных образцов	TiO ₂
Долериты с биотитом и кварцем	9	<u>1,34—1,79</u> 1,53
Гранофиры	3	<u>0,49—0,60</u> 0,53
Кварцевые, щелочные габбро	8	<u>2,08—2,95</u> 2,68
Феррогаббро	8	<u>2,14—4,39</u> 3,44
Габбро-долериты	6	<u>1,07—1,23</u> 1,15
Троктолитовые долериты	6	<u>0,83—1,45</u> 0,97
Средневзвешенное		1,88
IV. Анакитская интрузия (аламджахский тип)		
Микродолериты, порфириты зоны эндоконтакта кровли	5	<u>1,12—1,82</u> 1,45
Гранофировые долериты	3	<u>1,22—1,52</u> 1,37
Феррогаббро	3	<u>2,69—4,28</u> 3,33
Габбро-долериты средней части интрузии	3	<u>1,45—2,94</u> 1,97
Габбро-долериты нижней части интрузии	4	<u>0,76—1,84</u> 1,42
Средневзвешенное		2,16
V. Маргудольская интрузия (аламджахский тип)		
Микродолериты, порфириты зоны эндоконтакта кровли	5	<u>2,15—2,32</u> 2,24
Гранофировые долериты	1	1,55
Габбро-пегматиты, феррогаббро	8	<u>3,13—5,02</u> 4,00
Габбро-долериты	11	<u>2,04—2,83</u> 2,46

Таблица 1 (окончание)

Порода	Число проанализированных образцов	TiO ₂
VI. Кайерканская интрузия (ангарский тип)		
Микродолериты эндоконтакта кровли	1	2,66
Пойкилофитовые габбро-долериты	4	1,95—2,41 2,16
Габбро-пегматиты	5	3,04—3,78 3,36
Призматически-офитовые габбро-долериты	6	1,99—2,49 2,26
Офитовые габбро-долериты	3	1,57—1,73 1,64
Пойкилофитовые габбро-долериты	5	1,65—2,48 1,89
Микродолериты эндоконтакта подошвы	1	2,21
Средневзвешенное		2,19
VII. Падунская интрузия (ангарский тип)		
Перекрывающие полимиктовые песчаники	2	0,43—1,41 0,77
Микродолериты эндоконтакта кровли	1	2,26
Габбро-пегматиты	3	2,11—4,03 3,00
Призматически-офитовые габбро-долериты	5	1,32—1,80 1,56
Такситоофитовые габбро-долериты	4	1,51—1,64 1,59
Троктолитовые габбро-долериты	4	1,64—2,01 1,84
Средневзвешенное		2,02

Примечание. Последовательность смены пород в разрезах интрузий дана сверху вниз.

ются по времени кристаллизации продуктами позднего (аламджахский и, вероятно, норильский тип) или заключительного (ангарский тип) этапов внутрикамерной дифференциации.

Минимальные концентрации двуокиси титана отмечаются в породах приподошвенных частей массивов, где расположены наиболее магнезиальные породы раннего этапа дифференциации —

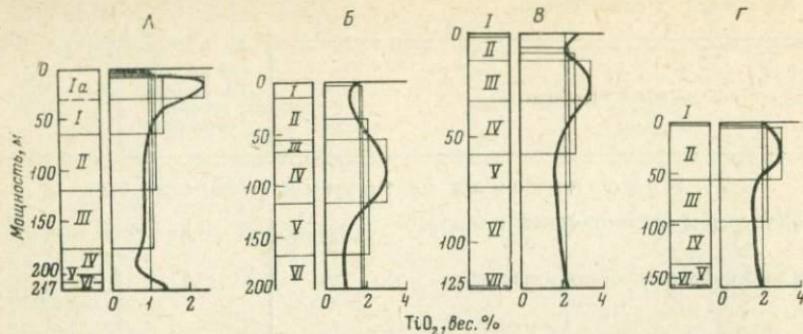


Рис. 2. Характер распределения TiO_2 в разновидностях пород дифференцированных траппов (плавные кривые) в сопоставлении с уровнем содержания TiO_2 в соответствующих порциях остаточных расплавов (прямые линии)

- A* — Черногорская интрузия:
 I — габбро-диориты, призматически-офиевые, безоливиновые габбро-долериты со шлирами диорит-пегматитов и габбро-пегматитов (габбро-диориты, диорит- и габбро-пегматиты объединены в условный горизонт *Ia*);
 II — офитовые, оливиновые габбро-долериты;
 III — пойкилоофитовые, оливин-биотитовые габбро-долериты;
 IV — пикритовые габбро-долериты;
 V — такситовые габбро-долериты;
 VI — контактовые габбро-долериты.
B — Аламджахская интрузия, западный комплекс (обобщенный разрез по Масайтису [7]):
 I — микродолериты зоны эндоконтакта кровли;
 II — долериты с биотитом и кварцем;
 III — кварцевые, щелочные габбро со шлирами гранофиров;
 IV — феррогаббро,
 V — нормальные габбро-долериты;

- VI* — троктолитовые и меланократовые долериты.
B — Кайерканная интрузия:
 I — микродолериты эндоконтакта кровли;
 II — пойкилоофитовые габбро-долериты;
 III — габбро-пегматиты;
 IV — призматически-офиевые габбро-долериты;
 V — офитовые габбро-долериты;
 VI — пойкилоофитовые габбро-долериты;
 VII — микродолериты эндоконтакта подошвы.
G — Падунская интрузия:
 I — микродолериты эндоконтакта кровли;
 II — габбро-пегматиты;
 III — призматически-офиевые габбро-долериты;
 IV — такситоофиевые габбро-долериты;
 V — троктолитовые габбро-долериты;
 VI — микродолериты эндоконтакта подошвы

пикритовые и троктолитовые габбро-долериты, а также в гранофирах.

Соотношение минимальных и максимальных концентраций титана в породах главного этапа дифференциации (см. рис. 1, поля *I—III*) находится в прямой зависимости от степени дифференциации исходного расплава. Так, для интрузий норильского типа, наиболее сильно дифференцированных, максимальные содержания TiO_2 в породах позднего этапа кристаллизации превышают средневзвешенное в 3,19—3,39 раза (табл. 2); для слабо дифференцированных интрузий ангарского типа — всего в 1,73—2 раза. Соотношение минимальных концентраций титана в породах раннего этапа кристаллизации и средних для массивов аналогично (табл. 2).

Таблица 2

Изменение содержаний титана в процессе дифференциации траппового расплава *in situ*

Тип интрузии	Интрузия	Среднее содержание TiO_2 \bar{C}	Минимальное со- дание TiO_2 в по- родах раннего эта- па кристаллизации C_{min}	Максимальное со- дание TiO_2 в по- родах позднего эта- па кристаллизации C_{max}	C_{min}/\bar{C}	C_{max}/\bar{C}
Норильский	Норильск 1	0,71 *	0,45	2,26	0,65	3,19
	Черногорская	0,98	0,40	3,32	0,41	3,39
Аламджахский	Аламджахская (за- падный комплекс)	1,88	0,83	4,39	0,44	2,34
	Анакитская	2,16	0,76	4,28	0,35	1,99
Ангарский	Падунская	2,02	1,51	4,03	0,75	2,00
	Кайерканская	2,19	1,57	3,78	0,72	1,73

* По данным М. Н. Годлевского [5].

Распространенность титана в минералах иллюстрируют данные, приведенные в табл. 3. Наиболее низкими концентрациями TiO_2 характеризуются силикатные породообразующие минералы (см. также табл. 6). На их долю в преобладающем типе траппов приходится менее половины (10—40%) титана породы. Причем основная масса TiO_2 из этой доли концентрируется в моноклинных пироксенах, особенности распределения титана в которых сводятся к следующему.

1. Содержание TiO_2 во всех изученных образцах минерала (см. табл. 6) изменяется от 0,45 до 0,99, не превышая 1%. Исключением из этого правила является лишь пироксен из троктолитовых габбро-долеритов Падунской интрузии, в котором содержание TiO_2 увеличивается до 1,24%. Однако эта аномалия может быть объяснена заражением мономинеральной фракции рудными минералами.

С учетом данных В. Л. Масайтиса [7] по пироксенам Аламджахской и Холомолахской трапповых интрузий, Мак Доугалла [21] по долеритам Тасмании, а также Мюира [22] по диабазам Миннесоты и Брауна [23] по Скаергардскому комплексу, полученные низкие содержания TiO_2 в пироксенах «нормальных» по составу основных пород (не выше 1% TiO_2) можно считать характерной особенностью распространения элемента в минерале.

2. Несмотря на слабо выраженную тенденцию увеличения содержания титана в пироксенах при переходе от более магнезиальных пород к более железистым, концентрация титана в пиро-

Таблица 3

Распределение TiO_2 по минералам пород дифференцированных траппов

Минерал	Содержание минерала, вес. %	Содержание TiO_2 в минерале, вес. %	Количество TiO_2 (вес. %), приходящееся на минерал (от суммарного содержания TiO_2 в породе)	Доля TiO_2 , приходящаяся на минерал, %	Доля TiO_2 , приходящаяся на рудные минералы окисного ряда, %	Содержание TiO_2 в породе, вес. %
Пикритовый габбро-долерит (Черногорская интрузия, обр. 62-671)						
Плагиоклаз	19,83	0,23	0,05	8,47		
Сумма пироксенов	23,38	0,50	0,12	20,34		
Оlivин	41,37	0,07	0,03	5,09		
Титаномагнетит	3,86	3,72	0,14	23,72		
Ильменит	0,43	52,60 *	0,07	11,85		
Сульфиды	1,39	Не опр.				
Биотит	3,12	5,86	0,18	30,53		
Вторичные минералы	6,92	Не опр.				
Сумма	100,00	—	0,59	100,00	34,57	0,59
Троктолитовый габбро-долерит (на границе с микродолеритами эндоконтакта подошвы, Падунская интрузия, обр. 59-10)						
Плагиоклаз	47,48	0,09	0,04	2,44		
Моноклинный пироксен	33,42	0,89	0,30	18,28		
Оlivин	7,52	0,07	0,005	0,30		
Титаномагнетит	4,08	12,00	0,49	29,86		
Ильменит	1,75	46,13	0,81	49,42		
Сульфиды	0,21	Не опр.	—	—		
Вторичные минералы	5,54	» »	—	—		
Сумма	100,00	—	1,645	100,30	79,28	1,64
Призматический офитовый габбро-долерит (Падунская интрузия, обр. 59-7)						
Плагиоклаз	48,71	0,43	0,06	4,54		
Моноклинный пироксен	36,36	0,79	0,29	21,96		
Оlivин	7,85	0,49	0,01	0,76		
Титаномагнетит	1,43	18,88	0,27	20,45		
Ильменит	1,26	49,56	0,62	47,03		
Сульфиды	0,46	Не опр.				
Вторичные минералы	4,23	» »				
Сумма	100,00	—	1,25	94,74	67,48	1,32

Таблица 3 (продолжение)

Минерал	Содержание минерала, вес. %	Содержание TiO_2 в минерале, вес. %	Количество TiO_2 (вес. %), приходящееся на минерал (от суммарного содержания TiO_2 в породе)	Доля TiO_2 , приходящаяся на минерал, %	Доля TiO_2 , приходящаяся на рудные минералы окисного ряда, %	Содержание TiO_2 в породе, вес. %
Офитовый габбро-долерит (Кайерканская интрузия, обр. 62-4043)						
Плагиоклаз	51,54	0,09	0,05	3,18		
Моноклинный пироксен	32,61	0,74	0,24	15,30		
Оlivин	5,75	0,06	0,003	0,19		
Титаномагнетит	2,33	17,41	0,41	26,10		
Ильменит	1,91	50,27	0,96	61,18		
Сульфиды	0,14	Не опр.	—	—		
Вторичные минералы	2,75	» »	—	—		
Сумма	100,00	—	1,663	105,95	87,28	1,57
Диорит-пегматит (Черногорская интрузия, обр. 62-655)						
Плагиоклаз	40,84	0,07	0,03	1,29		
Моноклинный пироксен	45,94	0,45	0,21	9,06		
Титаномагнетит	6,88	21,24	1,46	62,92		
Ильменит	1,33	49,64	0,66	28,45		
Сульфиды	0,30	Не опр.	—	—		
Вторичные минералы	4,71	» »	—	—		
Сумма	100,00	—	2,36	101,68	91,35	2,32
Габбро-пегматит (Падусская интрузия, обр. 59-6)						
Плагиоклаз	45,72	0,08	0,04	0,99		
Моноклинный пироксен	28,87	0,86	0,25	6,21		
Оlivин	0,84	0,15	0,001	0,03		
Микропегматит	6,37	Не опр.				
Титаномагнетит	8,14	21,24	1,73	42,92		
Ильменит	3,98	47,21	1,89	46,90		
Сульфиды	0,29	Не опр.	—			
Вторичные минералы	5,80	» »	—			
Сумма	100,00	—	3,91	97,05	89,82	4,03

Таблица 3 (окончание)

Минерал	Содержание минерала, вес. %	Содержание TiO_2 в минерале, вес. %	Количество TiO_2 (вес. %), приходящееся на минерал (от суммарного содержания TiO_2 в породе)	Доля TiO_2 , приходящаяся на минерал, %	Доля TiO_2 , приходящаяся на рудные минералы окисного ряда, %	Содержание TiO_2 в породе, вес. %
Ф е р р о - г а б б р о (Аламджахская интрузия, обр. 61-102)						
Плагиоклаз	42,28	0,09	0,04	1,31		
Монохлинистый пироксен	29,64	0,81	0,24	7,84		
Оlivин	1,77	0,12	0,002	0,06		
Микропегматит	2,63	Не опр.				
Титаномагнетит	6,71	21,24	1,43	46,70		
Ильменит	3,29	51,45	1,69	55,20		
Сульфиды	0,64	Не опр.				
Вторичные минералы	13,00	» »				
С у м м а	100,00	—	3,40	111,11	101,90	3,06

* Содержание TiO_2 дано, исходя из теоретической формулы.

ксенах отдельно взятой интрузии может считаться в первом приближении величиной постоянной, не зависящей от железистости минерала, которая может меняться в существенных пределах [2, 24].

В то же время уровень содержания TiO_2 в пироксенах определяется, по-видимому, концентрацией титана в исходном расплаве. Действительно, менее титанистые в целом интрузии, например Черногорская (норильский тип), характеризуются более низкими концентрациями двуокиси титана в пироксенах (0,45—0,66%) по сравнению с другими, более титанистыми интрузиями (см. табл. 6).

3. В связи с соизмеримостью содержания титана в пироксенах отдельных интрузий доля титана, приходящаяся на эти минералы, определяется главным образом содержанием пироксена в породе и при 30—40 вес. % пироксена в большинстве разновидностей пород составляет 15—20% титана породы (см. табл. 3). Однако в наиболее железистых «дифференциатах», где содержание титана резко увеличивается (см. табл. 1), доля титана, связанного с пироксенами, уменьшается до 6—10%.

4. Кристаллохимически титан может быть связан в пироксene как в шестерной, так и в четверной координации, причем в обоих случаях его положение аналогично положению окисного

железа, которое, согласно Мак Доугаллу [21] и Ферхугену [25], может находиться помимо шестерной также и в четверной координации. Аналогия в поведении Ti^{4+} и Fe^{3+} подтверждается сравнительно постоянной концентрацией обоих элементов в исследованных моноклинных пироксенах [2].

В последнее время некоторые исследователи [26], основываясь на данных В. В. Бакакина и Н. В. Белова [27], предположили, что титан в пироксенах, оставаясь в шестерной координации, может выполнять функции Si^{4+} в анионной сетке минерала. Последнее основано главным образом на отрицательной корреляционной зависимости SiO_2 и TiO_2 в моноклинных пироксенах. Данные по пироксенам дифференцированных траппов не подтверждают этого вывода. Уменьшение концентраций SiO_2 к более железистым пироксенам может быть связано не с увеличением роли титана в этом же направлении, а с увеличением феррисилитовой составляющей пироксенов [28]. В других главных породообразующих силикатных минералах — плагиоклазах и оливинах — концентрации TiO_2 значительно ниже.

Кристаллизация плагиоклазов при формировании пластовых массивов сильно растянута во времени [5, 7]. Это находит отражение в резко проявленной зональности отдельных кристаллов с разницей внутренних, более основных зон с внешними, более кислыми до 30—40 номеров. Например, в интрузии Норильск 1 М. Н. Годлевским [5] приведены примеры кристаллов с внутренними зонами An_{95} и с внешними — An_{55} . Вместе с тем характерной особенностью плагиоклазов дифференцированных интрузий является уменьшение основности «усредненного»¹ плагиоклаза от более магнезиальных пород к более железистым и далее к кислым [5, 7, 8, 15]. Так, в Черногорской интрузии (горнорудный тип) «усредненный» плагиоклаз в пикритовых габбро-долеритах отвечает битовиту (An_{72}), в то время как в диорит-пегматитах — андезину (An_{34}). В других массивах, хотя и с меньшим диапазоном, но также отчетливо наблюдается раскисление плагиоклазов к концу процесса.

Вместе с тем изменение концентрации TiO_2 в плагиоклазах в зависимости от положения породы в разрезе массива не подчиняется какой-либо строгой закономерности. При среднем содержании TiO_2 в плагиоклазах 0,04—0,08 вес. % для большинства разновидностей пород (см. табл. 6) наблюдается некоторое увеличение содержания элемента как в плагиоклазах магнезиальных пород (до 0,23% в пикритовых габбро-долеритах), так и в наиболее железистых породах (0,15% в габбро-пегматитах).

В общем случае титан не характерен как изоморфная примесь в плагиоклазах [28]. Однако постоянное присутствие элемента в

¹ Под «усредненным» плагиоклазом понимается плагиоклаз среднего для данного горизонта состава. Применение указанного термина обусловлено резко проявленной зональностью минерала.

полевых шпатах дифференцированных траппов позволяет предполагать, что Ti^{4+} может занимать в них определенное структурное положение. Несмотря на то что возможность вхождения титана в структуру полевых шпатов специально не изучалась, некоторые исследователи [28] предполагают замещение титаном алюминия в четверной координации как в плагиоклазах, так и в некоторых других минералах. Принципиально это не вызывает возражений и, как показали исследования Г. В. Нестеренко [29] по гранатам и везувианам в скарнах Тырныауза, в ряде случаев может наблюдаться.

Хотя возможность вхождения титана в полевые шпаты имеет большой интерес с точки зрения кристаллохимии и геохимии элемента, чрезвычайно низкие концентрации TiO_2 в плагиоклазах траппов предопределяют подчиненную роль этих минералов как концентраторов и носителей титана. Эта роль настолько незначительна, что практически не сказывается на особенностях распределения элемента по типам пород. На долю плагиоклазов в большинстве разновидностей пород приходится всего 1—5 вес. % титана породы (см. табл. 3).

Оливины в исследованных интрузиях, подобно моноклинным пироксенам и плагиоклазам, характеризуются различным составом. В породах нижних горизонтов, являющихся относительно высокотемпературными, оливины наиболее магнезиальные, в то время как в породах верхних горизонтов, обогащенных железом и относительно низкотемпературных, оливины наиболее железистые [5, 7, 8, 10, 15]. Так, если в пикритовых габбро-долеритах интрузий норильского типа состав оливинов отвечает Fa_{14-22} [5, 24], то в габбро-пегматитах и феррогаббро железистость оливинов увеличивается до Fa_{62-80} [7, 16]. Подобная закономерность изменения состава оливинов наблюдается практически во всех дифференцированных трапповых интрузиях. Диапазон же колебаний состава зависит от степени дифференциации исходного расплава.

Одновременно с изменением состава оливинов меняется и их количество. Если в наиболее магнезиальных породах содержание оливина достигает 30—40 объемн. % [5], поднимаясь иногда до 60—70% (Талнахская интрузия, норильский тип), то в наиболее железистых разновидностях пород, габбро- и диорит-пегматитах оно падает почти до нуля. Исключением из этой закономерности является Аламджахская интрузия (западный комплекс), где в наиболее железистых разновидностях пород (феррогаббро) отмечается также несколько повышенное содержание оливина [7]. Однако последний здесь наиболее железистый.

Тем не менее, несмотря на изменение состава и количества оливина в вертикальных разрезах пластовых массивов, концентрации TiO_2 в минерале, характеризующиеся, как и в плагиоклазах, крайне низкими уровнями (0,04—0,20 вес. %, см. табл. 6), не показывают закономерных изменений в зависимости от химизма минерала-хозяина.

Низкие концентрации двуокиси титана в оливинах и отсутствие закономерностей в изменении концентрации TiO_2 предопределяются, вероятно, отсутствием «места» для Ti^{4+} в структуре минерала [28]. Однако, как показали исследования Боуэна и Шерера [30], системы $FeO - SiO_2$ при составе, близком к фаялиту, в жидкости и, следовательно, в оливинах (особенно в железистых) может присутствовать незначительное количество Fe^{3+} , которое Ti^{4+} способен замещать изоморфно.

Окончательное решение вопроса о месте титана в оливинах требует специальных исследований. Поэтому приходится ограничиться констатацией факта крайне низкого содержания TiO_2 в оливинах и тем, что оливины, как и плагиоклазы, практически не играют роли в качестве концентратов и носителей титана. На их долю в большинстве разновидностей пород приходится меньше 1% титана породы, и только при значительном количестве оливинов они могут концентрировать до 5,0% титана (см. табл. 3).

Таким образом, в преобладающем типе пород дифференцированных траппов на силикатные минералы приходится значительно меньше половины титана, и лишь в наиболее магнезиальных породах интрузий порильского типа (пикритах) с силикатными минералами связано до 65% титана (см. табл. 3). Увеличение роли силикатных минералов как носителей титана в этих породах обусловлено появлением в их составе биотита, который при относительно высоком содержании TiO_2 (до 5,86 вес. %, обр. 62-671) концентрирует до 30% титана породы (см. табл. 3). Остальное количество TiO_2 (в преобладающем типе пород 60—90%) связано в решетке окисно-рудных минералов, среди которых преимущественно развиты титаномагнетит и ильменит [3].

В породах, «нормальных» по химическому составу (см. рис. 1, поле II), более значительная часть титана связана с ильменитом (см. табл. 3). В обогащенных железом породах (поле III) количества TiO_2 , приходящиеся на ильмениты и титаномагнетиты, соизмеримы, или в отдельных случаях (диорит-пегматиты) роль титаномагнетита как носителя титана преобладает.

Поскольку рудные минералы окисного ряда являются основными концентраторами и носителями титана в траппах, следует подробней рассмотреть их характеристику. Детальное исследование состава и распространенности рудных минералов выполнено нами ранее [31].

В большинстве разновидностей пород титаномагнетит заметно преобладает над ильменитом (табл. 4), и только для пород некоторых интрузий, исходный состав которых обогащен титаном (например, Кайерканская интрузия), содержания титаномагнетита и ильменита соизмеримы.

Содержание рудных минералов наиболее высокое в железистых породах, где одновременно отмечается увеличение роли как титаномагнетита, так и ильменита (см. табл. 4). Второй, менее выраженный максимум отмечается для магнезиальных пород.

Таблица 4

Количественные соотношения (в объемн. %) и фазовый состав

№ образца	Разновидность породы	Титаномагнетит	Ильменит	Сумма рудных минералов		вьюстит	магнетит
				вьюстит	магнетит		
I. Черногорская интрузия							
62-653	Габбро-диорит	2,06	1,43	3,19	—	34,05	
62-655	Диорит-пегматит	4,36	0,88	5,24	—	25,98	
62-657	Призматически-официтовый, без-оливиновый габбро-долерит	—	—	2,17	—	47,53	
62-664	Официтовый, оливиновый габбро-долерит	0,57	0,44	1,01	—	—	
62-665	То же	—	—	1,15	—	64,21	
62-669	Пойкилоофицитовый, оливин-биотитовый габбро-долерит	1,48	0,93	2,41	—	74,96	
62-671	Пикритовый габбро-долерит	2,48	0,09	2,57	—	85,80	
II. Аламджахская интрузия (западный комплекс)							
61-69	Долерит с биотитом и кварцем	4,52	0,60	5,12	—	—	
61-102	Феррогаббро	4,22	2,20	6,42	—	41,20	
61-72	Габбро-долерит	0,75	0,79	1,54	—	44,28	
61-64	Переходный к троктолитовым габбро-долерит	0,65	0,92	1,57	—	—	
61-59	То же	—	—	1,72	—	53,39	
III. Кайерканская интрузия							
62-1025	Пойкилоофицитовый габбро-долерит	1,50	1,82	3,32	—	39,16	
62-1031	Габбро-пегматит	1,55	2,17	3,72	—	45,26	
62-1039	Призматически-официтовый габбро-долерит	1,04	1,12	2,17	—	44,06	
62-1043	Официтовый габбро-долерит	1,44	1,25	2,69	—	50,43	
62-1047	Пойкилоофицитовый габбро-долерит	1,93	1,50	3,43	—	43,20	
IV. Падунская интрузия							
59-5	Габбро-пегматит	4,98	2,58	7,56	—	—	
59-7	Призматически-официтовый габбро-долерит	0,88	0,82	1,70	—	47,68	
59-6	Габбро-пегматит	—	—	7,70	—	42,08	
59-8	Такситовый габбро-долерит	0,65	1,00	1,65	—	58,37	
59-10	Троктолитовый габбро-долерит на границе с микродолеритами	2,49	1,13	3,62	1,68	53,81	

(в мол. %) окисно-рудных минералов дифференцированных траппов

Состав титаномагнетитов					Состав наблюдаемых ильменитов		
наблюдаемых		первоначально-магматических			ильменит		рутит
ульво-шинель	ильменит	гематит	магнетит	ульво-шинель	ильменит	гематит	рутит
I. Черногорская интрузия							
—	47,58	18,37	30,53	69,47	84,8	3,2	12,1
—	56,92	17,10	18,41	81,59	88,5	4,2	7,3
—	36,28	16,19	46,23	53,77	76,7	6,8	16,5
—	—	—	—	—	—	—	—
34,56	1,23	—	63,80	36,20	76,8	7,7	15,5
20,30	4,74	—	73,38	26,62	82,0	5,7	12,3
12,93	1,27	—	85,38	14,62	—	—	—
II. Аламджахская интрузия (западный комплекс)							
—	—	—	—	—	—	—	—
—	53,27	5,53	27,15	72,85	80,5	4,9	14,6
—	44,49	11,23	36,94	63,06	81,9	5,3	12,8
—	—	—	—	—	—	—	—
4,48	42,43	—	39,26	60,74	73,2	5,4	21,4
III. Кайерканская интрузия							
—	53,68	7,16	26,04	73,96	87,9	3,4	8,7
16,89	37,85	—	32,64	67,36	82,4	4,3	13,6
13,79	42,51	—	30,01	69,99	88,2	4,7	7,1
24,93	24,64	—	42,22	57,78	83,4	4,0	12,6
39,60	17,20	—	37,46	62,54	88,0	4,2	7,8
IV. Падунская интрузия							
—	—	—	—	—	—	—	—
—	47,68	4,64	34,88	65,42	86,8	5,7	7,5
25,23	32,71	—	31,16	68,84	73,2	5,4	21,4
24,98	16,65	—	52,82	47,18	84,6	4,9	10,5
44,45	—	—	54,70	45,30	90,1	7,3	2,6

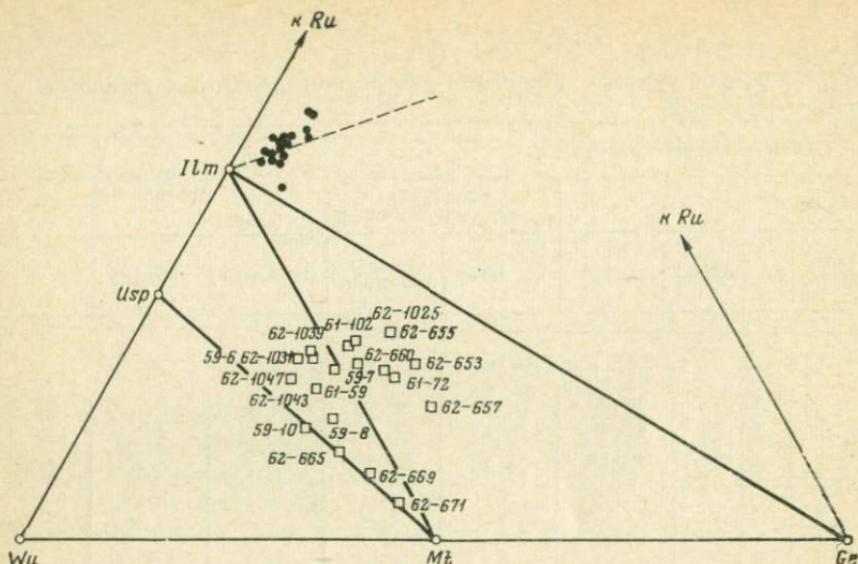
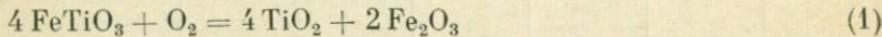


Рис. 3. Фазовый состав титаномагнетитов дифференцированных тряпсов. Номера образцов соответствуют табл. 4

Ильмениты дифференцированных тряпсов близки к теоретическому составу [31]. Незначительные постмагматические изменения этих минералов выражаются главным образом в окислении железа, что приводит к дефициту двухвалентных катионов. Изменения ильменитов, вероятней всего, по реакции:



независимо от положения породы в разрезе соизмеримы. Последнее подтверждается пересчетом химических составов ильменитов (см. табл. 4) и положением их фигуративных точек на диаграмме $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (рис. 3). Точки расположены кучно и приурочены к линии изменения ильменитов по реакции (1).

В отличие от ильменитов титаномагнетитам, сосуществующим с ними, свойственно непостоянство состава. Это отражается главным образом в изменении содержания TiO_2 . В интрузиях всех типов в титаномагнетитах наблюдается тенденция увеличения концентраций титана от наиболее магнезиальных пород к железистым (см. табл. 6). Например, в Черногорской интрузии содержание TiO_2 в титаномагнетитах изменяется от 3,72 (пикритовый габбро-долерит¹) до 21,24% (диорит-пегматит). Параллельно увеличению концентраций титана, но менее отчетливо увеличивается в титаномагнетитах концентрация ванадия [31].

¹ Титаномагнетит пикритов Черногорской интрузии содержит 4,13% MgO , 12,29% Al_2O_3 и 12,50% Cr_2O_3 [31] и по существу является хромшпинелидом. Название «титаномагнетит» оставлено для него условно.

Пересчеты химических анализов титаномагнетитов [31], выполненные по методике, предложенной А. И. Цветковым и др. [32], показывают, что главными фазами (или миналами при неполном распаде) этих минералов являются магнетит¹ и ильменит, присутствующие практически во всех образцах; подчиненными — ульвошинель и гематит (см. табл. 4). В образце, взятом вблизи зоны закалки интрузии (обр. 59-10), отмечен вюстит.

В направлении от магнезиальных пород к железистым наблюдаются уменьшение магнетитовой и увеличение ильменитовой фаз в титаномагнетитах и смена ассоциации фаз магнетит — ильменит — ульвошинель на ассоциацию магнетит — ильменит — гематит (см. табл. 4). Эти закономерности наиболее четко проявляются на диаграмме $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ (см. рис. 3), построенной в соответствии с химическим составом титаномагнетитов [31].

Однако экспериментальные исследования последних лет по синтетическим и природным образцам [32—37] показали, что наблюдаемые фазовые ассоциации в титаномагнетитах, качественно подтверждаемые оптическим и рентгеноструктурным анализами, не соответствуют ассоциациям в момент кристаллизации титаномагнетитов. В частности, работами Тейлора [35, 36] установлено, что в системе $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ возможно образование следующих серий минералов: вюститовой, шпинелевой, ромбоэдриальной, псевдобруситовой и рутиловой; причем вторая, третья и четвертая — серии непрерывных твердых растворов. Крайними членами шпинелевой серии являются магнетит Fe_3O_4 и ульвошинель Fe_2TiO_4 ; ромбоэдриальной — ильменит FeTiO_3 и гематит Fe_2O_3 . Между ильменитом и магнетитом, принадлежащим к различным сериям минералов, смесимость в ощущимых количествах не наблюдается. Это показано, например, Баста [34], Винсентом и др. [38], проводившими опыты по гомогенизации природных титаномагнетитов. Так, Баста установлено, что в титаномагнетитах, содержащих до 21% ильменита в виде тонких пластинчатых прорастаний, при нагревании их в эвакуированной кварцевой ампуле (800, 1000 и 1100° С) полная гомогенизация не наблюдалась: количество растворенного ильменита в магнетите не превышало 4—5%. Но эти очень низкие цифры могли быть обусловлены, как полагает Баста, определенными химическими реакциями, при которых ильменит переходит в другие фазы, например в ульвошинель².

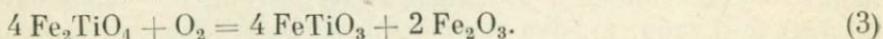
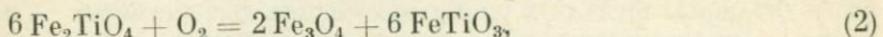
В базальтоидных сериях, в том числе и в породах трапповой формации, широко развиты только шпинелевая (титаномагнети-

¹ В составе магнетитовой фазы (минала) титаномагнетитов присутствуют, вследствие примесей хрома, магния и алюминия, хромитовая и шпинелевая составляющие.

² Шевалье и Жирар [39], проводившие синтез титаномагнетитов, допускают существование серии твердых растворов у Fe_3O_4 (1 — у) FeTiO_3 . Ими получен как будто гомогенный титаномагнетит с у = 0,63. Однако детальные рентгенографические исследования проводились с образцами, содержание TiO_2 в которых не превышало 4%.

товая) и ромбоэдральная (ильменитовая) серии. Поэтому можно считать установленным, что в момент кристаллизации титаномагнетитов из расплава возникают кристаллы магнетит-ульвошинелевых твердых растворов (шпинелевая серия) с переменным содержанием компонентов.

Наблюдаемые ассоциации обусловлены последующим (постмагматическим) распадом «первичных» титаномагнетитов и различной степенью окисления ульвошинели по возможным реакциям:



Пересчет химических составов титаномагнетитов [31] на первичные (магматические) составляющие в соответствии с реакциями (2) и (3) показывает, что в них с увеличением концентраций TiO_2 увеличивается содержание минала ульвошинели (см. табл. 4).

Изложенные особенности распределения титана по разновидностям пород и минеральным фазам можно, вероятно, распространить на любые пластовые тела основного состава, формирующиеся в аналогичных условиях.

Поведение титана в процессе внутрикамерной дифференциации трапповой магмы

Приуроченность наиболее высоких концентраций титана к продуктам поздних этапов становления интрузий обусловлена, по-видимому, тем, что фракционно-кинетическая дифференциация внедрившейся магмы приводит к накоплению титана в последовательных остаточных порциях расплава. Это подтверждается расчетами, выполненными по методике, предложенной Уайджером и Диром [19] для Скаергаардской интрузии (Гренландия), аналогами которой на территории Сибирской платформы являются Аламджахская [7] и Анакитская [8] интрузии.

Сущность расчета целесообразно продемонстрировать на примере Кайерканской интрузии, поскольку в ней породы заключительного этапа кристаллизации представлены одной разновидностью (габбро-пегматиты) и выше этого горизонта расположены нормальные по составу породы [10].

Соотношение разновидностей пород интрузии и их мощности приведены в табл. 5. Наиболее поздними по времени кристаллизации являются габбро-пегматиты, обозначенные в табл. 5 индексом V. Не вызывает сомнения, что содержание TiO_2 в конечном остаточном расплаве соответствует его содержанию в горизонте V (3,36 вес. %).

Ранее габбро-пегматитов кристаллизовались призматически офитовые габбро-долериты (горизонт IV), расположенные ниже

Таблица 5

Содержание TiO_2 в последовательной серии остаточных расплавов при дифференциации Кайерканской интрузии (в вес. %)

Горизонт	Индекс горизонта	Мощность горизонта, м	Среднее содержание TiO_2 в горизонте	Увеличенное на мощность содержание TiO_2 в горизонте	Мощность горизонта последовательного остаточного расплава, м	Увеличенное на мощность содержание TiO_2 в горизонтах последовательных остаточных расплавов	Содержание TiO_2 в последовательном остаточном расплаве
Микродолериты, порфириты эндоконтакта кровли	I'	0,5	2,66	1,33	140,85	308,62	2,19
	II'	17	2,16	36,65	140	306,52	2,19
Пойкилоофитовые габбро-долериты	III'	6	2,16	12,96	76	181,04	2,38
	IV'	9	2,16	19,44	54	141,84	2,62
Габбро-пегматиты	V	19	3,36	63,74	19	63,74	3,36
Призматически-оффитовые габбро-долериты	IV	26	2,26	58,66	54	141,84	2,62
Оффитовые габбро-долериты	III	16	1,64	26,24	76	181,04	2,38
Пойкилоофитовые габбро-долериты	II	47	1,89	88,83	140	306,52	2,19
Микродолериты, порфириты эндоконтакта подошвы	I	0,35	2,21	0,77	140,85	308,62	2,19

пород заключительного этапа становления интрузии, и поскольку кристаллизация начинается одновременно от кровли и подошвы массива, какая-то часть расплава обусловила появление верхних пойкилоофитовых габбро-долеритов (горизонт IV'). Мощность этой части (IV'), а также мощности горизонтов III' и II' вычислены в соответствии с мощностями горизонтов IV, III и II (см. табл. 5).

Следовательно, содержание TiO_2 в четвертом остаточном расплаве отвечало содержанию двуокиси титана в конечном (V) остаточном расплаве плюс содержание TiO_2 в горизонтах IV и IV'. Взвесив по мощности концентрации двуокиси титана в горизонтах V, IV и IV', легко определить содержание титана в четвертом остаточном расплаве (2,62% TiO_2).

Содержание TiO_2 в третьем остаточном расплаве определено как содержание в четвертом остаточном расплаве плюс взвешенные концентрации TiO_2 в оффитовых габбро-долеритах (горизонт III) и в эквивалентной по мощности части верхних пойкилоофитовых габбро-долеритов (горизонт III'). Таким же образом определяется содержание TiO_2 и в других остаточных расплавах.

Наконец, содержание титана в исходном расплаве равно средневзвешенному по интрузии в целом (2,19 вес.% TiO_2). Цифра среднего содержания двуокиси титана по массиву (т. е. концент-

Таблица 6

Распределение TiO_2 по минералам дифференцированных траппов
(коэффициенты распределения K_{TiO_2})

№ образца	Порода	Содержание TiO_2 в момент кристаллизации, вес. %		Титаномагнетит	
		TiO_2	K_{TiO_2}	TiO_2	K_{TiO_2}
I. Черногорская интрузия					
62-653	Габбро-диорит	2,34	17,11	7,31	
62-655	Диорит-пегматит	2,34	21,24	9,07	
62-657	Призматически-оффитовый, безоливиновый габбро-долерит	4,30	11,80	9,07	
62-665	Оффитовый, оливиновый габбро-долерит	1,10	9,44	8,59	
62-669	Пойкилооффитовый, оливин-биотитовый габбро-долерит	1,02	6,49	6,36	
62-671	Пикротовый габбро-долерит	0,97	3,72	3,84	
62-756	Такситовый габбро-долерит	0,98	—	—	
II. Аламджахская интрузия (западный комплекс)					
61-134	Габбро-долерит зоны эндоконтакта кровли	1,83	—	—	
61-102	Ферро-габбро	3,06	21,24	6,94	
61-22	Нормальный габбро-долерит	2,18	16,52	7,57	
61-67	Переходный к троктолитовым долерит	1,86	—	—	
61-59	То же	1,86	18,29	9,83	
III. Падунская интрузия					
59-6	Габбро-пегматит	3,00	21,24	7,08	
59-7	Призматически-оффитовый габбро-долерит	2,32	18,88	8,13	
59-8	Такситооффитовый габбро-долерит	2,05	13,60	6,63	
59-9	Троктолитовый габбро-долерит	2,02	—	—	
59-10	То же (на границе с микродолеритами подошвы)	2,02	12,00	5,93	
IV. Кайерканскская интрузия					
62-1025	Пойкилооффитовый габбро-долерит	2,38	21,24	8,93	
62-1031	Габбро-пегматит	3,36	21,24	6,32	
62-1039	Призматически-оффитовый габбро-долерит	2,62	21,24	8,10	
62-1043	Оффитовый габбро-долерит	2,38	17,41	7,32	
62-1047	Пойкилооффитовый габбро-долерит	2,19	17,11	7,80	

в процессе кристаллизации

Ильменит		Моноклинный пироксен		Оlivин		Плагиоклаз		Биотит	
I. Черногорская интрузия									
51,92	22,20	0,56	0,24	—	—	—	—	—	—
49,64	21,20	0,45	0,18	—	—	0,07	0,03	—	—
48,26	37,10	0,52	0,40	0,04	0,03	0,08	0,06	—	—
51,45	46,72	0,50	0,45	0,04	0,04	—	—	—	—
51,45	50,41	0,55	0,54	0,05	0,05	—	—	4,11	4,02
—	—	0,50	0,52	0,07	0,07	0,23	0,24	5,86	6,04
50,15	51,22	0,66	0,67						
II. Аламджахская интрузия (западный комплекс)									
—	—	0,99	0,54	—	—	—	—	—	—
51,45	16,80	0,81	0,26	0,12	0,04	0,09	0,03	—	—
49,56	22,73	0,68	0,31	—	—	—	—	—	—
—	—	0,62	0,33	—	—	—	—	—	—
47,44	25,50	0,60	0,32	0,40	0,05	0,06	0,03	—	—
III. Падунская интрузия									
47,21	15,73	0,86	0,29	0,15	0,05	0,08	0,03	—	—
49,56	21,38	0,79	0,34	0,19	0,08	0,13	0,06	—	—
47,96	23,40	0,85	0,41	0,12	0,06	0,09	0,04	—	—
—	—	1,22	0,60	—	—	—	—	—	—
46,13	22,83	0,89	0,44	0,07	0,04	0,09	0,04	—	—
IV. Кайерканскская интрузия									
53,92	22,68	0,81	0,36	—	—	—	—	—	—
48,03	14,30	0,82	0,24	0,20	0,06	0,15	0,04	—	—
49,84	19,01	0,77	0,29	0,05	0,02	0,11	0,04	—	—
50,27	21,15	0,74	0,31	0,06	0,03	0,09	0,04	—	—
50,50	23,06	0,78	0,36	0,07	0,03	0,21	0,10	—	—

рация титана в первоначальном расплаве), как и ожидалось, близка таковой для закаленных фаций нижнего эндоконтакта (2,21%). Расхождение между рассчитанным и экспериментальным содержанием TiO_2 находится в пределах ошибки метода.

Аналогичным способом вычислены содержания двуокиси титана в последовательных сериях остаточных расплавов главного этапа дифференциации и по другим интрузиям.

Результаты расчета, приведенные в табл. 6, показывают, что начиная с наиболее магнезиальных пород каждая последующая разновидность формируется из расплава, обогащенного титаном по сравнению с предыдущим, т. е. накопление титана в остаточном расплаве носит прогрессивный характер¹. Схематически последнее изображено на рис. 2, где плавными кривыми показано распределение TiO_2 по разновидностям пород массивов (усредненные данные для горизонтов, см. табл. 1), а прямыми линиями — уровень содержания двуокиси титана в последовательных остаточных расплавах, формирующих соответствующие породы.

Количественные данные по содержанию TiO_2 в расплаве, синхронном с определенными разновидностями пород, позволили с некоторой долей вероятности рассчитать коэффициенты распределения титана по минеральным фазам (K_{TiO_2}) в период кристаллизации.

Значения величин коэффициентов распределения, определенных как соотношения концентраций TiO_2 в минерале и в соответствующем расплаве, приведены в табл. 6. Эти данные являются показателем того, что кристаллизация главных породообразующих минералов — пироксенов и особенно оливинов и плагиоклазов — не приводит к существенному связыванию титана в твердой фазе на всем протяжении становления интрузий: коэффициент распределения TiO_2 в них везде меньше единицы. Наоборот, кристаллизация рудных минералов и биотита, характеризующихся коэффициентами распределения большими единицы (см. табл. 6), способствует уходу титана из расплава.

Весьма показателен характер вариаций коэффициентов распределения TiO_2 в вертикальных разрезах массивов. В наиболее магнезиальных породах (пикритовые и троктолитовые габбродолериты) для ильменитов и пироксенов характерны более высокие K_{TiO_2} (см. табл. 6), чем для этих же минералов в наиболее железистых породах. Титаномагнетитам, в противоположность этому, свойственна тенденция увеличения коэффициентов распределения TiO_2 в направлении от наиболее магнезиальных пород к железистым. Однако эта тенденция маскируется ограниченной возможностью вхождения титана в решетку титаномагнетитов: в реальных условиях кристаллизации основных пород магнетит и ульвошипинель не могут образовывать серии непрерывных твердых

¹ Рассматривается главный этап камерной дифференциации расплава (до образования пород субщелочной ветви).

растворов [42]. Титан, продолжающий накапливаться в расплаве, после максимального насыщения титаномагнетитов интенсивно сбрасывается в самостоятельной фазе — ильмените, что подтверждается увеличением количества ильменита в железистых породах (см. табл. 4).

Поскольку ильмениты характеризуются стабильностью своего состава, титаномагнетиты наиболее чутко реагируют на изменение концентраций титана в расплаве. Поэтому увеличение содержания титана в титаномагнетитах, как и увеличение содержания рудных минералов в породах, может служить показателем возрастания концентраций титана в расплаве, формирующем соответствующую разновидность пород.

Факторы, определяющие неравномерность распределения титана

Приведенные выше особенности распределения, форм нахождения и поведения титана в процессах становления базальтового расплава в камере кристаллизации типичны не только для интрузий Сибирской платформы. Данные Уэйджа и Дири [19] по единому дифференцированному Скаргардскому комплексу, Ф. Уокера и А. Польдерварта по долеритам Карру [40], А. Б. Эдварда по долеритам Тасмании [41] и др. свидетельствуют о том, что накопление титана в продуктах поздних этапов кристаллизации толеитовой магмы *in situ* — чрезвычайно характерное явление.

Изложенное выше, а также идентичность в схеме поведением других элементов служат доказательством близости условий формирования единых дифференцированных толеитовых серий. По современным представлениям, главными факторами направления камерной дифференциации базальтового расплава являются, при прочих равных условиях, снижение температуры и режим давления кислорода в процессе кристаллизации. Естественно допустить функциональную зависимость между этими условиями и поведением элементов. Так, Баддингтон с сотрудниками [37, 42] выдвинули предположение, что содержание титана в титаномагнетитах прямо пропорционально зависит от температуры формирования последних и предложили использовать эту зависимость в качестве геологического термометра.

Изменение содержания элемента в расплаве, как показано выше, отражается преимущественно в изменении его концентраций в титаномагнетитах. Следовательно, выводы Баддингтона можно интерпретировать таким образом, что температурные условия являются определяющими в поведении титана.

Однако, как показали наши исследования и данные, полученные С. А. Богатиковым и А. П. Лебедевым [43] по дифференцированной габбро-сиенитовой серии Кизирского plutона (Восточный Саян), обобщения Баддингтона не только не оправдываются, но

приводят к диаметрально противоположным выводам: титаномагнетиты пород, которые формируются при относительно низких температурах (подробнее вопрос о температурных режимах кристаллизации будет рассмотрен несколько ниже), характеризуются более высоким содержанием TiO_2 по сравнению с титаномагнетитами более высокотемпературных пород (см. табл. 6). Последнее находится в полном соответствии с экспериментальными работами Тейлора [36], которыми установлено, что в шпинелевой серии системы $FeO - Fe_2O_3 - TiO_2$, крайними членами которой являются магнетит и ульвошпинель, температуры ликвидуса уменьшаются от 1594 для первого до 1395° С для второго, т. е. разница составляет почти 200° С. Это свидетельствует о том, что менее титанистые титаномагнетиты природных объектов кристаллизуются при более высоких температурах, чем более титанистые. Однако и эта зависимость (противоположная точке зрения Баддингтона) не определяется, вероятно, только температурными условиями кристаллизации титаномагнетитов.

Исследователями базальтоидных серий пород уже давно было отмечено, что процессы дифференциации расплава могут приводить к различным результатам. Так, Феннер [44], основываясь на результатах обобщения имеющихся к тому времени данных полевых наблюдений, пришел к выводу, что дифференциация толеитовой магмы приводит к образованию на конечных стадиях пород, абсолютно обогащенных железом. Н. Я. Боэн [45] считал, что остаточные расплавы обогащаются кремнекислотой, а обогащение их железом носит относительный характер.

Два выявленных направления дифференциации долгое время считались самостоятельными. Однако продолжающий накапливаться фактический материал поставил под сомнение независимость существования двух направлений: было изучено много базальтоидных серий, характеризующихся промежуточной схемой дифференциации.

Постановка экспериментальных исследований показала, что одним из главнейших факторов, определяющих направление дифференциации базальтового расплава, является уровень и характер изменения давления кислорода P_{O_2} в ходе кристаллизации. Сначала Кеннеди, затем Муаном и Осборном [46—48] в результате многочисленных экспериментов установлено, что «путь Боэна» осуществляется при относительно высоком, постоянном или увеличивающемся давлении кислорода в системе, «путь Феннера» — при низком и уменьшающемся P_{O_2} . Для первого направления предполагается открытый для кислорода характер системы, для второго — закрытый.

Редер и Осборн [49] дали количественную оценку этих явлений. Согласно данным этих авторов, при давлении кислорода больше $n \cdot 10^{-9}$ атм конечный расплав обогащается кремнекислотой, а при $P_{O_2} < n \cdot 10^{-9}$ атм остаточная жидкость отвечает по составу феррогаббро.

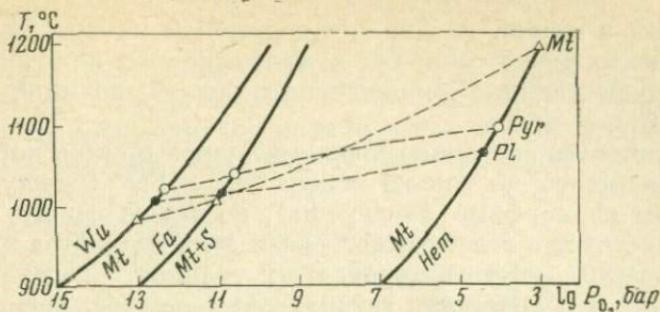


Рис. 4. Порядок кристаллизации минералов толеитового базальта в зависимости от величины давления кислорода (по Осборну [50])

Mt — магнетит; *Pyr* — пироксен; *Pl* — плагиоклаз. Сплошные линии — давление кислорода, регулируемого различными буферами. Компоненты буферов: *Wu* — вюстит, *Mt* — магнетит, *Fa* — фаялит, *S* — кремнезем, *Hem* — гематит

Возможность проявления двух направлений дифференциации расплава в зависимости от режима кислорода сказывается на порядке кристаллизации минеральных фаз, в первую очередь рудных минералов. Е. Ф. Осборном [59] показано (рис. 4), что при кристаллизации толеитового базальта при относительно высоком давлении кислорода (общее давление паров воды 1000 атм), регулируемом магнетит-гематитовым буфером, магнетит кристаллизуется раньше силикатных минералов; при более низком давлении кислорода (буфер вюстит-магнетитовый или фаялит-магнетит-кварцевый) — позднее силикатных минералов. Интервал температуры кристаллизации магнетита в зависимости от режима кислорода составляет более 200° С. При этом точка инверсии порядка кристаллизации магнетита отвечает примерно $n \cdot 10^{-9}$ бар, что вполне согласуется с данными Редера и Осборна [49].

Таким образом, можно сделать вывод, что температура не оказывает решающего влияния на поведение окисно-рудных минералов и железа. Главными факторами, обусловливающими накопление железа в определенных разновидностях пород при камерной дифференциации базальтовой магмы, являются величина и характер изменения парциального давления кислорода над магматическим расплавом в ходе кристаллизации.

Однако титан, как и железо, в процессах камерной дифференциации трапповой магмы характеризуется прогрессивным накоплением в остаточном расплаве [3, 12, 51]. При этом на всех стадиях процесса существует четкая прямая корреляция между титаном и закисным железом [3], а также, поскольку последнее значительно преобладает над окисным, между титаном и общим железом [51]. Исключением являются наиболее магнезиальные породы ранней стадии кристаллизации, где отмечается некоторое увеличение концентраций железа практически без параллельного увеличения концентраций титана. Это можно объяснить грави-

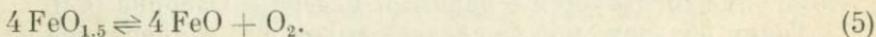
тационной отсадкой на дно магматической камеры ранних кристаллических фаз — оливина и моноклинного пироксена, содержащих существенные концентрации железа, но минимальные — титана [3].

Практически постоянно проявляющаяся прямая корреляционная зависимость не только между Ti^{4+} и Fe^{3+} (между которыми возможны изоморфные замещения), но также между Ti^{4+} и Fe^{2+} свидетельствует о генетической связи этих элементов в процессах формирования дифференцированных траппов. Следовательно, не исключено, что поведение титана, как и железа, существенно не определяется температурными режимами. С учетом того, что «регулятором» кристаллизации рудных минералов окисного ряда в базальтоидах выступает P_{O_2} , можно допустить его доминирующее значение и в поведении титана. Последнее обусловлено тем, что рудные минералы — главные носители титана.

Большое значение, придаваемое давлению кислорода как одному из основных факторов дифференциации базальтовой магмы и, следовательно, поведение элементов, поставило нас перед необходимостью оценить величины и характер изменения P_{O_2} в процессе становления трапповых интрузий. Помимо прямых определений давления кислорода, сопряженных с большими техническими трудностями, существует лишь два метода теоретических расчетов P_{O_2} , подтвержденных экспериментальными исследованиями. Они основаны на соотношении в расплаве двух- и трехвалентного железа. Однако если Дж. К. Кеннеди [52] считает, что соотношение Fe^{2+} и Fe^{3+} определяется реакцией:



то Фудели [53] полагает, что активность трехвалентного железа лучше (точнее) определяется уравнением:



В последнее время появилось мнение, что давление кислорода является лишь функцией температуры. Так, Райт и Сато Мотаки [54] на основании прямых измерений летучести кислорода, проводившихся в течение пяти месяцев в скважинах, пробуренных с затвердевшей поверхности лавового озера, показали, что летучесть кислорода и температура связаны уравнением:

$$\log f_{O_2} = \frac{-2,15 \cdot 10^{-4}}{T} + 6,05. \quad (6)$$

Эта точка зрения вряд ли универсальна, поскольку Фудели [53] показал, что при постоянной температуре ($1200^{\circ}C$) давление кислорода является функцией степени окисленности расплава.

Нами расчет P_{O_2} проводился по методике, предложенной Дж. К. Кеннеди [52]; она согласуется с экспериментальными исследованиями и дает результаты, удовлетворительные для решения

поставленной задачи. При расчете необходимо иметь в виду ряд допущений.

1. Железо находится в магматическом расплаве в двух- и трехвалентном состоянии в виде окислов FeO и Fe_2O_3 .

2. Соотношение окислов определяется в зависимости от температурных условий реакцией (4). Константа диссоциации реакции:

$$K = - \frac{(\mu \text{FeO})^4 \cdot (\mu \text{O}_2)}{(\mu \text{Fe}_2\text{O}_3)^2}, \quad (7)$$

где μ — активность соответствующих соединений.

3. Для растворов и расплавов с умеренным содержанием железа активность его окислов пропорциональна мольному содержанию FeO и Fe_2O_3 , а активность кислорода, если его содержание в магматическом паре также невелико, — прямо пропорциональна его парциальному давлению. Тогда уравнение константы диссоциации реакции (7) примет вид:

$$K = \frac{(\text{FeO})^4 \cdot P_{\text{O}_2}}{(\text{Fe}_2\text{O}_3)^2}, \quad (8)$$

где окислы железа — в мол. %, а давление кислорода — в атм.

Используя уравнение (8), а также константы диссоциации реакции (4), найденные Дж. К. Кеннеди [52] для различных температур, можно вычислить давление кислорода в процессах формирования дифференцированных траппов. При этом система должна рассматриваться как изобарическая с общим давлением магматического пара (преимущественно за счет воды) порядка 250—500 атм [55], что соответствует гипабиссальным условиям.

Непосредственно при расчете P_{O_2} необходимо оценить температурные режимы кристаллизации пород. На современном этапе исследования это можно сделать лишь качественно.

Как показывают наблюдения на природных минеральных ассоциациях в базальтоидах и экспериментальные исследования, температурный интервал кристаллизации сильно растянут. Согласно данным Хесса [56], максимальная разница температур начала и конца кристаллизации для пород Скаергардской интрузии составляет 185°C . Результаты, полученные Г. С. Йодером и К. Э. Тилли [57] по плавлению природных базальтов в стандартных условиях, показывают близкие данные: разница между температурой силикатного ликвидуса (температура появления первой силикатной фазы) и температурой солидуса составляет 135 — 195°C . Г. Д. Феоктистовым [58] для троктолитовых габбро-долеритов Сибирской платформы, при плавлении их также в стандартных условиях, получена цифра 265°C .

Учитывая, что в природных условиях базальтовые системы не являются сухими, можно предположить еще большее расширение температурного интервала. Так, по данным Г. С. Йодера и К. Э. Тилли [57], при давлении паров воды над расплавом 1000 бар,

интервал кристаллизации оливинового толеита (лава Килауэа, поток 1921 г.) составляет 250°C , а при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5000$ бар увеличивается до 500°C .

Приведенные примеры позволяют сделать вывод, что ограничиться температурной точкой, характеризующей кристаллизацию какой либо разновидности пород, нельзя. Учитывая, что давление паров воды при формировании преобладающих пород в формации сибирских траппов вряд ли превышало 1000 атм [55], можно принять интервал кристаллизации равным 200°C . Смещение этого интервала по температурной шкале будет зависеть от химического состава расплава, формирующего ту или иную разновидность пород. В самом деле, температура конца плавления (и начала кристаллизации) пикритовых габбро-долеритов, по данным В. В. Золотухина [55], составляет 1300°C , троктолитовых габбро-долеритов, по данным Г. Д. Феоктистова [58], — 1360°C . Породы поздних этапов кристаллизации, судя по наличию в них гранофирового мезостазиса [7, 10], должны кристаллизоваться при более низких температурах: Татл и Боэн [59] оценивают температуру кристаллизации безводного синтетического гранита в 960°C .

В последние годы Г. С. Йодер и К. Э. Тилли [57] показали, что последовательное снижение температуры силикатного ликвидуса в генетически связанный серии базальтоидов изменяется в соответствии с линией фракционирования расплава. Эта линия связывает относительно магнезиальные и железистые породы и соответствует линии главного этапа дифференциации траппового расплава (см. рис. 1).

Таким образом, данные экспериментальных исследований, наряду с особенностями изменения состава минералов в направлении от магнезиальных пород к железистым, однозначно свидетельствуют об относительной высокотемпературности первых и низкотемпературности вторых.

Результаты расчета P_{O_2} для двух интрузий с учетом оцененных температурных режимов их становления приведены в табл. 7. Порядок величин и характер изменения давления кислорода в ходе процесса близки к результатам, полученным В. В. Ревердатто [8] и В. В. Золотухиным [55] для Анакитской и Аламджахской интрузий.

Анализ данных (см. табл. 7) показывает, что давление кислорода существенно меняется в процессе становления интрузий. Постоянно наблюдающееся уменьшение P_{O_2} от ранних пород к поздним свидетельствует о том, что внутрикамерная дифференциация трапповой магмы, по крайней мере на главном этапе, не противоречит кристаллизации в закрытой для кислорода системе, т. е. протекает преимущественно по «пути Феннера». Наиболее отчетливо это видно на диаграмме Осборна (рис. 5). В левой, экспериментальной части диаграммы показано направление эволюции жидкости с первоначальным составом n : линия $n = 132-40-$

Таблица 7

Характер изменения давления кислорода (в атм) над магматическим расплавом в процессе становления трапповых интрузий

Горизонты пород	Температура, °С		
	1200	1200	1100
Черногорская интрузия			
Диорит-пегматиты, габбро-пегматиты			
Безоливиновые габбро-долериты			$3,8 \cdot 10^{-6}$
Оlivиновые габбро-долериты		$5,6 \cdot 10^{-5}$	$6,6 \cdot 10^{-6}$
Оlivин-биотитовые габбро-долериты	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-5}$	$7,5 \cdot 10^{-6}$
Пикритовые габбро-долериты	$4,3 \cdot 10^{-4}$	$7,6 \cdot 10^{-5}$	
Кайерканскская интрузия			
Габбро-пегматиты			
Призматически-офитовые габбро-долериты			$1,1 \cdot 10^{-6}$
Офитовые габбро-долериты		$9,4 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$
Пойкилооофитовые габбро-долериты	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$8,9 \cdot 10^{-5}$	$9,8 \cdot 10^{-7}$

Таблица 7 (окончание)

Горизонты пород	Температура, °С		
	1000	900	800
Черногорская интрузия			
Диорит-пегматиты, габбро-пегматиты	$3,7 \cdot 10^{-7}$	$1,2 \cdot 10^{-8}$	$2,7 \cdot 10^{-10}$
Безоливиновые габбро-долериты	$3,0 \cdot 10^{-7}$	$1,1 \cdot 10^{-8}$	
Оlivиновые габбро-долериты	$5,2 \cdot 10^{-7}$		
Оlivин-биотитовые габбро-долериты			
Пикритовые габбро-долериты			
Кайерканскская интрузия			
Габбро-пегматиты	$5,2 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$3,9 \cdot 10^{-11}$
Призматически-офитовые габбро-долериты	$8,6 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	
Офитовые габбро-долериты	$8,5 \cdot 10^{-3}$		
Пойкилооофитовые габбро-долериты			

24 отображает дифференциацию при постоянном валовом составе системы и характеризует путь дифференциации с прогрессивным обогащением остаточной жидкости железом; линии *n* — *c* — *d* и *n* — *a* — *b* — пути дифференциации с обогащением остаточного расплава кремнекислотой. Правая часть диаграммы иллюстри-

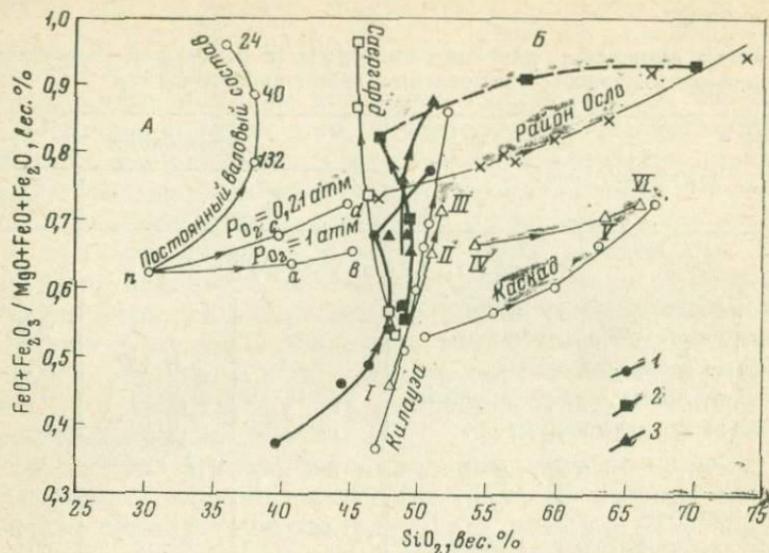


Рис. 5. Зависимость направления дифференциации толеитовой магмы от характера изменения парциального давления кислорода [48]

А — результаты экспериментальных исследований в системе $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ при различных режимах P_{O_2} ;

Б — примеры некоторых природных серий;
I — III — средняя толеитовая серия,

IV—VI — известково-щелочная серия.
Направления дифференциации трапповых интрузий:

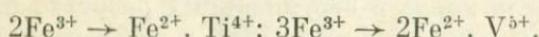
- 1 — Черногорской,
- 2 — Аламджахской [7],
- 3 — Кайерканской [10]

руется несколькими примерами дифференциации природных серий. Сопоставление направления эволюции расплава трапповых интрузий с данными эксперимента и эволюцией природных серий показывает, как и расчеты давления кислорода, что главный этап дифференциации трапповой магмы близок к кристаллизации в условиях закрытой системы. Лишь на самых конечных стадиях (Аламджахская и в меньшей степени Черногорская интрузии, см. рис. 5) направление дифференциации сменяется, приближаясь к «пути Боуэна», что может быть обусловлено либо раскрытием системы, либо увеличением общего давления летучих к концу процесса кристаллизации. В обоих случаях должно резко увеличиваться и P_{O_2} .

Если правильно оценены температурные режимы, то в начальные моменты становления интрузий железо должно входить в кристаллические фазы более интенсивно. Действительно, в магнезиальных породах повсеместно наблюдается некоторое увеличение содержаний железа [5, 10], а также растет сумма окисных рудных минералов. Но титан не связывается в заметных количествах в решетках ранних титаномагнетитов (см. табл. 6), что обусловлено, вероятно, преимущественным вхождением в них

при относительно высоком давлении кислорода Fe^{3+} и изоморфно с ним Cr^{3+} [31], не требующего компенсации¹.

По мере снижения P_{O_2} в процессе кристаллизации, возможность железа связываться в ранних фазах, в том числе и в титаномагнетитах, уменьшается. Последние кристаллизуются при все более низких температурах уже одновременно с силикатными минералами или позднее них (см. рис. 4), давая второй максимум в железистых породах. При этом в титаномагнетитах в связи с уменьшающимся давлением кислорода увеличивается роль Fe^{2+} , что компенсируется вхождением в решетку минерала Ti^{4+} и V^{5+} по возможным схемам:



Эти схемы хорошо подтверждаются изменением состава титаномагнетитов в вертикальных разрезах массивов: титаномагнетиты пород поздних этапов кристаллизации характеризуются наиболее высокими концентрациями титана и ванадия [31].

После насыщения титаномагнетита при данных условиях титан, остающийся в расплаве, связывается в собственной минеральной фазе — ильмените.

Таким образом, при внутрикамерной дифференциации толеитовой магмы в платформенных и, вероятно, субплатформенных условиях, протекающей в закрытой для кислорода системе, кристаллизация титаномагнетитов переменного состава определяется главным образом режимом кислорода. Поскольку титаномагнетиты наиболее чутко реагируют на изменение концентраций титана в расплаве и концентрируют вместе с ильменитом основную часть TiO_2 , можно сделать заключение о главенствующей роли давления кислорода в поведении титана. Снижение температуры расплава к концу процесса дифференциации, так же как и уменьшение давления кислорода, способствует накоплению TiO_2 в остаточных расплавах, и в перераспределении титана, вероятней всего, играет подчиненную роль.

Возможные механизмы переноса титана

Рассмотренная выше специфика распространенности и поведения титана в дифференцированных трапах позволяет считать основным механизмом его переноса в верхние горизонты магматической камеры отложение остаточного расплава ранними кристал-

¹ Вхождение хрома, согласно представлениям Гольдшмидта [60], обусловлено, возможно, высокой температурой кристаллизации его кислородных соединений. Повышенное содержание MgO и Al_2O_3 в ранних титаномагнетитах [31], связанное со шпинелевой составляющей, вызвано, вероятно, аналогичными причинами.

лическими фазами, относительно бедными титаном. Это вытекает, собственно, из механизма камерной дифференциации. В самом деле, дифференциация расплава *in situ* определяется преимущественно фракционированием, стимулируемым гравитационной отсадкой ранних минералов (оливин, моноклинный пироксен, хромшипинеллы) на дно магматической камеры. Эти минералы содержат минимальные концентрации титана (см. табл. 3, б). Процессы гравитации, сопровождающие фракционирование исходного расплава, отражаются, помимо смены относительно высокотемпературных минералов относительно низкотемпературными (например, магнезиальных темноцветов железистыми), в специфическом распределении удельных весов пород в вертикальных разрезах пластовых тел. Так, согласно данным Уокера [61], в дифференцированном силле Палисайд (Нью Джерси, США) наблюдается отчетливое увеличение удельного веса пород (от 2,9 до 3,15) при переходе от разновидностей, расположенных в верхней трети разреза и являющихся по времени кристаллизации более поздними (пегматоиды), к оливиновым разностям, расположенным в низах разреза.

Продвижение фронта кристаллизации, таким образом, более интенсивно в направлении от нижних эндоконтактовых фаций интрузий. С учетом того, что эманационная дифференциация, т. е. перераспределение летучих компонентов, происходит одновременно с фракционированием или даже несколько его опережает, тезис о преимущественной кристаллизации расплава от нижнего контакта интрузии (зоны закаленных фаций в расчет, естественно, не принимаются) не вызывает возражений. Это обусловлено тем, что летучие компоненты вместе с легкоплавкими, скапливаясь в прикровлевой части магматической камеры, могут значительно понижать температуру кристаллизации расплава и тем самым способствовать в течение определенного времени сохранению жидкой фазы.

Некоторую роль в переносе титана могут играть и процессы диффузии, проявление которых неизбежно в процессах камерной дифференциации базальтовой магмы¹. Это подтверждается наличием в отдельных асимметричных дифференцированных массивах более магнезиальных пород не только в приподошвенных горизонтах, но и в прикровлевой части [58], а также существованием сравнительно редких слабо дифференцированных симметричных интрузий.

Одна из таких интрузий — Ергалахская — изучена нами в Норильском районе. В ее вертикальном разрезе, вскрытом на полную мощность буровыми работами (скв. Е-18), выделяются следующие разновидности пород (сверху вниз):

¹ Исследование диффузии и ее роли в процессах камерного этапа дифференциации рассмотрено нами в специальной работе [62].

1. Микродолериты, порфириты эндоконтакта кровли	4
2. Пойкилоофитовые долериты	53
3. Офитовые долериты	33
4. Призматически-оффитовые долериты со шлирами переходных к пегматоидным долеритам	37
5. Офитовые долериты	35
6. Пойкилоофитовые долериты	62
7. Микродолериты, порфириты эндоконтакта подошвы	6

Несмотря на то, что для Ергалахской интрузии не характерны такие типичные для асимметричных массивов разновидности пород, как пикритовые, троктолитовые габбро-долериты, ферогаббро и др., тем не менее породы позднего этапа кристаллизации (призматически-оффитовые долериты), расположенные в центральной части массива, имеют наибольшую железистость (табл. 8), в то время как породы ранних этапов (пойкилоофитовые долериты), приуроченные к краевым зонам, — наименьшую. Параллельно увеличению железистости пород к центральным зонам последовательно возрастает роль щелочей, железа и менее отчетливо кремния и уменьшается роль магния и алюминия (см. табл. 8), т. е. характер изменения содержания петрогенных компонентов весьма близок таковому в единых дифференцированных сериях асимметричных массивов.

Практически полная аналогия наблюдается и в поведении редких элементов¹ (см. табл. 8). Как и в массивах других типов [63], в Ергалахской интрузии в наиболее железистых разновидностях пород накапливаются ванадий и медь, в наиболее магнезиальных — хром, никель и менее отчетливо кобальт.

Специфика строения описываемой интрузии, выражаясь в ее асимметричном строении, позволяет считать, что процессы гравитационного перераспределения вещества при ее становлении играли подчиненную роль. Главным механизмом дифференциации здесь являются, вероятнее всего, диффузионные процессы, причем предпочтение следует отдать кристаллизационно-диффузионной дифференциации в соответствии с законом Фика [64]. Последнее обусловлено внедрением траппового расплава при температурах, близких к температурам ликвидуса, что подтверждается постоянным присутствием в закаленных фациях, а также в большинстве разновидностей базальтов интрателлурических вкрапленников.

Кристаллизационно-диффузионная дифференциация не приводит к значительному перераспределению компонентов по срав-

¹ Определение редких элементов выполнено количественным спектральным методом [16].

Таблица 8

Содержание петрогенных (в вес. %) и некоторых редких элементов ($n \cdot 10^{-3}\%$) в разновидностях пород Ергалахской интрузии

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48,36	47,76	48,92	48,63	47,88	47,86	46,70
TiO ₂	2,33	2,31	2,72	3,11	3,06	2,31	2,15
Al ₂ O ₃	13,92	14,35	14,57	13,75	13,17	14,69	14,82
Fe ₂ O ₃	0,89	1,09	2,29	2,63	2,45	1,82	1,18
FeO	11,88	11,88	11,18	12,03	13,39	11,04	11,62
MnO	0,24	0,25	0,26	0,26	0,24	0,24	0,25
MgO	6,43	6,32	4,82	4,71	5,65	6,75	6,96
CaO	9,18	10,23	10,42	9,95	10,34	10,07	10,28
Na ₂ O	2,71	2,62	2,62	2,79	2,66	2,57	2,36
K ₂ O	0,87	0,51	0,60	0,74	0,63	0,56	0,39
P ₂ O ₅	0,36	0,50	0,44	0,35	0,35	0,46	0,41
П.п.п.	2,89	1,95	1,32	1,52	0,82	1,73	2,85
С у м м а . . .	100,06	99,77	100,02	100,47	100,34	100,10	99,97
FeO/MgO	1,85	1,88	2,27	2,56	2,37	1,64	1,67
FeO + Fe ₂ O ₃	100	66,50	67,28	73,67	75,70	73,00	65,8
FeO + Fe ₂ O ₃ + MgO	V	17,0	16,0	16,5	22,0	18,0	15,2
	Cr	12,0	11,7	8,0	5,9	10,0	12,8
	Co	7,5	3,1	1,2	1,3	1,7	1,6
	Ni	9,0	8,5	8,4	6,3	9,1	10,0
	Cu	12,0	34,7	71,5	128,0	41,8	12,3
							11,0

1,7 — микродолериты эндоконтактовых фаций; 2,6 — пойкилоофитовые долериты; 3,5 — офитовые долериты; 4 — призматически-официтовые долериты со шлирами переходных к пегматоидным долеритам.

Анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР: петрогенных компонентов — Н. С. Авишовой, редких элементов — Н. П. Смирновой.

нению с фракционно-кинетическими процессами, тем не менее она, как и последние, способствует появлению серий пород, крайними членами которых являются относительно магнезиальные и относительно железистые разновидности. Поэтому при интерпретации процессов камерного этапа дифференциации необходимо учитывать возможное проявление процессов диффузии, несмотря на то, что в большинстве случаев они маскируются более сильно проявляющимися процессами фракционно-кинетической дифференциации.

Как видно на примере Ергалахской интрузии, при формировании которой процессы кристаллизационно-диффузионной диф-

ференциации являются ведущими, титан, как и в массивах других типов, накапливается в породах поздних этапов кристаллизации (см. табл. 8). При этом его концентрация здесь по сравнению с породами более ранних этапов увеличивается в 1,33—1,46 раза, что, однако, значительно меньше коэффициентов обогащения титаном аналогичных пород в массивах других типов (см. табл. 2).

Таким образом, можно допустить, что и для асимметричных массивов в переносе титана в верхние горизонты магматической камеры определенную роль играют процессы диффузии, что обусловлено (в связи с более быстрым перемещением фронта кристаллизации от нижнего контакта) стремлением Ti^{4+} к миграции в участки относительного обеднения титаном. Последнее является следствием более низкой температуры кристаллизации соединений титана по сравнению с другими минеральными фазами траппов.

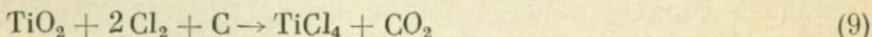
Выше уже отмечалось, что титан концентрируется в наиболее обогащенных железом породах. К этим же породам в большинстве типов интрузий приурочено повышенное содержание щелочей [10, 15, 58]. И лишь в интрузиях Аламджахского типа, где дифференциация расплава не заканчивается образованием габбро-пегматитов, а продолжается дальше с разделением остаточной жидкости на феррогабброидную и гранофировую [7, 8], на самых конечных стадиях наблюдается разделение титана и щелочей. Это позволяет предположить возможность генетической связи титана с патрием и калием, по крайней мере на главном этапе дифференциации (см. рис. 1). Кроме того, это обусловлено, вероятно, тем, что титан может образовывать со щелочами относительно устойчивые соединения. Так, согласно существующим данным экспериментальных исследований [65], в системе $Na_2O - TiO_2$ устойчивы соединения $Na_2Ti_3O_7$, $Na_8Ti_5O_{14}$ и, возможно, Na_2TiO_3 , в системе $K_2O - TiO_2$ устойчивы четыре аналогичных соединения. В связи с тем, что соединения титана со щелочами, как и вообще соединения щелочей, являются относительно легкоплавкими (например, температура плавления $Na_8Ti_5O_{14}$ 1027, а $K_2Ti_3O_7$ 1050° С), накопление щелочей и какой-то, в общем незначительной, части титана в породах поздних этапов кристаллизации объясняется, вероятно, стремлением к миграции низкоплавких его соединений в участки более низких температур, в данном случае в верхние горизонты магматической камеры. Поскольку миграция щелочей вместе с летучими компонентами может начинаться с некоторым опережением кристаллизации, что выражается в увеличении их роли в породах верхнего эндоконтакта по сравнению с нижним (см. рис. 1), большие концентрации титана в верхних эндоконтактовых фациях некоторых интрузий (см. табл. 1), также по сравнению с нижними (и со средним содержанием TiO_2 по массиву в целом), могут быть объяснены именно связью титана со щелочами в виде подвижных комплексов.

Проблема переноса рудных элементов в виде летучих комплексов в процессах становления интрузий является одной из ак-

туальных. Это в равной мере относится и к титану. К. О. Кратц [66] теоретически показал возможность этого процесса в определенных условиях. На основании анализа гипотетической диаграммы силикат — магнетит — летучий компонент этим исследователем при соответствующих условиях допускается образование на конечных стадиях дифференциации магмы, обогащенной летучими и рудными компонентами, при этом кристаллизация магнетита (титаномагнетита) может происходить как из расплава, так и из газовой фазы (увеличение растворимости рудного компонента в летучем).

Действительно, нередко наблюдается приуроченность летучих, в частности фтора и хлора (в апатитах), к повышенным концентрациям титана (в титаномагнетитах). Некоторые исследователи [43, 67] не исключают поэтому возможность переноса титана в виде летучих комплексов. В самом деле, согласно данным Я. И. Герасимова и др. [68], титан может образовывать и с фтором, и с хлором значительно летучие соединения типа TiF_4 и $TiCl_4$ и др. Температура кипения при этом для TiF_4 примерно 284, для $TiCl_4$ — около 136° С. При этом соединения титана с фтором и хлором весьма устойчивы при высоких температурах, приближающихся к температурам кристаллизации основной магмы [69, 70]. Именно на этих свойствах (низкой температуре кипения и высокой устойчивости соединений) основан один из промышленных методов получения титана — метод хлорирования [69].

Учитывая хотя и слабо выраженную, но все же намечающуюся тенденцию параллелизма в поведении титана, фтора и хлора в процессах камерной дифференциации трапповой магмы, что выражается в их накоплении в поздних по времени кристаллизации породах (табл. 9, I), можно предположить образование в этих процессах хлоридов и фторидов титана и в связи с этим возможность переноса титана вместе с летучими соединениями. Реакции образования тетрахлорида и тетрафторида титана протекают, согласно В. А. Резниченко и В. П. Соломаха [71], с участием углерода:



и могут быть реализованы в магматическом расплаве.

Вместе с тем резко подчиненные (в траппах) концентрации хлора и фтора по сравнению с титаном (см. табл. 9, I) и возможность существования других путей переноса позволяют сделать вывод о подчиненном значении рассматриваемого механизма, хотя принципиально проявление его все-таки возможно, особенно при участии каких-либо транспортных реакций.

Сказанное позволяет сделать заключение, что в переносе титана в верхние горизонты магматической камеры в процессе дифференциации расплава могут принимать участие несколько механизмов. Из них одним из преобладающих является отжатие остаточного расплава ранними кристаллическими фазами, сравни-

Таблица 9

Распределение фтора и хлора в породах дифференцированных траппов
(в вес. %)

Порода	F	Cl
I. Черногорская интрузия		
Габбро-диориты, диорит- и габбро-пегматиты	0,047(4) *	0,024(3)
Призматически-оффитовые, безоливиновые габбро-долериты	0,038(3)	0,016(2)
Оффитовые, оливиновые габбро-долериты	0,028(3)	0,010(2)
Пойкилооффитовые, оливин-биотитовые габбро-долериты	0,024(3)	0,015(2)
Никритовые габбро-долериты	0,049(4)	0,018(2)
Такситовые габбро-долериты	0,023(5)	0,012(2)
Контактовые габбро-долериты	0,049(3)	0,018(1)
II. Кайерканская интрузия		
Микродолериты эндоконтакта кровли	0,052(1)	0,012(1)
Пойкилооффитовые габбро-долериты	0,044(1)	0,009(1)
Габбро-пегматиты	0,068(2)	0,010(3)
Призматически-оффитовые габбро-долериты	0,042(2)	0,013(2)
Оффитовые габбро-долериты	0,046(2)	0,011(2)
Пойкилооффитовые габбро-долериты	0,043(2)	0,009(2)
Микродолериты эндоконтакта подошвы	0,044(1)	0,016(2)

Аналитик Н. С. Авибова, Институт геохимии СО АН СССР.

* В скобках указано число проанализированных образцов.

тельно бедными титаном. Если же гравитационные процессы дифференциации проявлены слабо, в переносе титана главную роль играет диффузия на стадии кристаллизации. Перенос титана с подвижными и летучими комплексами, хотя и может проявляться при любом процессе дифференциации, количественно резко подчинен.

Выводы

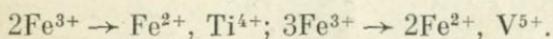
1. В процессах внутрекамерной дифференциации базальтовой магмы титан, концентрирующийся главным образом в окисно-рудных минералах — титаномагнетитах и ильменитах, накапливается в породах позднего этапа кристаллизации, обогащенных железом. Отмеченная специфика распределения титана, по-видимому, свойственна любым пластовым массивам основных пород, формирующихся в условиях платформы.

2. Накопление титана к концу процесса носит прогрессивный характер; каждая последующая порция остаточного расплава обогащена титаном относительно предыдущей.

3. Коэффициенты распределения титана, определенные как отношение концентраций TiO_2 в минералах к содержанию двуокиси титана в соответствующих остаточных расплавах, показывают, что кристаллизация главных силикатных минералов — оливинов, пироксенов и плагиоклазов не приводит к выходу титана из расплава: коэффициенты распределения для них меньше единицы. Напротив, кристаллизация окисно-рудных минералов способствует уходу титана из расплава.

4. Ильмениты характеризуются постоянством содержания титана. В титаномагнетитах же содержание TiO_2 переменно: ранние титаномагнетиты обеднены титаном по сравнению с поздними. В определенной мере это может быть обусловлено стремлением титана связываться в решетках более низкотемпературных титаномагнетитов. Однако главное значение имеет режим изменения парциального давления кислорода при становлении интрузий.

5. Расчеты показывают, что кристаллизация расплава трапповых интрузий протекает в закрытой для кислорода системе: начальные этапы характеризуются относительно высокими P_{O_2} ($n \cdot 10^{-4} — n \cdot 10^{-7}$ атм), конечные — относительно низкими P_{O_2} ($n \cdot 10^{-8} — n \cdot 10^{-11}$ атм). В связи с относительно высокими P_{O_2} в начальные этапы внутрикамерной дифференциации в титаномагнетитах более интенсивно связывается Fe^{3+} . По мере уменьшения парциального давления кислорода над магматическим расплавом в титаномагнетитах, кристаллизующихся уже позднее силикатных минералов, возрастает роль Fe^{2+} , что компенсируется вхождением в их структуру Ti^{4+} , а также V^{5+} по схемам:



6. Поскольку вхождение TiO_2 в титаномагнетиты ограничено условиями кристаллизации, титан, остающийся в расплаве после насыщения титаномагнетитов, образует собственную фазу — ильменит. Последнее находит отражение в увеличении содержания ильменита в железистых породах.

7. Перенос титана в верхние горизонты магматической камеры осуществляется главным образом отжатием остаточного расплава, обогащенного титаном, ранними кристаллическими фазами, сравнительно им обедненными. Меньшее значение имеет диффузия на стадии кристаллизации. Перенос титана с летучими комплексами, хотя и может проявляться количественно, резко подчинен.

ЛИТЕРАТУРА

1. Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.
2. Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. Титан в пироксенах дифференцированных траппов. — Геохимия, 1966, № 8.
3. Альмухамедов А. И. Поведение титана в процессах дифференциации базальтовой магмы. — Геохимия, 1967, № 1.

4. Лебедев А. П. О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 2.
5. Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959.
6. Лурье М. Л. О терминологии сибирских траппов.— Труды ВСЕГЕИ, 1955, вып. 7.
7. Масайтис В. Л. Петрология Аламджахской трапповой интрузии (бассейн р. Вилий).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1958, вып. 22.
8. Ревердатто В. В. Петрология Анакитского дифференцированного массива и его структура.— Геол. и геофиз., 1963, № 10.
9. Виленский А. М., Кавардин Г. И., Кравцова Л. П., Старицина Г. Н. Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения р. Енисей. Изд-во «Наука», 1964.
10. Корнаков Ю. Н., Нестеренко Г. В., Смирнова Н. П. Петрография Кайерканской интрузии траппов и особенности распределения в ней некоторых элементов-примесей.— В кн. «Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири». Изд-во «Наука», 1965.
11. Раич М. Г., Чайка Л. А. Дифференцированная интрузия трапповой формации Таймырской складчатой области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
12. Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы.— В кн. «Петрография Восточной Сибири». Т. I. Изд-во АН СССР, 1962.
13. Анастасенко Г. Ф., Митрошин М. П., Сухов Л. Г. Дифференцированная интрузия горы Хунери.— Труды НИИГА, 1963, 133, вып. 1.
14. Архипова А. И., Начинкин Н. Г. Нижнефокинская дифференцированная интрузия на западной окраине Норильского плато.— Труды НИИГА, 1963, 133, вып. 1.
15. Владимиров Б. М. Петрология Падунского и Маргудольского трапповых интрузивов.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1962, вып. 10.
16. Нестеренко Г. В., Смирнова Н. П. Распределение редких элементов в дифференцированной Падунской интрузии траппов.— В кн. «Геохимия редких элементов в изверженных горных породах». Изд-во «Наука», 1964.
17. Нестеренко Г. В., Корнаков Ю. Н., Авилюва Н. С. Дифференцированная интрузия траппов среднего течения р. Вилий.— Геол. и геофиз., 1965, № 7.
18. Нестеренко Г. В., Авилюва Н. С., Смирнова Н. П. Редкие элементы в траппах Сибирской платформы.— Геохимия, 1964, № 10.
19. Wager L. R., Deer W. A. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangertlugssuag, East Greenland.— Medd. Grönland, 1939, 105, № 4.
20. Классова Н. С., Леонова Л. Л. Фотометрическое определение титана из микронавесок минералов и пород 2,7-дихлорхромотроповой кислотой.— Ж. анал. хим., 1964, 19, вып. 1.
21. McDougall J. Optical and chemical studies of pyroxenes in differentiated Tasmanian dolerite.— Amer. Miner., 1961, 46, № 5/6.
22. Muir J. D. Crystallization of pyroxenes in an ironrich diabase from Minnesota.— Miner. Mag., 1954, 30, № 225.
23. Brown G. M. Pyroxenes from early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— Miner. Mag., 1957, 31, № 238.
24. Годлевский М. Н., Баталиев А. Д. Фемические минералы дифференцированных трапповых интрузий Норильского района.— Труды Львовск. мин. об-ва, 1958, № 12.
25. Verhoogen J. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks.— Amer. J. Sci., 1962, 260, № 3.
26. Пополитов Э. И., Коваленко В. И., Знаменский Е. Б. К геохимии титана в среднепалеозойских интрузиях северо-восточной Тувы.— Геохимия, 1966, № 3.
27. Бакакин В. В., Белов Н. В. Кристаллохимия титанатов, цирконатов, титано- и цирконосиликатов.— Геохимия, 1964, № 2.

28. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. I, III, IV. Изд-во «Мир», 1965, 1966.
29. Нестеренко Г. В. Поведение титана в процессе формирования скарновых месторождений Тырын-Ауз.— Геохимия, 1959, № 2.
30. Bowen N. L., Schairer J. F. The system $\text{FeO} - \text{SiO}_2$.— Amer. J. Sci., ser. 5th, 1932, 24.
31. Альмухамедов А. И. Состав и условия кристаллизации железо-титановых окисных минералов из дифференцированных траппов Сибирской платформы.— Записки Всес. мин. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 4.
32. Цетков А. И., Мясников В. С., Щепочкина Н. И., Матвеева Н. А. О природе пластинчатых образований в титаномагнетите.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 2.
33. Akimoto S., Kastura T., Joshida M. Magnetic properties of $\text{TiFe}_2\text{O}_4 - \text{Fe}_3\text{O}_4$ system and their change with oxidation.— J. Geomagn. and Geoelectric., 1957, 9, № 4.
34. Basta E. Z. Natural and synthetic titanomagnetites (the system $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{TiO}_4 - \text{FeTiO}_3$).— Neues Jahrb. Miner., 1960, 94, H. 2.
35. Taylor R. W. Liquidus temperatures in the system $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$.— J. Amer. Ceram. Soc., 1963, 46, № 6.
36. Taylor R. W. Phase equilibria in the system $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ at 1300° C.— Amer. Miner., 1964, 49, № 7/8.
37. Buddington A. F., Fahey J., Vlisisidis A. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite.— Amer. J. Sci., 1955, 253, № 9.
38. Vincent E. A., Wright J. B., Chevallier R., Mathien S. Heating experiments on some natural titaniferous magnetites.— Miner. Mag., 1957, 31, № 239.
39. Chevallier R., Girard J. Synthèse de titanomagnétites.— Bull. Soc. chim. France, 1950, t. 17, ser. 5.
40. Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— В кн. «Геология и петрография трапповых формаций». ИЛ, 1950.
41. Эдвардс А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании.— В кн. «Геология и петрография трапповых формаций». ИЛ, 1950.
42. Buddington A. F., Lindsley D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents.— J. Petrol., 1964, 15, № 2.
43. Богатиков С. А., Лебедев А. П. Fe-Ti окисные минералы Кизирского габбро-сиенитового plutона (Восточная Сибирь) и условия их образования.— В кн. «Особенности формирования базитов и связанный с ними минерализации». Изд-во «Наука», 1965.
44. Fennner C. N. The residual liquidus of crystallizing magmas.— Miner. Mag., 1931, 22, № 134.
45. Боуз Н. Я. Общая история магматической дифференциации в кратком изложении.— В кн. «Геология рудных месторождений западных штатов США». ОНТИ, 1937.
46. Muan A., Osborn E. F. Phase equilibria at high temperature in the system $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$.— Amer. Ceram. Soc. J., 1956, 39, № 4.
47. Muan A. Phase equilibria at high temperatures in oxide system involving in oxidation states.— Amer. J. Sci., 1958, 256, № 3.
48. Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma.— Amer. J. Sci., 1959, 257, № 9.
49. Roeder P. L., Osborn E. F. Experimental data for the system $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ and their petrologic implications.— Amer. J. Sci., 1966, 264, № 6.
50. Осборн Е. Ф. Экспериментальные исследования давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов.— В кн. «Химия земной коры». Т. II. Изд-во «Наука», 1964.
51. Феоктистов Г. Д. Типы трапповых интрузий южной части Сибирской платформы.— В кн. «Петрография Восточной Сибири». Т. III. Изд-во «Наука», 1965.
52. Кеннеди Дж. К. Равновесие между летучими и окислами железа в из-

верженных породах.— В кн. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». ИЛ, 1950.

53. *Fudali R. F.* Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1965, **29**, № 9.
54. *Wright T. L., Motoaki Sato.* Oxygen fugacities of magmatic gases from crystallizing Hawaiian tholeiite.— *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1966, **47**, № 1.
55. *Золотухин В. В.* Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. Изд-во «Наука», 1964.
56. *Hess H. H.* Pyroxenes of common mafic magmas. Pt. 2.— *Amer. Miner.*, 1941, **26**, № 10.
57. *Йодер Г. С., Тилли К. Э.* Происхождение базальтовых магм. Изд-во «Мир», 1965.
58. *Феоктистов Г. Д.* Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангара.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1961, вып. 7.
59. *Tuttle O. F., Bowen N. L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.— *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1958, **74**.
60. *Goldschmidt V. M.* Geochemistry. Oxford, 1954.
61. *Walker F.* The magnetic properties and differentiation of dolerite sills, a critical discussion.— *Amer. J. Sci.*, 1956, **254**, p. 433—451.
62. *Альмухамедов А. И., Смирнова Н. П., Корнаков Ю. Н.* Роль диффузии в процессах дифференциации базальтовой магмы *in situ*.— Геол. и геофиз., 1972, № 3.
63. *Альмухамедов А. И., Корнаков Ю. Н., Нестеренко Г. В., Смирнова Н. П.* Геохимические особенности дифференциации трапповых интрузий Сибирской платформы.— В кн. «Магматические и метаморфические образования Сибири». Изд-во «Недра», 1966.
64. *Григорьев Д. П.* Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации.— В кн. «Академику Д. С. Белянкину к семидесятилетию со дня рождения». Изд-во АН СССР, 1946.
65. *Торопов Н. А., Базилевский В. П., Лапин В. В., Курцева Н. Н.* Диаграммы состояния силикатных систем. Справочник, вып. 1. Двойные системы. М.—Л., изд-во «Наука», 1965.
66. *Кратц К. О.* О генезисе магматических титаномагнетитовых месторождений.— Труды Лабор. геол. докембрая, 1957, вып. 7.
67. *Богатиков О. А.* Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтая-Саянской области. Изд-во «Наука», 1966.
68. *Герасимов Я. И., Крестовников А. Н., Шахов А. С.* Химическая термодинамика в цветной металлургии. Т. III. Металлургиздат, 1963.
69. *Макквилэн А. Д., Макквилэн М. К.* Титан. Металлургиздат, 1958.
70. *Ким Мен Рин, Мелентьев Б. Н.* Изучение кинетики хлорирования двуокиси титана в расплаве.— В кн. «Титан и его сплавы». Вып. V. Изд-во АН СССР, 1961.
71. *Резнichenko B. A., Соломаха В. П.* Изучение процесса хлорирования двуокиси титана.— В кн. «Титан и его сплавы». Вып. V. Изд-во АН СССР, 1961.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
А. Н. Сутурин, О. М. Глазунов, Л. П. Фролова	7
Геохимия и петрология Улан-Сарыдагского дунитового массива	
Ю. Н. Корнаков, О. М. Глазунов, Л. П. Фролова	33
Основные черты геохимии ультрабазитов идарского комплекса (Восточный Саян)	
О. М. Глазунов, А. Н. Сутурин, А. Д. Глазунова, А. С. Мехонопин	56
Генезис и геохимические особенности пироксенитов Восточного Саяна	
О. М. Глазунов, Ю. Н. Корнаков, Н. Н. Стамборовский, О. И. Пятов, Ю. Г. Шестаков, Л. П. Фролова	82
Геохимическая характеристика и сопоставление габброидов Саяно-Байкальской складчатой области	
А. И. Альмухамедов	110
Геохимия титана в процессах формирования пластовых интрузий основного состава (на примере дифференцированных траппов Сибирской платформы)	

УДК (550.42 + 552.11) : 552.321.6

Геохимия и петрология Улан-Сарыдагского дунитового массива. А. Н. Сутурина, О. М. Глазунов, Л. П. Фролова.— В кн. «Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири». М., «Наука», 1973 г.

Минеральный состав пород, параметры распределения в них элементов и степень серпентинизации ультраосновных пород зависят не только от состава исходной магмы, но также и от условий ее внедрения и кристаллизации. Существенное влияние на этот процесс оказывает тектоническое положение массивов. Улан-Сарыдагский массив приурочен к локальному разлому в пределах Гарганской глыбы, что отличает его от других массивов Ильчирского комплекса, связанных с региональными глубинными зонами. Небольшой объем магмы и быстрая ее кристаллизация явились причиной слабой дифференцированности массива, выражавшейся в монотонном оливиновом составе пород, а также в низких дисперсиях концентраций большинства элементов. В свою очередь, слабая дифференцированность массива и низкие концентрации хрома не создали предпосылок для образования рудных скоплений хромшипелидов. Несмотря на ряд благоприятных для серпентинизации факторов (контакт с молодыми гранитами, небольшие размеры и выносливость формы массива) породы сохранили первичный облик. В связи с этим высказывается предположение о превалирующем значении для серпентинизации адсорбции растворов из вмещающих пород. Табл. 7. Библ. 26 назв. Илл. 6.

УДК 550.42 : 552.311 (571.5)

Основные черты геохимии ультрабазитов идарского комплекса (Восточный Саян). Ю. Н. Корнаков, О. М. Глазунов, Л. П. Фролова.— В кн. «Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири». М., «Наука», 1973 г.

Приведена геохимическая характеристика наиболее древнего в Сибири идарского ультрабазитового комплекса. Большое число мелких массивов инъецирует широкие поля гнейсов нижнего протерозоя, подчеркивая проникаемые зоны в цоколе Сибирской платформы. В отличие от альпинотипных гипербазитов ультрабазиты Идара имеют пониженные содержания магния, хрома, но значительно насыщены кальцием, железом, титаном. По простиранию всего пояса массивов с северо-запада на юго-восток в ультраосновных породах увеличивается отношение магния к железу, снижается концентрация никеля. Одновременно наблюдается повышение количества железа, никеля в направлении от аликальных к глубинным частям интрузивов. Процессы регионального метаморфизма не могли оказать существенного влияния на первичный состав пород комплекса. Особенности геохимии обусловлены его происхождением из подкорового субстрата, сохранившего в раннем протерозое следы неполной дифференциации на ультраосновную и базальтоидную составляющие. На основании приведенного материала сделан вывод о возможности выделения в пределах собственно гипербазитовой формации Сибири двух ветвей — магнезиальной (альпинотипные гипербазиты) и железистой (ультрабазиты Идарского Белогорья), вероятно, отвечающих различным типам магм, образовавшимся на разных высотных уровнях. Табл. 5. Библ. 46 назв. Илл. 6.

УДК 552.11 + 550.42

Генезис и геохимические особенности пироксенитов Восточного Саяна. О. М. Глазунов, А. Н. Сутурина, А. Д. Глазунова, А. С. Мехонюшин.— В кн. «Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири». М., «Наука», 1973 г.

Расположение пироксенитов между габбро и перidotитами, отсутствие обособленных тел пироксенитов, их мономинеральность и крупнозернистость, а также ряд других признаков позволяют предположить метасоматический генезис пироксенитов Восточного Саяна. Распределение петрографенных и редких элементов в этих породах отличается от такого в типичных магматических образованиях сходного состава и подтверждает вывод о метасоматической природе изучавшихся пироксенитов. Парагенетический анализ позволил уточнить условия образования пироксенитов и выяснить некоторые факторы концентрации и рассеяния титана. Образование промежуточных пород серии гипербазит — габбро может быть обусловлено не только глубинной дифференциацией и фазовым внедрением порций магм, но также реакционным взаимодействием между ультрабазитами и передовым фронтом габброидных интрузий. Табл. 6. Библ. 40 назв. Илл. 10.

УДК 550.40 : 552.111 : 552.321.5

Геохимическая характеристика и сопоставление габброидов Саяно-Байкальской складчатой области. О. М. Глазунов, Ю. Н. Корнаков, Н. Н. Стамболовский, О. И. Пятов, Ю. Г. Шестаков, Л. П. Фролова.—

В кн. «Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири». М., «Наука», 1973 г.

Приведена краткая геолого-петрохимическая характеристика основных пород габбро-пироксенит-перидотитовой (лысанская комплекс) и габбро-сиенитовой (кизырский комплекс) формаций Саяно-Байкальской складчатой области. Основные породы «чистой линии» сопоставляются с габбродиами, связанными с гипербазитами и гранитоидами, а также с древнейшими габброВосточного Саяна. Для основных пород габбро-сиенитовой формации, по сравнению с аналогичными породами габбро-пироксенит-перидотитовой формации, характерно пониженное содержание титана, кальция, фосфора и калия при минимальном их разбросе, и высокое—алюминий и магний. Интересна аномальная дисперсия концентрации магния, а также высокие значения хром-ванадиевого отношения. Породы основного ряда габбро-пироксенит-перидотитовой формации отличаются повышенной дисперсией содержания титана. В них выделяется реальная корреляционная связь титана и кальция ($r = 0,75$), тогда как в габбро кизирского комплекса содержание титана не зависит от количества кальция. Сравнение по t -критерию показывает, что основные породы двух формаций надежно различаются по содержанию никеля, меди, хрома и ванадия. ГабброСиениты с гипербазитами, имеющие высокое содержание магния, никеля, хрома, изокомплексную концентрацию стронция (до 0,006), а также значительную величину отношения хрома к ванадию (1,6—1,8), рубидия к стронцию. По химическому составу наибольшее сходство с траппами Сибири обнаруживают габбродиамы Северного Байкала. Средний состав габброВосточного Саяна отличается от траппов Сибири. Табл. 9. Библ. 44 назв. Илл. 4.

УДК 546.821 : 552.111

Геохимия титана в процессах формирования пластовых интрузий основного состава (на примере дифференцированных траппов Сибирской платформы). А. И. Альмухамедов.— В кн. «Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири». М., «Наука», 1973 г.

Систематические исследования по геохимии титана в дифференцированных траппах позволили установить, что титан, концентрирующийся главным образом в окиснорудных минералах, накапливается в породах позднего этапа кристаллизации, обогащенных железом. Накопление титана к концу процесса становления любых интрузий основного состава, формирующихся в условиях платформы, носит прогрессивный характер. При этом титаномагнетиты наиболее чутко реагируют на изменение концентраций титана в последовательных порциях остаточных расплавов, что выражается в увеличении в них концентраций TiO_2 по направлению к более поздним по времени кристаллизации породам. Таким образом увеличивается роль окиснорудных минералов как носителей титана. Температурные режимы кристаллизации расплава, способствующие в определенной мере накоплению титана к концу процесса, не оказывают решающего влияния на перераспределение элемента. Главное значение в этом отношении приобретает уровень и характер изменения парциального давления кислорода над магматическим расплавом в ходе становления интрузий. Расчеты показывают, что кристаллизация трапповой магмы протекает в условиях закрытой для кислорода системы, что оказывается в последовательном уменьшении P_{O_2} . В этом случае на ранних этапах в титаномагнетитах более интенсивно связывается Fe^{3+} . По мере уменьшения P_{O_2} происходит замена Fe^{3+} на Fe^{2+} , что компенсируется входением в титаномагнетиты Ti^{4+} и V^{4+} . Однако поскольку входение TiO_2 в титаномагнетиты ограничивается условиями кристаллизации, титан, остающийся в расплаве после насыщения титаномагнетитов, образует собственную минеральную fazу — ильменит. Перенос титана в верхние горизонты магматической камеры осуществляется стяжанием остаточного расплава, обогащенного титаном, ранними кристаллическими fazами, сравнительно им обедненными. Меньшее значение имеет диффузия на стадии кристаллизации. Перенос титана с подвижными и летучими комплексами количественно резко подчинен. Табл. 9. Библ. 71 назв. Илл. 5.

**Геохимия редких элементов
в ультраосновных и основных комплексах
Восточной Сибири**

*Утверждено к печати
Институтом геохимии Сибирского отделения
АН СССР*

Редактор издательства Н. В. Знаменская
Художественный редактор Н. А. Седельников
Технический редактор В. Д. Прилепская

Сдано в набор 29/XII 1972 г.
Подписано к печати 22/III 1973 г.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага № 2
Усл. печ. л. 9,75 Уч.-изд. л. 10,3
Тираж 850 экз. Т-04810 Тип. зак. 1555
Цена 1 р. 03 к.

Издательство «Наука»
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-типоверхия издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 p. 03 к.

697