

О. М. ГЛАЗУНОВ

ГЕОХИМИЯ
И РУДОНОСНОСТЬ
ГАББРОИДОВ
И ГИПЕРБАЗИТОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

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

О. М. ГЛАЗУНОВ

ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ГАББРОИДОВ И ГИПЕРБАЗИТОВ

Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР *Л. В. Таусон*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1981



Глазунов О. М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. — Новосибирск: Наука, 1981.

В монографии предлагается геохимическая систематика габброидных и гипербазитовых ассоциаций складчатых областей. Разработано представление о геохимических типах. Намечен новый подход к оценке рудоносности массивов по геохимическим данным. Рассматриваются общие закономерности геохимии рудообразующих и рассеянных элементов. Особое внимание уделяется факторам концентрирования и форме вхождения элементов, а также методам выделения информативных геохимических характеристик, пригодных для оценки потенциальной рудоносности массивов. Разбираются геохимические аспекты генезиса пород. Обсуждаются модели накопления рудных элементов в мантии и отдельных интрузивах.

Книга рассчитана на геологов широкого профиля, геохимиков, петрографов, а также студентов геологических вузов.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема рудоносности габброидов и гипербазитов является одной из актуальных и фундаментальных проблем современной геологии. Изучение геохимии этих пород позволяет провести геохимическую типизацию, раскрыть на новом научном уровне закономерности накопления в них рудного вещества и подойти к расшифровке вопросов их генезиса. От решения проблемы зависит оценка перспектив минерально-сырьевой базы таких важных металлов, как железо, титан, ванадий, хром, никель, платина и др. Особую остроту приобретают поставленные задачи для Центрально-Азиатского складчатого пояса, и в первую очередь его типичного региона — Саяно-Байкальской области, где широко распространены рудоносные габброиды и гипербазиты и около которого сосредоточивается основной промышленный потенциал Сибири. В соответствии с проблемой, разрабатываемой в Институте геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР, в работе на основе изучения геохимии различных ассоциаций габброидов и гипербазитов предусматривалось следующее.

1. Обосновать геохимическую их систематику, выявить индикаторную роль ряда характеристик, необходимых для диагностики пород.

2. Изучить закономерность распределения, поведение и пути концентрации рудообразующих и редких элементов и их сообществ на различных этапах магматического процесса в интрузиях разного состава и тектонического положения.

3. Вскрыть форму вхождения ряда важных элементов в структуру минералов.

4. Рассмотреть геохимические аспекты генезиса пород.

5. Выделить информативные критерии оценки рудоносности массивов на титан, хром, никель и другие продуктивные элементы.

Основой работы послужил фактический материал, накопленный автором в течение 10 лет при изучении различных регионов. Обобщен материал по габбро-пироксенитовым массивам Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау, габбро-диабазовой формации области байкалид, гипербазитам Ильчирского, Куртушубинского и Северо-Саянского и других поясов. Собраны и проанализированы коллекции по 20 массивам в пределах Канского, Бирюсинского, Шарыжалгайского и других кристаллических выступов цоколя Сибирской платформы.

Для характеристики стратифицированных габброидов был обработан материал по массивам Кзылжинской (Восточный Саян) и Патынской (Горная Шория) групп. Габбро-перидотитовая ассоциация изучалась в Северном Прибайкалье на примере Довыренского, Нюрундуканского и других массивов.

Для сравнения использовались собственные наблюдения и коллекции по Уралу (Кытлымский, Качканарский, Нижне-Тагильский массивы) и Югославии (Вардарская зона). Кроме этого, анализировался каменный материал из МНР, любезно переданный В. Г. Беличенко, М. И. Кузьми-

ным и др., Индии (В. М. Моралев), из ксенолитов Якутии (Б. В. Олейников, Б. М. Владимиров) и др.

Тектоническое районирование обширной территории приводится по данным А. Л. Яншина, Н. С. Зайцева, А. Д. Смирнова, Е. Н. Алтухова, Л. П. Зоненшайна и др.

Последовательность развития ассоциаций в Восточной Сибири во времени дана по материалам А. И. Салопа, В. А. Кузнецова, Г. В. Пинуса, И. М. Волохова и А. Д. Шелковникова. Формационное деление магматических пород принято Ю. А. Кузнецовым и его сотрудниками.

Автором не ставились задачи детального описания известных и новых массивов, месторождений, рудопроявлений и обсуждения спорных вопросов геологии.

Результаты анализа пород и минералов, использованные в работе, в основном получены в аналитических лабораториях Института геохимии СО АН СССР. Петрогенные элементы определялись аналитиком Л. П. Фроловой. Количественный спектральный анализ на элементы семейства железа и стронций проводился А. Д. Глазуновой. Рентгеноструктурный анализ был выполнен Г. Г. Афоной на приборе ДРОН-2, точечный анализ — В. П. Афоным и Л. А. Перфильевой на рентгеноспектральном микроанализаторе MS-46 и А. Д. Глазуновой на лазерном микроспектральном анализаторе LMA-1. Редкие земли определялись Г. И. Селивановой, изотопы стронция — С. Б. Брандтом, Г. С. Плюсиным, В. П. Лепиным и Г. Г. Сандимировой.

Анализ на золото радиохимическим методом производился Г. Г. Глуховым в Сибирском институте ядерной физики, а также в Институте геохимии СО АН СССР атомно-абсорбционным методом на приборе Перкин—Эльмер с графитовой кюветой.

Форма вхождения и валентное состояние ряда элементов (Cr, Al, Ti и др.) изучались методом ЭПР Е. А. Замотринской и Т. Г. Михайловой в Сибирском физико-техническом институте, М. Я. Щербаковой в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, а также рентгеноструктурным методом Г. Г. Афоной в Институте геохимии СО АН СССР.

Для определения подвижности щелочей потребовалась разработка специальной методики [Глазунов и др., 1972].

Экспедиционные работы в разные годы автором проводились совместно с А. С. Мехоношиным, Ю. Н. Корнаковым, А. Н. Сутуриным и Д. М. Волковой. В организации полевых работ и внедрении полученных методических разработок в практику значительную помощь оказывали сотрудники геологических управлений А. С. Филько и В. А. Лбов (БГУ), Л. П. Тигунов, П. И. Шамес (ИГУ), В. Д. Чельшев и другие (Красноярское ГУ).

Расчеты на ЭВМ в большом объеме провел Ю. Г. Шестаков. Он же интерпретировал результаты статистики.

В ходе подготовки работы важное значение для автора имели плодотворные дискуссии и обмен мнением.

Завершение проведенных исследований стало возможным благодаря постоянной поддержке и вниманию к работе члена-корреспондента АН СССР Л. В. Таусона, а также благодаря сотрудникам ИГИГ СО АН СССР Института геологии Бурятского филиала СО АН СССР, акад. Ю. А. Кузнецова, профессоров В. В. Щербины, А. М. Кузьмина, В. А. Вахрушева.

Автор выражает всем товарищам и особенно сотрудникам аналитической службы искреннюю и глубокую благодарность.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГАББРОИДОВ И ГИПЕРБАЗИТОВ

Широкое применение геохимии с целью изучения рудоносности и генезиса ультраосновных и основных пород требует тщательного подбора соответствующего каменного материала и использования наиболее совершенных методов количественного анализа. В данной работе главное внимание уделяется изучению генетически связанных серий пород, причем предпочтение отдается эталонным ассоциациям, а внутри их — массивам, хорошо изученным в геологическом и петрологическом отношении.

1.1. МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ ХИМИЗМА ПОРОД И ТЕРМИНОЛОГИЯ

Поиски оптимальных путей к оценке потенциальной рудоносности пород приводят к целесообразности подразделения их на геохимические типы [Таусон, 1977; Глазунов, 1977]. Во избежание терминологической путаницы следует отметить, что под геохимическим типом понимается ассоциация, объединенная общностью химизма пород, устойчивым набором, соотношением и уровнем концентрации ряда петрогенных и примесных генетически связанных и «несовместимых» элементов. При выделении геохимических типов важно учитывать особенности редкоэлементного состава и генезиса не только пород, но и минералов и ориентироваться на химизм первичных парагенезисов из наиболее глубинных условий, сохранивших мотивы «кристаллохимической памяти». Ранжирование геохимических типов укладывается в рамки совокупностей пород, имеющих устойчивое распространение и тектоническое положение. Понятие геохимический тип не может отождествляться с понятием петрографической или рудной, по В. А. Кузнецову (1967), формации. В зависимости от задач геохимические типы могут быть разделены на геохимические подтипы. Причем в самом названии последних отражается характер рудной специализации пород, что имеет важное значение для практических работ.

Предлагаемая типизация габброидов и гипербазитов не исключает и не подменяет известные классификации, построенные на других принципах. В частности, автором широко используется общепринятое деление магматических пород на формации, по Ю. А. Кузнецову (1964, 1973).

Используемые в работе силикатные анализы выполнялись в одной лаборатории методом комплексометрии, позволяющим получать заданную воспроизводимость и хорошую производительность. Химический анализ на главные петрогенные элементы выполнялся дифференциально-фотометрическими методами. Кремнезем в породах и минералах определялся весовыми и фотометрическими методами, а содержание железа, алюминия, кальция и магния — комплексометрическим. Пробы с низким содержанием железа анализировались фотометрически с применением сульфосалициловой кислоты. Низкие концентрации алюминия измерялись фотометрически с алюминоном, а титана — фотометрическими методами (с перекисью водорода и диантипирилметаном). Последний имеет преимущества

по сравнению с первым, так как он более чувствителен, позволяет работать с солянокислыми растворами, а главное, свободен от влияния фтор- и фосфат-ионов.

В случае очень низких концентраций титана использовалась двуххромотроповая кислота — 2,7, что обеспечивало получение надежных результатов, сопоставимых с данными спектрального анализа. Определение марганца проводилось фотометрически с формальдоксимом и атомно-абсорбционными методами. Для получения надежных результатов данные по кальцию, магнию и железу контролировались за мерами атомно-абсорбционным методом и на квантометре. Определение щелочных металлов (Na, K, Rb, Cs) производилось на пламенном фотометре по известной методике.

Для контроля правильности использовались утвержденные стандарты базальта, изготовленные Институтом геохимии и отделом эталонов Института ВНИИФТРИ (Иркутск). Периодический внутренний контроль анализа осуществлялся также на эталонах американской геологической службы (перидотит — PBC-1, дунит — DTS и базальт — BCP-1).

Определение элементов-примесей в пробах проводилось методами количественного спектрального анализа. Предварительное проведение модельных опытов по спектроскопическому изучению испарения вещества в дуговой плазме позволило достаточно уверенно выбрать наилучшие условия испарения пород и минералов и получить рабочую методику количественного определения большого числа элементов [Глазунова, 1967; Глазунов, Глазунова, 1973; Эмиссионный спектральный анализ..., 1976].

Тонко истертая проба тщательно смешивалась в ступке со спиртом в пропорции 1:1 со спектральным порошком, содержащим 0,1% PdCl₂. Полученная смесь плотно набивалась в электрод с шейкой. Используемая форма электрода обеспечивала форсированное поступление вещества из электрода и давала по сравнению с обычным электродом более высокую температуру плазмы дуги. Испарение и возбуждение вещества обеспечивала дуга постоянного тока. Проба помещается в анод (верхний электрод заточен на конус). Спектр снимается с разверткой в три экспозиции: первая — 30 с при силе в 8А, вторая — до минуты с повышением силы тока до 12А и третья экспозиция длится до полного сгорания чашечки угольного электрода (обычно 2,5 мин) при силе тока в 15А.

При анализе минералов одновременно с элементами группы железа определяется большой комплекс элементов, включающий в себя легко- и труднолетучие элементы. В этом случае технология подготовки пробы и буферной смеси, а также элемент сравнения и форма угольного электрода сохраняются, но изменяется схема расчета конечной концентрации, так как приходится получать $\lg I_x$ в каждую экспозицию, переходить от логарифмов интенсивностей к интенсивностям и суммировать их. Фотографирование спектров ведется на спектрографе СТЭ-1, обладающем высокой дисперсией и большой светосилой. Спектры фотографируются на киноплёнку марки кинопозитив МЗ-3—35, обрабатываемую в стандартных условиях. Фотометрирование проводится по всем трем экспозициям, причем измерялось почернение аналитической линии элемента, фона вблизи этой линии (для его учета). По характеристической кривой пленки, построенной по девятиступенчатому ослабителю, рассчитывается переход от почернений к логарифмам интенсивностей линии, и аналитические гра-

фики строятся в координатах $\lg \sum_{i=1}^3 I_{an} = f(\lg C)$. Стандартными образцами $\sum_{i=1}^3 I_{Pd}$

служат как синтетически приготовленные порошки, содержащие определяемые элементы в виде окислов, так и породы, тщательно проанализи-

рованные другими методами (химическим, атомно-абсорбционным или рентгеноспектральным).

О правильности используемого метода анализа можно судить по сопоставлению результатов контрольно-выполняемых определений элементов в стандартных образцах американской геологической службы (табл. 4). Воспроизводимость метода в зависимости от содержания элементов и характера его распределения в пробе характеризуется коэффициентом вариации в пределах от ± 10 до $\pm 18\%$.

Кроме спектрального анализа для проверки надежности определения Sr применялся рентгеноспектральный метод (установка КРУС-3), обеспечивающий точность 5—7%. Сравнение полученных спектральных и рентгеноспектральных данных показало допустимую сходимость результатов.

Массовое определение породобразующих и редких щелочей производилось методом пламенной фотометрии (относительная ошибка 7—10%). Во избежание экстракции из стекла для опытов применялась полиэтиленовая посуда. Данные пламенной фотометрии в ультраосновных породах контролировались прямыми спектральными определением.

Анализ на Nb, Ta, Zr, Hf проводился колориметрическим и спектрохимическим методами, описанными в соответствующих работах [Цыханский, Кринберг, 1963; Знаменский и др., 1965].

Редкие земли в основном анализировались хроматографическим методом [Зайковский, Башмакова, 1957; Балашов, 1976; Варшал, Намумова, 1963]. В результате были вскрыты закономерности распределения La, Ce, Nd, Sm, Ga, Dy, Er, Yb, а также Y в первичных породах основного состава и их метаморфических эквивалентах.

Определения РЗЭ, выполненные для ультраосновных пород, не всегда являются надежными, так как находятся на пределе чувствительности метода. С помощью радиохимического метода удалось получить данные только по отдельным элементам редкоземельной группы.

Анализ проб на золото проводил-

Таблица 4

Результаты контрольного определения элементов в стандартной Американской геологической службе

Порода	Cr		Ni		Co		V		Cu	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
BCR-1, базальт	0,00163	0,0016	0,0015	0,0015	0,00355	0,0036	0,0384	0,0380	0,0022	0,0020
PEC-1, перидотит	0,30	0,29	0,243	0,240	0,011	0,010	0,0031	0,0032	0,0010	0,0012
DTS-1, дунит	0,42	0,38	0,23	0,22	0,0132	0,014	0,0018	0,0017	0,00079	0,00070
AC ₁ V-1, андезит	0,00129	0,0013	0,0017	0,0018	0,0015	0,0015	0,012	0,012	0,0063	0,0065
GSP-1, гранодиорит	0,00132	0,00125	0,0011	0,0010	0,00075	0,00080	0,0052	0,0055	0,0035	0,0032
G-1, гранит	0,0009	0,0010	0,00064	0,00060	0,00049	0,00050	0,00370	0,0035	0,001	0,0010

Примечание. I — анализ А. Д. Глезукова (СКИЕОХИ, 1978), II — содержание в стандартах.

ся на ядерном реакторе по методике Э. Г. Раковского и Б. Л. Серебряного (1968). Для контроля нейтронно-активационного анализа использовался метод полярографии. Сравнение двух методов показывает, что при полярографическом анализе имеет место систематическое занижение содержания, связанное с потерей золота при переводе в раствор.

Элементы группы платины определялись и спектрохимическим и пробирно-спектральными методами из навески 50 г [Терехович, 1970].

Решение вопросов концентрации и рассеяния элементов невозможно без знания форм их вхождения в минералы, для чего, как уже говорилось выше, применялись различные методы фазового анализа, а также изучение в камере микронзонда и электронно-парамагнитный резонанс (ЭПР).

Для избирательного выщелачивания Ni, Co и Cu из сульфидов использовалась перекись водорода как реагент, хорошо растворяющий широко распространенные в природе сульфиды [Доливо-Добровольский, Клименко, 1947; Филиппова, 1963]. Пробы, истертые в пудру, заливались раствором перекиси водорода (концентрация 1:1) с добавкой по 0,5 г аскорбиновой кислоты и выдерживались в течение часа. Затем раствор отфильтровывался, и растворимый остаток, предварительно высушенный, анализировался. Последующие операции по отбору навесок проводились тем же способом от начала опыта через интервалы 2, 4, 6, 9, 12, 24 ч. Концентрация измерялась спектральным методом. Статистическая значимость различия исходной и конечной концентраций оценивалась с учетом доверительного интервала 2σ .

Изучение важного вопроса о подвижности щелочей в компонентах ультраосновных пород выполнялось в двух режимах — экстракцией 1% HCl и бидистиллятом. Методика работы заключалась в следующем. Пробы строго измельчались до 200 меш, что обеспечивало одинаковое раскрытие минерала. Затем навески в 0,5 г обрабатывались отдельно бидистиллятом воды и 1% HCl. Подготовленная взвесь в количестве 50 мл анализировалась через определенные промежутки времени в течение 336 ч. Чтобы снизить ошибку определения в пробах, где содержание K и Na лежит на границе чувствительности метода, из одного объема аликвота проводилось до 5 параллельных определений. Чистота монофракций контролировалась под бинокляром, поэтому исключалось попадание включений и образование агрессивной среды, в которой могли разлагаться силикаты. Кинетика процесса экстракции щелочей изучалась при комнатной температуре и 50—70°C. Во всех случаях регистрировалось pH раствора. В конечном счете рассчитывались коэффициенты выщелачивания, которые позволили сделать важный вывод о присутствии в гипербазитах значительной части щелочей в виде неустойчивых адсорбированных соединений.

Распределение элементов в отдельных минералах (для диагностики или выяснения форм вхождения) изучалось на количественной или полуколичественной основе в аншлифах и частично в шлифах на микроанализаторе MS-46 фирмы «Камека», а также лазерном микроанализаторе LMA-1.

При количественном анализе на микроанализаторе MS-46 в качестве стандарта были выбраны пироп, гематит и гялофан. Перечень физических поправок и методика их использования приводятся О. М. Глазуновым, В. П. Афониним и другими (1973).

Измерение на микроанализаторе с целью получения качественной картины распределения элементов в межзерновом пространстве и внутри зерен выполнялось по NaK_{α} и KK_{α} линиям при ускоряющем потенциале 15 кВ в диаметре электронного зонда 1 мкм. Уровни концентрации регистрировались на диаграммной ленте при автоматическом перемещении препарата.

ЭПР выполнялся только в порошковых пробах на отечественном радиоспектрометре РЭ-1301 отдельно при 300 и 77К. Для фиксации положения линий поглощения использовался спектр монокристалла $CuCl_2 \cdot 2H_2O$ (боковой эталон $g = 2,25$) или спектр ДФПГ. Цена деления магнитного по-

ля составляла 95 Э/мм. При решении вопроса о валентном состоянии элемента и его позиции в кристаллической решетке минералов предпочтение отдавалось природным (хромит, титаномагнетит) или синтетическим (рубин) соединениям с твердо установленным положением элемента.

Дифракционная картина минералов была получена на дифрактометре ДРОН-1.

Важные для генетических построений отношения Sr^{87}/Sr^{86} измерялись методом компенсации на модифицированной модели масс-спектрометра МИ-1305. Использовался двухленточный ионный источник. Расчет нормализованного отношения Sr^{87}/Sr^{86} проводился по формуле

$$(Sr^{87}/Sr^{86})_{\text{норм}} = \left[\frac{(Sr^{87}/Sr^{86})_{\text{изм}} \cdot (Sr^{87}/Sr^{88})_{\text{изм}}}{(Sr^{86}/Sr^{88})_{\text{станд}}} \right]^{1/2},$$

где $(Sr^{86}/Sr^{88})_{\text{станд}} = 0,1194$. Сравнение полученных данных по изотопам стронция в стандарте « Sr^{87} — карбонат-70» с данными других лабораторий позволяет считать их удовлетворительными [Донцова и др., 1974]. Они согласуются со значениями международного эталона «Эймер и Амэнд», охватывающими диапазон от 0,7073 до 0,7130.

Для повышения надежности выводов, основанных на аналитических данных, результаты анализа подвергались машинной обработке с использованием различных программ пересчета. В первую очередь это относится к широкому привлечению для сравнения элементарной относительной статистики, в особо важных случаях — статистики прогноза (энтропии и дискриминантной функции).

Межлабораторные ошибки старались свести к минимуму за счет тщательной отбраковки анализов, не удовлетворяющих требованиям аналитической службы, и введения при корреляции поправок в виде доверительного интервала 2σ и 3σ. Основное стремление было дать статистическим параметрам реальное генетическое объяснение, что удалось сделать, например, для дисперсии, используя ее при разделении массивов на рудоносные и нерудоносные.

Геохимические (статистические) данные использовались только в тесной связи с петрографо-минералогическими и геологическими наблюдениями.

В заключение нужно подчеркнуть, что здесь не ставилась цель осветить все трудности аналитических задач, связанных с изучением химизма основных и особенно ультраосновных пород. Но даже краткая характеристика методик показывает на необходимость корректного подхода к сопоставлению и интерпретации результатов и возможности планирования сферы их применения.

1.2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ

Континентальные области характеризуются широким проявлением продуктов основного и ультраосновного магматизма. Своеобразные петрографические ассоциации и геохимические типы гипербазитов и габброидов в них образуются в различной геодинамической обстановке, часто сопровождая определенные этапы развития крупных структурных блоков.

На обширной территории Центральной Азии, объединяющей характерные континентальные структуры мозаично-блокового типа, гипербазиты картируются во всех разновозрастных складчатых комплексах. Они образуют крупные по протяженности пояса, приуроченные к региональным разломам (рис. 1). Наибольшее число поясов связано с офиолитовыми зонами, представляющими древнюю океаническую кору [Пейве, 1969]. Широкое распространение получили здесь габбро-перидотитовые и габбро-пироксенитовые ассоциации, отличающиеся геохимической и генетиче-

ской самостоятельностью, тесной связью с тектоникой и так же, как и в других работах, относящиеся к образованиям инициального магматизма [Смирнов и др., 1963; Михайлов, Богатиков, 1974].

К характерным представителям габброидных ассоциаций этой территории относятся габбро-сиенитовые массивы, приуроченные к заключительным стадиям орогенеза [Поляков и др., 1976].

Габброиды и гипербазиты разных ассоциаций можно сгруппировать в следующие геохимические типы.

I. Геохимический тип титанистых габброидов: габбро-сиенитовая и габбро-диабазовая формации.

II. Железисто-титанисто-редкометалльный тип габброидов: габбро-пироксенитовая формация.

III. Геохимический тип никеленосных габброидов (магнезиально-никелистый): габбро-перидотитовая и габбро-пироксенит-дунитовая формации.

IV. Магнезиальный геохимический тип гипербазитов.

V. Железистый геохимический тип гипербазитов (табл. 2).

В ранее опубликованных работах автора гипербазиты именуются соответственно относительно магнезиальной и железистой ветвями. Ниже приводится краткая геолого-петрографическая характеристика отдельных ассоциаций. Для удобства рассмотрения они расположены в последовательности от габброидов к гипербазитам.

Габбро-сиенитовая формация. Габбро-сиенитовые массивы принадлежат к числу самых распространенных и наиболее изученных базальтоидных ассоциаций. В Сибири к ним относятся известная в Восточном Саяне Крыжинская (Кызырская) группа массивов — Крыжинский, Запевахиинский, Осередок и др., в Кузнецком Алатау — Патынская группа — массивы Патына, Культайги и др. Описание этих и ряда других массивов дано в работах А. Д. Шелковникова (1958), Л. П. Лебедева и О. А. Богатикова (1963), В. Н. Довгала (1968), С. С. Ильенка (1964), Д. М. Орлова (1975), Г. В. Полякова, А. П. Кривенко и др. (1973, 1976), поэтому здесь целесообразно дать только обобщенную их аттестацию, необходимую для понимания особенностей распределения и накопления в породах редких элементов.

Габбро-сиенитовые массивы сосредоточены в областях крупных внутригеосинклинальных поднятий и на выступах докембрийского фундамента, а также в шовных зонах, ограничивающих каледонские структуры от структур протерозойской консолидации. Как постконсолидационные,

Рис. 1. Положение различных массивов на схеме тектоники Саяно-Байкальской области. По А. Л. Янпину [Тектоника..., 1966] с дополнением Л. П. Зоненшайна (1974), Ю. А. Павлова и Л. М. Парфенова (1973).

1 — чехол Сибирской платформы; 2 — выходы кристаллического доколя, нижний архей; 3 — верхний архей — нижний протерозой. 4—8 — области байкальской складчатости: 4 — нижний протерозой; 5 — верхний протерозой; 6 — области раннекаледонской (салаирской) складчатости; 7 — область позднекаледонской складчатости; 8 — наложенные прогибы палеозоя; 9—15 — формации интрузивных пород: 9 — гипербазиты (железистый тип) (AR — PR₁); 10 — габбро-диабазовая, габбро-амфиболитовая (AR — PR₁); 11 — габбро-перидотитовая (PR₂₋₃—C); 12 — габбро-пироксенитовая (PR₃); 13 — габбро-пироксенит-дунитовая (PR); 14 — гипербазитовая (магнезиальный тип) (PR₂₋₃—C); 15 — габбро-сиенитовая (O — S); 16 — тектонические нарушения: а — главные, б — второстепенные.

Цифры в кружках — поля, массивы и пояса. Поля: 1 — Енисейское, 2 — Идарское, 3 — Бирюсинское, 4 — Шарыжалгайское, 5 — Байкальское. Массивы: 6 — Агульский, 7 — Мало-Тагульский, 8 — Монкресс, 9 — Арбанский, 10 — Довыренский, 11 — Нюрундуканский, 12 — Чайский, 13 — Тыйский (Куурловский), 14 — Кивелевский. Пояса: 15 — Лысанский, 16 — Манский. Массивы: 17 — Нижне-Дербинский, 18 — Лысогорский, 19 — Борусс, 20 — Березовский, 21 — Шадатский, 22 — Ойеко-Бараксанский, 23 — Куртушубинский, 24 — Иджимский, 25 — Ергакский, 26 — Оспинский, 27 — Улан-Сарьдаг, 28 — Хара-Нур, 29 — Парамский, 30 — Шаманский, 31 — Крыжинский, 32 — Запевахи, 33 — Остюрен, 34 — Осередок, 35 — Патын, 36 — Куль-Тайга. Элементы тектоники. Ш — Шарыжалгайский выступ, О — Окинский выступ, ГТ — Гарганская глыба, Б — Бирюсинская, К — Канская и Е — Енисейская, ХД — Хамар-Дабанская, ЮМ — Южно-Муйская и СМ — Северо-Муйская глыбы. ПС — Протеросаян (Восточно-Саянский антиклинорий), ЧА — Чайский антиклинорий, КМ — Кичеро-Мамский антиклинорий, УИ — Урикский грабен, ОГ — Оюотский грабен, ДА — Джебашский антиклинорий, ОКС — Окинский синклинорий, Т — Туманшетский прогиб, КА — Куртушубинский антиклинорий, КС — Кязирский синклинорий, ЗС — Западно-Саянский синклинорий, ВСТ — Восточно-Тувинский горст.

Геохимическая систематика

Геохимический тип и подтип	Эталонная петрографическая ассоциация	Предполагаемый состав родоначального мантийного субстрата
Магнезиальный хромистый (Cr) хромисто-платиновый (Cr-Pt) золото-платиновый (Au-Pt)	Дунит-гарцбургитовая. Саяны, Урал, МНР, Динариды	Шпинель-лерцолитовый
Железистый палладий-никелистый (Pd-Ni) хром-титанистый (Cr-Ti) углеродистый, предположительно с алмазами	Лерцолит-гранат-перидотитовая Прибайкалье, Скандинавия, Чехия	Пироп-шпинель-перидотитовый
Железисто-магнезиальный углеродистый (C) (с алмазами) Mg-Fe-титан-хромистый	Перидотиты из включений в кимберлитах (а — пироповые, б — шпинелевые), Якутия	Пироп-перидотитовый
Железисто-титанисто-редкометалльный железо-титан-ванадиевый (Fe-Ti-V) титан-циркониево-ниобиевый (Ti-Zr-Nb) титан-платиновый (Ti-Pt)	Шпинель-пироксенитовая, Габбро-пироксенитовая, Вост. Саян, Узбекистан, Урал	Шпинель-пироксенит-перидотитовый Шпинель-плагноклаз-верлитовый
Магнезиально-никелистый (Ni)	Габбро-перидотитовая Дунит-троктолитовая	

Примечание. Размерность — $n \cdot 10^{-4}$, P — давление, V^3 — объем элементарной ячейки

— хромшпинелид, Ol — оливин, TiMgt — титаномagnetит, Ilm — ильменит, Sf — сульфиды.

ультраосновных пород

Генетическая характеристика (признаки глубинного «мантийного» происхождения)	Режим эволюции расплава	Условия изначального плавления субстрата. P кбар при 1000°C , по В.С. Соболеву (1972)	Влияние коровых факторов
$\delta^{13}\text{C}$ желваков графита в перидотите = $-0,94\%$ (близки к карбонатам и эклогитам) Парагенезис габбро, обедненных Sr ($60-200 \cdot 10^{-4}\%$), богатых Mg (10%) и Cr (5%) Изоморфизм в $\text{En}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al} \rightarrow \text{Mg}, \text{Si})$ при $V^3-846-856 \text{ \AA}$ — относительно низкое давление. Cr^{3+} в Ol (по ЭПР)	Отделение расплава в мантии Удаление на большие расстояния от источника плавления Внедрение расплава в земную кору	15—20	Появление псевдостратификации и рост гетерогенности состава Возрастание хромитовосности в массивах, тяготеющих к областям стабилизации
Kp Cr и Ti в силикатах — 0,1. Повышенное содержание Cr (0,07%) в сульфидах и Ti Cr в Ol в изоморфном виде Низкое Al_2O_3 (до 3%) в Hd, близкое к содержанию в метеоритах $\text{Mg}/\text{Fe}=6-8$. Изоморфизм в En (Al, Al \rightarrow Mg, Si) при $V^3 \text{ En} - 850-851 \text{ \AA}$ — умеренно высокое P Находки меррихьюит-реддерита	Слабая дифференциация на месте генерации Начало плавления при снижении $T^\circ\text{C}$ за счет накопления первичных щелочей Глубокие части верхней мантии	20—30	Не наблюдается
Прямая корреляция содержания Cr и Ti в силикатах и породах Изоморфизм Na (до 0,28%) в En [Соболев Н. В., 1974] Высокое содержание Cr в Di. Cr^{2+} в Ol Изоморфизм (Al, Al \rightarrow Mg, Si) в En ($V^3-842 \text{ \AA}$) при высоком P	Дифференциация в глубинном очаге	30	Не выяснено
Парагенезис Hd (14% Cr_2O_3) и Ilm (5% MgO). $\text{Mg}/\text{Fe}=1-4$ Относительно низкое $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ в габбро (0,7067). Парагенезис Hd+TiMgt	Фазовое внедрение Транзитная подача в коровые зоны без контаминации расплава Проявление метасоматоза	30	Слабое дополнительное накопление щелочей
Парагенезис Hd+TiMgt+Sf. Повышенное $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ в габбро (до 0,7080)	Магматическое замещение в глубинном очаге сопровождается ростом $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ Частичное фракционирование на месте	До 20	Возможная переработка магмой ксенолитов с дополнительным обогащением серой и образованием сульфидов [Гурулев, 1965]

(в \AA), K_p — коэффициент распределения = $\frac{C_{\text{мин}}}{C_{\text{метеорит}}}$. Здесь и далее: En — энстатит, Hd —

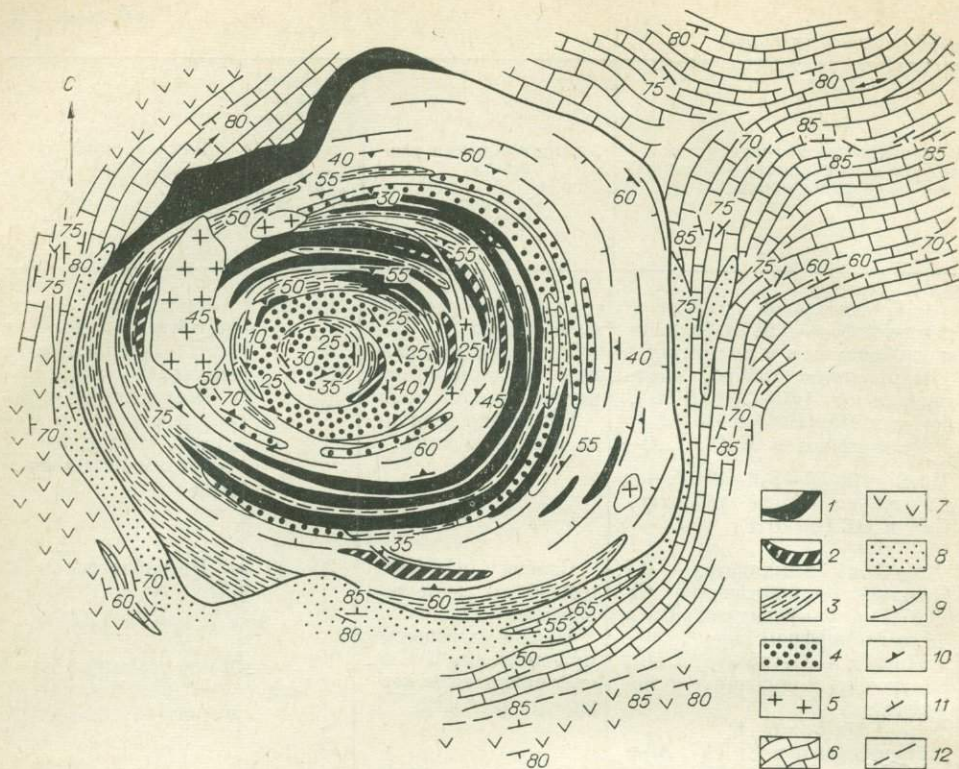


Рис. 2. Геологическая схема массива Осередок на водоразделе рек Кизир и Казыр, Восточный Саян [по Полякову и др., 1973].

1 — клинопироксениты, верлиты; 2 — габбро-троктолиты; 3 — габбро, в том числе оливниное; 4 — рудное габбро; 5 — биотитовые граниты; 6 — мраморизованные известняки; 7 — хлоритизированные эффузивы Базыбайского выступа; 8 — роговины, частично диоритизированные; 9 — полосчатость; 10 — трахитоидность; 11 — слоистость; 12 — дизъюнктивы.

эти интрузии появляются при смещении в смежные блоки байкалит [Поляков и др., 1973, 1976].

Все рассматриваемые массивы можно подразделить на три группы: а) высокотитанисто-железистые (ряд Патына); б) с несколько повышенной железистостью и титаносодержанием и заметными следами гибридизма (ряд Крыжина); в) с хорошо выраженными следами гибридизма и железотитаносульфидной минерализацией (ряд Осередка).

Для массивов формации характерна отчетливая приуроченность к разломам и залегание среди эффузивно-сланцевых (Крыжин) или карбонатных (Осередок, Патын) толщ кембро-протерозоя.

Все массивы имеют изометричную или несколько вытянутую воронкообразную форму, концентрически-зональное, часто асимметричное внутреннее строение (рис. 2). Размеры их в поперечнике оцениваются десятками километров. Отмечается ясная конформность внешней структуры тел и контактов, относительно пологое падение полос дифференциатов ($30-60^\circ$) к смещенному геометрическому центру с выкручиванием их в контакте. Во многих телах хорошо выражена несимметричная мегаполосчатость, вызванная чередованием в разрезе «слоев» габбро разного состава. Протополосчатость подчеркивается пластовыми залежами титаномагнетита. В одних массивах устанавливается рост меланократовости пород от верхних горизонтов к нижним, что связано с гравитационным разделением расплава, тогда как в других — преобладание в верхних горизонтах пород с повышенной железистостью оливина и пониженной основностью плагиоклаза (Крыжинский массив). Наряду с этим имеются

массивы (Осередок), где видно возрастание доли пироксенитовой составляющей в центральной части массива и приуроченность лейкогаббро и габбро-диоритов к нижнему эндоконтакту с промежуточным положением в разрезе рудных титаномagnetитовых габбро. Встречаются также мелкие массивы, залегающие среди полей гранитоидов и несущие слабые признаки стратификации (Остюрен, Северо-Восточная Тува). Своеобразной чертой большинства массивов формации являются пространственная сопряженность габброидов и сиенитов при секущем их положении [Ильенко, 1964; Довгаль, 1968] или постепенном переходе в габбро [Поляков и др., 1973]. Габброидная серия отличается разнообразием состава и преобладанием оливиновых габбро над троктолитами, амфиболовыми ферро- и лейкогаббро. Меланократовые разности представлены клинопироксенитами и верлитами с повышенным содержанием титаномagnetита. Типичными проходящими минералами пород являются высокожелезистый оливин ($Fa = 15-40$ в габбро и $Fa = 45-86$ в сиенитах), титан-авгит, керсутит, титаномagnetит и ильменит. В габброидах преобладает лабрадор-андезин. Характерно присутствие раннего биотита с высоким содержанием титана. Во многих массивах, но особенно в массивах Крыжгинском и Осередок заметны следы переработки крупных ксенолитов известняков, сланцев и гнейсов в пироксеновые роговики, скарноиды, диоритоиды и метасоматиты [Лебедев, Богатиков, 1963]. Возраст массивов датируется ордовиком — силуром [Поляков и др., 1973].

Г а б б р о - д и а б а з о в а я ф о р м а ц и я . В состав нижнепротерозойской габбро-диабазовой (или метагаббро-диабазовой) формации включены арзыйский, агульский, урда-окинский и другие комплексы, встречающиеся среди пород архея и протерозоя Восточно-Саянского антиклинория. Эта формация представлена линзовидными, смятыми в складки, иногда кососекущими телами длиной 1—3 км и мощностью до 0,5 км. Такие тела группируются в поля и вскрываются эрозией на междуречье Малой Бирюсы и Малого Тагула и на других участках Восточного Саяна. К габбро-диабазовой формации относятся также и более крупные массивы по окраине Бирюсинской глыбы — Мало-Тагульский на водоразделе Малого Тагула и Туманшета, Агульский в верхней части одноименной реки, Верхне-Ийский в истоках р. Ии, Манкрессовский на водоразделе Хайломы и Хунги, притоков р. Уды. Кроме того, в состав формации включается Койский массив (верхнее течение р. Кой), залегающий среди гнейсов в северо-западной части Канской глыбы, а также Арбанский массив в пределах Байкало-Онотского выступа.

Одной из своеобразных черт крупных массивов является сравнительно однообразный состав пород, который выдерживается при залегании среди пород протерозоя и архея (габбро-диабазы, габбро-нориты, габбро-диориты, гранатовые габбро-амфиболиты и ортоамфиболиты). Наблюдающиеся различия более всего связаны с наложенными постмагматическими процессами и различной степенью метаморфизма в условиях амфиболитовой фации, чем с первичным составом пород. Магматическая неоднородность массива проглядывает сквозь метаморфическую «рубашку» только в крупных телах. В Мало-Тагульском рудоносном массиве она выражается в уменьшении от центра к периферии зернистости пород вплоть до появления габбро-диабазов с трахитоидной структурой и снижении роли оливин-плагиоклазового парагенезиса, а также густоты вкрапленности акцессорного титаномagnetита. Структура массивов осложняется наложением зон гранитизации и секущими телами гранитов, производящих контактовое воздействие на габброиды.

Нижнепротерозойский возраст пород данной ассоциации обосновывается находками ортоамфиболитов и диабазов в гальках отложений среднего протерозоя, а также пересечением гранитоидами канского комплекса с возрастом 1055 млн. лет [Хильтова, Крылов, 1964]. Изотопный анализ подтверждает геологический возраст пород формации (2355 ± 25 млн. лет

по бурому и 2117 млн. лет по зеленому амфиболу). Во всех районах распространения пород формации и особенно в междуречье Малой Белой — Большой Белой и Оки отмечен повышенный уровень титаноносности за счет присутствия титаномагнетита и особенно свободного ильменита, возникшего при метаморфизме. В некоторых разновидностях пород сохраняется титан-авгит, керсутит, железистый оливин. Содержание TiO_2 в габбро часто поднимается до 2,5%, а в отдельных случаях даже до 4,5%. Во всех без исключения больших массивах габбро-диабазовой формации обнаружены заметные локализации титаномагнетитовых руд.

Появление габбро-диабазовой формации в границах нижнепротерозойских структур отвечает ранней стадии развития прогибов, а в границах консолидированных выступов связано с этапом активизации. Достаточно однообразный состав массивов, формирование при одноактном внедрении оправдывает сопоставление данной природной совокупности с габбро-диорит-диабазовой формацией Ю. А. Кузнецова (1964). Следует указать на сходство ее с гипабиссальными интрузиями западного склона Урала, Центрального Казахстана и районов Сибири [Михайлов, 1972] или с комплексом малых интрузий выдержанного первичного состава, приуроченных к выступам срединных массивов и многогеосинклинальным структурам [Москалева, 1973].

Габбро-пироксенитовая формация. Эта формация выделена И. М. Волоховым (1965), а как самостоятельный геохимический тип описана О. М. Глазуновым (1975). Центром распространения пород формации в Саяно-Байкальской области является Восточный Саян, где находятся многочисленные массивы, объединенные в три параллельных пояса разной ширины и протяженности. Реже распространены они в Кузнецком Алатау. Наиболее крупный в Восточном Саяне Лысанский пояс, принятый в качестве эталона формации, находится на южном крыле Восточно-Саянского антиклинория. Он включает три значительных по размерам массива (Подлысанский, Лысанский, Кедранский) и протягивается на юго-восток от истоков р. Сисима более чем на 150 км. Параллельно Лысанскому поясу к югу от него простирается Колпинский пояс, а на северном крыле антиклинория — Манский пояс. Возможными представителями габбро-пироксенитовой формации в Кузнецком Алатау является Урюпинский, Медвежий, Базаский плутоны [по Никонову, Никоновой, 1971], а в Средней Азии — Тебеньбулакский массив в хр. Султан-Уиздаг [Баранов и др., 1978].

Все интрузии связаны с ранними стадиями развития подвижных зон [Михайлов, Богатиков, 1974]. Большинство массивов габбро-пироксенитовой формации в Восточном Саяне залегают среди дислоцированных пород диабазово-амфиболовой серии (PR_{2-3}) или на границе ее с карбонатными образованиями (PR_{1-2}). Массивы приурочены к зонам разлома, располагаются цепочкой, либо кулисообразно, часто занимая полосу шириной до 5 км. Они имеют в общем близкий состав, но несколько отличаются по внутреннему строению. Сложены массивы габбро, вебстеритами, клинопироксенитами с небольшим участием перидотитов и мелких секущих тел плагиоклазитов и диоритов. Значительное место занимают серпентиниты [Глазунов, 1961]. В Лысанском и Кедранском массивах габбро составляет основную часть площади по сравнению с ультраосновными породами. Подлысанский массив, напротив, состоит преимущественно из ультраосновных пород и подчиненных им габбро. С глубиной количество габброидов обычно увеличивается. В массивах Манской полосы, кроме габбро и серпентинитов, часто встречаются габбро-диориты и диориты. В Колпинской зоне ведущее место принадлежит ультраосновным породам.

Массивы в плане представляют собой тела жилообразной и линзовидной формы с четкими контактами и расщепленными флангами. Они простираются дискордантно к элементам структуры вмещающих эффузивов и амфиболитов и круто падают преимущественно на юго-запад (рис. 3).

Наиболее крупные массивы имеют длину 4—5 км при мощности 0,3—0,7 км и прослежены до глубины 500 м без заметных следов выклинивания. Нижние кромки аномальных магнитных масс в районе Лысанского пояса фиксируются до глубины 10 км, тогда как в пределах Манского пояса глубина их экстраполируется до 22 км.

Особенностью внутренней структуры массивов является зонально-полосчатое, асимметричное строение, обусловленное в одних случаях (жильные тела) тонкой перемежаемостью габбро и ультраосновных пород, а в других (линзы) — приуроченностью ультраосновных дифференциатов к центру и габбро к периферии массива. Структура отдельных мегаполос неодинаковая. Полосы вебстеритов, перидотитов и лерцолитов слабо анизотропны по составу. Следы первично-магматической гетерогенности в них проявляются только в неодинаковой насыщенности рудными минералами, которые представлены преимущественно титаномагнетитом (в отличие от клинопироксенитов, обогащенных только ильменитом). Наблюдающиеся ритмически или несимметрично-полосчатые текстуры оруденелых пород с несомненной ясностью свидетельствуют о имевшем место перемещении вещества в магматическую стадию. В противоположность этому в габбро, главным образом на контакте с вмещающими основными эффузивами и амфиболитами или ультраосновными породами, прекрасно выражены типичные элементы прототектоники в виде грубой и тонкой полосчатости и трахитоидности более совершенной у контактов. В составе габбро присутствуют в разном соотношении одни и те же минералы: плагиоклаз, ильменит, авгит, керсутит. Иногда встречается нефелин.

Наблюдаемое пересечение ультраосновных пород телами крупнозернистого габбро, приспособляемость протополосчатости габбро к неровностям контакта ультраосновных пород и в то же время присутствие последних в виде отторженцев, а также существование обособленных тел габбро и серпентинитов, активная перекристаллизация титаномагнетита с высвобождением зерен свободного ильменита и магнетита наряду с появлением антофиллита на контакте с габбро — все это склоняет к выводу, что становление массивов габбро-пироксенитовой формации было стадийным и происходило в две крупные фазы, следующие с небольшим разрывом во времени от ультраосновных производных к габбро. Завершилось оно сечущими телами плагиоклазитов [Глазунов, 1961]. Подобное соотношение производных магмы в одном массиве не является исключением и неоднократно описывалось в литературе [Падалка, 1937; Самойлова, 1959]. Наложение продуктов метасоматоза осложнило анатомию массивов и выразилось в появлении клинопироксенитов с ильменитом за счет вебстеритов и перидотитов при воздействии активного фронта инфильтрирующих растворов из глубины и со стороны габбро [Глазунов и др., 1973]. При этом метасоматический генезис клинопироксенитов доказывается: 1) отсутствием самостоятельных тел клинопироксенитов; 2) строго определенным положением их со стороны лежащего бока ультраосновных пород и сосуществующих с ними габбро; 3) изменением мощности в зависимости от угла наклона контакта; 4) фактом образования в серпентинизированных вебстеритах и перидотитах на контакте с габбро ветвящихся жил диопсид-авгита; 5) крупнозернистостью клинопироксенитов и стремлением их к мономинеральности; 6) необычным для магматических тел и несовпадающим с вебстеритами и ортопироксенитами распределением элементов (возрастание снизу вверх Cr, V, Ti, низкое содержание Sc по сравнению с пироксенитами магматического происхождения) [Глазунов, 1975].

Из приведенных выше данных видно, что структура массивов габбро-пироксенитовой формации в Восточном Саяне (в Кузнецком Алатау она слабо изучена) не поддается объяснению с позиции дифференциации.

В состав формации в юго-восточной части Восточного Саяна условно относятся габбро и пироксениты в объеме ангульского и арбанского комплексов, которые образуют в Чатыгойском, Ингашинском прогибах При-Саянья многочисленные слабодифференцированные линзовидные тела.

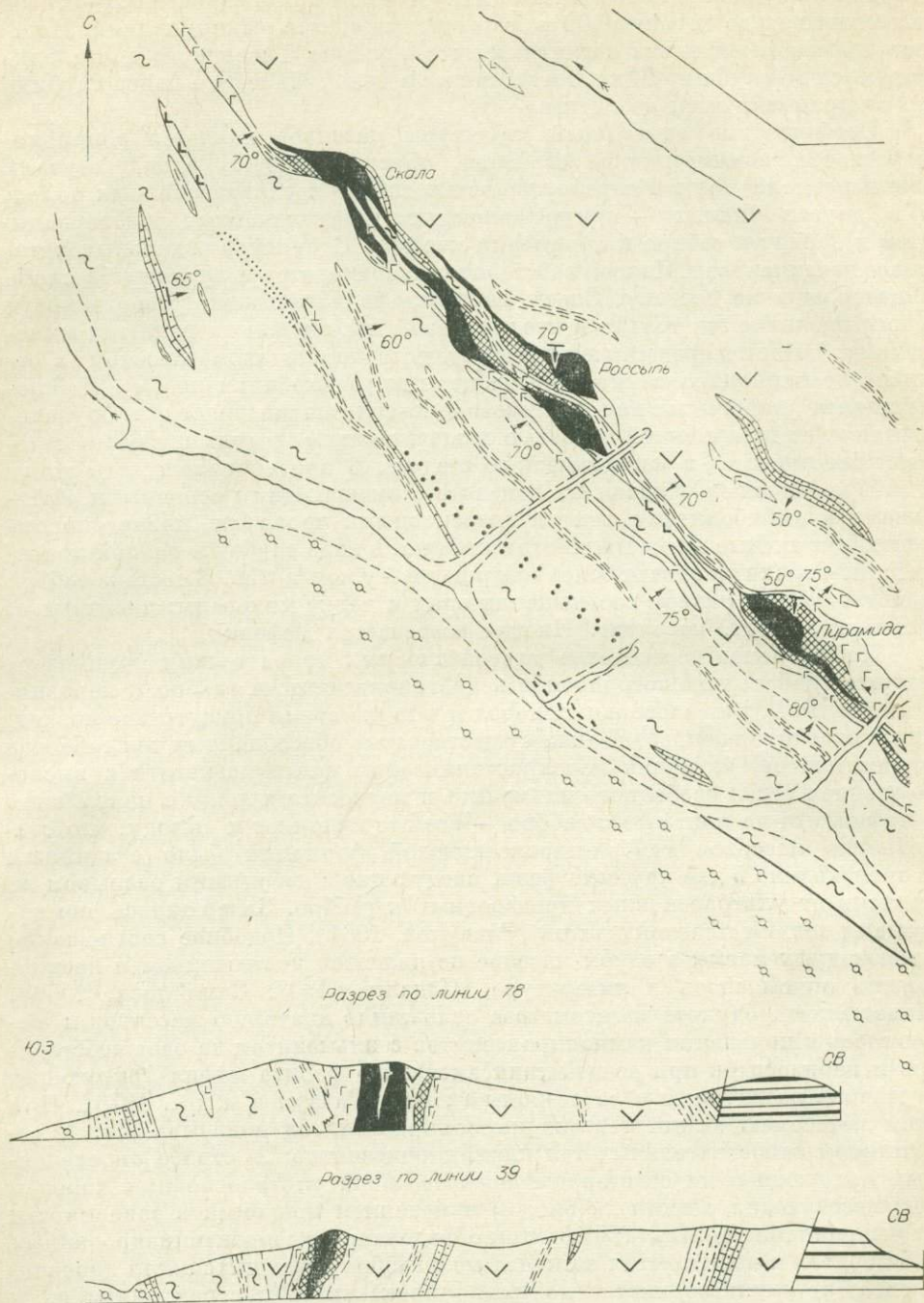
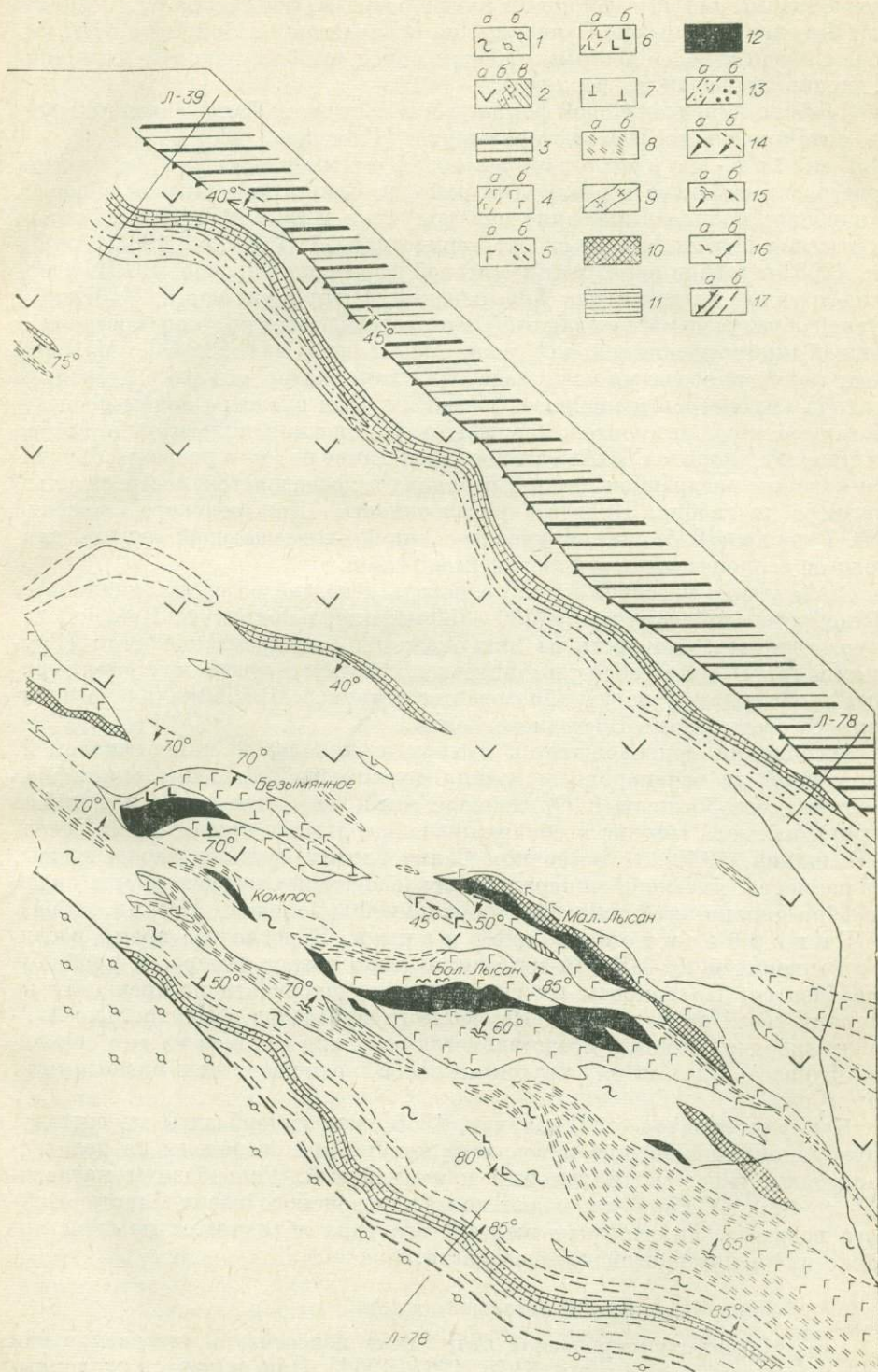


Рис. 3. Геологическая схема района Лысанского и Подлысанского массивов. Составил О. М. Глазунов.

Кувайская свита: 1 — собственно амфиболовые сланцы (а) и полевошпатовые амфиболиты с прослоями кварцитов (б); 2 — зеленокаменные аффузивы (а), известняки, хлорит-карбонатные (б) и углито-хлоритовые (в) сланцы. **Жайминская свита:** 3 — кварцево-графитистые сланцы, кварциты, прослой мраморов). **Габбро-пироксенитовая формация:** 4 — габбро мелко- (а) и среднезернистое (б); 5 — пегматоидное габбро (а) и габбро-амфиболиты (б); 6 — клинопироксениты (а) и габбро-пироксениты (б); 7 — апоперидотитовые и апобронзититовые серпентиниты; 8 — основные мигматиты (а) (инъекциониты) и хлорититы (б); 9 — жилы плагиоклазитов; 10 — ильменитовые клинопироксениты; 11 — клинопироксениты с аксессуарной вкрапленностью ильменита и титаномагнетита; 12 — титаномагнетитовые перидотиты и бронзититы; 13 — амфиболиты с ильменитом (а) и рутилом (б); 14 — элементы слоистости (а) и рассланцовки (б); 15 — элементы полосчатости (а) и трахитоидности (б) пород; 16 — гнейсовидность (а), линии течения (б); 17 — тектонические нарушения (а — ведущие, б — второстепенные).



В Кузнецком Алатау массивы габбро-пироксенитового состава также приурочены к стабильной структуре, сложенной эффузионно-карбонатными толщами рифея и кембрия и имеют разрезы, конфигурацию и анатомию, близкие к Восточно-Саянским, но отличаются слабой титановой минерализацией и более пестрым набором пород (габбро, эвкриты, оливиниты, клинопироксениты, верлиты).

С габбро-пироксенитовой формацией в Восточном Саяне связаны крупные титаномагнетитовые месторождения [Глазунов, 1957].

Габбро-перидотитовая формация. Эта ассоциация пород распространена в различных районах Саяно-Байкальской области, но наиболее полное выражение она получила в Северном Прибайкалье, где описана под названием габбро-перидотитовой [Гурулев, 1965; Грудинин, 1965] и габбро-перидотит-дунитовой формации [Леснов, 1972]. Здесь такие крупные массивы, как Довыренский, Нюрундуканский, Чайский и другие, образуя самостоятельный пояс, залегают среди толщ протерозоя внешней миогеосинклинальной зоны байкалид [Салоп, 1967]. Массивы имеют форму полосчатых крутопадающих лакколлитов длиной в несколько десятков километров и мощностью 1—3 км. Они сложены довольно пестрой гаммой пород от дунитов, плагиодунитов, плагиоперидотитов до габбро и гибридных диоритов. Наблюдаемое чередование пород в разрезе объясняется фазовым внедрением порций расплава в последовательности от ультрабазитов до габбро. Правда, расслоенность Довыренского массива С. А. Гурулев (1965) считает унаследованной от вмещающей «рамы», связывая ее с процессом переработки ксенолитов.

Становление массивов можно относить к позднеэвгеосинклинальному верхнепротерозойскому этапу (730—780 млн. лет по биотиту). Не исключена возможность, что часть из них окажется синкинематическими [Грудинин и др., 1974]. Особая тектоническая позиция и состав плутонов отражают своеобразие условий образования структур Прибайкалья по сравнению со структурами Восточного Саяна.

Ассоциация сопровождается сульфидно-никелевой минерализацией, наложенной на все породы и иногда достигающей больших масштабов (Чайские месторождения). Оруденение имеет первично-магматический и гидротермальный генезис и обнаруживает сходство с оруденением Печенги [Шишкин, 1964]. В Восточном Саяне близкие рудные парагенезисы, но в размерах, имеющих минералогическое значение, встречаются в связи с габбро-пироксенит-дунитовой ассоциацией [Волохов, Иванов, 1964].

Гипербазитовая формация. В последнее время в связи с концепцией глобальной тектоники резко возрос интерес к проблеме гипербазитов. Но вопросы их генезиса и рудоносности по-прежнему не потеряли своей актуальности. Изучение гипербазитов в Центральном-Азиатском складчатом поясе представляется особенно важным на том основании, что здесь имеется ряд крупных поясов, размещенных в разнотипных структурах.

Как уже отмечалось [Глазунов, 1966], все гипербазиты по составу, структурному положению и возрасту могут быть разделены на два геохимических типа: магнезиальный и железистый. Гипербазиты магнезиального типа в Сибири включают пояса каледонского и верхнепротерозойского возраста. Гипербазиты железистого типа объединяют массивы архейско-нижнепротерозойского возраста.

Гипербазиты магнезиального типа

Массивы гипербазитов этого типа известны в литературе как альпинотипные [Пинус и др., 1958, 1965, 1966]. Они являются эталонными для дунит-гарцбургитовой формации. Обычно в Сибири массивы гипербазитов магнезиального типа не выходят за пределы структур байкалид и каледонид Западного и Восточного Саяна и МНР и составляют пояса, трассирующие глубинные разломы [Кузнецов, 1948; Пинус, 1965]. Для

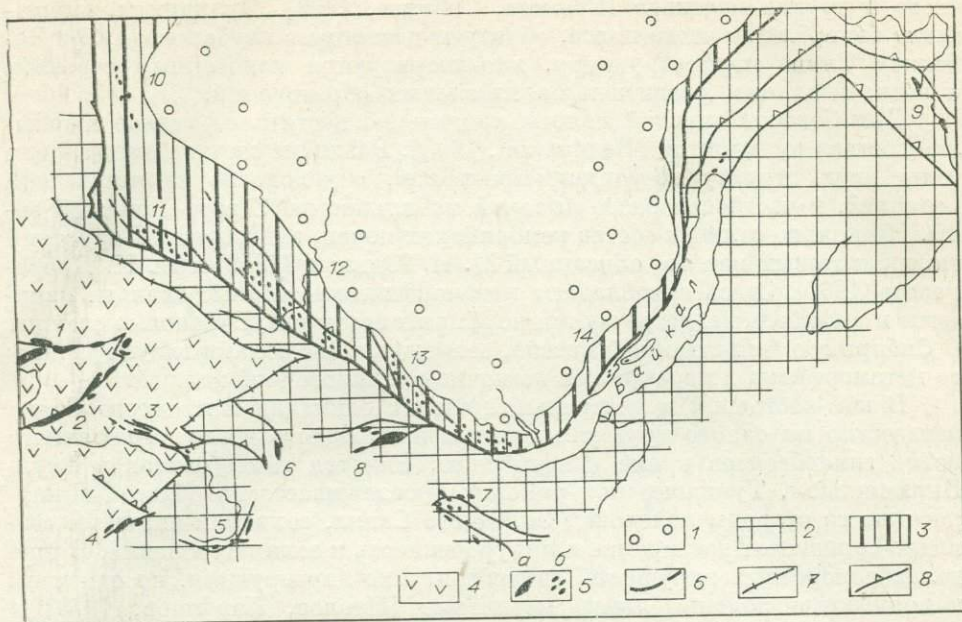


Рис. 4. Схема размещения гипербазитов в тектонических структурах Южной Сибири (по Е. А. Алтухову).

1 — Сибирская платформа; 2 — Саяно-Байкальская эпикратонная складчатая система, развивающаяся на коре континентального типа (первичные геосинклинали, $RR_{(-2)}$); 3 — краевая система — доколь платформы; 4 — Кузнецко-Тувинская межкратонная система, развившаяся на коре океанического типа (первичные геосинклинали — раннекаледонские); 5 — главные пояса гипербазитов (а) и поля гнейсов, насыщенные гипербазитами (б); 6—8 — основные разломы (6 — краевые швы дорифейской Сибирской платформы, 7 — краевые швы рифейского континента, 8 — зоны глубинных разломов). Цифры на схеме — гипербазитовые пояса. Каледонский этап тектогенеза: 1 — Северо-Саянский, 2 — Куртушубинский, 3 — Каа-Хемский, 4 — Агардагский, 5 — Сангилено-Хубсугулский, 6 — Харальский, 7 — Джидинский. Байкальский этап: 8 — Ильчирский, 9 — Муйский. Поля гипербазитов догеосинклинального этапа: 10 — Енисейское, 11 — Канское (Идарское), 12 — Бирюсинское, 13 — Шарыжалгайское (Онотское), 14 — Ольхонское.

каледонских гипербазитов характерны пояса большой линейной протяженности [Куртушубинский, Западно-Саянский, Джидинский, Южно-Гобийский, Солонкерский и др.). В сравнении с ними длина гипербазитовых поясов верхнего протерозоя обычно ограничена десятками километров (рис. 4). Один из наиболее крупных — Западно-Саянский пояс гипербазитов магнезиального типа, обрамляющий Джебашский выступ, протягивается более чем на 300 км от верхнего течения р. Абакан на западе до р. Амыл на востоке, где в участке замыкания синклинория Западного Саяна «сливается» с Куртушубинским поясом.

Западно-Сибирский пояс виргирует на две ветви — Северо-Саянскую, состоящую из серии сравнительно мелких массивов (Шадатская, Ойско-Бараксанская группа), идущую вдоль северного фаса каледонид, и ветвь Борусско-Березовской полосы, представленной крупными массивами, простирающимися вдоль южной границы Джебашского выступа. К югу от названных поясов Западного Саяна к Центральной Монголии в каледонских структурах прослеживаются три крупных параллельных пояса гипербазитов разного возраста: Дзехханский (кембрий), Южно-Гобийский (ордовик — силур), Солонкерский (девон — пермь). Дискретным продолжением Дзехханского пояса к северо-западу могут являться пояса Кузнецкого Алатау.

Большинство массивов Западно-Саянского и Куртушубинского поясов приурочено к бортам типичных эвгеосинклинальных трогов, расположенных по окраине выступов комплекса основания и выполненных вулканогенно-осадочными толщами нижнего кембрия — протерозоя, что в целом составляет типичную офиолитовую серию [Зоненшайн, 1963, 1971].

Гипербазиты Куртушубинского хребта формируют пояс того же названия, состоящий из собственно Куртушубинского, Иджимского, Ергак-

ского и других массивов [Еремеев, Сибилев, 1969]. Вулканиды, вмещающие гипербазиты этого пояса, образуют достаточно глубоководную в Западном Саяне морфоструктуру, характеризуются монотонным составом и незначительным развитием эксплозивных образований.

Для Северо-Саянской полосы характерно достаточно резкое изменение состава вулканидов [Велинский, 1968]. Различие состава вмещающих толщ двух структурно-формационных зон, обусловлено тектонической позицией, в частности более высокой мобильностью Северо-Саянской зоны. Несколько отличен состав кембрийских пород, вмещающих Борусский гипербазитовый массив, описанный М. И. Юдиным (1959) и Н. Н. Добрецовым (1963). Здесь преобладают метаморфические черные сланцы, кварциты и амфиболиты, встречаются порфиритоиды и глаукофановые сланцы. В Сибири это единственный массив, совмещенный с зонами глаукофанового метаморфизма и перекрытый осадочно-вулканогенной толщей.

В юго-восточной и центральной частях байкалид Восточного Саяна неизвестно ни одного крупного массива и ни одного четко выраженного пояса гипербазитов кроме Ильчирского. Ряд тел гипербазитов в Агул-Бирюсинском, Туманшетском районах прослеживается в область Протеросаяна со стороны каледонид Западного Саяна, сохраняя типичное «западно-саянское» простираие и приуроченность к зонам дробления. В пределах поперечных нарушений гипербазиты не картируются, но отмечены напряженные положительные магнитные [Павлов, Парфенов, 1973] и гравитационные аномалии, которые можно отнести за счет нескрытых массивов.

Ильчирский пояс гипербазитов, включающий одноименный массив, а также Оспинский (Оспинско-Китойский, по И. В. Белову и М. В. Богудаевой), Улан-Сарьдагский, Хара-Нурский массивы, имеет небольшую протяженность. Он приурочен к глубинному Китойскому разлому, отделяющему Гарганскую глыбу от Ильчирского и Оспинского геосинклинальных прогибов. Наиболее крупный Оспинский массив (144 км²) пересекает в периферической части гнейсо-граниты Гарганского купола и перекрывающие их с угловым несогласием карбонатно-сланцевые отложения верхнего протерозоя. В районе Оспинского массива геосинклиналь развивалась на кристаллическом фундаменте байкалид [Пинус, Колесник, 1966], чем и определяется своеобразие состава заполняющих ее существенно терригенных осадков с незначительной примесью вулканидов (рис. 5).

В пределах Восточного Прибайкалья гипербазиты в целом имеют ограниченное распространение. Наиболее крупные массивы — Парамский и Шаманский залегают в нижнепротерозойской толще осадочно-эффузивных пород, обрамляющих жесткую структуру Муйской глыбы архея [Салоп, 1967; Гурулев, 1972]. Непосредственная близость архейских глыб здесь оказала еще большее влияние на степень неоднородности массивов и на состав вмещающих пород в трогах, отнесенных к типу терригенных геосинклиналей [Зоненшайн, 1972]. Большинство названных выше массивов гипербазитов Сибири имеют линзовидную форму, крутое падение, сорванные контакты с вмещающими породами. В них отмечаются признаки значительной блоковости и дробления пород. Особенно высокой тектонизированностью выделяются массивы Восточного Прибайкалья [Салоп, 1967], но даже в них сохраняются элементы первичной магматической зональности, не говоря уже о таких массивах, как Оспинский, где протонеоднородность хорошо видна в различных сечениях и разрезах. Типичная картина меланжирования наблюдается только на юго-западном фланге Куртушубинского пояса, где мелкие тела гипербазитов оказались вдавленными в верхнекембрийские аркозы. Признаки диапирового внедрения, наблюдавшиеся нами в динаридах Югославии, в других участках Саяна не устанавливаются. Отсюда не следует говорить об аллохтонном залегании как единственно возможном для всех гипербазитов Саяно-Байкальской области, тем более что нарушенное положение трудно отнести к массивам

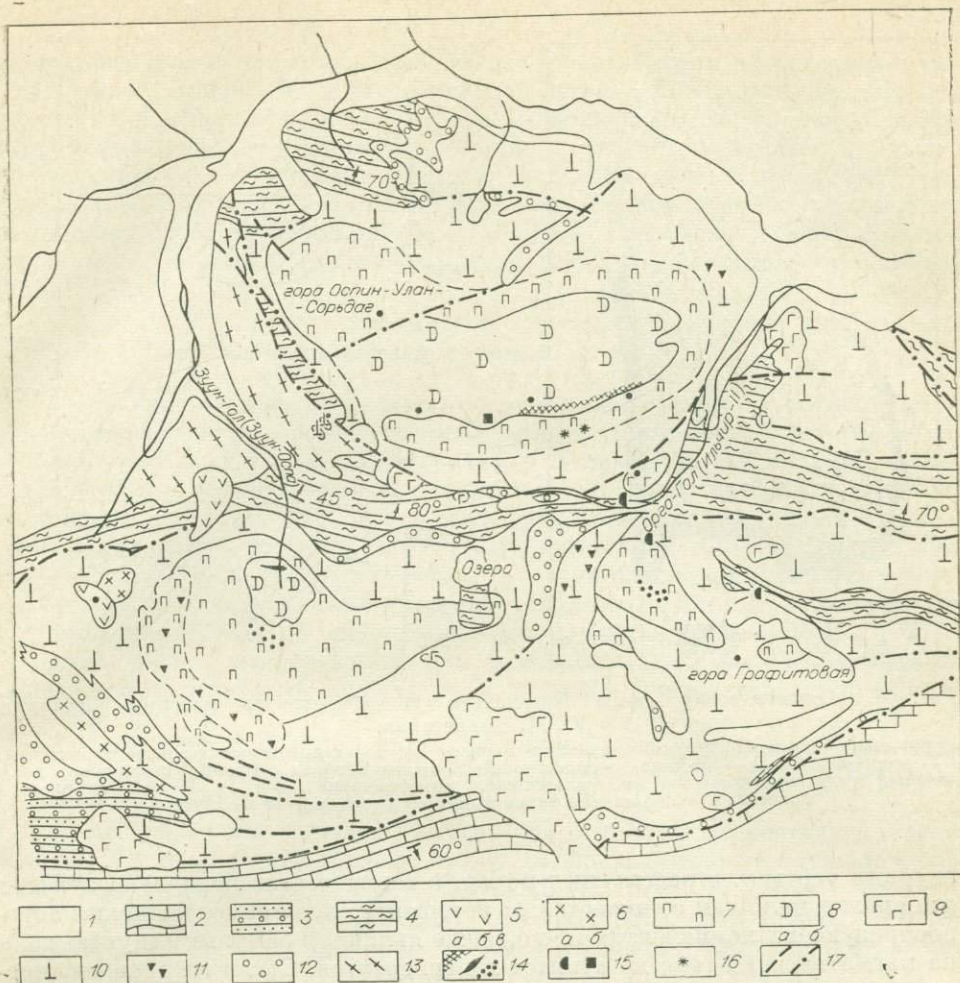


Рис. 5. Схема геологического строения Осипинского массива, Восточный Саян. Составлена по материалам М. Ф. Шестоपालова, А. С. Иванова, В. П. Арсентьева, Э. А. Лбова, В. В. Левицкого, М. В. Богйдаевой, О. М. Глазунова.

1 — четвертичные отложения; 2 — кембрий, монгоштинская свита, известняки, доломиты, песчаники; 3 — протерозой, боксонская свита, конгломераты, песчаники; 4 — протерозой, иркутная свита, мраморы, графитистые сланцы, эффузивы; 5 — неоген, базальты; 6 — кембрий, гранодиориты; 7—12 — протерозой, ильчирский гипербазитовый комплекс: 7 — перидотиты, 8 — дуниты, 9 — габбро, 10 — серпентиниты, 11 — гипербазиты с графитом, 12 — тальк-карбонатные породы; 13 — нижний протерозой, граниты и гранито-гнейсы; 14 — хромиты шпирового (а), жильного (б) и вкрапленного (в) типа; 15 — проявления нефрита (а) и хризолита (б); 16 — флогопит-пироксеновые брекчии; 17 — тектонические нарушения (а — установленные, б — предполагаемые).

лополитообразной формы, ярким представлением которых является Ергакский массив в Западном Саяне (рис. 6).

Сведения о петрографии гипербазитов здесь не приводятся, так как они детально освещаются Г. В. Пинусом, В. А. Кузнецовым, И. М. Волоховым (1958); Г. В. Пинусом и Ю. Н. Колесником (1966) и др. Заметим только, что массивы имеют дунит-гарцбургитовый состав. В составе их преобладают гарцбургиты и серпентиниты при подчиненной роли дунитов, лерцолитов, верлитов, жильных энстатитов и диопсидитов. Примерное соотношение пород в разных плутонах приведено в таблице. Обращает на себя внимание более широкое распространение первичных дунитов в наиболее крупных массивах (Осипинский, Ергакский, Парамский). Все без исключения массивы гипербазитов сопровождаются секущими габброидами, которые локализуются в виде мелких тел, распространенных чаще на флангах или экзоконтактах. Минеральный состав и структурно-тек-

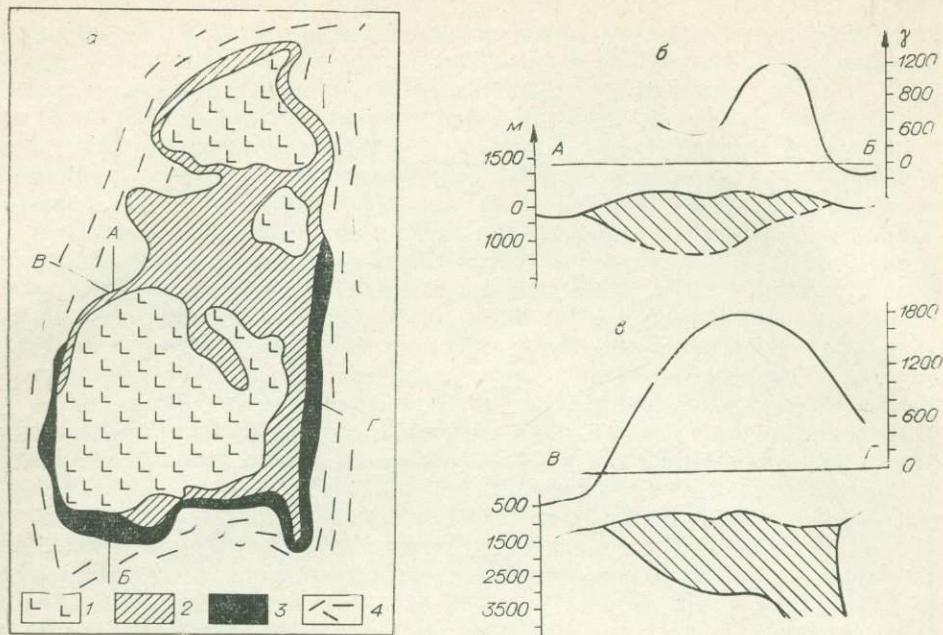


Рис. 6. Геологическая схема Эргакского гипербазитового массива. Составил Ю. М. Коллеганов.

a: 1 — слабо серпентинизированные дуниты и перидотиты; 2 — серпентинизированные перидотиты; 3 — серпентиниты; 4 — кремнисто-вулканогенные породы кембрия. Кривые магнитного поля (в γ) над Эргакским массивом и их геологическая интерпретация (б и в). Редкой штриховкой показана предполагаемая форма гипербазитового массива на глубине.

стурные черты ультраосновных пород, а также состав породообразующих минералов мало чем отличаются от нормативных. Взаимоотношения породообразующих компонентов точно также являются обычными и указывают на магматический генезис дунитов и перидотитов. Среди габброидов, кроме магматической разновидности (амфиболовое габбро, габбро-диабазы), присутствуют габброиды палингенного типа, описанные ранее [Пинус, 1953], и габброиды гранитоидного ряда. Палингенное габбро отличается такситовой структурой, пестрым составом; почти всегда содержит реликты амфиболитов и эффузивов. Магматическое габбро несет следы полосчатости, но большей частью эти породы представлены крупнозернистыми и пегматоидными разновидностями.

Габбро-диабазы образуют серии даек, которые особенно многочисленны на Куртушубинском массиве. На контакте гипербазитов и секущих габброидов развивается пестрый цоизит-диопсид-плаггиоклазовый полосчатый комплекс, почти аналогичный описанному на Урале [Морковкина, 1962].

В большинстве массивов в той или иной мере выражена протоматическая зональность, обусловленная залеганием дунитов ближе к центру тел, а перидотитов и их серпентинизированных эквивалентов — по периферии. Причем зональность тем совершеннее, чем больше размер массива и выше стабильность структурного блока, к которому массив приурочен. Наиболее четкую зональность обнаруживают Оспинский и Парамский массивы, расположенные в непосредственной близости от выступов архейского фундамента Сибирской платформы. Большой анизотропией выделяется также Эргакский массив, тяготеющий к тектонически устойчивому блоку каледонид. Эти же массивы оказываются наиболее интересными в отношении хромитовой минерализации. Нужно сказать, что последняя составляет неотъемлемую часть гипербазитов магнезиального типа. Почти во всех телах среди дунитов и аподунитовых серпентинитов или на грани-

це полос дунитов и перидотитов найдены обособления хромитовых руд.

Возраст гипербазитов магнезиальной ветви в Западном Саяне определяется в пределах от нижнего [Щеглов, Богнибова, 1970] до среднего кембрия [Зоненшайн, 1963; Пинус и др., 1955] и отвечает этапам максимального погружения эвгеосинклинальных прогибов сибирских каледонид [Пинус, 1965], что выдерживается также во многих аналогичных структурах [Книшпер, 1968; Ведерников, Будаи, 1970]. Гипербазиты Прибайкалья датируются нижним протерозоем [Салоп, 1967] и средним рифеем [Зоненшайн, 1974].

Гипербазиты железистого типа

Гипербазиты этого типа объединяют идарский, бирюсинский, урдо-окинский комплексы Восточной Сибири. В структурном отношении они приурочены к Присаянской краевой системе, где без видимой связи с разрывными нарушениями «насыщают» целые поля архейских¹ гнейсов Канского, Бирюсинского, Южно-Енисейского выступов цоколя Сибирской платформы [Глазунов, 1966]. Широким полям развития гипербазитов отвечают такие же расплывчатые в плане слабодифференцированные магнитные и гравитационные аномалии, свидетельствующие о том, что на глубине мелкие тела не сливаются в единое целое [Павлов и др., 1973]. Древний, раннепротерозойский или архейский (?), возраст гипербазитов определяется исходя из совокупности данных, среди которых наиболее существенны:

1) специфический структурный план горст-антиклинальных поднятий и свойственных им полей гипербазитов, дискордантных по отношению к протерозойским структурам Протеросаяна;

2) своеобразный состав гипербазитов, отличный от состава ультрамафитов более молодого возраста и в то же время наиболее близкий к составу расчетной мантии [Глазунов, Корнаков, 1973];

3) ассоциация с чарнокитами, свойственными древнейшим этапам развития земной коры и иногда рассматриваемыми протоофиолитовыми аналогами;

4) значения цифр абсолютного возраста пегматитов и гранитоидов, секущих гипербазиты (499—555 млн. лет), а также габброидов, связанных с ними, в Присаянье (1175 млн. лет; Хильтова, Крылов, 1964) и Енисейском Кряже (2500 млн. лет; Берзин, 1967);

5) пересечение гипербазитов гранодиорит-диоритовыми массивами саянского комплекса и дайками габбро-диабазов среднего протерозоя.

Поля гипербазитов состоят из большого числа мелких массивов, расположенных друг относительно друга внешне беспорядочно, но фактически залегающие в соответствии с кристаллизационной сланцеватостью в ядрах складок [Коленко, 1916] либо по контакту пачек гнейсов и амфиболитов. В Канской глыбе закартировано в масштабе 1 : 50000 и подтверждено магнитометрией более 100 таких тел (рис. 7). Несколько меньше массивов зарегистрировано в пределах Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов, причем они объединены в первом в Тагульское, Бирюсинское, Тартойское поля, а во втором — в Иркутное, Сарамтинское, Китойское, Ерминское, Окинское и другие поля. Поля имеют значительную протяженность (100—200 км) и ширину (50—70 км), в своем направлении они грубо параллельны контурам глыб и, очевидно, совпадают с простиранием проницаемых зон в «сиалическом панцире». К этой же группе могут быть отнесены мелкие тела сильно измененных серпентинитов в Южно-Енисейском выступе [Корнев и др., 1974].

Большинство массивов имеют форму эллипсоидальных тел с неровными крутопадающими контактами. Массивы приурочены к участкам макси-

¹ Свинцово-изохронный метод дает возраст 3000 млн. лет [Салоп, 1973].

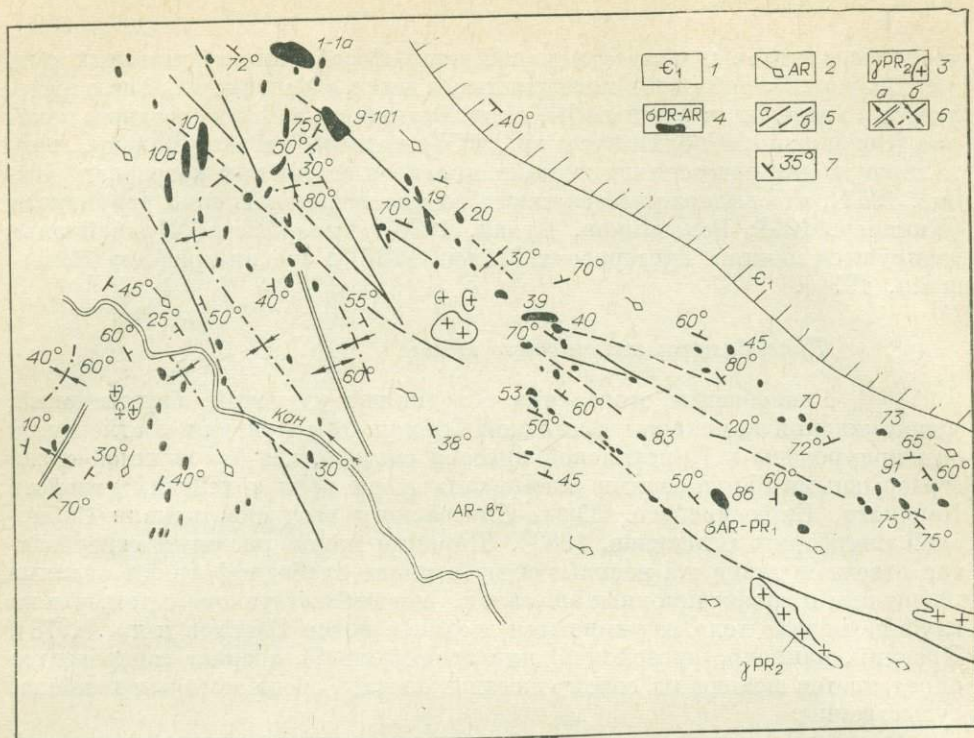


Рис. 7. Размещение тел гипербазитов среди гнейсов и амфиболитов бирюсинской серии, Идарское Белогорье, Восточный Саян. Составлена с использованием материала Н. Г. Дубинина.

1 — песчаники, гравелиты, кварц-серцитовые и кремнисто-глинистые сланцы (ϵ_1); 2 — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, бирюсинская серия (AR); 3 — граниты (RR_2); 4 — массивы гипербазитов (AR — PR₁); 5 — тектонические нарушения (a — прослеженные, б — предполагаемые); 6 — оси складок (a — антиклинальных, б — синклинальных); 7 — элементы кристаллизационной сланцеватости пород.

мального развития амфиболитов и чаще залегают на контакте последних с гнейсами. Для Канского и Бирюсинского выступов характерны штокообразные, реже линзовидные [Врублевич, 1964], а для Шарьжалгайского — линзовидно-изогнутые тела [Коленко, 1916]. Такая же конфигурация массивов присуща древним гипербазитам на Канадском [Марков, 1962] и Балтийском [Богачев и др., 1972; Жданов и др., 1974] щитах, а также в Сангилене, Туве [Немцович, 1975].

Массивы имеют монотонный состав и сложены перидотитами (лерцолитами) и серпентинитами. В центре тел иногда находятся дуниты. Кроме того, в контуре отдельных интрузивов, хотя и реже, чем в сравниваемых гипербазитах магнезиального типа, участвуют секущие габброиды. Замечательной особенностью пород данной ассоциации, отличающей ее от гипербазитов магнезиального типа, является относительно хорошая сохранность первичных минералов, постоянное присутствие в породах клинопироксена, повышенная железистость породообразующего оливина, энстатита, хромшпинелида и серпентина (рис. 8). Самое же важное, что в некоторых шлифах этот перечень дополняется реликтовым гранатом пироп-андрадитового ряда и ильменитом. Все это сближает данные породы с гранатовыми перидотитами. Своеобразие их и сходство с гранатовыми перидотитами подчеркивается нахождением в породообразующем оливине многочисленных каплевидных включений пентландита и пирротина, которые считаются типичными для перидотитов из включений в базальтах и кимберлитах [Вахрушев, 1973]. Отсутствие крупных выделений граната, нечастая встречаемость на рентгенограммах интенсивных дифракционных

Рис. 8. Состав сосуществующих — оливина, энстатита и хромшпиннелида в дунитах магнезиального (светлое) и железистого (темное) типов.

линий пиропса объясняются структурно-химической перестройкой минералов в условиях регрессивного метаморфизма, приведшего к преобразованию гранатовых перидотитов почти в безгрантовые. Подобный процесс запечатлен в гипербазитах Чешского (Богемского) массива [Fiala, 1971; Scharbert, 1973].

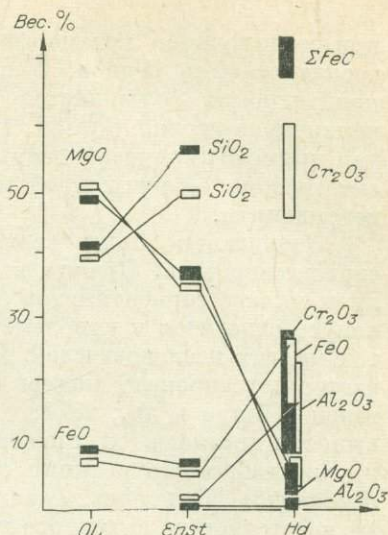
Изменение пород под влиянием регионального метаморфизма сводится к сталькованию, слабой хлоритизации. Во всех разновидностях ультраосновных пород наблюдается обычное замещение оливина серпентином. Гипербазиты этого типа характеризуются сульфидно-никелевой минерализацией, о которой уже сообщалось в литературе [Глазунов, 1966; Корнаков и др., 1973].

Наряду с отмеченными выше гипербазитами в Приольхонском районе Саяно-Байкальской области, встречаются ультраосновные породы, занимающие промежуточное положение между гипербазитами железистого и магнезиального типов. Из-за недостатка материала сейчас трудно дать их развернутую аттестацию. Можно отметить, что они слагают ряд мелких будинированных тел дунитов и перидотитов, локализованных среди гнейсов и ортоамфиболитов нижнего протерозоя [Ескин и др., 1974]. По характеру залегания, минеральному составу и высокой степени метаморфизма гипербазиты отличаются как от архейско-протерозойских, так и каледонских гипербазитов. Своеобразие их проявляется и в химизме.

1.3. ПЕТРОХИМИЯ ПОРОД

Петрохимия рассмотренных нами ассоциаций является основой, необходимой для изучения геохимии редких элементов. Поэтому ниже, на примере эталонных массивов, освещаются особенности химизма формаций и отдельных ее членов. Кроме того, приводятся данные о распределении петрогенных элементов внутри массивов, подчеркивается значение реперных диагностических характеристик.

Накопившийся к настоящему времени фактический материал по основным и ультраосновным породам дает возможность сопоставить на количественной основе отдельные природные ассоциации не только на уровне пород, но и на уровне минералов и отдельных элементов. Между тем имеется ряд препятствий, встающих на пути сравнения. Одним из них являются погрешности анализа. Этот вопрос рассматривался в ряде работ [Хитров, Кортман, 1969; Бурдэ, 1969] и кратко обсуждается нами в разделе 1.1. Здесь следует заметить, что конкурирующие факторы можно свести к минимуму статистическими приемами обработки эмпирических данных. В условиях большой неопределенности они позволяют повысить надежность выводов. Определенное затруднение при сопоставлении может вызывать также наложение на первичные парагенезисы процессов серпентинизации, регионального метаморфизма и выветривания. В первом приближении воздействием регионального метаморфизма можно пренебречь, имея в виду, что почти во всех массивах габброидов и гипербазитов его уровень определяется изоградой амфиболитовой фации. Кроме того,



при региональном метаморфизме низких ступеней преобладают изохимические реакции [Ронов, Магдисов, 1970; Сидоренко, Лунева, 1972], и концентрация большинства элементов почти не изменяется относительно первичного уровня [Mason, 1966; Макрыгина и др., 1969], исключая случаи прямого привноса, которые могут быть учтены особо. Точно так же за счет отбора «свежих» проб не отражаются изменения, связанные с выветриванием.

Значительно более сложным оказывается учесть влияние процесса серпентинизации. Прежде всего следует ответить на вопрос, отражается ли в составе серпентинитов состав первичных магматических пород. Этот вопрос относится к проблеме серпентинизации и рассматривается в работах многих исследователей. Не вдаваясь в детали, подчеркнем, что намечается двусторонний подход к его решению. По мнению одних исследователей [Пинус и др., 1958; и др.], серпентинизация не сопровождается выносом компонентов, причем в последнее время математически обоснована изохимичность реакции серпентинизации даже для океанических гипербазитов [Дмитриев, Гаранин, 1971]. Находки брусита также указывают на отсутствие активного выноса элементов при серпентинизации. Другие исследователи [Тернер, Ферхуген, 1961] допускают миграцию в этом процессе ряда компонентов, особенно Mg и Si [Маракушев, 1973], и экстракцию воды из вмещающих пород. Несмотря на различные выводы, вытекающие из этих работ, те и другие последователи признают постоянство соотношения главных компонентов (Mg, Si, Fe³⁺), а также слабое отклонение Cr и Ni от первичной концентрации [Штейнберг, 1960; Малахов, 1968; Пинус, Колесник, 1966; Stueber, Coles, 1967]. Намечается и альтернативное решение, предусматривающее как изо-, так и аллохимический ход серпентинизации [Thayer, 1966; Hostetler e. a., 1966], что таким образом диктует необходимость оценивать масштабы и направленность процесса в каждом конкретном случае [Штейнберг, Чашухин, 1977].

В работе не ставилась цель специального изучения явления серпентинизации, но почти в каждом массиве приходилось наблюдать зоны перехода от серпентинитов к дунитам и в непосредственные контакты реликтов дунитов среди серпентинитов. Как видно из этих данных, процесс серпентинизации в различных массивах в общем проходит почти идентично и сопровождается снижением содержания MgO, ростом — SiO₂, H₂O⁺, переходом закисной формы железа в окисную. Отмечается возрастание отношений Al₂O₃/MgO, CaO/MgO при сохранении — MgO/SiO₂. На завершающих этапах, возможно, имеет место некоторый привнос Ca и Ti. Следовательно, закономерности в характере процесса серпентинизации с известными допущениями позволяют использовать серпентиниты для реставрации первичного состава пород.

Одним из важных в петрохимии является вопрос формационной диагностики. Наибольшие трудности здесь возникают при типизации ультраосновных пород, что обусловлено монотонностью их минерального состава. Имеется целый ряд петрохимических характеристик, которые в совокупности с геологическими данными дают право разграничивать одинаковые породы различных природных ассоциаций. К ним относятся параметры В. С. Соболева — X. Хесса (MgO/FeO); И. А. Малахова (1966), уравнение гиперплоскости В. А. Кутолина и других (1966), основанное на применении метода дискриминантной функции. Можно указать на применение для типизации ультрабазитов известной диаграммы Холмса. Для габброидов оказывается эффективным метод корреляционного и дисперсионного анализов [Глазунов и др., 1971]. Особенно большое распространение получил метод Н. Д. Соболева, позволяющий разграничить ультраосновные породы, производные перидотитового и базальтоидного рядов. Проведенные нами расчеты на ЭВМ подтвердили физический смысл ряда петрохимических характеристик Н. Д. Соболева. Однако они же показали, что этот метод не дает возможности расчленить гипербазиты на более дробные кате-

гории, чем гипермагбазиты и гиперфербазиты. Существенный недостаток уравнения гиперплоскости даже после введения в него дополнительного члена (суммарное железо и хром) заключается в применимости его только для какой-либо одной петрографической разновидности пород с определенной степенью серпентинизации. Поэтому названные параметры оправдывают себя при сравнении пород, контрастных по составу, чего нельзя сказать о гипербазитах.

Поиски критериев тонкого разграничения пород привели к построению диагностических диаграмм, в которых заложены данные не только по петрогенным, но и по сопутствующим малым элементам. Дело в том, что именно малые элементы лучше отражают различия первичного минерального состава. На такой диаграмме, выполненной в координатах $MgO/\Sigma FeO - Cr_2O_3/TiO_2$ [Глазунов и др., 1971], достаточно надежно выделяются поля гипербазитов двух геохимических типов — производных перидотитового расплава и тех же пород базальтоидного ряда (габбро-пироксенитовая и габбро-перидотитовая формации). Разделение этих групп по другим известным параметрам не всегда достигается. Для пород с повышенным уровнем железа и титана рекомендуется применять обратные отношения $FeO/MgO - TiO_2/Cr_2O_3$, и в этом случае также удается получить хорошие результаты (рис. 9, 10). При пользовании этой диаграммой с целью повышения достоверности, целесообразно учитывать возможное перекрытие полей анализов, выделенное в область неопределенных решений. Как показала проверка, параметры диаграммы не зависят от степени серпентинизации и поэтому могут иметь широкий интервал применения. В процессе пользования диаграммой было рассчитано уравнение $MgO/FeO + 0,43 - Cr_2O_3/TiO_2 - 9,6 = 0$, которое с небольшой ошибкой (2,4% против 4,8 в уравнении гиперплоскости) позволяет разделить гипербазиты железистого (при $y > 0$) и магнезиального (при $y < 0$) типов.

Ниже рассмотрим общие черты петрохимии отдельных природных ассоциаций. Габбро-сиенитовые интрузии в целом характеризуют собою нормальный оливин-базальтовый магматический ряд с хорошо выраженной натровой эволюцией магматического расплава во внутрикамерных условиях. По данным различных исследователей вырисовываются следующие специфические черты химизма, присущие габбро-сиенитовым массивам: сравнительно высокое содержание в породах Ti и Mg (Крыжинский массив), постоянное преобладание Na над K, некоторая пересыщенность алюминием [Поляков и др., 1973, 1976], тесная прямая корреляция пар Ti — Fe; Ti — Fe — P при отрицательной или незначительной связи Mg и Fe. Свообразным петрохимическим признаком пород являются высокие дисперсии содержания Fe и Mg, что особенно заметно при сопоставлении состава отдельных интрузий на треугольных диаграммах (рис. 11, 12). Наиболее ярко выраженным железистым уклоном выделяются габбро-диабазы. Заметное приближение к эталонной «железистой» линии эволюции базальтоидной магмы (Скергард) обнаруживает Крыжинский массив. Однако в нем одновременно проявляется обогащение пород магнием. Показатель агпайтности $Na_2O + K_2O/Al_2O_3$ достигает максимума в массиве Остюрен. Что же касается щелочной тенденции, то рельефнее всего она вырисовывается в Патынском и Крыжинском массивах. Но в целом параметр щелочности резко не выделяет основные породы габбро-сиенитового ряда среди других рассмотренных ассоциаций. На диаграмме (см. рис. 11, 12) габброиды названных массивов укладываются в полосу базальтоидов «чистой линии», близкую к стандартной линии развития кальций-щелочной серии.

С учетом отклонения состава пород от габброидов к диоритам можно наметить следующий ряд сходства массивов по составу пород: Патын — Крыжинский — Осередок. Достаточно глубокая степень фракционирования магмы, обогащение ее железом и щелочами, а также комагматичность с сиенитами [Дифференцированные..., 1974] сближает рассматриваемые

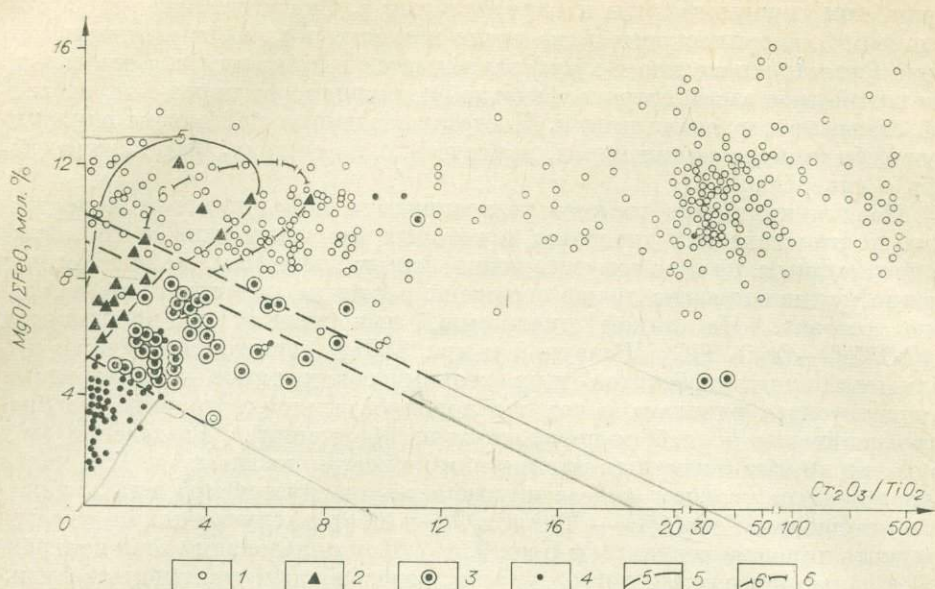


Рис. 9. Классификационная диаграмма ультраосновных пород различных геохимических типов.

1, 2 — гипербазиты магниезального и железистого типов; 3, 4 — габбро-пироксенит-дунитовая и габбро-пироксенитовая ассоциации; 5 — поля гипербазитов из включений в кимберлитах [45 проб по Н. Соболеву, 1974; Владимирову и др., 1976]; 6 — поля гипербазитов океанов [Дмитриев, 1973; Бонатти и др., 1973]; Штриховые прямые — граничные линии. Использованы данные А. Н. Сутурина и А. С. Мехоношина.

плутоны как с интрузиями типа Скергард, так и со щелочно-габброидными интрузиями ряда Елеть-Озеро [Геология..., 1963] и частично Гремяко-Вырмес и др. [Полканов, 1944].

Габбро-пироксенитовая формация образует петрохимический ряд повышенной щелочности. Он представлен почти непрерывным роем анализов, отвечающих амфиболовым габбро, клинопироксенитам и группе вебстеритов — бронзититов — перидотитов. Габбро имеет выдержанный химический состав (от лейко- до меланократовых), что отражается в кучном расположении фигуративных точек на треугольной диаграмме (см. рис. 12). Особенность состава габбро заключается в высоком значении характеристики *b* и низком *s*, которые выделяют их среди изученных габброидов Саяно-Байкальской области. Лейкократовые и особенно пегматоидные габбро несут аномально-высокое содержание титана и железа,

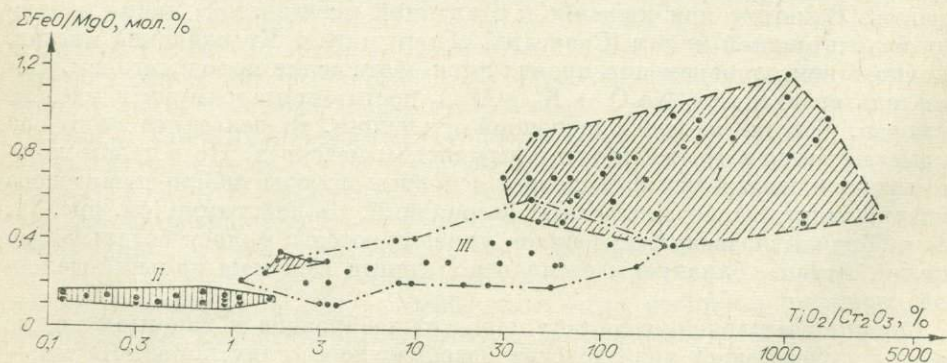


Рис. 10. Диаграмма состава ультраосновных пород.

I — габбро-пироксенитовая формация, II — гипербазиты железистого типа [по Глазунову и др., 1973], III — ильменитовые перидотиты из ксенолитов в кимберлитах Якутии [по Владимирову и др., 1976].

тогда как для меланократовых типичен повышенный уровень магния. Величина MgO/FeO в габбро колеблется от 0,6 до 1,5, что соизмеримо со значением в титаносных габброидах Кузнецко-Копанской полосы Урала. Клинопироксениты по составу занимают промежуточное положение между косвитами и якупирангитами. Их отличает высокая титаносность, обусловленная богатой вкрапленностью ильменита (до 9,6% TiO_2). Ультраосновные породы формации характеризуются широким диапазоном содержаний элементов. Судя по реликтовым минералам и вариациям MgO/FeO (1,5—3,8), состав их почти не выходит за пределы вебстеритов, бронзититов и лишь в редких случаях лерцолитов и перидотитов (Лысанский, Колпинский массивы). По мере возрастания магнезиальности ультраосновных пород (Лысанский массив) обнаруживается заметная обедненность их рудным железом и титаном, чего нельзя сказать о вебстеритах, с которыми связаны основные локализации титаномагнетита. Низкая величина MgO/FeO (1—4) резко выделяет ультраосновные породы габбропироксенитовой формации от гипербазитов (см. рис. 9) других ассоциаций. Особенность химизма ассоциации выражается в аномальной обогащенности пород Fe, Ti, щелочами. Она подчеркивается повышенной концентрацией этих элементов, а также Al в клинопироксене, серпентине и других минералах. Низкое отношение FeO/MgO во всех породах, не исключая и ультраосновные, показывает на принадлежность их к производным базальтоидной магмы.

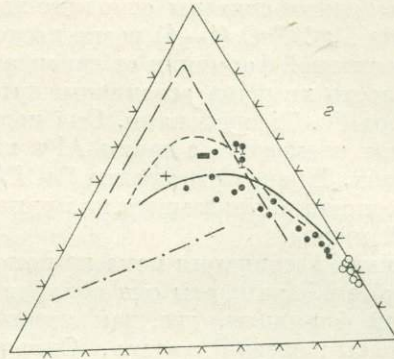
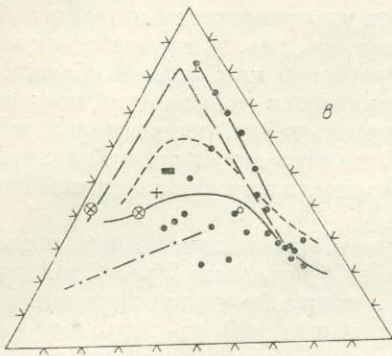
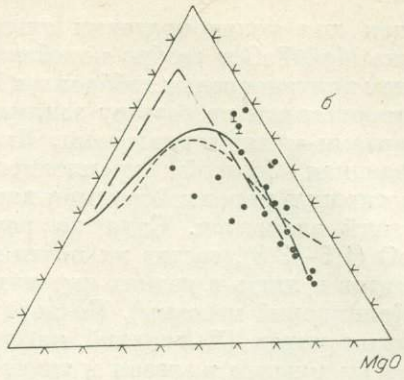
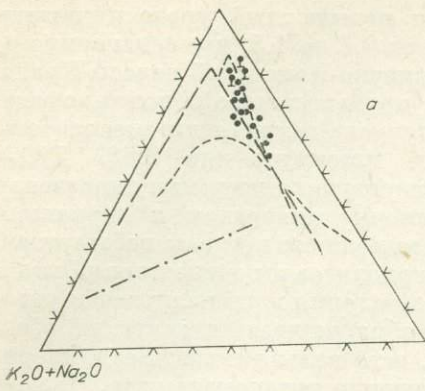
Данная ассоциация пока не находит себе петрохимических аналогов. Некоторые общие черты она обнаруживает с породами Уральской платиноносной формации, где, как известно, также концентрируются крупные запасы железа и титана. Однако повышенный уровень щелочей и ряд других характеристик выдвигают ее в разряд самостоятельной формации.

Петрохимия габбро-диабазовой формации изучена пока недостаточно полно. Но уже сейчас ясно, что по составу эта природная группа обнаруживает особенно заметное отклонение в сторону базальтоидов, богатых железистой и бедных магнезиальной составляющими. Формация делится на две ветви — базальтоидов с повышенной щелочностью (по индексу $\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$) и базальтоидов с высоким уровнем железистости.

Первые представлены мелкими дайкообразными телами безрудных габбро-диабазов и габбро-амфиболитов, вторые — более крупными телами, типичным представителем которых является рудоносный Мало-Тагульский массив в Восточном Саяне. Особенно четко различаются эти ветви по параметру b , равному 25,8 в безрудных и 32,8 в рудоносных габброидах. Породы Мало-Тагульского массива образуют единую ветвь, которая на треугольной диаграмме почти полностью совмещается с «железистым отрезком» линии эволюции магмы Скергардского плутона (см. рис. 12). Все изучаемые массивы отличаются монотонным составом и слабой дифференцированностью, что типично для интрузий небольшого размера, формировавшихся в гипабиссальной обстановке. Метаморфизм заметно вуалирует первичный состав пород появлением парагенезиса граната, амфибола и свободного ильменита. По составу и петрохимическим признакам данные образования можно сравнить с габбро-диабазовыми интрузиями западного склона Урала, Восточного Казахстана [Кузнецов, 1964] и Кольского полуострова [Лавров, 1967].

При сравнении основных пород двух наиболее титаносных формаций региона — габбро-диабазовой и габбро-пироксенитовой — обнаруживается существенное расхождение как по содержанию, так и по дисперсии почти всех порообразующих окислов (см. табл. 68). Это говорит о неодинаковом составе первичного субстрата для этих ассоциаций и различных условий формирования интрузивов.

ΣFeO



- ⊗ 1
- x 2
- + 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- ▲ 9
- ◆ 10
- 11

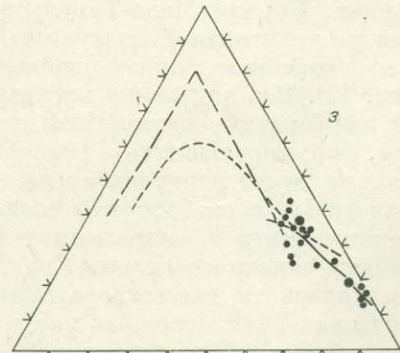
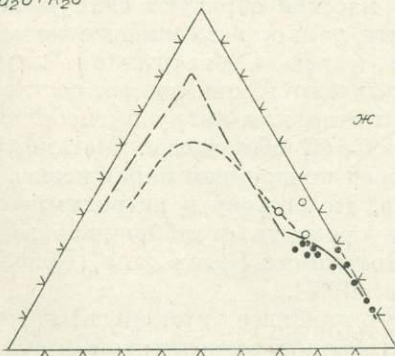
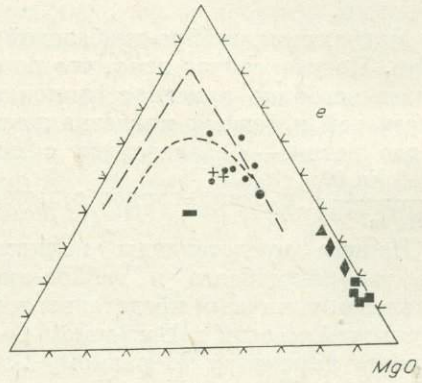
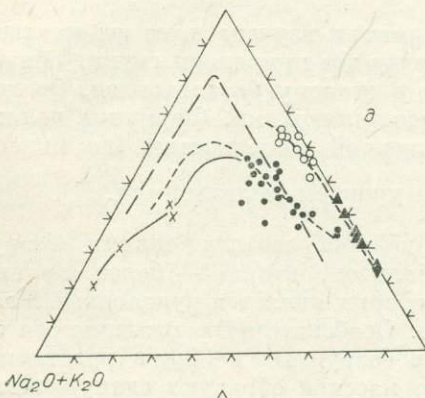
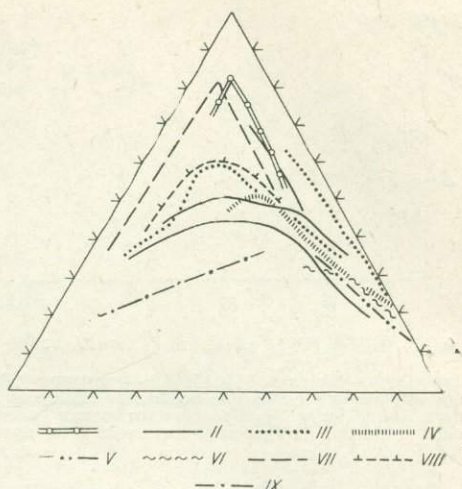


Рис. 12. Средние составы и линии эволюции габброидов.

Формации: I — габбро-диабазовая; II — габбро-сиенитовая; III — габбро-пироксенитовая; IV — габбро-перидотитовая; V, VI — габброиды, связанные с гипербазитами; VII — Скергард, Гренландия; VIII — Силл Полсайд, долериты Карру. IX — кальций-щелочная серия Дели.



Работами С. А. Гурулева (1965), М. И. Грудинина (1965), Ф. П. Леснова (1972) и геологов Нижнеангарской экспедиции петрохимия габбро-перидотитовой формации раскрыта довольно обстоятельно. Дополняя известные данные собственными наблюдениями, можно еще раз указать на петрохимическое своеобразие ассоциации, отличающее от ее других близких по минеральному составу комплексов.

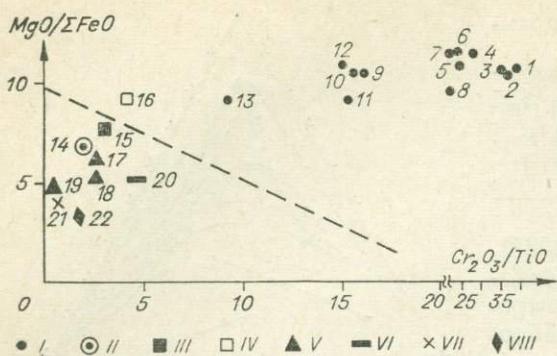
В целом породы формации за немногим исключением принадлежат к известково-щелочному ряду [Леснов, 1972] и характеризуются низкой щелочностью и кремнекислотностью. Они заметно обогащены Mg, но беднее Fe и щелочами, чем габброиды других типов. Представление о полном химическом составе пород, принадлежащих данной формации, может дать таблица средних и дисперсии содержания [Поляков и др., 1973]. Указанная особенность состава четко вырисовывается на треугольной диаграмме конфигурацией вариационной линии (см. рис. 11, 12). Низкое отношение MgO/FeO в габбро (1,1—1,8) и ультраосновных породах (4; 5) указывает на принадлежность их к продуктам дифференциации базальтоидной магмы. С другой стороны, этот параметр разграничивает однотипные породы габбро-перидотитовой и других ассоциаций (см. рис. 9). Характерно, что внутри большинства массивов не намечается резких петрохимических границ между отдельными разновидностями пород, что объясняется не столько наложенными парагенезисами, сколько широким развитием плагиоперидотитов и плагиодунитов, а также появлением гибридных диоритоидов. Несмотря на существование некоторых общих признаков, а в частности повышенной магнезиальности пород, ассоциацию в целом нельзя параллелизовать ни с габбро-пироксенит-дунитовой [Леснов, 1972], ни с габбро-пироксенитовой [Глазунов и др., 1973]. Основанием для такого вывода служат существенные различия в характере рудной минерализации и в составе оливина, клинопироксена и плагиоклаза.

Судя по близости среднего состава Довыренского и Нюрнудуканского массивов родоначальная магма для двух интрузий была одинакова. Но Довыренский массив несет более высокое содержание серы и фосфора, а также выделяется более пестрым минеральным и химическим составом, за что, возможно, ответственны процессы гибридизма.

Вопросы петрохимии альпийнотипных гипербазитов Сибири рассматривались неоднократно [Пинус, 1965; Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966; Юдин, 1965; Велинский, Пинус, 1973; Глазунов и др., 1973;

Рис. 11. Направление эволюции различных габброидных ассоциаций.

Формации: а — габбро-диабазовая (Мало-Тагульский и другие массивы Восточного Саяна); б-г — габбро-сиенитовая (б — Патянский массив, Кузнецкое Алатау; в — Кизирский (Крыжковский), Восточный Саян; г — Осередок, Восточный Саян); д — габбро-пироксенитовая (Лысанский, Кедровский, Подлысанский массивы); е — габбро-перидотитовая (Нюрнудуканский, Довыренский, Чайский массивы); ж, з — гипербазитовая (ж — железистый тип, массивы Идарского хребта, з — магнезиальный тип, массивы Кашкарет (верхнее поле) и Халхин-Гол (нижнее поле)). 1 — ларвакиты; 2 — плагиоклазиты; 3 — диориты; 4 — лабрадориты; 5 — габбро-нориты; 6 — рудное габбро; 7 — габбро-диабазы, габбро-имериболиты; 8 — клинопироксениты; 9 — вебстериты; 10 — перидотиты; 11 — дуниты. Положение стандартных составов см. на рис. 12.



[по Грин, Рингвуд, 1968]; 19 — коматит [Green *et al.*, 1975]. Ультрасонозные породы габбро-пироксенит-дунитовой формации [Волохов и др., 1974] (VI): 20 — среднее для Саяно-Байкальской области. Габбро-перидотитовая ассоциация (VII): 21 — среднее для Саяно-Байкальской области. Габбро-пироксенитовая и другие формации (VIII), 22 — массивы Лысанской группы.

Рис. 13. Средние составы гипербазитов.

Магнезиальный тип (I). 1—8 — массивы Сибири: 1 — Осипинский, 2 — Улан-Сарьдаг, 3 — Хара-Нур, 4 — Иджим, 5 — Ергак, 6 — Куртушубинский, 7 — Борусский, 8 — Парамский. 9—14 — массивы Урала: 9 — Кемпирсайский, 10 — Крака, 11 — Уфалей, 12 — Халиловский, 13 — Хабаровинский, Чехия. Железистый тип (II), 14 — Сибирь, Чехия. Магнезиально-железистый тип (III), 15 — перидотиты гранатовые и перидотиты из включений в кимберлитах [Соболев, 1974; Владимир и др., 1976]. Гипербазиты океанов (IV), 16 — гарцбургиты (74 анализа) [Дмитриев, 1973; Бонатти и др., 1973]. Пиролиты (V), 17 — пиролит, 18 — пироксеновый пиролит

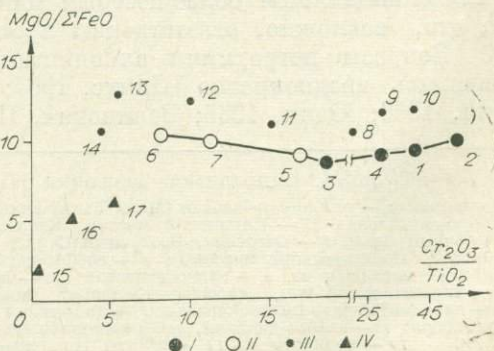
Алтухов, Глазунов, 1976]. Для этих пород характерно высокое отношение MgO/FeO (10—12), низкое содержание Al, Ca, Ti и щелочей, а также повышенный уровень Cr. Отмечается естественное повышение концентрации Mg и Cr и снижение Al, K и Na при переходе от перидотитов к дунитам. Главные черты химизма гипербазитов и различие двух геохимических типов железистого и магнезиального наглядно выражены на диагностической диаграмме $MgO/FeO - Cr_2O_3/TiO_2$ (см. рис. 9). Гипербазиты магнезиального типа, образуя узкое поле, располагаются в верхней части диаграммы над граничной прямой. Ниже находятся гипербазиты железистого типа и породы других формаций. В это поле вместе с гипербазитами магнезиального типа Сибири попадают те же породы Урала (Халиловский, Кемпирсайский, Уфалейский и другие массивы) и Вардарской зоны Югославии [Глазунов, 1972] (рис. 13, 14).

При изучении химизма пород важно рассмотреть не только общие характеристики гипербазитов, но разобраться в сложной зависимости, существующей между отдельными петрогенными элементами и между химическим и минеральным составом. Понятно, что наиболее полные сведения о первичном распределении элементов может дать изучение неизмененных пород, в первую очередь дунитов.

Известно, что поведение отдельных элементов в процессе дифференциации и кристаллизации магмы, а также на постмагматической стадии взаимосвязано, поэтому при статистическом анализе правомерно в качестве меры связи использовать коэффициенты корреляции, так как они отражают линейные зависимости между двумя случайными величинами. Так, например, в дунитах типичных массивов выдерживается четкая положительная корреляция пар Al_2O_3 и Fe_2O_3 , MgO и Cr и обратная — Fe_2O_3 и FeO, MgO и SiO_2 . В серпентинитах соотношения ряда элементов сохра-

Рис. 14. Положение гипербазитов Югославии на диаграмме $Mg/FeO - Cr_2O_3/TiO_2$.

I — Вардарская зона, II — массив Брезовица; III — Саяно-Байкальская область (4, 8, 9, 11, 13); IV — ультрасонозные породы; Южный Урал (Нижне-Тагильский — 10, 12 и Сарановский — 17); габбро-пироксенитовая формация (15); габбро-перидотитовая формация (16, 17); дуниты — 10—12; перидотиты — 9—14; серпентиниты — 8—13.



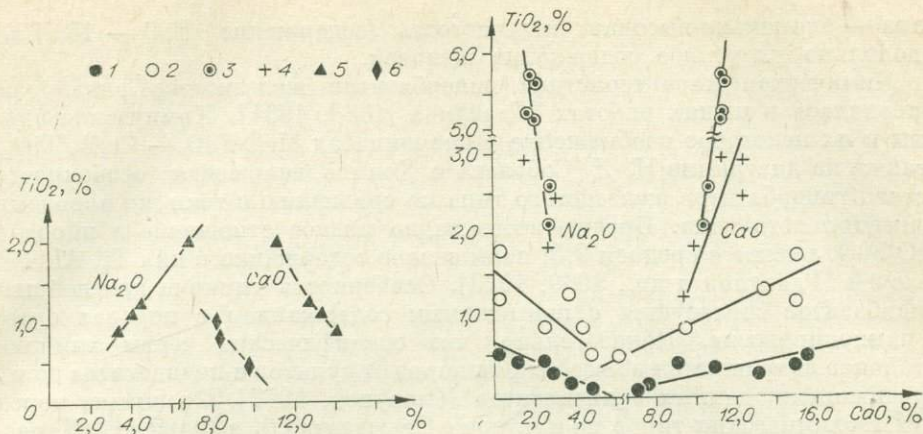


Рис. 15. Соотношение TiO_2 с CaO и Na_2O в габбро первично-магматических, связанных с гипербазитами (1, 3, 4), палингенных (5), в том числе со следами видимой ассимиляции (6), а также в эффузивах (2).

няются, но нарушается прямая связь MgO и Cr ; усиливается обратная зависимость MgO и Al_2O_3 и т. д. Все отмеченные связи, очевидно, при прочих равных условиях имеют реальное генетическое толкование и могут быть использованы для расшифровки истории становления гипербазитов.

Гипербазиты Сибири, даже по петрохимическим данным, нельзя считать полностью сходными с гипербазитами Урала [Малахов, 1966], Казахстана [Михайлов, 1962; Ведерников, Будай, 1970] и других регионов. В целом в них несколько ниже величина MgO/FeO , чем в тех же породах Урала (см. рис. 13). Однако она заметно превосходит параметр в гипербазитах Динарид (см. рис. 14).

Необходимым дополнением к петрохимии гипербазитов являются данные о химизме габброидов. По валовому составу все основные породы, пространственно совмещенные с гипербазитами, делятся на 4 группы. Первые две группы представлены отдельно габбро, габбро-пегматитами и габбро-диабазатами. Несмотря на различные условия залегания, эти породы сближает одинаково высокий уровень MgO (10–12), отношения MgO/FeO (3,0–3,7), низкое значение TiO_2 (0,2–0,48) и $K_2O + Na_2O/Al_2O_3$ (20–27). Для габбро-диабазов, кроме того, показательным является низкая концентрация калия, близкая к примитивным базальтам океанов (0,24%; Дмитриев, 1973). Состав габбро и габбро-пегматитов первой группы довольно резко варьирует от массива к массиву. Более того, наблюдается соответствие химизма габброидов и гипербазитов отдельных массивов и поясов (раздел 2.14), что следует считать важным доказательством комагматичности этих образований [Глазунов, Корнаков, 1973].

Третья группа включает габброиды палингенно-метасоматического типа. Породы имеют пестрый состав, средние содержания ведущих элементов в них почти отвечают спилитам и кератоспилитам, вмещающим гипербазиты [Велинский, 1968]. Правда, в этой группе габброидов иногда обнаруживаются разновидности с высоким содержанием керсутита, что дает основание считать их принадлежащими к производным базальтоидной магмы. Яркой чертой химизма данных пород можно назвать обратное отношение Ti с Ca и прямое Ti с Na , которое не свойственно ни габброидам, генетически связанным с гипербазитами, ни зеленокаменным эффузивам, вмещающим гипербазиты (рис. 15).

Наконец, четвертая группа охватывает породы основного состава — производные кислого расплава. Им свойственны два характерных при-

знака — аномально-высокая железистость (содержание FeO — 15,47%) и довольно умеренное содержание щелочей.

Химическая характеристика гипербазитов железистого ряда уже приводилась в наших работах [Глазунов, 1963, 1964]. Химические анализы и их некоторое изображение в координатах MgO/FeO — Cr₂O₃/TiO₂, а также на диаграмме Н. Д. Соболева и Холмса вскрывают особенности состава гипербазитов железистого типа по сравнению с теми же породами магнезиального типа. Прежде всего видно низкое отношение в породах MgO/FeO, равное в среднем 7,5; повышенное содержание в них Ti, Al, Fe, щелочей [Глазунов и др., 1969, 1973]. Особенность химизма древнейших гипербазитов согласуется с повышенным содержанием в породах орто- и клинопироксена. Показательно, что специфические черты химизма устойчиво сохраняются во всей серии пород от дунитов и перидотитов до их серпентинизированных эквивалентов [Глазунов, 1977]. Сравнение пород двух геохимических типов по критерию Стьюдента (*t*) и Фишера (*F*), рассчитанных на ЭВМ, дало значимое расхождение как по содержанию, так и по дисперсии Ti, Al, Fe³⁺, Mg и щелочей, подтвердив, таким образом, сделанное ранее заключение о генетической самостоятельности двух типов гипербазитов [Глазунов и др., 1969]. Своеобразие состава пород железистого типа подчеркивается иными связями элементов в неизмененных породах. Прежде всего здесь обнаруживается устойчивая корреляция в дунитах Cr с Fe₂O₃, а в перидотитах Cr с FeO, чего нет в тех же породах магнезиального типа. Очень характерным является тесное сочетание CaO и SiO₂, указывающее на внутривидовый источник Ca. Нельзя не отметить высокой тесноты связи в дунитах SiO₂ и Na₂O, Al₂O₃ и щелочей.

Основные черты состава данной ассоциации отражаются в химизме первичных и вторичных минералов. Породообразующие минералы по валовому составу обнаруживают некоторое отклонение в сторону железистых разновидностей (см. рис. 8). Для энстатита помимо этого характерна низкая (до 1% Al₂O₃) глиноземистость при изоморфном вхождении элемента в кристаллическую решетку минерала (см. кривые равномерного распределения Al при анализе на микрозонде). Первичная природа Al обосновывается вхождением в гранат и низкой дисперсией в дунитах. Серпентинам свойственна высокая степень окисления железа, типичная для ранних этапов массовой серпентинизации, обычно не связанной с региональным метаморфизмом и гранитизацией [Штейнберг, Чащухин, 1977]. Габброиды, пространственно совмещенные с гипербазитами, отличаются от тех же пород магнезиального типа несколько пониженным количеством MgO (8%) и щелочей. Но родство их с ультраосновными породами также доказывается не только территориальной близостью, но и соответствием химического состава пород, которое обычно отличает единые генетически связанные ассоциации (габбро-пироксенитовая, габбро-перидотитовая и др.) и отсутствует у случайно совмещенной пары габбро — гипербазит (пример комплекса Туламин; Findley, 1969).

1.4. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В МАССИВАХ И ПОЯСАХ

Для изучения генезиса рудных концентраций и путей миграции редких и рассеянных элементов важно проследить характер распределения петрогенных элементов в различных сечениях эталонных массивов. Этот материал может внести некоторую ясность в представление о механизме интрузий гипербазитов. Рассмотрение вопроса в таком плане тем более важно, что он касается не только безрудных, но и рудоносных интрузий и охватывает породы основного и ультраосновного состава. Необходимо сразу оговориться, что распределение петрогенных элементов и примесей зависит от состава исходной магмы, характера ее дифференци-

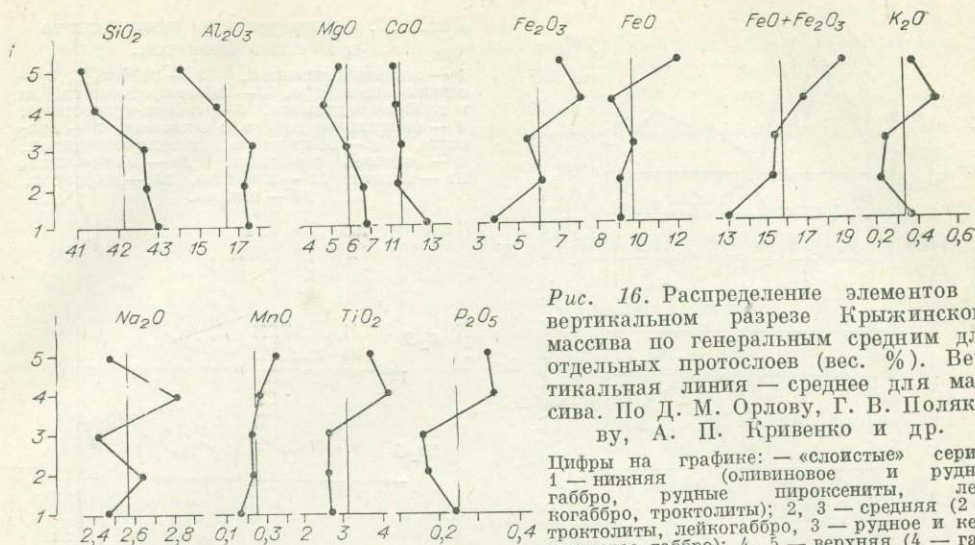


Рис. 16. Распределение элементов в вертикальном разрезе Крыжинского массива по генеральным средним для отдельных протослов (вес. %). Вертикальная линия — среднее для массива. По Д. М. Орлову, Г. В. Полякову, А. П. Кривенко и др.

Цифры на графике: — «слоистые» серии: 1 — нижняя (оливиновое и рудное габбро, рудные пироксениты, лейкогабро, троктолиты); 2, 3 — средняя (2 — троктолиты, лейкогабро, 3 — рудное и керсутитовое габбро); 4, 5 — верхняя (4 — габбро оливиновое и рудное, пироксениты и 5 — рудные клинопироксениты).

ации и в значительной мере определяется особенностями распределения минералов, формой, мощностью и условиями залегания тел.

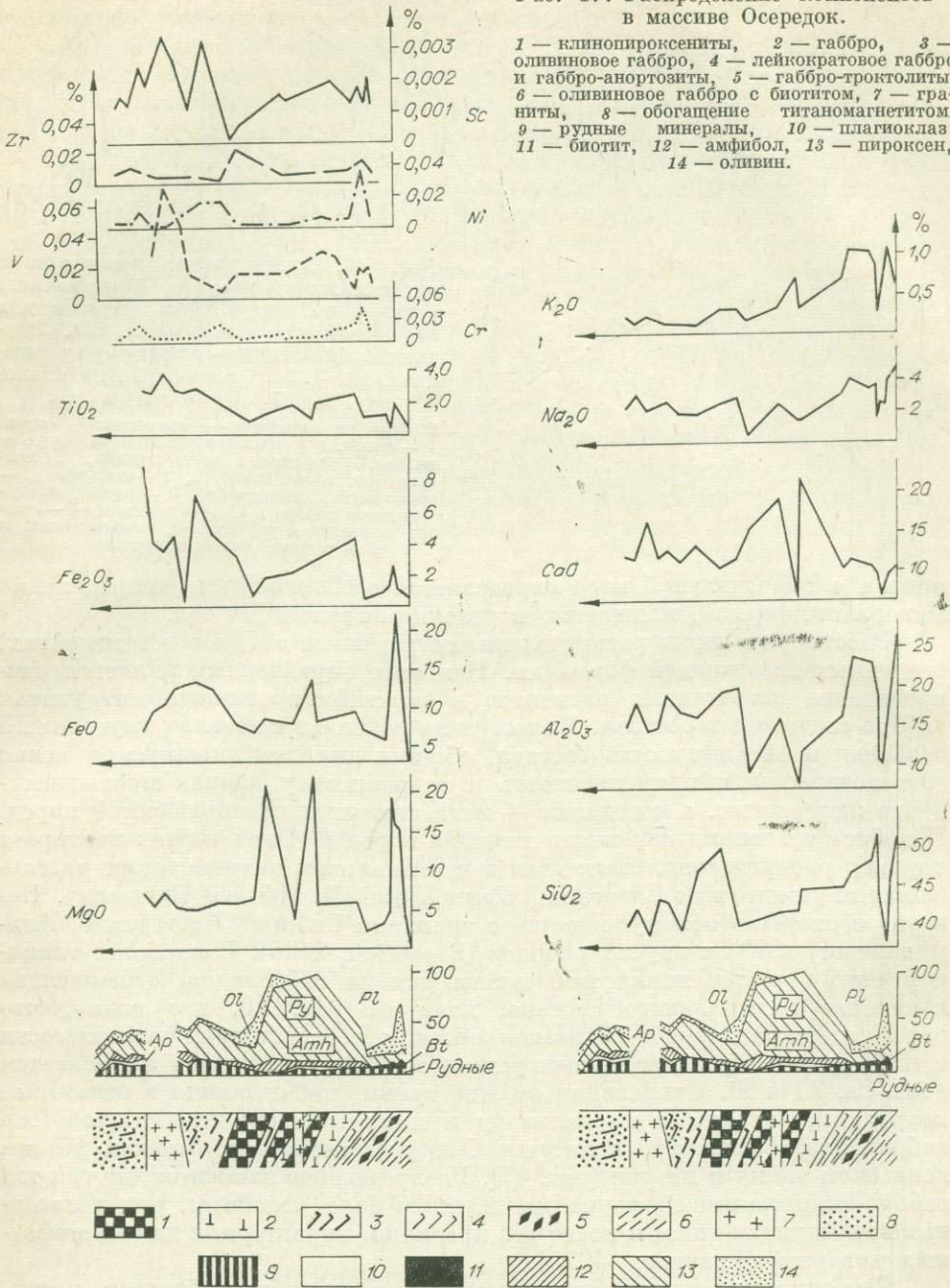
Рассмотрим черты распределения петрогенных элементов в массивах, эталонных для каждой формации. Наиболее характерным является распределение петрогенных элементов в стратифицированных интрузивах габбро-сиенитового состава. Несмотря на различие в деталях внутреннего строения и специфичность состава, общими для них оказывается ясная «расслоенность» и приуроченность к эндоконтакту кровли преимущественно железистых, а к подошве — магнезиальных разновидностей пород. Подобная тенденция изменения химизма пород в общих чертах повторяет картину распределения элементов в вертикальном разрезе таких расслоенных плутонов, как Скергард [Wager, Mitchell, 1951] и Бушвельд. Некоторое сходство обнаруживается с траппами Сибири [Нестеренко, Альмухамедов, 1973] и других районов [Broderick, 1935]. В наиболее типичном виде картина химической стратификации габброидов, отражающая изменение минерального состава, дана на рис. 16, где видно, что параллельно снижению магнезиальности и росту степени железистости в габброидах возрастает концентрация Mn, Ti, P и щелочей и снижается роль Ca, Al и Si. Отклонения от этой схемы, наблюдаемые в некоторых интрузивах, связаны с проявлением в нижнем эндоконтакте процессов гибридизма. Например, в массиве Осередок гибридизм отмечен резким всплеском калия и натрия (рис. 17). Распределение элементов внутри тел габбро-пироксенитовой формации является более сложным, чем в массивах предыдущего типа, и носит все признаки, характерные для многофазных интрузий [Глазунов, 1975].

Особенности распределения элементов в телах гипербазитов, несомненно, могут отражать условия становления и внедрения последних. Поэтому при изучении этого вопроса прежде всего следует представить механизм, регулирующий фракционирование и высказаться о сходстве или различии самой картины распределения элементов в гипербазитах и габброидах.

В связи с решением этих задач были выбраны массивы гипербазитов магнезиального типа без видимых следов аллохтонности, где имелись доступные для опробования, максимально протяженные по вертикали ступени каров (интервал до 900 м и более), сложенные свежими дунитами и перидотитами. К таким массивам в Восточном Саяне относится Оспинский, Улан-Сарьдаг; в Западном Саяне — Ергакский, Куртушубинский. Как

Рис. 17. Распределение компонентов в массиве Осередок.

1 — клинопироксениты, 2 — габбро, 3 — оливковое габбро, 4 — лейкократовое габбро и габбро-анортозиты, 5 — габбро-троктолиты, 6 — оливковое габбро с биотитом, 7 — граниты, 8 — обогащение титаномagnetитом, 9 — рудные минералы, 10 — плагиоклаз, 11 — биотит, 12 — амфибол, 13 — пироксен, 14 — оливин.



уже говорилось выше, структура большинства массивов имеет много общего и характеризуется ясной первичной зональностью, обусловленной преимущественной локализацией дунитов в центральной, а перидотитов и серпентинитов в краевой части массивов [Глазунов, 1970]. Изучение по разрезам показало, что минеральный состав дунитов по падению тел заметно варьирует. Вдоль колонны с высотой в породах иногда возрастает содержание энстагита и серпентина за счет снижения доли оливина и хромшпинелида (табл. 3). Однако в большинстве случаев соотношение минералов по разрезу сохраняется близким к нормативному. Самым существенным оказывается то, что в разных сечениях тел гипербазитов наблюдается

Распределение компонентов в вертикальном разрезе вдоль дунитового слоя в Оспинском массиве

Номер пробы (число определений)	Абсолютная высота, м	Минеральный состав, %			Вес. %					Оливин, вес. %		
		Ol	Py	Hd	MgO	FeO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	NiO	MgO	FeO
1076(4)	2500	83	10	7	45,72	7,85	0,26	0,026	0,04	0,26	47,93	9,6
					45,4—46,14							
1072(3)	2450	85	9	6	46,68	7,80	0,21	0,020	0,39	0,27	48,0	9,25
					45,79—46,04							
1053(4)	2350	81	9	9	47,65	8,60	0,28	0,0019	0,22	0,29	50,30	8,26
					47,56—48,36							
542(3)	2200	83	7	10	47,56	8,3	0,30	0,002	0,07	0,28	50,26	8,95
					47,07—47,60							
510(3)	2100	82	8	10	48,0	8,5	0,33	0,002	—	0,32	51,50	8,70
					47,7—49,0							

неидентичный характер распределения петрогенных и рудных элементов. Обычно вдоль тел дунитов на изученных отрезках с глубиной наблюдается увеличение содержания Mg на 3—5% (рис. 18), а также хрома на один порядок. В этом же направлении снижается количество Fe, Al и Ca. Особенно четко эти вариации химизма заметны в наиболее крупных массивах (Оспинский и Ергакский). Аналогичное распределение наблюдается в перидотитах Борусского и Куртушубинского массивов Западного Саяна. Принимая во внимание направленный характер изменения содержания, мы вправе высчитать градиент концентрации отдельных элементов по формуле $C_K = \frac{x_I - x_{II}}{e}$, где e — интервал, а x_I и x_{II} — крайние величины концентрации. В Оспинском массиве максимальный градиент концентрации на интервале 900 м имеет такой элемент, как Mg; затем в порядке его убывания располагаются Si и Fe²⁺. Резко понижен C_K у Al, Ca и Ni; минимальное значение C_K имеет Ti.

Процесс серпентинизации в значительной мере затушевывает рисунок первичного распределения элементов, но в серпентинитах разных массивов

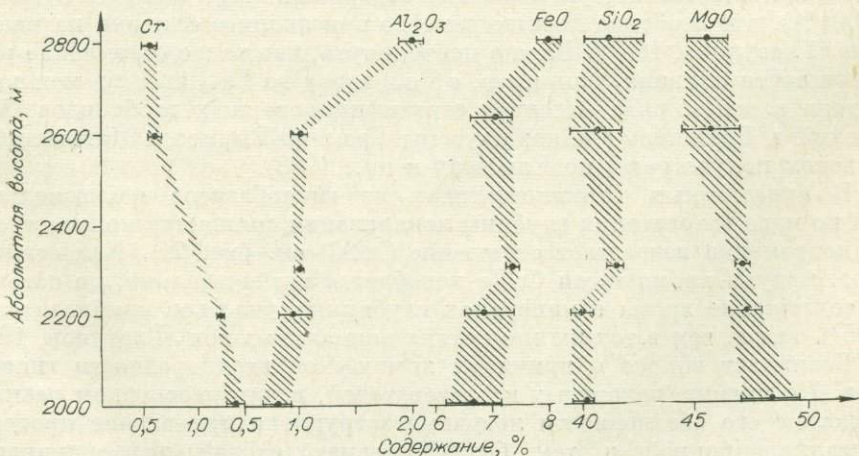


Рис. 18. Наиболее общая картина определения окислов элементов и хрома по глубине дунитовой колонны. Каждая проба — среднее из трех определений.

вов выдерживаются в общем те же закономерности распределения элементов (см. рис. 30), которые имеют место в дунитах и перидотитах.

Отмеченная перитмичная, скрытая химическая мегаполосчатость наблюдается в большинстве крупных тел дунитов и перидотитов Сибири. Будучи первично-магматической по своей природе, она подчеркивает слабо выраженную петрографическую зональность массива. Можно указать на Вайкар-Сыньинский массив на Полярном Урале [Савельева, 1973], Шаманский [Грудинин и др., 1974] и Оспинский [Белов, Богидаева, 1962] в Прибайкалье, где появляется достаточно ясная гетерогенность состава. В качестве дифференцированных гипербазитов приводятся массивы Кызыл-Даг в Турции и Тродос на Кипре [Мурс, Вайн, 1973]. Имеются и другие примеры первичной гетерогенности состава гипербазитов. Н. В. Павлов (1975) отмечает, что в гипербазитах в массивах Урала (Крака, Нурали, Кемпирсай) наблюдается отчетливая приуроченность лерцолитов и базальных горизонтов хромита к лежащему боку массивов, причем отмеченные следы первичной гетерогенности не имеют общего с неоднородностью, созданной вторичными и, в частности, метасоматическими процессами [Штейнберг и др., 1968]. Вместе с тем нужно признать, что, несмотря на отмеченную химическую полосчатость в гипербазитовых массивах, все-таки не обнаруживается постепенных переходов от перидотитов к габбро, как это имеет место в габбро-перидотитовых ассоциациях. Тем самым ликвидируются всякие сомнения о сопоставимости гипербазитов с «горячими» интрузиями типа Довыренских и Лысанских в Сибири, типа Москоск в Канаде (по Irvine) или интрузий Срединно-Океанических хребтов [Аументо и др., 1973].

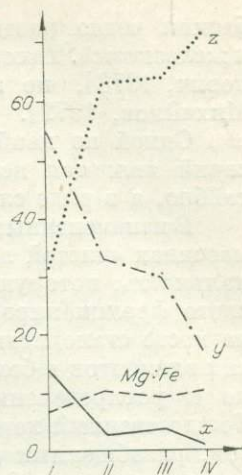
Но если химический состав тел гипербазитов магниезиального типа заметно изменяется по глубине, то для гипербазитов железистого типа он остается достаточно монотонным. Слабая расчлененность рельефа не позволяет составить четкое представление об изменении состава этих массивов с глубиной, хотя в разрезах тел, смещенных по горизонтали, видно, что наиболее глубоководные массивы этого типа обогащены Fe и обеднены Mg. Те же особенности полярного распределения элементов наблюдаются в дунитах горы Соловьевой на Урале.

Отмеченные выше вариации пород вдоль тел дунитов и перидотитов вызваны, очевидно, не столько разным соотношением породообразующих минералов, сколько колебанием их химического состава. Действительно, железистость оливина обычно возрастает от тыловой ($Fe_{8,0}$) к передовой (Fe_{12}) части колонны дунитов магниезиального типа, при этом в оливине, естественно, уменьшается содержание Mg, а также Ni (с 0,07 до 0,01%), что особенно хорошо заметно при анализе оливина на квантометре [Глазунова, 1967]. Важно подчеркнуть, что то же стремление роста железистости оливина (например, с Fe_{30} внизу до Fe_{90} вверх) можно наблюдать в целом ряде массивов стратифицированных габброидов (Крыжинский в Восточном Саяне; плутоны Гремяко-Вурмес и Цагинский на Кольском полуострове, по Елисееву и др., 1968).

В акцессорных хромшпинелидах из гипербазитов магниезиального типа по мере возрастания глубины локализации снижается количество Mg и одновременно возрастает отношение Cr/Al (см. рис. 24). Как отмечено ранее, модуль хромистости Cr/Fe колеблется незначительно, но абсолютное содержание хрома в минералах глубинных участков приблизительно на 35% выше, чем в тех же минералах апикальных зон [Глазунов, 1971].

Возникает вопрос о причинах химической неоднородности гипербазитов. По мнению некоторых исследователей, в ультраосновном расплаве вследствие его обедненности летучими затруднено проявление процессов кристаллизационной и тем более пневматолитовой дифференциации. Нельзя объяснить это явление массовой серпентинизацией, поскольку последняя в общем случае приводит к незначительному перераспределению элементов.

Рис. 19. Изменение петрохимических параметров по Н. Д. Соболеву (1959) в среднем гипербазите. Пояса: I — Идарский, II — Куртушубинский, III — Северо-Саянский, IV — Ильчирский.



Частично вариации состава, а в частности, дефицит Mg при серпентинизации может быть перекрыт появлением новообразованного брусита, что само по себе уже указывает на отсутствие выноса Si и Mg [Хитаров и др., 1967]. Но наиболее вероятной причиной направленного изменения химического состава гипербазитов, а также породообразующих и акцессорных минералов является фракционирование расплава в период поступления его из подводящего канала в камеру и, возможно, даже дифференциация на месте становления. Рис. 18 и табл. 3 показывают, что в телах дунитов распределение ведущих элементов по падению колонны описывается кривыми, аналогичными кривым распределения элементов в стратифицированных массивах, где основные тенденции распределения (Mg в нижней, а Fe в верхней части тел) создаются эффектом гравитации. Обнаруживается также сходство в изменении состава минералов на разных гипсометрических уровнях.

Во многих работах по геохимии важное место отводится регионально-геохимическим построениям. В данном случае также могут быть вскрыты закономерности изменения химизма гипербазитов и габброидов в масштабе отдельных поясов. Если говорить о габбро-пироксенитовой формации Сибири, то можно обратить внимание на низкую магнезиальность, аномально низкую титанистость и высокую кальциевость пород Лысанского пояса по сравнению с породами соседнего Манского и Колпинского поясов [Глазунов, 1975]. Ранее был отмечен факт повышенной щелочности габброидов Манского пояса, что связывалось с развитием его поблизости от выступов фундамента платформы. По простиранию Лысанского пояса от его центра к флангам снижается степень железистости и титаноносности габброидов и ультраосновных пород. В составе формации с возрастанием роли габброидов в сторону Западного Прибайкалья снижается содержание Fe и Ti. Направленное изменение химизма устанавливается также вкрест простирания отдельных наиболее крупных поясов гипербазитов. Как подчеркивалось ранее [Глазунов и др., 1973], по мере перехода от Ильчирского пояса к Куртушубинскому и от него к Северо-Саянскому в гипербазитах наблюдается достаточно четкое нарастание среднего содержания Ti и щелочей при снижении Mg и Sr. Хорошим показателем изменения среднего состава гипербазитов в этом направлении являются характеристики x , y , z и MgO/FeO (рис. 19) и, кроме того, статистические параметры неизменных пород.

В результате всего сказанного можно сформулировать следующие выводы к данному разделу.

Каждая из рассмотренных формаций характеризуется только ей присущими чертами петрохимии. Габбро-сиенитовая и габбро-диабазовая ассоциации представляют типичный базальтоидный ряд. Повышение дисперсии содержания Mg, Fe и других элементов в массивах габбро-сиенитовой формации отражает высокую степень их стратифицированности, чего нельзя сказать о габбро-диабазовой ассоциации, где только отдельные массивы выделяются аномальной железистостью или щелочностью. Габбро-пироксенитовая и габбро-перидотитовая формации занимают промежуточное положение между гипербазитами и базальтоидами, причем породы первой отмечаются повышенной щелочностью, а второй — относительно высокой магнезиальностью. По петрохимическим данным гипер-

базиты четко разделяются на два генетических типа — магнезиальный и железистый. Такое деление может быть сделано не только в Сибири [Немцович, 1973], но и в других районах Советского Союза [Лазарев, 1971; Михайлов, 1972].

Одной из наиболее характерных особенностей состава офиолитовых серий является ясная комплементарность химизма пары гипербазит — габбро, а в ряде случаев и пород ряда гипербазит — габбро — вулканит.

В неизменных дунитах и перидотитах, не говоря уже о габброидных массивах «чистой линии», проявляется четкая первичная химическая зональность, которую трудно объяснить, не привлекая процесс магматического фракционирования расплава в глубинных очагах и возможно даже на месте становления. Еще раз подчеркнем, что распределение Mg и других элементов в большинстве тел гипербазитов магнезиального типа близко к распределению в стратифицированных базальтоидных плутонах. Тожественный характер распределения элементов в массивах гипербазитов, разобщенных в пространстве, указывает на слабую меланжированность последних. Эти данные в то же время являются серьезным возражением тезису об астенолитовой природе всех гипербазитов [по С. Москалевой, 1962]. В самом деле, трудно представить блоки верхней мантии без нарушения пространственной ориентировки и сохранившие одинаковое или близкое распределение элементов. Высокая неоднородность минерального и химического состава присуща наиболее крупным массивам, тяготеющим к границе складчатого сооружения с Сибирской платформой (Оспинский, Парамский, Ергакский). Раздельно в каждой подборке дунитов и перидотитов наблюдаются в общем слабые вариации содержания петрогенных элементов, что можно связать с высокой фракционированностью первичного расплава.

По сравнению с только что охарактеризованными гипербазитами соответствующие породы железистого типа имеют более монотонный состав независимо от своего местоположения в блоках кристаллического цоколя Сибирской платформы. Высокие дисперсии концентраций ряда элементов являются отражением слабой дифференцированности расплава. Выдержанное постоянство минерального и химического состава древнейших гипербазитов и несколько отличная картина распределения элементов по различным сечениям говорят о своеобразии условий их образования. В различных поясах гипербазитов магнезиального типа, а также частично в полосе гипербазитов железистого типа в пределах Идарского хребта Восточного Саяна наблюдается возрастание концентрации Ti и Fe от Прибайкалья с приближением к северо-западной части Восточного Саяна. Характерно, что в этом же направлении увеличивается концентрация Fe и Ti вдоль пояса габбро-пироксенитовой формации. Наблюдается некоторый рост концентрации щелочей в телах гипербазитов с приближением их к блоку байкалид.

Гетерогенность химического состава гипербазитов магнезиального типа возрастает по мере увеличения размеров массива и приближения их к границе с Сибирской платформой или к обособленным выступам ее гнейсового основания. Относительно высокая степень неоднородности состава Оспинского, Шаманского и Парамского массивов по сравнению с массивом Северо-Саянского и Куртушубинского поясов связана с развитием структур, вмещающих эти пояса в более стабильных условиях на коре континентального типа [Алтухов, Глазунов, 1976].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГАББРОИДАХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ КОМПЛЕКСАХ

В основе геохимического подхода к изучению тех или иных образований лежит концепция большой чувствительности редких и рассеянных элементов к изменению условий, чем и определяется индикаторная их роль и возможность использования для реставрации физико-химических палеосистем.

Одной из главных задач геохимии является выяснение закономерностей распределения и поведения редких элементов на различных стадиях эндогенного процесса. С особой остротой эта задача относится к базитам и гипербазитам не только потому, что они изучены слабее, чем другие породы, но и потому, что исследование их может приблизить нас к решению важных теоретических вопросов магмо- и рудообразования, обосновать представление относительно источника рудного вещества и химической модели верхней мантии. Расшифровка особенностей миграции рудообразующих элементов наряду с этим может получить прямой выход в практику.

Цель данного раздела — выяснить основные черты геохимии элементов в процессе становления очагов габброидного и ультраосновного расплава, проследить общие геохимические пути одних и тех же элементов в массивах разного состава, возраста и тектонического положения, найти элементы-индикаторы собственно магматического процесса, а также геохимические параметры, пригодные для расчленения ассоциаций пород.

Высокая и своеобразная металлоносность ряда массивов в то же время продиктовала необходимость сосредоточить внимание на изучении в них элементов группы железа. Именно эти элементы отличаются наибольшей практической значимостью и дают максимальную информацию о первичном составе магмообразующего субстрата, так как в силу устойчивости ядер и высокой удельной энергии связи эти элементы подвергались меньшим временным трансформациям [Ферсман, 1934]. Наряду с этим изучались особенности распределения таких характерных для базитов элементов, как Sr, Rb, Au, а для гипербазитов — платиноидов и др.

Для удобства изложения геохимия элементов рассмотрена в следующей последовательности: Ti, V, Cr, Ni, Co, Pt, Au, Sc, Zr, Hf, Nb, Ta, щелочи (Na, K, Li, Rb), Sr, редкие земли.

Такой ряд учитывает классификацию А. Е. Ферсмана и отражает роль и форму нахождения элементов в рудообразующем процессе габброидов и гипербазитов. Однако сразу же следует оговориться, что он является и в достаточной степени условным. Как видно, на первом месте в нем стоит титан как элемент, с которым связаны наиболее крупные концентрации в габброидах. Но к рудообразующим в габброидах можно отнести не только титан и ванадий, но и никель, а в гипербазитах кроме хрома еще и платину, палладий и никель, причем титан и хром образуют преимущественно окислы, а никель и кобальт — сульфиды.

Из самородных элементов описаны платина, палладий и золото. Обращает на себя внимание локализация платины в самородном виде,

а палладия и золота преимущественно в рассеянном состоянии в сульфидях.

В группу рассеянных элементов включены скандий, цирконий, ниобий, тантал, РЗЭ, как элементы, кристаллохимически близкие петрогенным аналогам и изоморфно входящие в порообразующие минералы. В гипербазитах к рассеянным следует причислить титан, ванадий, а также калий, натрий, рубидий и литий, хотя в отдельных случаях калий и натрий также могут концентрироваться в виде акцессориев (меррихьюит-рёддерит).

Не совсем четкое место в этом ряду занимает стронций. В гипербазитах его принадлежность к категории рассеянных элементов не вызывает сомнения, но в габброидах, где региональный фон превышает среднемировую распространенность, едва ли целесообразно считать стронций рассеянным.

Особое место в гипербазитах занимает никель. В породах магнезиального типа элемент следовало бы отнести к рассеянным на том основании, что он образует только акцессорные сульфиды или входит в виде примеси в другие постериорные минералы. Однако в гипербазитах железистого типа он проявляет сильное стремление к концентрации в рудные тела и, очевидно, может расцениваться как рудный или потенциально рудный элемент.

2.1. ТИТАН

Применение титана и его сплавов в промышленности неуклонно возрастает и будет возрастать в будущем вследствие высокой их технико-экономической эффективности [Корнилов, 1973]. Планируемое увеличение энергетики и развитие металлургии титана в Сибири и других районах СССР потребует научного подхода к оценке известных рудных объектов и обобщения материалов по титаноносности магматических комплексов.

Титан обуславливает специфичность геохимии большинства базальтоидных формаций байкалид Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и других районов. Среди них наиболее перспективна на титан габбро-пироксенитовая формация, массивы которой вмещают крупные ильменито-титаномагнетитовые месторождения Лысанской группы [Глазунов, 1975]. Кроме того, важное место отводится габбро-диабазовой формации, с которой связаны существенные рудные локализации ильменита в метагаббро (Мало-Тагульский и другие массивы). В меньшей мере титаноносна габбро-сиенитовая ассоциация [Шелковников, 1958; Богатиков, 1966].

Средневзвешенное содержание элемента для габбро-пироксенитовой формации по 237 анализам (3,0%) в несколько раз выше регионального значения (0,68%) для основных пород Алтае-Саянской области [Абрамович, Высокоостровская, 1963] и мировой распространенности (0,5%, по А. П. Виноградову, 1962). Содержание TiO_2 снижается от габбро-сиенитовой (2,13%) к габбро-перидотитовой (0,87%) ассоциации.

По степени титаноносности внутри габбро-пироксенитовой формации главное место занимают клинопироксениты, вслед за ними располагаются вебстериты, а затем — габбро, причем в первом и третьем типах пород преобладает ильменит, а во втором — титаномagnetит. Содержание TiO_2 в среднем габбро приближается к 4%, а в крупнозернистых, пегматоидных или апатитовых разностях достигает 6%, что значительно превышает среднее для базальтов и в том числе для траппов Сибирской платформы [Нестеренко и др.].

Ультраосновные члены формации также отличаются повышенным содержанием Ti относительно регионального среднего для ультрабазитов такой титаноносной провинции, как Урал (0,06% Ti) [К. Золоев и др.].

В этом отношении они приближаются к крайним дифференциатам щелочно-ультраосновных комплексов.

Большинство минералов формации также несет повышенное содержание Ti, но каждая парагенетическая ассоциация характеризуется своим процентным уровнем, который определяется условиями образования этой ассоциации.

При рассмотрении особенностей распределения элемента в региональном плане прежде всего обращает на себя внимание высокая титаносодержательность пород собственно Лысанского пояса по сравнению с Манским поясом и другими массивами, лежащими на его продолжении. Устанавливается также повышенная концентрация во вмещающих эффузивах и амфиболитах протерозоя Восточного Саяна [Глазунов, 1965], что увязывается с представлением о высокой титаносодержательности разновозрастных базальтоидов Саяно-Байкальской области [Белоусов, 1971]. В пределах Лысанского пояса максимально насыщены титаном ультраосновные породы и габбро центральной его части и заметно обеднены фланги.

Региональная распространенность TiO_2 в габбро-диабазовой и габбро-сиенитовой формации раздельно равна 1,40 и 2,42%. Характер распределения элемента внутри массивов обуславливается пространственным размещением рудных и силикатных минералов, обогащенных титаном. Но если в стратифицированных массивах, так же как и в траппах, максимумы концентрации приходятся на апикальные части тел и накопление Ti во времени в общем носит прогрессивный характер, то в современных срезах массивов древнейшей габбро-диабазовой формации Сибири картина концентрации в большей степени отражает метаморфическую зональность. Например, в габбро-амфиболитах Мало-Тагульского массива Восточного Саяна метаморфизм гранулитовой фации завершается собирательной перекристаллизацией пластиночек ильменита в титаномagnetите с высвобождением в виде обособленных зерен. Отмеченное выше преобразование обнаруживает ряд общих черт с картиной метаморфизма в массивах Южного Урала [Мясников, 1959; Карпоза, Булова, 1970] и Финляндии [Räåkonen, 1956].

Основное количество Ti в различных габброидах сконцентрировано в таких минералах, как титаномagnetит и ильменит, второстепенное — в силикатах. К минералам-носителям Ti относится сфен, титан-авгит, керсутит и зеленая роговая обманка. Для габбро-пироксенитовых массивов характерным является перовскит. Другие минералы почти не оказывают влияния на баланс Ti.

Титаномagnetит в разной степени насыщен титаном. Ранние акцессорные, а следовательно, и наиболее высокотемпературные разновидности габбро-пироксенитовой формации несут до 8% TiO_2 ; в продуктивной генерации содержание поднимается до 14% за счет возрастания количества ульвошпинели, а в жильном типе снова падает до 12% [Глазунов, 1975]. В том же минерале габбро-сиенитового ряда количество TiO_2 часто достигает 17%, варьируя около 13%. Причем здесь минерал несет больше Al [Вахрушев, Кривенко, 1966] и сохраняет те же черты возрастания концентрации от ранних генераций титаномagnetита к поздним. Максимально титаносодержательный минерал из габбро-диабазовой формации (до 20% TiO_2), что характерно для базальтоидов гипабиссальной фации и других районов [Состав..., 1965]. Рудный титаномagnetит этой ассоциации в Сибири умеренно насыщен TiO_2 (3—7%), но отличается присутствием Zr (см. гл. 3).

Из таблиц распределения Ti видно, что по мере перехода от ультраосновных пород к основным уменьшается доля «рудного» титана за счет вхождения элемента в силикаты. Если отношение весовых процентов элемента, приходящегося на рудную и силикатную части, в оруденельх вебстеритах габбро-пироксенитовой формации равно 24—70, то в габбро оно снижается до 2,0. В сливных и вкрапленных рудах Мало-Тагульского

Распределение двуокиси титана и железа в минералах сливных и вкрапленных руд, залегающих среди гранатовых габбро-амфиболитов Мало-Тагульского массива

Минерал	Содержание минерала, %	Содержание в минерале, %		Процент, приходящийся на минерал		TiO_2 рудн
		TiO_2	Fe _{вал}	TiO_2	Fe _{вал}	TiO_2 сил
Проба Т-3 (богатые руды)						
Ильменит	10	50,0	37,73	42,7	8,8	—
Титаномагнетит+магнетит	53	7,93	63,52	30,5	78,8	2,7
Силикаты	37	6,5	14,2	26,8	12,4	—
	100			100,0	100,0	
Проба Т-5 (бедные руды)						
Ильменит	3,7	45,62	41,53	47,59	5,89	—
Титаномагнетит+магнетит	23,3	3,20	68,24	25,49	61,18	2,7
Силикаты	73,0	1,30	11,80	26,92	32,93	—
	100,0			100,0	100,0	

габбро-диабазового массива параметр $Ti_{рудн}/Ti_{сил}$ приближается к 3 (табл. 4), указывая на более высокую долю рассеянного Ti по сравнению с теми же породами габбро-пироксенитового ряда. В основных породах габбро-сиенитовых массивов (главным образом в феррогаббро) это отношение колеблется около 2,5. Нередко, и то в случае присутствия раннего биотита, оно поднимается до 9. Очевидно, появление раннего биотита, захватывающего значительную часть титана, создает препятствие для образования окислов. Аналогичные соотношения выдерживаются в траппах и гранитоидах, где основное количество Ti также связано с биотитом [Таусон, 1971]. Но если в гранитоидах смещение Ti в силикатную часть является ординарным, то для габброидов — редким, но исключительно важным явлением, снижающим рудную продуктивность массивов. Этот вывод, обоснованный нами, может быть реализован в практике.

Вопрос о распределении Ti не будет ясным до конца, если не рассмотреть соотношение его с другими элементами. Так, когерентность Ti и Fe выдерживается во всех габброидных формациях. Причем наиболее четко проявляется она в габбро-пироксенитовых интрузивах. В ультраосновных членах габбро-пироксенитовой формации Ti положительно не коррелируется ни с одним из петрогенных элементов, кроме железа [Глазунов, 1973]. Однако здесь выражена отрицательная связь Ti с Si, Mg и Cr. В габбро титан связан прямой зависимостью не только с Fe, но и с Ca. Во многих телах серпентинитов кривые распределения содержания Ti и Mg по разрезу обнаруживают отчетливую взаимную дискордантность. Некоторой иллюстрацией обратной связи Ti и Mg может служить факт низкой титаноносности наиболее магnezиальных ультраосновных пород габбро-пироксенитовой формации. Вместе с тем в пологозалегающих телах наблюдается совпадение максимальных содержаний Ti и Mg. Это может объясняться местным проявлением процесса гравитационного фракционирования либо, напротив, насыщением остаточным рудным расплавом твердеющей силикатной массы под давлением (по механизму filterpressing). Вполне возможно и участие процесса метасоматоза, приводящего к образованию ильменитсодержащих клинопироксенитов. В стратифицированных массивах Ti также не связан с Mg, что отрицывает тенденцию накопления его в наиболее железистых разновидностях пород [Глазунов и др., 1973]. Это, в частности, видно из четкого соответствия содержания рудных и железистости породообразующего оливина.

Следует остановиться на изучении корреляции титана со щелочами и кальцием. Эта связь имеет важное значение и выдерживается во многих

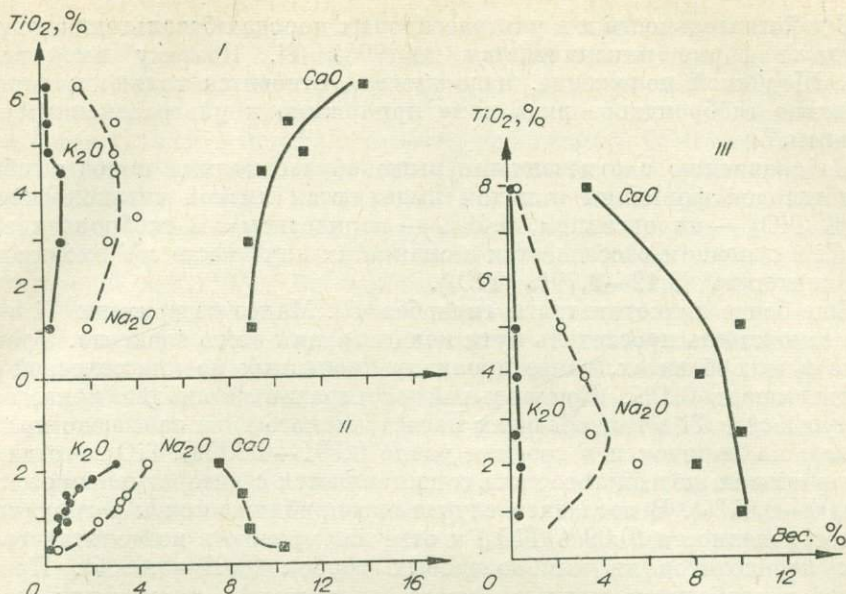


Рис. 20. Различные варианты соотношения TiO_2 с K_2O , Na_2O и Ca в габброидах.

I — габбро-пироксенитовые массивы; II—III — габбро-сиенитовые массивы (II — Скергард, Гренландия; III — Патын, Кузнецкий Алатау).

габброидных интрузиях Сибири [Богатиков, 1966], Урала и других областей [Морковкина, 1964]. В зависимости от типа интрузии может быть намечено несколько вариантов распределения. Как видно на рис. 20, когерентность титана и щелочей эффективнее проявляется при низком содержании Fe и Ti на ранних этапах кристаллизации габброидной магмы. При этом повышенное содержание K и Na способствует рассеянию элемента в силикаты (рис. 21). По мере эволюции системы эта тенденция переходит в свою противоположность.

Для выяснения особенностей распределения Ti весьма важно проследить соотношение элемента с фосфором и Al. В большинстве габброидных массивов различных формационных групп устанавливается связь не только содержания, но и дисперсии Ti и P [Поляков и др., 1973]. В ультраосновных породах той же формации между Ti и Al не наблюдается надежной корреляционной связи ($r = -0,04$). Это отличает их от гипербазитов железистого типа, где Ti не только когерентен с Al, но где теснота связи возрастает от серпентинитов ($r_{Ti-Al} = 0,2$) к дунитам ($r_{Ti-Al} = 0,6$). Что же касается габбро, то там между этими элементами выдерживается обратная зависимость, которая, кстати сказать, характерна для базальтов вообще [Беус, 1972].

В связи с этими данными становится непонятным утверждение В. В. Щербины (1963) о том, что только Ca — Al среда благоприятно сказывается на обособлении Ti в виде окислов, тогда как избыток Mg и дефицит Al способствуют его кристаллохимическому рассеянию в силикатах.

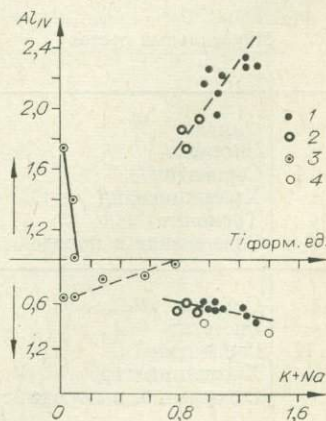


Рис. 21. Зависимость содержания титана от содержания алюминия и щелочей в амфиболе габбро. Формации: 1, 2 — габбро-пироксенитовая Восточного Саяна (1), Кузнецкого Алатау (2); 3 — гипербазитовая; 4 — габбро-сиенитовая.

В действительности и в ультраосновных породах базальтоидного ряда в рудной форме накапливается до 90% Ti. Поэтому высказанное В. В. Щербингой положение, надо думать, относится только к породам собственно габброидного ряда и не приложимо к ультраосновным производным.

По сравнению с отмеченными выше образованиями породы габбро-перидотитовой формации в целом выделяются низкой титаноносностью (0,60% TiO₂ — пироксениты, 0,44% — перидотиты). В габброидах этого типа Ti в основном рассеивается в силикатах или вместе с V входит в состав магнетита (3,12—3,70% TiO₂).

Еще более низкотитанисты гипербазиты. Малое содержание Ti в них дает возможность проследить пути концентрации этого элемента. Уровень титана в гипербазитах, ранее проанализированных по классической схеме, превышает 0,1%. Контрольный спектральный анализ показывает, что количество Ti в гипербазитах магнезиального типа завышено приблизительно на порядок и в среднем равно 0,001—0,002% TiO₂, тогда как в гипербазитах железистого типа сопоставляется с литературными данными (0,04—0,07%). В последнем случае оно приближается к региональной распространенности (0,09% TiO₂) и отвечает уровню в ксенолитах гранатовых перидотитов из кимберлитовых трубок (0,07—0,09%). Правда, в ряду гипербазитов магнезиального ряда иногда тоже фиксируются экстремальные значения, но они приходятся только на отдельные массивы (например, Борусский в Сибири), и природа их пока не ясна. Содержание TiO₂ в гипербазитах характеризуется не только низким уровнем, но и неравномерным его распределением (см. табл. 7). В ультраосновных породах гипербазитов, так же как в габбро-пироксенитовой формации, концентрация Ti тем более не зависит от магнезиальности пород, что подчеркивается низкими $r_{Ti-Mg} = 0,29$ и отражает различие размеров и зарядов данных ионов. Но в то же время в различных ассоциациях обнаруживается тесная связь Ti с Fe²⁺. Особенно четко Ti коррелируется с суммарным железом, что иллюстрируется диаграммой (см. рис. 9, 10).

Первичный характер Ti в гипербазитах железистого типа определяется присутствием ильменита. Важно, что породы этого типа являются единственными среди гипербазитов континентов, где Ti прямо коррелируется с Cr ($r_{Ti-Cr} = 0,90$). В этом отношении они идентичны с перидотитами из включений в кимберлитах. В гипербазитах магнезиального типа из различных районов, напротив, выдерживается обратная корреляция Ti и Cr (см. рис. 56), что имеет важный генетический смысл [Глазунов,

Распределение элементов в минералах

Минеральный состав		Вес. % минерала	Содержание элементов в минерале				
			Ti	V	Cr	Ni	Co
I	Оливин	28,2	0,019	0,0014	0,017	0,22	0,013
	Энстатит	36,5	0,009		0,090	0,130	0,012
	Серпентин	26,7	0,021	—	0,035	0,016	0,010
	Хромшпинелид	3,8	0,27	0,10	6,9905	0,310	0,012
	Тремолит	2,5	—	—	0,013	0,090	0,012
	Содержание в породе	—	0,041	—	0,30	0,210	0,011
II	Оливин	83,8	0,03	0,001	0,018	0,180	0,009
	Энстатит	3,3	0,06		0,15	0,150	0,012
	Серпентин	10,0	—	—	0,02	0,170	0,012
	Хромшпинелид	2,9	0,11	0,011	7,98	0,360	0,012
	Содержание в породе	—	0,049	—	0,25	0,16	0,011

Примечание. I — перидотит (1582), Кингашский массив; II — дунит (122), Борын

1977]. Рассматривая соотношение элементов, следует иметь в виду также, что в ряде случаев неодинаковый характер связи титана с элементами обусловлен вторичными процессами. К ним прежде всего относятся метасоматоз и серпентинизация, которые приводят к изменению формы вхождения титана, а иногда и к росту содержания. О значении метасоматоза как процесса, ответственного за концентрацию, нами написан ряд работ [Глазунов, 1965; Глазунов, 1975]. Накопление титана ярко проявляется при серпентинизации перидотитов. Титан концентрируется в гипербазитах на контакте с жилородными телами метасоматического энстатита [Юдин, 1959] или жилами энстатит-диопсид-амфиболового состава. Интересно подчеркнуть, что даже в участках развития среди серпентинитов полосчатого диопсид-цоизитового габброподобного комплекса, аналогичного описанному на Полярном Урале [Морковкина, 1967], в непосредственном соседстве с полосами наблюдается более чем двукратное возрастание количества Ti к уровню элемента как в серпентинитах, так и в габброидах. Накопление титана в этом случае сопровождается привнесом Ca, Al. Но незначительные масштабы переноса титана при серпентинизации и метасоматозе обуславливаются не только бедностью гипербазитов этим элементом, но низким содержанием щелочей, обычно усиливающих подвижность титана [Глазунов, 1975].

Максимальное содержание Ti в наиболее распространенных минералах гипербазитовой ассоциации приходится на хромшпинелиды, причем главным концентратом элемента являются не хромшпинелиды, а оливины. В дунитах железистого типа на долю их приходится до 80% валового содержания (табл. 5, 6). В перидотитах Ti почти равномерно делится между оливином и энстатитом. Однако последний не занимает ведущее место накопителя даже в том случае, если составляет 30—40% породы. В мономинеральных энстатититах концентрация титана поднимается лишь до 0,04%. Этого нельзя сказать о диопсиде, где уровень элемента приближается к 0,1, не говоря уже о диопсидах габбро-пироксенитовой формации.

Вопросы структурного положения титана в силикатах продолжают быть в стадии изучения и обычно сводятся к рассмотрению соотношения Ti и Si. Антагонизм этих элементов четко обнаруживает себя в габбро различных формаций, несколько хуже — в ультраосновных породах. Природа связи этих элементов в расплаве является сложной, но несовместимость Ti и Si обосновывается экспериментально [Горценко, 1970]. Предполагается, что в определенной обстановке элементы имели различные геохимические пути и одновременно входили в комплексные анионы, за-

Таблица 5

гипербазитов железистого типа

Вес. % элемента, приходящегося на минерал					Процент элемента, приходящегося на минерал				
Ti	V	Cr	Ni	Co	Ti	V	Cr	Ni	Co
0,005		0,0048	0,062	0,003	21,1		1,50	37,35	31,94
0,003	0,0005	0,033	0,047	0,004	14,3	12,0	10,25	28,53	38,08
0,005	—	0,0095	0,043	0,0027	21,1	—	4,60	25,78	23,17
0,01	0,004	0,2650	0,012	0,001	43,5	88,0	83,54	7,0	4,27
—	—	0,0003	0,002	0,0003	—	—	0,09	1,32	2,56
0,02	0,0045	0,312	0,166	0,011	100,0	100,0	100,0	99,98	100,02
0,025	—	0,015	0,15	0,008	83,33	—	5,95	82,33	80,47
0,002	0,00003	0,005	0,005	0,0004	6,67	9,0	1,98	2,63	4,08
—	—	0,002	0,01	0,001	—	—	0,79	9,28	11,80
0,003	0,0003	0,23	0,01	0,0004	10,0	91,0	91,28	5,73	3,64
0,030	0,00033	0,252	0,18	0,009	100,0	100,0	100,0	99,97	99,99

ский массив (по данным Г. В. Филиппова).

Минеральный состав		Вес. % минерала	Содержание элементов в минерале, %						
			Ti	V	Cr	Ni	Co	Mn	Sc
I	Оливин	77,68	0,006		0,006	0,340	0,017	0,023	0,0003
	Энстатит	21,21	0,017	0,0057	0,31	0,11	0,006	0,03	0,0019
	Хромшпинелид	1,11	0,024	0,07	44,8	0,09	0,0033	0,09	0,0006
	Содержание в породе	100,00	0,010	0,0027	0,56	0,26	0,015	0,031	0,00023
II	Оливин	95,26	0,007	—	0,007	0,27	0,011	0,026	0,00047
	Энстатит	2,43	0,08	0,0016	0,33	0,103	0,0055	0,030	0,0005
	Хромшпинелид	1,09	0,144	0,19	41,9	0,05	—	0,15	0,0007
	Серпентин	0,52							
	Тальк	0,70							
	Содержание в породе	100,00	0,018	0,0021	0,45	0,23	0,012	0,029	0,00035

Примечание. I — перидотит; II — дунит.

меща друг друга. Возможность такого замещения заложена в амфотерных свойствах самого Ti, заключающаяся в способности элемента занимать позицию Si с образованием титано-кислородного радикала [Соболев, 1949] и одновременно не терять своего сродства с катионами.

Некоторые черты изоморфизма Ti нами рассмотрены ранее на примере клинопироксенов [Глазунов, 1975]. Не повторяя сказанного, отметим, что в авгитах, освобожденных от рудных включений, методом ЭПР обнаружены линии поглощения, близкие спектру Ti^{3+} в стеклах, где элемент выполняет роль активатора и входит кристаллохимически в состав комплексных силикатных соединений [Абрашитова, Петровская, 1967; Яфаев, Яблоков, 1962]. Присутствие Ti^{3+} обосновывается тем, что Ti^{4+} диамагнитен, не дает спектров ЭПР и почти не влияет на окраску искусственных стекол. Фиолетовую окраску слюд на основании спектров ЭПР [Заринов и др., 1967] относят также за счет вхождения Ti^{3+} . Л. В. Бершов и А. А. Зотов (1968) показали при изучении кианита методом ЭПР, что именно Ti^{3+} в отличие от Ti^{4+} обуславливает появление синей и фиолетовой окраски минерала. Изоморфизм Ti в силикатах отмечен в ряде экспериментальных работ [Цветков, 1951; Seward, 1971], вместе с тем есть указания на ограничение его рядом факторов. Например, вхождение элемента в кристаллическую решетку авгита допускается в обстановке повышенной щелочности [Соболев, 1949; Prewitt e. a., 1972; Добрецов и др., 1974]. Очевидно, при этом должно выполняться условие умеренного давления, так как высокое давление обычно приводит к переходу $Al_{IV} \rightarrow Al_{VI}$, что, в свою очередь, мешает изоморфизму [Verhoogen, 1962]. На затрудненное изоморфное вхождение Ti в решетку синтетических клинопироксенов по сравнению с Cr, V и Ni (система $Ca, MgSi_2O_6 - Na_2Si_2O_6 - H_2O$ давление пара 1000 бар) указывается в эксперименте [Seward, 1971].

Анализ статистических данных [Лик, 1967] и инфракрасных спектров [Ковалев, Христофоров, 1970] приводит к согласованному выводу о вероятном нахождении Ti в позиции Si (низкотитанистые амфиболы), чему в значительной мере способствовало присутствие Al_{IV} . В высокотитанистых амфиболах наибольшее количество Ti входит в катионную группу.

Из рассмотрения геохимии титана вытекают следующие выводы. Наиболее титаноносными являются базальтоидные интрузии, принадлежащие к габбро-пироксенитовой и габбро-диабазовой формациям. Менее перспективны на титан по современным кондициям габбро-сиенитовые интрузии. Общей для габброидных массивов является преобладающая концентра-

в минералах гипербазитов

Процент элемента, приходящегося на минерал								
Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	Mn	Sc	Cu
0,0009	54,91		0,84	91,55	91,32	71,10	39,89	61,06
0,0021	42,06	60,0	11,16	8,10	8,43	24,90	59,08	38,94
—	3,04	40,0	88,00	0,35	0,25	4,00	1,03	—
0,0008	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
0,0007	66,34	—	1,42	98,86	98,72	91,57	95,74	98,24
0,0005	18,81	1,77	1,70	0,95	1,28	2,57	2,61	1,76
—	14,85	98,23	96,88	0,19	—	5,86	1,65	—
0,0011	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

ция титана в окисной форме (титаномагнетит, ильменит) вне зависимости от формационной принадлежности и фациального типа интрузий. Появление раннего биотита препятствует образованию окиснорудных минералов и снижает продуктивность массивов на титан. Доля рудного титана снижается по мере уменьшения основности и возрастания щелочности пород и степени их метаморфизма.

Региональный метаморфизм и метасоматоз приводят к природной сепарации ильменита из титаномагнетита и способствуют частичному рассеянию элемента в силикатах. В ультраосновных дифференциатах концентрация Ti не коррелируется с содержанием Mg, Si, но тесно связана с Fe.

Габброиды разных формаций обнаруживают в общем четкое сродство с фосфором и щелочами, причем максимум когерентности приходится на стратифицированные массивы (для Саяно-Байкальской области — габбро-сиенитовая формация). Гипербазиты магниезального и железистого типа заметно различаются по содержанию титана. Относительно более титаноносны гипербазиты железистого типа и гранатовые перидотиты из кимберлитов. В обоих типах пород Ti тесно коррелируется с Cr. Если в габброидах концентратом Ti являются окиснорудные минералы, то в гипербазитах — оливин и хромшпинелид. Имеются данные о присутствии в кимберлитах титанистой разновидности оливина. В отличие от оливина из гипербазитов железистого типа оливины альпинотипных пород бедны Ti, и содержание элемента в них находится в обратной зависимости от содержания Cr.

В габброидах гипербазитового ряда концентрация титана заметно ниже, чем в породах других формаций. Соотношение Ti в габбро и ультраосновных дифференциатах гипербазитов в отдельных массивах комплексно. Обнаруживается некоторое подобие особенностей распределения Ti в габбро-пироксенитовой ассоциации и щелочно-ультраосновной формации, а также в базальтоидах щелочного ряда (типа Восточно-Африканского рифта), выраженное в приуроченности богатых титановых концентратов к ранним дифференциатам. Необходимым условием высокой их титаноносности является наличие глубинных промежуточных очагов. Обогащение дайкообразных массивов габбро-диабазовой формации зависит от первичного состава интрузии; в стратифицированных габбро-сиенитовых массивах накопление Ti в значительной мере определяется дифференциацией на месте.

Распределение титана в массивах первого типа регулируется преобладающей кристаллизационной дифференциацией, тогда как во вторых — направляющее влияние имеет гравитационная дифференциация. В габбро-сиенитовых массивах значительную роль в переносе Ti наряду с летучими (O, P, Cl), видимо, играл механизм конвекции [Кузьмин, 1964], обеспечившей прогрессивное накопление элемента. Поведение титана в системах определялось режимом летучих, главным образом кислорода, направляющего фракционирование по пути Феннера или Боуэна (1934). Прогрессивный путь накопления элемента выражен ярче в стратифицированных массивах.

Представления о генезисе титановых локализаций обсуждались нами в специальных работах [Глазунов, 1964; Глазунов и др., 1973] и во избежание повторения здесь не приводятся. Остается только заметить, что геохимические данные подкрепляют прежние выводы о магматической природе титановой минерализации в породах различных формаций. В то же время они указывают на достаточно активную роль метасоматоза, обеспечивающего концентрирование титана, особенно в телах повышенной щелочности (габбро-пироксенитовая формация). В метагаббро-диабазовых массивах ведущее место в распределении Ti принадлежит метаморфической дифференциации.

2.2. ВАНАДИЙ

Несмотря на использование руд экзогенного типа, в последние годы промышленность резко увеличила потребление ванадия из магматогенных месторождений. Это связано с интенсивным внедрением в производство сплавов на основе титана, где норма присадки ванадия достигает 13% и более [Борисенко, Лапин, 1971, 1973].

Ванадий является характерным элементом пород габбро-пироксенитовой и отчасти габбро-диабазовой формации, где находится в концентрированном состоянии. В породах других формаций элемент широко рассеивается. В первой ассоциации ванадий не образует самостоятельных минералов, но благодаря высокому содержанию, так же как железо и титан, несомненно, имеет практическое значение. Первое место по насыщенности ванадием занимают рудные серпентиниты (0,064%), затем в порядке снижения содержания расположены безрудные их эквиваленты (0,05%), клинопироксениты (0,04%), габбро (0,03%) и альбититы (0,006%). Наиболее ванадиеносными являются оруденелые ультраосновные породы Лысанского пояса, а среди них — серпентиниты одноименного массива (0,07% V). Ультраосновные породы Манского пояса отличаются несколько пониженным содержанием ванадия. Еще более низкой концентрацией (0,003—0,006%) характеризуются породы Медвежьего и Урюпинского массивов Кузнецкого Алатау, также относящиеся к габбро-пироксенитовой формации [Никонов, Никонова, 1971].

Геохимические исследования [Борисенко, 1961] показывают, что в процессе серпентинизации уровень ванадия по сравнению с первичной породой практически не изменяется. Поэтому приведенные выше содержания по ванадию в серпентинитах можно считать отвечающими изначальному. В разных массивах Лысанского пояса содержание ванадия не остается постоянным и обычно отражает степень насыщенности пород рудными минералами. Максимальное количество ванадия в серпентинитах приходится на «лежачие бока» интрузивных тел. Рудные (ильменитовые) клинопироксениты несут 0,05% V за счет вхождения элемента в моноклинный пироксен, ильменит, амфибол, частично сфен и эпидот (см. рис. 22). В безрудных габбро Лысанского и Манского поясов концентрация ванадия почти равноценна (0,03%), а в ильменитовых габбро поднимается до 0,043%. Но это содержание не является максимальным. Среди

изученных габброидов Саяно-Байкальской области экстремально-высокое значение ванадия 0,03—0,046% приходится на габбро-диабазы, где ванадий концентрируется в магнетите. Габбро-диабазы и основные породы габбро-пироксенитовой формации по количеству ванадия слабо различаются друг от друга. В то же время имеется значимое расхождение по t -критерию ванадия между основными дифференциатами габбро-сиенитовой и габбро-пироксенитовой формаций (см. гл. 3). В габбро-сиенитовых массивах максимум элемента приходится на «прослой», обогащенные низкохромистым, а следовательно, низкотемпературным титаномagnetитом. Последний вообще является ведущим концентратом ванадия в габброидах различных формаций. Из всех примесей ванадий в нем имеет наибольшее практическое значение. Наиболее высокое содержание элемента определено в титаномagnetите из габбро-сиенитовой и габбро-диабазовой формаций, которое сопоставимо с уровнем элемента в том же минерале дифференцированных интрузивов [Борисенко, Лапин, 1971]. Среднее содержание ванадия в титаномagnetите габбро-пироксенитового ряда заметно ниже, причем установлено, что титаномagnetит продуктивной стадии богаче ванадием, нежели минералы жил и тем более магнетиты стадии серпентинизации. Если ванадиеносность титаномagnetита габбро-сиенитовых массивов приближается к содержанию в аналогичных минералах высокотитанистых пород Волковского массива на Урале [Кашин, 1948] и в трапзах Сибирской платформы, то в титаномagnetите габбро-пироксенитовых массивов она отвечает ванадиеносности того же минерала Качканара [Пироксениты..., 1967].

Форма вхождения ванадия изучалась инструментальными методами. В титаномagnetите габбро-пироксенитовой формации, как показано ранее [Глазунов, 1975], ванадий обнаруживает прямое отношение с Fe^{3+} , что объясняется, видимо, близостью кристаллохимических параметров [Goldschmidt, 1954] и условиями компенсации ($R_i V^{3+} > R_j Fe^{3+}$, но электроотрицательность меньше). Анализ на микрозонде [Тугаринов и др., 1973] показывает, что ванадий входит в основном в титаномagnetит и гематит, следуя за Fe^{3+} , и лишь частично рассеивается в ильмените. Реальная корреляция V с Ti и Fe^{2+} не наблюдается [Штейнберг, Фоминых, 1965]. Прямая связь V и Ti является, очевидно, наведенной благодаря тесной зависимости концентрации Ti от содержания Fe [Глазунов, 1970].

В крайних ультраосновных дифференциатах габбро-пироксенитовых массивов, насыщенных титаномagnetитом, наблюдается тесное сродство ванадия и рудного железа. В среднем габбро более половины валового содержания ванадия приходится на силикаты (моноклинный пироксен и амфибол), четвертая часть — на сфен и только 6—10% — на ильменит. В пироксенитах и габбро, обедненных рудными минералами, ванадий связан с железом в силикатах. Высокой концентрации ванадия в метасоматических пироксенитах возможно способствовала щелочная среда, в которой активнее проходит замена части Fe^{3+} на V^{3+} [Холодов, 1968]. В гипербазитах содержание ванадия во много раз ниже (0,002—0,004%), чем в соответствующих безрудных породах габбро-пироксенитовой формации и отличается неустойчивым распределением. Концентрация элемента в ряде массивов Сибири и Урала снижается от перидотитов к дунитам (табл. 7). Причем перидотиты железистого типа почти не различаются по содержанию от пород магнезиального. Основная масса ванадия в гипербазитах первого типа (91—99%) приходится на хромшпинелиды, остальное количество рассеивается в энстатите, тогда как в соответствующих породах магнезиального ряда уровень V, в силикатах, иногда заметно склоняется в сторону энстатита (до 40%) (см. табл. 5, 6). Силикаты разных пород габбро-пироксенитовой ассоциации в общем близки по содержанию ванадия (рис. 22). Заметной долей рассеянного ванадия и большой флуктуацией в магнетите выделяются основные породы габбро-

Особенности распределения хрома, ванадия и титана в гипербазитах

Массив	Порода	Число проб	Cr	V	Ti	Cr/V	Cr/Ti	
Идарская полоса	Борыньский	Дуниты	15	0,65	0,0016	0,04	406	16
		Перидотиты	13	0,24	0,0030	0,05	80	4
		Серпентиниты	15	0,26	0,002	0,03	130	9
	Туманьжинский	Дуниты	37	0,28	0,01	0,06	28	5
		Перидотиты	12	0,24	0,001	0,07	240	3
		Серпентиниты	10	0,19	0,002	0,06	95	3
	Кингашский	Перидотиты	15	0,0017	0,0060	0,04	3	0,04
		Серпентиниты	20	0,002	0,0021	0,0460	1	0,04
		Пироксениты	6	0,0009	0,063		0,01	
Массивы Индии	Дуниты архея	5	0,0018	0,004		203	91	
Оспинский	Дуниты	33	0,44	0,002	0,0028	220	157	
	Перидотиты	20	0,28	0,0027	0,001	104	280	
	Серпентиниты	36	0,32	0,003	0,012	106	27	
Улан-Сарьдаг	Дуниты	65	0,28	0,0022	0,0018(30)	127	155	
	Перидотиты							
	Серпентиниты	76	0,21	0,0018	0,0050(70)	117	42	
Хара-Нур	Дуниты	4	0,57	0,0029	0,0013(22)	197	438	
	Перидотиты	3	0,38	0,0033	0,010	115	38	
	Серпентиниты	7	0,46	0,003	0,03	153	15	
Куртушубинский	Дуниты	12	0,23		0,0030		23	
Эргакский	Перидотиты	16	0,33	0,0043	0,0050	76	66	
	Серпентиниты	18	0,28	0,004	0,0040	70	70	
	Дуниты	26	0,33	0,0032	0,0045(69)	103	136	
	Перидотиты	13	0,37		0,0065(109)	—	112	
	Серпентиниты	11	0,34	0,0032	0,043	107	136	
Калдарский	Дуниты	6			0,0030			
	Перидотиты				0,0018			
	Серпентиниты	6			0,0020			
Борус-Березовский	Дуниты	5	0,27		0,010		30	
	Перидотиты	21	0,40		0,0064	—	33	
	Серпентиниты	112	0,28		0,010	—	28	
Джидинский пояс, МНР	Перидотиты	10	0,18	0,0030	0,0044	60	41	
	Серпентиниты	10	0,17	0,0037	0,0017	46	100	
Шихшидский	Серпентиниты	5	0,25	0,0035	0,0024	71	104	
Южно-Гобийский пояс	Серпентиниты	5	0,31	0,0042	0,0013	74	238	
	Пироксениты	3	0,13	0,019	0,035	6,8	3,7	
	Габбро	3	0,031	0,021	0,039	15	0,8	
	Эффузивы	3	0,0065	0,018	0,071	0,3	0,09	
Океанические	Гарцбургиты	20	0,34±0,07	0,0042±0,0005	0,06	81	5,7	
	Лерцолиты [Дмитриев, 1973]	17	0,44±0,06	0,0042±0,0005	0,11	93,5	4,0	
Ксенолиты в кимберлитах	Дуниты [Соболев Н., 1974]	2	0,15	0,0095		15,8	—	
	Лерцолиты [Лутц, 1975]		0,36	0,0070	0,09	51,6	4,0	
	Гранатовый перидотит [Лутц, 1975]		0,30	0,009	0,13	33,3	2,3	
Среднее для ультраосновных пород	Каменные метеориты [Виноградов, 1962]		0,02	0,004	0,03	5,0	0,66	
			0,025	0,007	0,05	3,6	0,14	

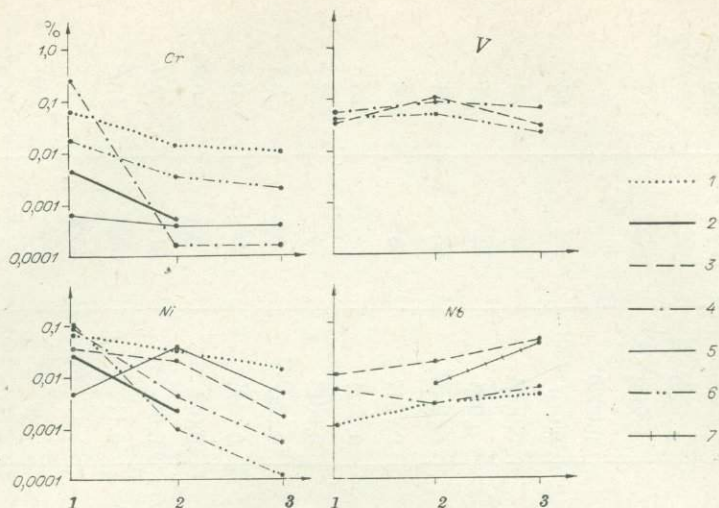


Рис. 22. Распределение элементов в породах габбро-пироксенитовой формации.

1 — порода, 2 — пироксен моноклиный, 3 — ильменит, 4 — керсутит, 5 — амфибол, 6 — хлорит, 7 — сфен. Цифры на графиках: 1 — вебстериты, 2 — клинопироксениты, 3 — габбро. Используются данные А. С. Мехоношина.

перидотитовой формации Северного Байкала (см. раздел 2.4). Для амфиболов этой серии характерен также высокий процент концентрации V (до 97%).

Наряду с особенностями распределения ванадия в породах важно рассмотреть основные черты распределения этого элемента в рудах. Если высокое валовое содержание титана на первое место ставит руды и ультраосновные породы габбро-пироксенитовой формации (именно ее Лысанского пояса), то по концентрации V важное значение в Сибири приобретают титаномagnetитовые руды Мало-Тагульского месторождения. Богатые вуды последнего содержат до 0,5% V_2O_5 при 0,1—0,23% в рудах Лысанских месторождений. Промышленные испытания показали на возможность получения из руд Мало-Тагульского месторождения концентрата с 0,99% V_2O_5 и выходом из него 89% металлического ванадия, а из руд Лысанских месторождений — концентрата с 0,34% V_2O_5 . Благоприятные результаты извлечения объясняются не только заметным метаморфизмом руд Малого Тагула, но и более высокой ванадиеносностью самого титаномagnetита. Следует отметить, что титаномagnetит двух сравниваемых по ванадию месторождений может быть поставлен в один ряд с титаномagnetитом таких эксплуатируемых месторождений Урала, как Качканар, Кусинское, Медведевское, где тот же минерал несет 0,3—0,48% V [Борисенко, Лапин, 1971; Борисенко, Усков, 1978].

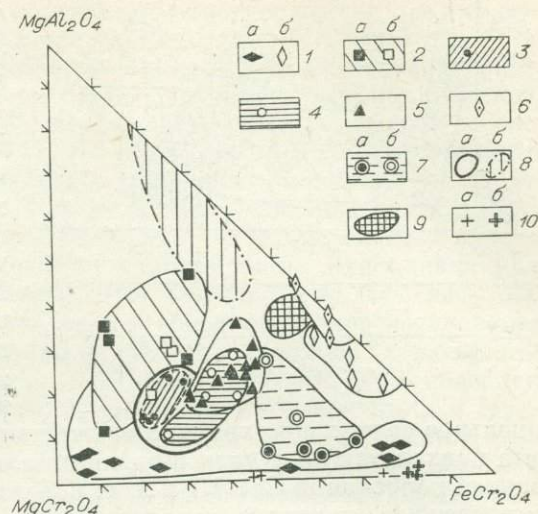
Возвращаясь к оценке рудных объектов, еще раз подчеркнем, что по масштабам ванадиеносности в Саяно-Байкальской области пока наиболее крупными являются месторождения Лысанской группы, приуроченные к массивам габбро-пироксенитовой формации.

[2.3. ХРОМ

Несмотря на то, что наша промышленность располагает такой хромитовой жемчужиной, как Кемпирсай, задача получения хрома из местного сырья в других районах по-прежнему не снимается и требует своего решения. С ней неразрывно связаны геохимические оценочные и теоретические исследования. Нужно отметить, что геохимия хрома сейчас изучена лучше, чем геохимия других элементов, чему в значительной

Рис. 23. Состав рудных (заштрихованные поля) и аксессуарных (светлые поля) хромшпинелидов на треугольной диаграмме.

Гипербазиты Саяно-Байкальской области: 1 — Осинский, Восточный Саян (а — шпирь, б — аксессуар в дуните); 2 — Эргакский, Западный Саян (то же, в дунитах); 3, 4 — Березовский, Западный Саян (3 — шпирь в перидотитах, Большереченский участок; 4 — шпирь в серпентинитах, Среднешумевский участок); 5 — Агардагский (массивные руды в серпентинитах); 6 — Хара-Нурский, Восточный Саян (аксессуары в перидотитах); 7 — Улан-Сарьдаг (а — мелкие жилы, б — аксессуарные вкрапления в дунитах). 8 — гипербазиты Урала, Кемпирсай (массивные (а) и аксессуарные (б) вкрапления в дунитах и перидотитах [Павлов и др., 1973]); 9 — хромшпинелиды базальтоидов, Бушвельд, Южная Африка. Массивные руды и вкрапления в гипербазитовых массивах Восточного Саяна (железистый тип); 10 — Борьинский, Мало-Борьинский, Кингамский. Шпирь (а) и аксессуар (б) в дунитах.



степени способствовали работы Н. В. Павлова, Г. А. Соколова, Н. Д. Соболева, С. С. Зимина, Г. Г. Кравченко, И. И. Чупрыниной, И. А. Малахова, Т. А. Смирновой и др. исследователей. Вопросы хромитонности и критерии оценки в Саяно-Байкальской области также получили полное отражение в ряде работ [Глазунов, 1967; Сутурин и др., 1974; Глазунов и др., 1971а, б; Еремеев и др., 1968; Филиппов, 1974], поэтому отпадает необходимость повторения этого материала. Однако вопросы геохимии хрома пока далеки от окончательного решения. Поэтому остановимся только на некоторых новых наиболее важных данных.

Хром является профилирующим элементом гипербазитов магнезиального типа, но в то же время не относится к числу важных для гипербазитов других групп, в том числе и для гипербазитов железистого типа (см. табл. 7). Справедливость этого положения иллюстрируется приуроченностью к первым всех сколько-нибудь значительных месторождений и рудопроявлений хрома.

Особенности распределения Cr в массивах гипербазитов определяются размещением хромшпинелидов. В ряде тел заметны полосы сгущения аксессуарного хромшпинелида, совпадающие с элементами скрытой химической зональности, или обнаруживается возрастание густоты вкрапленности с приближением к залежам массивных руд. В контакте ряда шпир наблюдаются также зоны с низким содержанием хрома в породах и минералах. Находятся также участки брекчированных дунитов, сцементированные хромитом и бронзитом, содержащим меньше Cr (0,06—0,1%) и больше Ti (0,08%), чем порообразующий энстатит.

По диаграмме Н. В. Павлова аксессуарные хромшпинелиды гипербазитов магнезиальной ветви тяготеют к ферромагнхромитам (Осинский массив). В ряде массивов состав их смещается к алюмохромитам (Эргакский, Березовский). В аксессуориях заметно ниже уровень Mg по сравнению с рудными (шпировыми и жильными) генерациями (рис. 23). Характерно, что по низкому содержанию Al и Mg вкрапленные хромшпинелиды из гипербазитов железистого типа находятся ближе к хромшпинелидам из включений в алмазах [Meuser, Boyd, 1972] и из каменных метеоритов [Виноградов, 1962], чем те же минералы из гипербазитов магнезиального ряда. Основное количество Cr в гипербазитах сконцентрировано в высокохромистых (магнезиальный тип) или низкохромистых (железистый тип) хромшпинелидах. В наиболее рудоносных массивах (Осинский, Эргакский, Березовский) состав рудных минералов отклоняется в сторону магноалюмохромитов. В нерудоносных (Улан-Сарьдаг) аксессуориях отли-

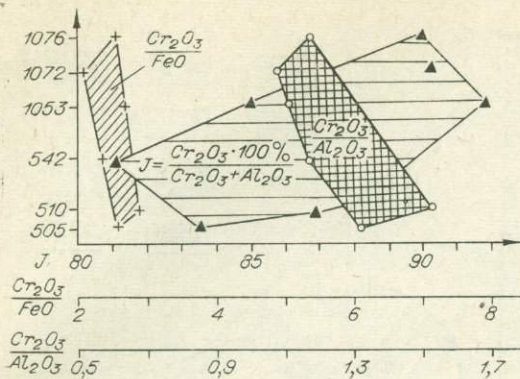


Рис. 24. Изменение с глубиной отношений окислов элементов в аксессуарных хромшпинелидах дунитов Оспинского гипербазитового массива.

чаются высокой насыщенностью хромом и по составу занимают промежуточное положение между алюмо- и феррохромитами. Характеристики хромитов из всех наиболее крупных массивов различных регионов отражены в ряде работ [Еремеев и др., 1968; Малахов, 1968].

Максимальное содержание хрома, а также наибольшее число рудных тел хромита приходится на дуниты и оливиниты, и это отображается в положительной корреляции Cr с Mg в этих породах. Рост валового содержания Mg в «свежих» дунитах и перидотитах обычно сопровождается концентрацией рассеянного Cr. Более того, даже концентрация Cr в хромитах отдельных массивов находится в прямой зависимости от магнезиальности пород. Нередко за счет возрастания концентрации в ромбическом пироксене хромом обогащены перидотиты. В дунитах изученных массивов Сибири распределение хрома не противоречит нормальному закону.

Как показано нами, содержание элемента изменяется в пределах одного массива на разных эрозионных уровнях [Глазунов и др., 1970]. В большинстве крупных интрузивов магнезиального типа (Оспинский, Брусский в Сибири) вдоль колонны дунитов содержание хрома закономерно возрастает от верхних гипсометрических горизонтов к нижним (см. рис. 18). Обратная картина имеет место в поперечных разрезах или мелких массивах, изменивших свое первоначальное положение. Возрастание в аксессуарных хромитах с глубиной отношения $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ при снижении $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (рис. 24) неодинаковый состав рудных и аксессуарных минералов по разрезу также указывает на неравномерное первичное распределение элемента внутри массивов [Глазунов, 1971]. Подобное распределение Cr наблюдается во вкрапленных хромитах Бушвельда, где стратификация регулируется силами гравитации [Уэджер, Браун, 1970].

Процесс массовой серпентинизации приводит к снижению содержания, рассеиванию Cr в силикатах. При этом изменяется и соотношение Mg и Cr. В местах проявления жильной серпентинизации количество хрома в серпентине возрастает от тыловой к передовой части колонны (см. раздел 2.4).

В крайних ультраосновных дифференциатах титаноносной габбро-пироксенитовой и никеленосной габбро-перидотитовой формаций содержание Cr не идет в сравнение с гипербазитами. Несоизмеримы концентрации элемента и в клинопироксенах. Экстремально-высокое содержание Cr в габбро-пироксенитовой формации приходится на наиболее магнезиальные низкотитанистые вебстериты и перидотиты, в которых элемент непосредственно коррелируется с Mg.

Но, как видно, эта связь является не единственной. В высокотитанистых разновидностях почти весь хром входит в состав титаномagnetита, локализуясь в нижних частях залежей серпентинитов, обогащенных этим минералом [Глазунов, 1975]. Судя по тесной связи Cr и Si, а также высокому уровню Ti в керсутите, некоторая часть элемента рассеивается в породообразующих минералах.

Среди основных пород по содержанию хрома ведущее место занимают габброиды, связанные с гипербазитами (см. табл. 32). Те же породы габбро-перидотитовой (0,04%) и габбро-пироксенитовой (0,015%) формаций несут меньше хрома.

Породам габбро-сиенитовой ассоциации присуще низкое среднее содержание при высоком его диапазоне (0,001—0,05%). В них отражается стремление хрома войти в состав минералов ранней и высокотемпературной стадии кристаллизации, что вообще характерно для стратифицированных базальтоидов [Ферман, 1934; Wager, Mitchel, 1951; Олейников и др., 1973; Нестеренко, Смирнова, 1974]. На одном из разрезов расслоенного массива Осередок нетрудно проследить несколько стадий сброса Cr из расплава в ранние меланократовые кумулаты подошвенной части интрузива (оливиновое габбро с плагиоклазом № 60—70), где элемент входит в акцессорный титаномagnetит, ранний клинопироксен или оливин или может быть обособлен в самостоятельную рудную фазу (см. рис. 17). Обогащение хромом придонных участков и общее обеднение расплава по мере кристаллизации является одной из замечательных черт стратифицированных массивов [Уэджер, Браун, 1970]. Однако в габброидах подобная картина распределения часто осложняется резкими всплесками Cr в верхней расслоенной серии. Наблюдаемое обогащение хромом «ранних» габбро заставляет отнести к стратифицированным интрузивам Сибири как к объектам, где вполне возможны находки рудных хромитов типа Бушвельда.

Каковы особенности распределения и форма вхождения хрома в минералы? Если в дунитах более 90% валового количества хрома связано в хромшпинелидах, то в перидотитах на них приходится всего 80%, а остальное рассеивается в силикатах, главным образом в энстатите (см. табл. 5, 6). Высокая хромонасыщенность энстатита иногда обеспечивает перидотитам ведущее место перед дунитами.

Вопрос о нахождении хрома в оливине и других минералах имеет важное теоретическое значение. Ряд исследователей связывает этот элемент с изоморфной позицией, полагая, что в любой обстановке последний входит в виде соединений Cr_2SiO_4 [Цветков и др., 1964]. Но широкие вариации содержания хрома в оливине при разной насыщенности их рудным включением позволили усомниться в универсальности этого вывода [Глазунов и др., 1973].

Учитывая возможность электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) отличать изоморфные примеси от микровключений [Инграм, 1959; Марфуни, 1965], мы провели изучение оливинов на радиоспектрометре при температурах 300 и 77 К. Для анализа была выбрана серия кристаллов и зерен неизмененного оливина из дунитов с различной концентрацией хромшпинелидов и соответственно хрома. Изучались также оливины, свободные от микроскопически видимых включений хромшпинелида [Глазунов и др., 1971а, б]. Оливины принадлежали двум группам — гипербазитам магнезиального и железистого типов. Оценка степени насыщенности вкрапленниками производилась точечным методом под микроскопом при увеличении не ниже 60. Поскольку содержание Cr хорошо коррелировалось с плотностью вкрапленности, вместо результатов визуального подсчета использовались более точные данные спектрального анализа. Из табл. 8 видно, что концентрация Cr не коррелируется с составом оливина гипербазитов. Содержание хрома в оливине древних гипербазитов выше, чем в молодых,

Таблица 8

Соотношение содержания рассеянного хрома и состава оливина дунитов Осиповского массива

Номер образца	Содержание Cr, %	Состав оливина		Номер образца	Содержание Cr, %	Состав оливина	
		Mg_2SiO_4	Fe_2SiO_4			Mg_2SiO_4	Fe_2SiO_4
1443-1	0,0003	90,8	9,2	505 ^b	0,06	91,4	8,6
505	0,003	91,4	8,6	544	0,10	90,9	9,1
748 ^b	0,016	91,9	8,1	544 ^a	0,70	90,9	9,1

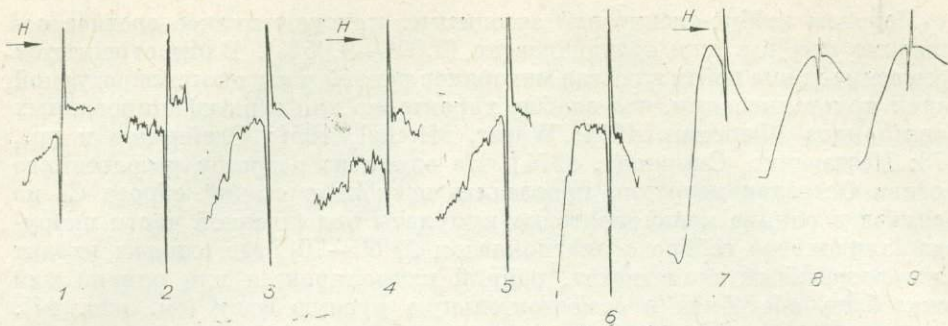


Рис. 25. Спектры ЭПР.

1—6 — оливины с различным содержанием хрома, 7—8 — хромшпинелиды рудных шпиль и акцессориев, 9 — спектры ЭПР Cr^{3+} в порошкообразном рутиле. $T = 77 \text{ К}$.

но насыщенность микровключениями меньше. На рис. 25 спектры ЭПР оливинов расположены в порядке снижения густоты вкрапленности и содержания Cr. Во всех пробах, за исключением двух первых, выделяется по меньшей мере 4 перекрывающиеся линии поглощения α и δ ($g_{\text{эф}} = 2,0$ и $2,3$) и β , γ ($g_{\text{эф}}$, приближающимся к 4). Интенсивность и форма суммарного спектра оливина обусловлена различным соотношением интенсивностей частных линий, что отражает концентрацию определенных центров. Некоторая усложненность его, возможно, вызвана неодинаковой кристаллическостью материала и некоторыми ошибками измерения (насыщение сигнала, смещение эталона и т. д.).

Сравнение спектров ЭПР оливина, рутина, активированного Cr и хромшпинелида показывает, что кроме сходства конфигурации в них наблюдается идентичная характерная линия β . Особенно много общего имеют спектры хромшпинелида и спектры оливина, насыщенные рудными примесями, имеющими относительно высокую концентрацию хрома. Важно отметить, что линия β наиболее ярко выражена в низкотемпературном поле спектров 6 и 8, причем ширина и асимметрия линии заметно увеличиваются по мере снижения количества хрома в оливине. В пробах с концентрацией ниже 0,01% Cr линия не обнаруживается. Аналогичная тенденция проявляется в ряде спектров ЭПР хромовых катализаторов [Казанский и др., 1960]. Идентичность ряда отрезков линий ЭПР оливина и хромшпинелида подтверждается также присущей им одинаковой зависимостью величины парамагнитного поглощения от температуры измерения. Как в том, так и в другом соединении наблюдаются эффект уменьшения интенсивности линий α и δ , и возрастание интенсивности линии β с понижением температуры опыта. Следует отметить, что, в свою очередь, спектр хромшпинелида и оливина с примесями похож на спектр Cr^{3+} в таких синтетических эталонных материалах, как рубин [Зарипов и др., 1956] и спектр стекла, активированных хромом [Карапетян, 1963], а также на спектр некоторых хромовых катализаторов [O'Reilly, Mac Iver, 1962; Печерская и др., 1960; Казанский и др., 1960]. Высокое значение g -фактора линии β в соответствии с наблюдением О'Рейли следует приписывать изолированным ионам Cr^{3+} [O'Reilly, Mac Iver, 1962]. В связи с этим линию β в изучаемых оливинах можно отнести за счет примеси Cr^{3+} в аналогичном окружении. Указанная валентность Cr датируется вполне определенно, так как только Cr^{3+} имеет незаполненную оболочку $3d^3$ и дает типичную резонансную картину [Карапетян, 1963]. Из других дополнительных линий в составе спектра оливина выделяется линия μ с $g_{\text{эф}}$, определенно отвечающая Fe^{3+} [Castner e. a., 1960]. Природу остальных линий в условиях проведенного измерения установить не удалось.

Таким образом, аналогичный характер линий Cr в оливинах с включениями хромшпинелида и собственно хромшпинелидах наряду с други-

ми данными указывает на единый вызывающий их источник, в частности, свидетельствует о присутствии одних и тех же парамагнитных ионов Cr^{3+} . Отсюда следует вывод, что в природных оливинах гипербазитов магнезиальной ветви наибольшее количество хрома входит в виде механических, а не в виде изоморфных примесей [Глазунов и др., 1971в].

Как показывают эксперименты [Брон и др., 1971], повышенное обогащение оливина хромом, возможно, связано с диффузией на контакте с хромшпинелидом. Что же касается оливина из дунитов железистого типа, то основная концентрация преимущественно падает на «силикатный» Cr (см. табл. 5). Отсутствие в оливине этого ряда типичной резонансной линии Cr^{3+} и Fe^{3+} при достаточно высокой валовой концентрации обуславливает предположение относительно возможного присутствия здесь хрома в виде Cr^{2+} с изоморфизмом по схеме $\text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Cr}^{2+}$. Подобное соотношение элементов и валентность хрома впервые зафиксированы в лунных базальтах [Haggerty e. a., 1970].

Расчеты показывают, что количество Cr, рассеянного в силикатах гипербазитов железистого типа, заметно выше, нежели в тех же породах магнезиального типа. Если учесть, что в первых Cr прямо коррелируется с Ti (см. рис. 56), то не исключается вероятность параллелизации их с соответствующими минералами, ксеногенными в кимберлитах, где выдерживаются те же связи и заметная обогащенность хромом (до 0,08%) [Соболев, 1974]. Говоря иными словами, геохимия Cr наряду с другими данными подтверждает вывод о принадлежности двух типов гипербазитов к генетически самостоятельным группам.

Не является случайной примесь Cr и в пироксене. В энстатите содержание его находится в прямой зависимости от количества Fe^{3+} и обратной — от Mg. Отрицательная корреляция хрома с Mg и Fe^{2+} ярче всего выражается в энстатите гипербазитов магнезиального типа. В том же минерале древнейших гипербазитов концентрация Cr тесно увязывается с Ti и Al. Поскольку структурная позиция Cr в энстатите доказана равномерным распределением элемента (анализ на микрозонде), то соответственно и положение в кристаллической решетке является определенным.

В оливине из габбро-пироксенитовой формации содержится 0,0045% Cr, но главная масса элемента входит в титаномагнетит. При высвобождении ильменита из титаномагнетита весь Cr остается в магнетите. Что же касается авгита и диоксид-авгита клинопироксенитов, то насыщенность хромом их достигает 0,0070%. Характерно, что уровень концентрации Cr в телах клинопироксенитов растет с приближением к контакту вебстеритов [Глазунов, 1973]. Очевидно, это указывает на унаследованное распределение его в моноклинном пироксене клинопироксенитов. Во всяком случае, экстремум элемента в верхних частях залежей клинопироксенитов не согласуется с установившимся представлением о преобладающей концентрации хрома в ранних продуктах кристаллизации [Ферсман, 1934; Гольдшмидт, 1938; Wager, Mitchell, 1951], что и было использовано нами как одно из доказательств метасоматического генезиса клинопироксенитов [Глазунов и др., 1973]. В этом отношении клинопироксениты габбро-пироксенитовой ассоциации нельзя идентифицировать с аналогичными породами стратифицированных интрузивов, которые бедны хромом и представляют собой пегматиты остаточного расплава.

Титаномагнетиты разных формаций четко различаются по содержанию хрома. Особенно это относится к данному минералу щелочно-ультраосновной и трапповой формаций. Наиболее ранние по времени выделения вкрапленники акцессорного титаномагнетита богаче хромом (0,1%) относительно сидеронитовых (0,018%) и тем более жильных (0,01%) генераций. Но в низкотитанистых породах габбро-пироксенитового ряда хром может обособливаться в хроммагнетиты, которые встречаются спорадически и содержат 10—20% Cr и 5% Mg и Al.

Содержание хрома в титаномагнетите габбро-диабазовой формации (0,04%) в общем сопоставимо с таковым из габбро и габбро-амфиболитов Кусинско-Копанской полосы Южного Урала [Борисенко, Лапин, 1971]. При изучении его состава на лазерном микроанализаторе обращает на себя внимание резкий перепад концентрации хрома между рудными (максимум) и аксессуарными титаномагнетитами, на основании чего можно прийти к выводу о том, что рудные титаномагнетиты габбро-диабазов представляют собой достаточно ранние и высокотемпературные образования.

Структурное положение Cr в титаномагнетите приходится изучать в каждом конкретном случае. В первом приближении по химизму можно сказать, что в титаномагнетите, свободном от включений, хром может замещать часть Fe^{3+} [Cornwall, Rose, 1957] или Mg по схеме $5Mg^{2+} \leftarrow 2Cr^{3+} + Ni^{2+}$ с компенсацией дефицита за счет никеля. Такой изоморфный ряд оправдывается уравнением направленного изоморфизма, предусматривающим повышение валентности замещающего компонента по сравнению с замещенным [Ферман, 1934]. Ограниченное вхождение хрома в кристаллическую решетку магнетита может объясняться стремлением к обособлению самостоятельной фазы хроммагнетитов и хромшпинелидов. Особенно ярко оно проявилось в ультраосновных породах габбро-перидотитовой формации, где находятся заметные скопления алюмохромитов. Также своеобразным является распределение Cr в габброидах этой ассоциации: по сравнению с габбро других формаций, где Cr тесно коррелируется с Mg, здесь элемент накапливается по мере роста железистости пород. В других минералах ультраосновных пород данной ассоциации Cr присутствует в незначительном количестве. Наибольшее его количество отмечено в жильном серпентине гипербазитов железистой ветви, наименьшим — в том же минерале габбро-пироксенитового ряда. В серпентине гипербазитов методом ЭПР зафиксировано несколько линий поглощения, которые по интенсивности и ширине близки к линии Cr в силикатах и порошкообразном рубине [Ингрэм, 1959]. Все это дает право предположить наличие «структурной» формы элемента в серпентине [Глазунов, 1974]. В большинстве ильменитов, исключая ильмениты кимберлитов, Cr не устанавливается или определяется в виде следов. Достаточно большой вклад в баланс элементов вносит хром, содержащийся в хлорите, а также в амфиболе и биотите.

Специальное рассмотрение вопросов генезиса хромитовых руд не входило в задачи автора. Тем не менее полученные наблюдения позволяют конкретизировать некоторые положения теории магматического происхождения хромитов, получившей признание большинства исследователей [Бетехтин, 1940; Павлов, Парфенов, 1973].

Известно, что стремление хрома обособиться от силикатов и приобрести самостоятельный геохимический путь в начальные стадии кристаллизации пород, приводит к обогащению элементом остаточного расплава. Повышение концентрации над эвтектическим отношением, полученным экспериментально (98—99% оливина и 1—2% хромшпинелида, по Базилевскому, 1968), может обеспечить ликвацию рудносиликатной жидкости. Но так как отделение рудносиликатного расплава предшествует полной кристаллизации пород, то естественно предположить различие состава рудных и аксессуарных хромитов. По нашим данным [Глазунов и др., 1971а, б; Сутурин и др., 1974], рудные хромиты богаче Mg и Al, чем аксессуарные. Такой же количественный перевес компонентов наблюдается в рудных хромитах из гипербазитов других районов [Зимин, 1973; Павлов, Парфенов, 1973]. Принимая во внимание экспериментальные данные и учитывая температуры плавления различных шпинелей в °C ($MgCr_2O_4$ —2300; $MgAl_2O_4$ —2135; $FeCr_2O_4$ —1780; $FeAl_2O_4$ —1670), мы вправе считать рудные хромиты образованиями более высокотемпературными, чем аксессуарные.

Резюмируя сказанное, подчеркнем:

1) наиболее высокие концентрации рассеянного хрома и крупные рудные локализации связаны не только с дунитовыми составляющими гипербазитов магнезиального типа. Здесь хром находится в концентрированном состоянии в отличие от гипербазитов железистого типа, где форму его нахождения можно назвать рассеянной в силикатах. Повышенное содержание элемента в энстатите и оливине гипербазитов железистого типа, прямая корреляция Cr с Ti в породах и минералах делает их похожими на соответствующие образования из ксенолитов в кимберлитах;

2) распределение хрома внутри отдельных разновидностей пород является неодинаковым. Имеется обычно тенденция снижения содержания хрома от дунитов к перидотитам;

3) дисперсия содержания выше в массивах со следами первичной зональности, нежели в массивах с монотонным составом;

4) особенности распределения хрома в массивах без признаков аллохтонности указывают на ведущую роль в собственно магматическую стадию гравитационного фактора;

5) исследование формы вхождения и учет корреляционных связей говорит о проявлении тенденции индивидуализации Cr от Si и Mg в самые ранние стадии кристаллизации и последующем обособлении в рудные локализации;

6) в габброидных интрузиях поведение хрома находится в обратной зависимости от титана.

Геохимические наблюдения вносят некоторые новые данные в представление о генезисе хромитовых руд. Наличие отрицательных геохимических аномалий около рудных шпир, сростание хромита с вторичным энстатитом указывает на процесс реконцентрации рудного минерала в камере. Высокие термохимические свойства рудных хромитов по сравнению с аксессуарными обосновывают предположение о инъекционно-магматическом генезисе первых. Поведение хрома в процессе, в частности сброс из расплава в момент раннемагматической кристаллизации, позволяет также разграничить отдельные этапы формирования не только тех массивов, где преобладающую роль играла гравитационная дифференциация, но и массивов, оформившихся по пути кристаллизационной дифференциации. Хром показал свои индикаторные свойства при расшифровке генезиса метасоматических клинопироксенитов. И наконец, изучение геохимии хрома позволило вскрыть некоторые общие черты формирования рудных тел хромитов гипербазитовой и титаномagnetитов габбро-диабазовой формаций. Концентрация элемента в серпентинитах заметно ниже, нежели в первичных породах. Но особенности поведения Cr в процессе остаются неясными. Изучение зоны непосредственного перехода от дунитов к серпентинитам показали, что наблюдается закономерное и последовательное снижение содержания элемента по мере увеличения степени серпентинизации. Такой тип распределения опровергает вывод об инертном поведении элемента на всех этапах серпентинизации [Малахов, 1969]. Хром обладает заметной подвижностью при массовой и жильной серпентинизации, что может быть использовано для разбраковки массивов по степени рудоносности. На подвижность Cr при серпентинизации точно также указывает положение ореола Cr в верхней части жил серпентина и в то же время вхождение в состав гидросиликатов (кеммерерит, родохром).

2.4. НИКЕЛЬ

Начиная с работ Гольдшмидта и Фогта, проблеме никелености было посвящено ряд обстоятельных работ [Эдельштейн, 1960; Ультраосновные..., 1961; Генкин и др., 1963; Штейнберг, Малахов, 1963; Годлевский, 1968, 1973; Щербина, 1969]. Но эти работы в основном относятся к базальтоидам и лишь частично касаются гипербазитов. Особенно низка степень изученности по Ni гипербазитов и базитов складчатых зон,

Таблица 9

Содержание никеля в гипербазитах Саяно-Байкальской области, вес. %

Массив	I			II			III		
	n_1	x	s^2	n_2	x	s^2	n_3	x	s^2
Оспинский	33	0,21	0,004	20	0,20	0,0016	36	0,27	0,008
Улан-Сарьдагский	65	0,25	0,004	—	—	—	76	0,19	0,007
Хара-Нурский	3	0,23	0,0003	4	0,22	0,0005	37	0,18	0,007
Среднее		0,24	0,004		0,20	0,0014		0,21	0,007
Куртушибинский+Ерга- ский	35	0,31	0,003	40	0,27	0,0035	46	0,26	0,005
Борус	11	0,28	—	13	0,26	—	46	0,21	0,021
Березовский	8	0,3	0,04	16	0,25	0,013	42	0,19	0,023
Калдар	4	0,25	0,007	—	—	—	14	0,12	0,012
Среднее		0,26	0,004		0,25	0,008		0,18	0,016
Массив Идарского хребта	6	0,22	0,0012	11	0,20	0,002	36	0,23	0,031

Примечание. I — дуниты, II — перидотиты, III — серпентиниты; n — число проб; x — среднее арифметическое; s^2 — дисперсия содержания.

где никель относится к числу типичных элементов (габбро-перидотитовая, гипербазитовая и габбро-пироксенитовая ассоциации). Среднее взвешенное содержание Ni для никеленосной габбро-перидотитовой формации Сибири равно 0,041%. В рудоносном Чайском массиве Северного Прибайкалья концентрация элемента оценивается 0,023%. В ряду дуниты — перидотиты — габбро она снижается от 0,19 к 0,15 и 0,02%. В известном Довыренском массиве той же формации, где пока неизвестны крупные локализации руд, концентрация почти аналогична Чайскому.

Среднее содержание Ni в гипербазитах магнезиального и железисто-го типов Саяно-Байкальской области равно соответственно 0,25 и 0,21% [Глазунов и др., 1971]. В габбро-пироксенитовой ассоциации концентрация приближается к 0,05%, что в 4 раза ниже, чем в гипотетическом магнийном субстрате, рассчитанном для складчатого обрамления Сибирской платформы [Глазунов и др., 1973а, б]. Габбро данной формации и тем более клинопироксениты и серпентиниты более бедны рассеянным никелем по сравнению с породами находящегося поблизости никеленосного нижне-дербинского габбро-пироксен-дунитового массива [Волохов, Иванов, 1964]. Еще менее рудоносными выглядят они относительно пород Кольского полуострова, с которыми связаны крупные месторождения никеля [Полферов, Сулова, 1966].

Концентрация никеля в отдельных поясах гипербазитов Сибири по латерали более или менее одинаковая. На общем фоне лишь несколько выделяются породы Борусского и Куртушибинского массивов (табл. 9).

Заметные вариации содержания в гипербазитах иногда связаны с положением проб на различных уровнях эрозионного среза. Опробование ряда массивов (Оспинский, Улан-Сарьдагский, Борусский) по высоте на интервале 700—1000 м показало, что обычно в неизменных дунитах содержание никеля увеличивается с глубиной по паданию тел с 0,20 до 0,30%. При этом сохраняется прямая корреляционная связь концентрации никеля с магнием. С глубиной наблюдается также возрастание магнезиальности оливина и соответственно содержания никеля [Глазунова, 1967]. Вдоль колонны серпентинитов и сильно серпентинизированных дунитов и перидотитов распределение элемента обратное и характеризуется отсут-

ствием положительной связи пары Ni—Mg (см. рис. 30). В отличие от гипербазитов в телах габбро-пироксенитового состава количество Ni по простиранию не остается постоянным. Максимум приходится на неизменные габбро и ультраосновные породы. Судя по дисперсии содержания, характер распределения элемента в вебстеритах и габбро более или менее одинаков ($S^2 = 0,001 - 0,002$), чего нельзя сказать о клинопироксенитах, где высокая дисперсия указывает на неравномерное распределение элемента и его преимущественную связь с сульфидами [Глазунов, 1975].

Внутри массивов, принадлежащих разным формациям, распределение содержания Ni на поверхности и на глубину описывается волнообразными кривыми, причем пика экстремумов в одном случае приходится на участки вкрашенности в породах сульфидов, в другом — на зоны, обогащенные магнием. Это говорит о нахождении никеля и сопутствующих ему элементов в двух формах — силикатной и сульфидной.

Для получения количественной картины соотношения сульфидной и силикатной формы никеля (а также Co и Cu) проводился фазовый анализ пород и минералов по методике, обеспечивающей полное растворение большинства распространенных сульфидов (см. гл. 1). В результате вскрылись некоторые не известные ранее закономерности распределения никеля. Прежде всего обнаруживается, что в большинстве пород различных типов отчетливо выражены две противоположно действующие тенденции — концентрирования и рассеяния. Процесс накопления никеля в сульфидах наиболее полно прошел и в породах габбро-перидотитовой формации, и в гипербазитах железистого типа, которые по сравнению с таковыми никеленосных пород других районов выделяются высоким отношением $Ni_{\text{сульф}}/Ni_{\text{общ}}$ и высоким коэффициентом выщелачивания (k) (табл. 10). Особенно высокой долей сульфидного никеля характеризуются породы габбро-перидотитовых массивов. Примером могут быть массивы Северного Прибайкалья [по Ф. П. Леснову, 1972]. В незначительном масштабе проявился процесс концентрации Ni в виде сульфидов в габбро-пироксенитовой формации, где в среднем только половина валового содержания никеля связана с серой. И наконец, меньше всего накапливается никеля в сульфидах гипербазитов магнезиального типа. В габбро-перидотитовой формации наиболее сульфидоносными являются ультраосновные породы, где цирротин, троилит и пентландит накладываются эпитаксиально на силикаты, частично замещая их. Для них типичен высокий процент экстракции реагентом, что отражается в высоком отношении $Ni_{\text{сульф}}/Ni_{\text{общ}}$. Не случайно в перидотитах и пироксенитах выдерживается прямая связь Ni с Fe и S, обычно отсутствующая в дунитах [Леснов, 1972]. Отношение Ni/Co, имеющее индикаторное значение в гипербазитах и базитах [Югарко, 1973] и отражающее ход процесса кристаллизационной дифференциации в ряду дунит — перидотит — пироксенит — габбро, равно соответственно 9,5 — 10 — 12 — 4. В габбро и авгитах габбро-пироксенитовой формации содержание Ni также слабо зависит от содержания Mg, а число случаев экстрагирования никеля и коэффициент выщелачивания (k) заметно выше, чем в ультрабазитах. Последнее указывает на то, что в основных породах никель концентрируется преимущественно в сульфидных соединениях (пентландит, арсенипирит, пирит — 0,03%, троилит — 0,003%), тогда как в ультраосновных породах он принадлежит как к окислам, так и к силикатам. Только в отдельных разновидностях габбро уровень силикатного Ni может достигать 75% от общего содержания. Возрастание доли «сульфидного» никеля по мере снижения основности пород имеет место в гипербазитах железистого типа с той лишь разницей, что валовое содержание сульфидного никеля здесь заметно выше, чем в породах габбро-пироксенитового ряда. Однако и здесь, как и в гипербазитах магнезиального типа, корреляционная зависимость Ni и Mg не всегда является значимой. В «свежих» дунитах не обнаруживается тесно-го сродства Ni с S вследствие мизерного распространения сульфидов.

№ п/п	I				II			
	n	$\frac{N}{n} \cdot 100 \%$	k	Интервал k выщелачивания	n	$\frac{N}{n} \cdot 100 \%$	k	Интервал k выщелачивания
1								
2					6	67,0	38,5	20—50
3	4	100	93	90—94	5	40,0	55,0	40—70
4	4	80	60	50—70	6	84,0	57,6	40—100

Примечание. I — габбро-перидотитовая формация; II — габбро-пироксенитовая формация; N — число проб, в которых никель выщелачивается; k — процент экстракции пироксены, 4 — габбро.

На исключительную бедность гипербазитов сульфидами обратил внимание еще П. Рамдор (1967). В габброидах, ассоциирующихся с гипербазитами, сульфиды, как правило, не наблюдаются. Опыты показывают в то же время на существенный вклад сульфидного никеля (до 31%) в общем балансе в серпентинитах (см. табл. 10). Обращает на себя внимание заметное возрастание в серпентинитах величины дисперсии концентрации по сравнению с неизменными породами, что свидетельствует о более неравномерном характере рассеяния Ni. Особенно это касается гипербазитов железистого типа. Неравномерное распределение Ni в серпентинитах сопровождается не только нарушением связей между элементами, типичными для неизменных пород, но и снижением абсолютного содержания. Подтверждаются также случаи привноса [Малахов, 1966] Ni в процессе серпентинизации, так же как случаи сохранения его первичного уровня [Эдельштейн, 1960; Пинус, 1965].

На примере гипербазитовых массивов Саяно-Байкальской области можно убедиться в заметном обеднении никелем серпентинизированных пород по сравнению с неизменными их аналогами (см. табл. 9). Факт некоторого роста концентрации Ni по мере серпентинизации имеет место в массивах габбро-пироксенитовой формации. Учитывая эти данные и исключая влияние процесса выветривания, можно склониться к выводу, что наряду с сохранением начальной концентрации при серпентинизации может происходить не только перераспределение и переход никеля из силикатной в сульфидную форму с дальнейшим концентрированием последних, но и миграция части Ni из массива. Несмотря на миграцию никеля при серпентинизации, региональная никеленосность некоторых поясов часто оценивается без поправок на вынос никеля [Эдельштейн, Ильвицкий, 1971]. Ход гидротермального изменения перидотитов, сопровождающегося потерей никеля, смоделирован при $C = 350^\circ\text{C}$ и $P = 1$ кбар, где показано, что промежуточным концентратором 1/3 количества элемента является брусит. При растворении последнего Ni может выноситься с фронта серпентинизации [Preguchot, 1971].

Причина высвобождения никеля из кристаллической решетки магниевых силикатов скрывается в термодинамических свойствах самих соединений. Низкий изобарный потенциал гидросиликата Ni, при 300°C , равный 783,8 ккал/моль против 934 ккал/моль для силиката Mg, приводит к тому, что Mg остается в решетке силикатов, а Ni выносится [Грудинин, Летников, 1969]. Неустойчивость гидросиликатов Ni хотя и важное, но не ведущее условие для перехода никеля из силикатов в сульфидную форму. Основным фактором, регулирующим образование сульфидов и, следовательно, концентрирование Ni, является содержание серы. Именно дефицит серы в гипербазитах лимитирует масштабы сульфидизации.

Следует остановиться на минералах-концентраторах и носителях

пород на никель

III				IV			
<i>n</i>	$\frac{N}{n} \cdot 100\%$	<i>k</i>	Интервал <i>k</i> выщелачивания	<i>n</i>	$\frac{N}{n} \cdot 100\%$	<i>k</i>	Интервал <i>k</i> выщелачивания
4	0	0		23	0	0	
14	64,0	57,0	33,80	14	28,0	31,0	20—40
2	100,0	70,0	68—74	Нет			
9	88,0	79,0	58—95	9	0	0	

мация; гипербазиты: III — формация железистого и IV — магнезиального типов; *n* — число анализа, названный коэффициентом выщелачивания; 1 — дуниты, 2 — серпентиниты, 3 — клино-

никеля. В ультраосновных дифференциатах габбро-перидотитовой формации, лишенных видимой сульфидной вкрапленности, основной пай элемента приходится на оливин, в габброидах — на амфиболы и плагиоклаз (табл. 11). Недостаточно хороший баланс Ni в габброидах объясняется преимущественным присутствием элемента в форме диспергированных сульфидов. Главный концентратор Ni в вебстеритах и перидотитах габбро-пироксенитовой формации — титаномagnetит, несущий 0,07—0,16% Ni, носители — хлорит, тальк, серпентин. Выдерживается четкое соответствие изменения уровня Ni в различных минералах парагенной серии и содержания в определенных породах. Так, снижение концентрации элемента от ультраосновных разновидностей к габбро фиксируется спадом концентрации в ильмените, керсутите и даже хлорите (см. рис. 22).

Во всех минералах позиция элементов подтверждается фазовым анализом. В титаномagnetите обнаруживается достаточно четкая корреляция содержания Ni с Fe и менее четкая с Mg, что говорит о вероятном вхождении части никеля в структуру окисных рудных минералов по схеме Mg^{2+} , $Fe^{2+} \leftarrow Ni^{2+}$, Co^{2+} , хотя не исключается присутствие никеле-содержащих сульфидов [Глазунов, 1975].

Изучение особенностей распределения элемента показало, что в оливине дунитов и гарцбургитов никель составляет 91—98% от общего количества в породе. Эти цифры подтверждаются инертным отношением дунитов и оливина к реагентам фазового анализа. В тех же породах железистого типа на оливин приходится от 37 до 82% рассеянного Ni (см. табл. 5, 6; рис. 26). Оливин из ультраосновных пород габбро-пироксенитовой ассоциации принимает на себя лишь 0,025% Ni, что составляет небольшой процент от валового содержания. Это во много раз ниже количества элемента в соответствующем минерале никеленосной габбро-перидотитовой (0,09—0,11) и габбро-диабазовой формаций (0,18%) [Генкин и др., 1963]. Сравнительно низкое количество Ni несет тот же минерал из ксенолитов в кимберлитах и базальтах. Характерно, что низким содержанием никеля отличаются оливины «расслоенных» интрузий по сравнению с «нерасслоенными» (табл. 12).

Из рис. 27 видно, что наблюдается обратная зависимость содержания Ni и Ca оливина в породах разного состава (траппы, габброиды, дуниты), причем высоконикеленосными являются оливины гипербазитов, а низконикеленосными — ксеногенные оливины из кимберлитов и базальтов. Проведенные эксперименты (преобладание нулевого значения коэффициента выщелачивания) еще раз подтвердили вывод относительно изоморфной позиции Ni в структуре оливинов гипербазитов [Глазунова и др., 1971]. Они позволяют заключить, что в породообразующем энстатите и бронзите концентрация элемента также ограничивается силикатной формой. Отрицательное значение $rNi-Fe^{2+}$, $rNi-Fe^{3+}$ и $rNi-Cr$ дают дополни-

Типичное распределение элементов в минералах ультраосновных пород габбро-перидотитовых массивов, Сев. Прибайкалье

Минерал	Содержание минерала, %	Содержание элемента в минерале, %			Содержание элемента, приходящегося на минерал			Процент элемента, приходящегося на минерал		
		Cr	Ni	Co	Cr	Ni	Co	Cr	Ni	Co
Нюрундукан.										
Дунит										
оливин	92,0	0,1	0,26	0,014	0,092	0,23	0,0128	29,8	86,2	76,0
энстатит	3,0	0,11	0,106	0,007	0,003	0,003	0,0021	0,2	1,0	12,4
хроммагнетит	5,0	4,35	0,68	0,04	0,216	0,034	0,0020	70,0	12,8	11,6
Σ	100,0				0,31	0,267	0,0169	100,0	100,0	100,0
Содержание в породе					0,32	0,24	0,016			
Лерцолит										
энстатит	8,0	0,1	0,08	0,008	0,008	0,0064	0,0064	9,1	6,4	36,0
оливин	67,0	0,07	0,13	0,016	0,047	0,087	0,0100	53,5	85,0	56,0
диоксид	13,0	0,23	0,046	0,008	0,030	0,006	0,0010	34,0	6,0	5,6
магнетит	2,0	0,15	0,15	0,016	0,003	0,003	0,0003	3,4	2,6	2,4
плагноклаз	10,0	—	0,0009		—	—	—	—	—	—
Σ	100,0				0,088	0,1024	0,0177	100,0	100,0	100,0
Содержание в породе					0,13	0,07	0,0125			

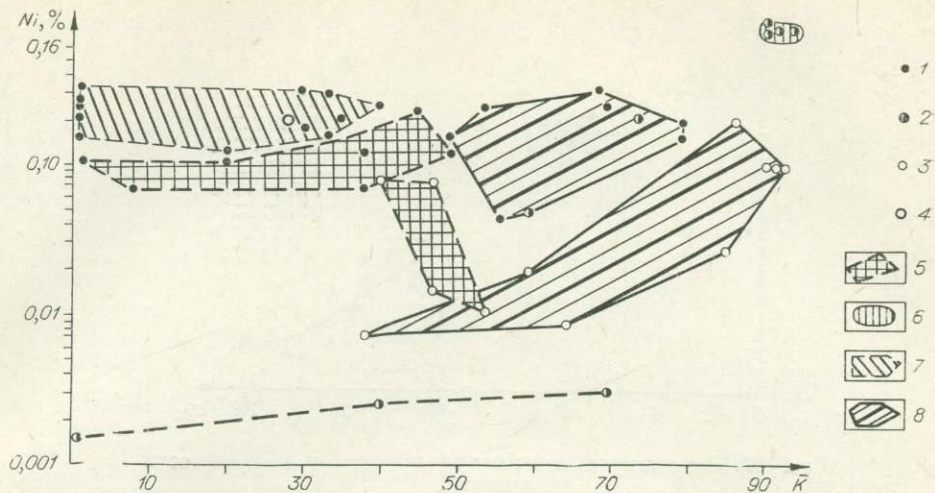


Рис. 26. Соотношение никеля сульфидного и валового, выраженного в виде коэффициента выщелачивания (k) в породах разных формаций.

1 — серпентиниты, 2 — клинопироксениты, 3 — габбро, 4 — среднее значение. Формации: 5 — габбро-пироксенитовая (массивы Лысанский, Колпинский), 6 — габбро-перидотитовая (Чайский массив). Гипербазиты: 7 — магнезиальный тип (Ерганский, Осипинский, Шушенский, Бараксанский массивы), 8 — железистый тип (массивы Идарской группы).

нительный материал к обоснованию предпочтительного замещения в энстатите никелем части магния [Сутурин и др., 1974].

Главное количество Ni в ультраосновных породах обычно накапливается в оливинах [Эдельштейн, 1960; Малахов, 1960; Борисенко, Лапин, 1973] ранних стадий кристаллизации [Ферман, 1934; Wager, Mitchell, 1951]. Это накопление оправдывается экспериментальной моделью системы $Mg_2SiO_4-Ni_2SiO_4$ [Григорьев, 1937; Ringwood, 1956]. Но низкая температура кристаллизации никелевого оливина, полученная Рингвудом (1956), не объясняет факт обогащенности элементом ранних оливинов.

Таблица 12

Содержание никеля и кобальта в минералах ультраосновных пород, вес. %

Минерал	Ni	Co	Местонахождение	Порода	Литературный источник
Нерасслоенные интрузии					
Оливин	0,23	0,015	Восточный Саян, Борьинский массив и др.	Дунит	Филиппов, 1970
Энстатит	0,14	0,012	Там же	»	»
	0,12	0,017	»	Гарцбургит	»
Оливин	0,23	0,01	Восточный Саян, Осипинско-Китойский массив	Дунит	Пинус, 1966
Энстатит	0,09	0,007	Там же	Гарцбургит	»
Оливин	0,20	0,008	Гора Дун, Новая Зеландия	Дунит	Дир и др., 1965
	0,23	—	Толкан, Аризона, США		Сандел, Голдич, 1952
Расслоенные интрузии					
Оливин	0,11	0,016	Прибайкалье, Давыренский массив	»	Грудинин, 1962
	0,09	0,01	Урал, Тагило-Баранчинский массив	»	Воробьева и др., 1962
Оливин	0,05	0,012	Урал, Гусевогорский массив	Оливинит	Борисенко, 1966
Энстатит	0,04	—	Даврос, Ирландия	Перидотит	

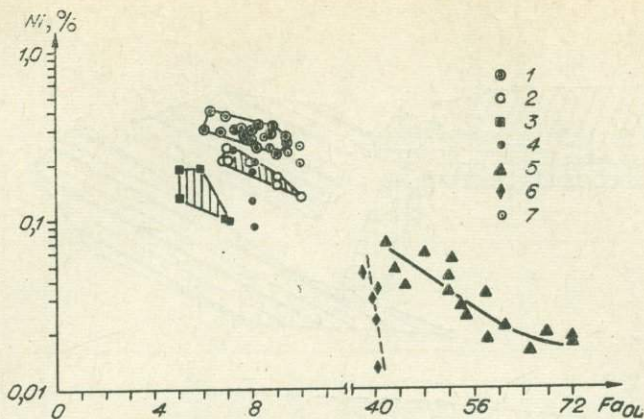


Рис. 27. Зависимость содержания никеля от железистости оливина.

1, 2 — гипербазиты: 1 — магнезиального типа (Оспинский, Улан-Сарьдагский, Хара-Нурский массивы Восточного Саяна), 2 — железистого типа (массивы Идарского хребта, Борыньский, Кингам и др.); 3 — перidotиты из ксенолитов в базальтах р. Дниды [Владимиров и др., 1975]; 4 — гранатовые перidotиты из ксенолитов в кимберлитах Якутии [Владимиров и др., 1975]; 5 — траппы Сибирской платформы [Олейников и др., 1973]; 6 — основные породы габбро-сиенитовой формации [Кривенко, 1973] (для наглядности содержание в позиции увеличено на один порядок против фактического); 7 — альпинотипные гипербазиты Анадырь-Каряжской складчатой системы [Пинус и др., 1973].

Эта аномалия может быть истолкована только с позиции теории кристаллического поля [Бернс, Файф, 1965]. Насыщение Ni наиболее высокотемпературного оливина, а не выделяющегося за ним энстатита, вероятно, связано с инверсией компонентов твердого раствора, происходящей благодаря высокому дополнительному выигрышу энергии (энергии стабилизации), который получает Ni^{2+} (22,8 ккал/моль⁻¹) по сравнению с Fe^{2+} (3,9 ккал/моль⁻¹) при переходе ионов из тетраэдрического в октаэдрическое положение. На этом основании никелевый компонент будет стремиться выделиться первым из расплава. В большинстве вторичных минералов никель несомненно присутствует в силикатной форме, о чем свидетельствует низкая величина коэффициента выщелачивания. В габбро и пироксенитах элемент в основном накапливается в зеленой роговой обманке. В плагиоклазе, судя по данным фазового анализа ($k = 70-80\%$), основное количество элемента, так же как Co и Cu, связано с тончайшей вкрапленностью сульфидов (рис. 28).

В породообразующем серпентине из различных формаций Ni только отчасти связан с сульфидами. Максимальное количество «сульфидного никеля» приходится на серпентины из гипербазитов железистого типа (рис. 29). Основное же количество элемента находится в неизвлекаемой реактивами силикатной форме. Количество «изоморфного» Ni и Co всех серпентинов тесно коррелируется с Fe^{2+} . Уровень никеля в других породообразующих минералах незначителен. Даже высокое содержание энстатита в отдельных разновидностях перidotитов не изменяет обычный для них характер распределения никеля. Исключение представляют древнейшие гипербазиты, где энстатит включает в себя заметное количество никеля. В рудных хромшпинелидах и в некоторых типах титаноносных магнетитов допускаются вакансии элемента в решетке минерала, тогда как во всех магнетитах из серпентинитов гипербазитовой формации имеет место тесная когерентность Ni «общего» и Ni «сульфидного» (см. рис. 28).

В итоге отметим, что в породах базальтоидных формаций никель присутствует в силикатной и сульфидной формах, при этом доля последнего в ряду перidotиты — габбро возрастает по мере снижения основности

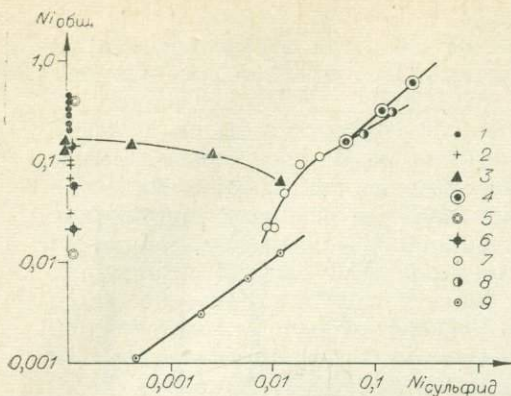


Рис. 28. Соотношение валового и сульфидного (извлекаемого) никеля по результатам фазового анализа.

1 — оливин, 2 — анстатит, 3 — хромшпинелид дунитов, 4—6 — магнетит серпентинитов; 7, 8 — серпентин породообразующий, 9 — плагиоклаз жил. Гипербазиты магнезиального (1—3, 5, 7, 9), 4, 8 — железистого типов (массивы Кингаш и др., Идарское Белогорье); 6 — габбро-пироксенитовая формация.

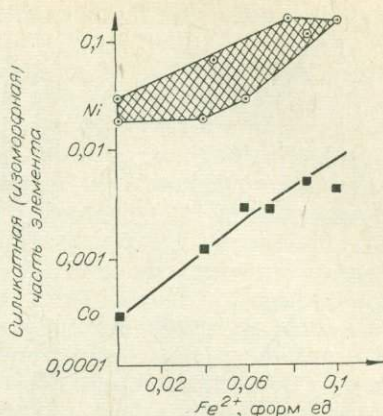


Рис. 29. Корреляция изоморфного никеля (не извлекаемого при выщелачивании) (кружки) и кобальта (квадратики) с двухвалентным железом в серпентине гипербазитов.

пород. Низкое содержание никеля в оливине, тесное срастание никелевых сульфидов с титаномагнетитом при отсутствии такой связи со слоистыми силикатами однозначно говорит о преимущественно первично-магматическом генезисе никельсодержащих сульфидов. Тем самым подтверждается тезис В. М. Гольдшмидта (1938) и А. Е. Ферсмана (1934) о том, что главное количество никеля сбрасывается в начальные этапы кристаллизации базальтоидной магмы. В дунитах и перидотитах гипербазитов формации первичное концентрирование никеля начинается в собственно магматический этап, но из-за дефицита серы не приводит к накоплению практически интересных локализаций. В стадии серпентинизации никель высвобождается из первичных минералов, частично накапливается в серпентине и магнетите. При дальнейшем изменении пород элемент входит в решетку хлорита и талька. По сравнению с этим в гипербазитах эпимагматический этап сопровождается отложением сульфидного никеля. Это доказывается высокой величиной коэффициентов выщелачивания никеля в слоистых силикатах. При серпентинизации, кроме изменения формы вхождения, возможно также перемещение Ni из нижних наиболее богатых частей массива в верхние, о чем свидетельствует направленное изменение содержания элемента не только в породах (рис. 30), но и минералах на разных высотных уровнях массивов. Кроме того, наблюдается миграция никеля в процессе жильной серпентинизации из тыловой к передовой части колонны. Следы такой миграции фиксируются в серпентине (рис. 31), что может быть использовано в поисковой практике. Повышение содержания Ni в гипербазитах железистого типа в основном связано с первичными сульфидами, чем, вероятно, и объясняется общий пониженный уровень в них рассеянного силикатного никеля, тогда как в гипербазитах магнезиального типа количество сульфидов увеличивается пропорционально степени массовой серпентинизации. Отличительной чертой пород габбро-пироксенитовой формации является то, что сульфидная форма Ni имеет первично-магматическую природу, а процесс высвобождения элемента из силикатов при серпентинизации не достигает таких масштабов, как в гипербазитах. Содержание в них рассеянного никеля возрастает почти до уровня гипербазитов (0,2%) по мере снижения титаноносности пород.

При оценке перспективности сингенетичного сульфидно-никелевого оруденения обычно учитывается фактор дифференцированности массивов.

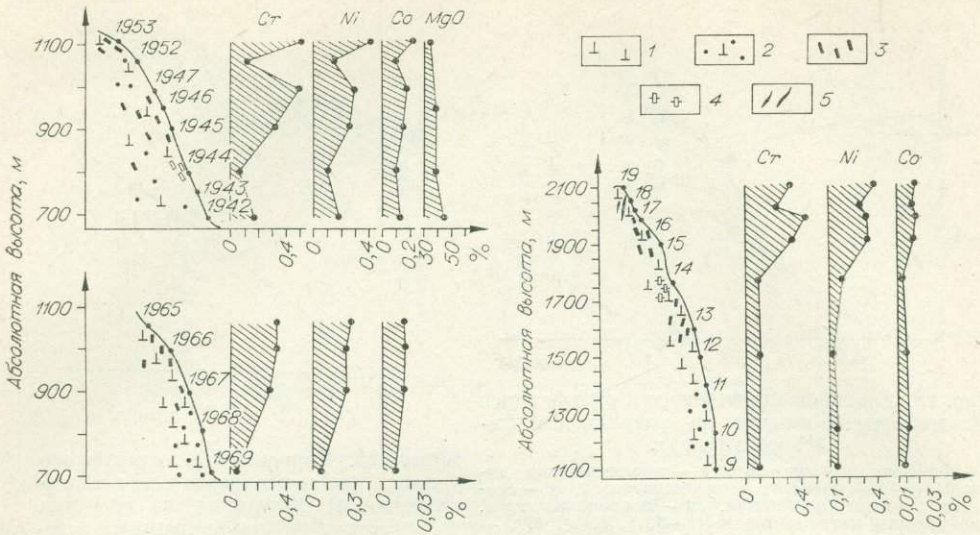


Рис. 30. Распределение элементов в серпентинитах. Борусский массив, Западный Саян (номера проб 1942—1969 — районы затопления Саяно-Шушенской ГЭС, правый берег Енисея, 2—4 км выше Крутого Поворота; номера проб 9—19 — Соболевский Кар).

— серпентиниты; 2 — то же, с неравномерным распределением магнетита; 3 — цепочки магнетита; 4 — полосчатость пород; 5 — прожилки серпентина.

Но для габбро-пироксенитовой формации этот критерий трудно применить в связи со стадийным характером развития интрузий. Содержания Fe и отношение Ni/Fe, как было показано ранее [Штейнберг, Малахов, 1963], также не являются информативными параметрами для суждения о степе-

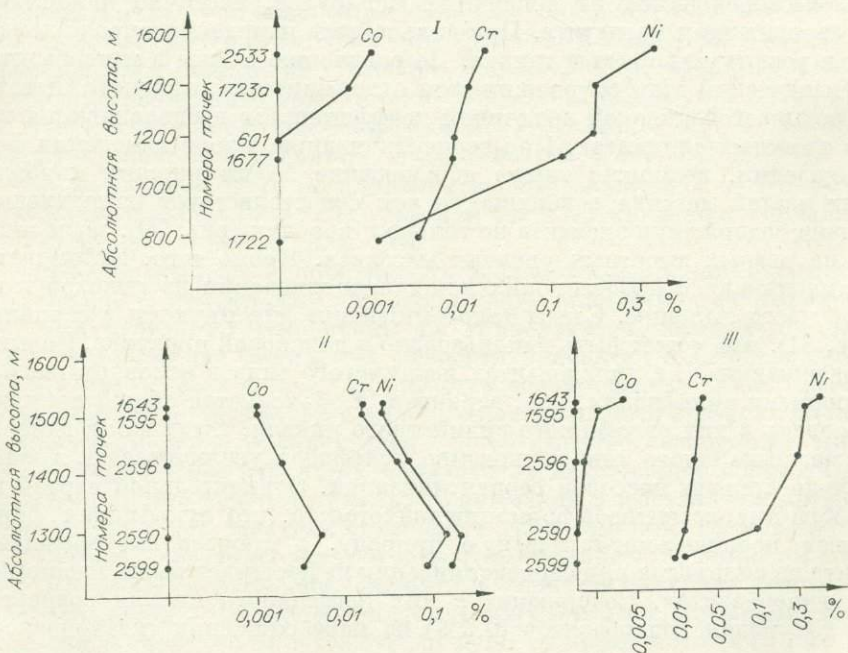


Рис. 31. Распределение элементов в минералах по высоте жильных серпентинитовых колонн, Березовский массив, Западный Саян.

I и III — серпентин, II — магнетит.

ни никеленосности массивов. Не всегда показательным оказывается возрастание над фоном и содержания Ni.

Годлевский М. Н. (1968, 1973) подчеркнул, что образование основной массы ряда медно-никелевых месторождений завершается в собственно магматический этап. В дальнейшем происходит лишь их переотложение с резким обогащением определенных участков. Отделение сульфидов от силикатного расплава и накопление в руды обусловливается не только глубиной и условиями растворимости, но и насыщенностью системы серой. Причем, по данным изотопного анализа [Годлевский, Гриненко, 1963], накопление серы в исходной магме может происходить либо путем первичного обогащения в магматических очагах, либо за счет ассимиляции серы из вмещающих пород. В качестве примера можно привести руды Сибирской платформы [Урванцев, 1974] и габбро-перидотитовых массивов Прибайкалья [Гурулев, 1965]. В массивах габбро-пироксенитовой формации собственно магматическая стадия ограничена в отношении сульфидных проявлений. При формировании изученных массивов как будто бы не выдерживаются основные условия, необходимые [по Годлевскому, 1968] для образования крупных локализаций никеля. Здесь отсутствуют также условия для структурного контроля, обычно приводящие к обособлению руд по трещинам. Отсюда габбро-пироксенитовые массивы в отношении никеленосности не принадлежат к объектам первоочередной важности, точно так же как к малоперспективным на Ni относятся в других районах интрузивы, развивающиеся по пути кинетической дифференциации [Юшкин и др., 1972]. В этом смысле более интересными являются габбро-перидотитовые массивы Северного Байкала [Гурулев, 1965; Леснов, 1972], а также гипербазиты железистого типа, несущие повышенную сульфидно-никелевую минерализацию не только в серпентинизированных гипербазитах, но и в комагматичных им габброидах и пироксенитах. Основной предпосылкой, обуславливающей обогащение последних сульфидным никелем, являлись высокая насыщенность серой пород и минералов и формирование в условиях, приближающихся к условиям щитов, где образуются крупные месторождения никеля не только в связи с базальтоидами, но и в связи с гипербазитами.

Распространяя этот вывод далее, можно сказать, что гипербазиты железистого типа, залегающие в гнейсовых выступах доколя Сибирской платформы, могут оказаться особым типом никеленосных интрузий, тогда как области их развития — перспективными для поисков. За пределами Саяно-Байкальской области особый интерес представляют, например, изучаемые сейчас никеленосные интрузии Воронежского кристаллического массива [Чернышев, 1972] и Кольского полуострова [Богачев и др. 1972]. По уровню рассеянного никеля в Саяно-Байкальской области выделяются гипербазиты Кузнецкого Алатау (0,25%). Среднее для гипербазитов Восточного и Западного Саяна также несколько превышает величину среднемировой распространенности никеля (табл. 13), что следует учитывать при планировании поисковых работ.

Гипербазиты магнезиального типа в части никеленосности менее интересны. Сульфидно-никелевая минерализация в них образуется при высвобождении никеля в процессе серпентинизации. Они могут быть больше перспективными на руды силикатного никеля, примером которых является Ойское месторождение и другие в Западном Саяне. Но так же, как и сульфидно-никелевая минерализация, непуитовые проявления гидротермального типа требуют дальнейшего изучения, потому как не имеется полных сведений ни о масштабах, ни об условиях их формирования.

Широкое распространение сульфидов в гипербазитах железистого типа и габброидах складчатых областей обосновывает вывод о мантийном источнике рудного вещества. Что касается серы, то вполне реальной является ее частичная ассимиляция из вмещающих пород.

Региональная распространенность никеля и

Порода	1			2		
	Ni	Co	Ni/Co	Ni	Co	Ni/Co
Дуниты	0,23	0,012	19,1	0,26	0,012	21,7
Перидотиты	0,20	0,01	20,0	0,23	0,011	20,9
Серпентиниты	0,19	0,04	4,7	0,22	0,012	18,3
Пироксениты				0,06	0,009	6,6
Среднее	0,206	0,0206	14,6	0,193	0,011	16,9

Примечание. 1 — Восточный Саян; 2 — Западный Саян; 3 — Кузнецкий Алатау; (1962), Турекьян, Ведыполь (1961).

2.5. КОБАЛЬТ

Геохимический цикл Co близок циклу Ni, поэтому здесь во избежание повторения приводятся самые общие сведения о геохимии кобальта. Региональная распространенность Co ультраосновных пород Саяно-Байкальской области равна 0,013%, причем максимум концентрации (0,02%) приходится на гипербазиты железистого типа в Восточном Саяне. Содержание элемента в различных гипербазитовых поясах изменяется

Таблица 14
Распределение кобальта и скандия в гипербазитах

Массив	Порода	Число проб	Co	Ni/Co	Sc
Оспинский	Дуниты	33	0,015(33)	14,0	0,00044
	Перидотиты	20	0,011(20)	18,2	0,00056
	Серпентиниты	36	0,013(27)	20,7	0,00040
Улан-Сарьдаг	Дуниты	65	0,015	16,6	0,00051
	Серпентиниты	76	0,012	15,8	0,00028
Хара-Нур	Дуниты	13	0,016	14,4	0,00054
	Перидотиты	22	0,013	16,9	0,00059
	Серпентиниты	37	0,013	13,9	0,00029
Куртушубинский	Дуниты		0,01(35)	31,0	0,00014(15)
	Перидотиты		0,011(40)	24,5	0,0005(19)
	Серпентиниты		0,012(46)	21,7	0,0006(22)
Березовский	Дуниты	8	0,009	33,3	
	Перидотиты	24	0,01	25	
	Серпентиниты	42	0,011	17,3	
	Пироксениты		0,009	6,66	
Джидинский	Дуниты	16	0,008	13,8	0,00087
	Серпентиниты	10	0,019	11,4	
Южно-Гобийский (МНР)	Лерцолиты	6	0,0051	1,6	0,0027
	Пероксениты	2	0,013	3,5	0,0064
	Серпентиниты	4	0,0068	22,0	—
Шихшидский (МНР)	»	15	0,00294	8,4	0,0006
Борьиньский	Дуниты	32	0,012	19,1	Сл.—0,007
	Перидотиты	15	0,01	20,0	—
	Серпентиниты	37	0,01	15,0	0,0008—0,01
Кингашский	Дуниты	6	0,013	16,9	
	Перидотиты	11			0,0017
	Серпентиниты	36	0,03	2,9	0,002
	Пироксениты	3			0,0027
Массивы Индии	Дуниты	9	0,0031	6,0	0,00042

кобальта в породах ультраосновного состава

3			4			5		
Ni	Co	Ni/Co	Ni	Co	Ni/Co	Ni	Co	Ni/Co
—	—	—	0,26	0,012	21,7	0,195	0,020	9,8
0,25	0,010	25,0	0,24	0,010	22,95	0,180	0,010	18,0
0,25	0,011	22,7	0,23	0,011	20,5	0,20	0,017	11,8
—	—	—	0,06	0,009	6,6	0,022	0,005	4,4
0,25	0,011	23,85	10,198	0,010	17,94	0,15	0,013	11,0

4 — среднее из Западного Саяна и Кузнецкого Алатау; 5 — по Векиловой (1966), Виноградов у

незначительно, так же как слабо варьирует концентрация Co в ультраосновных производных габбро-пироксенитовой ассоциации (0,01—0,02%). Величина отношения Ni/Co в гипербазитах в региональном плане возрастает от Восточного Саяна (14) к Кузнецкому Алатау (23) при промежуточном положении Западного Саяна (17).

Среди крупных массивов гипербазитов повышенным значением Co выделяется Джидинский (0,019%), а низким — Южно-Гобийский в МНР (0,008%). В группе гипербазитов Западного Саяна наиболее высоким процентным содержанием характеризуются дуниты (0,015%). При переходе к серпентинитам во всех массивах, кроме Кингашского, количество Co несколько снижается (табл. 14). Возрастание Co в серпентинитах Кингашского массива до 0,034% объясняется широкой сульфидизацией пород. Участки аномального распределения Co (до 0,05%) также совпадают с проявлением сульфидов в массивах габбро-пироксенитовой и габбро-перidotитовой формаций.

Среди габброидов максимум Co приходится на основные породы, связанные с гипербазитами (0,015), и титаноносные габбро-диабазы и габбро-амфиболиты протерозоя (0,0080%). Габбро стратифицированных массивов по содержанию Co практически не отличаются от траппов и океанических базальтов (см. табл. 32).

Основным концентратором Co в гипербазитах магнезиального типа является оливин. В тех же породах железистого типа картина распределения элемента осложняется за счет вхождения Co в энстатит. В ассоциациях габбро-гипербазитового состава кобальт накапливается в позднем жильном титаномagnetите (0,06%), авгите (0,01—0,03%), роговой обманке (0,001—0,04%). Высокое количество Co несут такие минералы гидротермального этапа, как пирит (до 0,3%), магнетит и хлорит. В серпентинах разных формаций выдерживается прямая корреляция «изоморфного» Co с Fe^{2+} (см. рис. 29).

Несмотря на некоторую зараженность пород кобальтом, сколько-нибудь заметных концентраций в гипербазитах и габброидах обычно не устанавливается. Большая часть мелких проявлений Co в виде первичных ореолов относится к гидротермальному процессу, регулирующему распределение элемента [Юнг, 1959]. Расхождение в путях концентрации Ni и Co обосновывается кристаллохимическими свойствами элементов. Оно также находит подтверждение в ряде экспериментов по кобальтсодержащим системам [Seward, 1971].

2.6. ЭЛЕМЕНТЫ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ

Сведения о распространении платиноидов в Сибири, по существу, ограничиваются кратким перечнем находок в долинных россыпях [Высоцкий, 1933]. Для выяснения картины распространения элементов

группы платины в коренных породах нами анализировалось около 100 проб гипербазитовой, габбро-перидотитовой и других ассоциаций. Кроме того, изучались хромиты и сульфидные руды. Примеси в «сырой» платине не определялись. Анализ выполнялся только на Pt, Pd, Rh по спектрально-химическому варианту методики, описанной в работе С. Л. Терехович (1970).

Среди всех изученных пород максимально кларковые концентрации приходится на гипербазиты Сибири и габбро-перидотиты Северного Прибайкалья.

Наиболее высокое содержание и почти 100%-ная встречаемость платиноидов установлена в гипербазитах железистого типа. Концентрация платиноидов в них поднимается до $10 \times 10^{-4}\%$, причем во всех проанализированных пробах Pd преобладает над Pt.

Г. Ф. Филишов, изучавший массивы этого ряда в Восточном Саяне, также выделяет их в число палладиеносных. По его данным, содержание Pd в серпентинитах и дунитах колеблется от 0,54 до $0,99 \times 10^{-4}\%$. Это заметно превышает приведенные нами цифры и содержание рассеянного Pd в дунитах Кытлымского массива, известного на Урале своей платиноносностью $(0,04-0,1) \times 10^{-4}\%$ [Юшко-Захарова и др., 1967] и приближается к концентрации в метеоритах. По данным Н. К. Высоцкого (1933) и А. А. Иванова (1944), некоторые самородки платиноидов из россыпей рек, дренирующих архейско-протерозойские толщи Восточного Саяна, имеют осмий-иридиевый и палладиевый состав. Характерно, что преобладание Pd над Pt наблюдается в медно-никелевых месторождениях и интрузивах медно-никелевого профиля [Юшко-Захарова и др., 1967]. Повышенное значение Pd в гипербазитах железистого типа связано также с медно-никелевой их специализацией и повышенной концентрацией в минералах Co, который, как известно [Генкин и др., 1973], может замещаться палладием. Подчеркнем, что отношение Pd/Pt в перидотитах железистого типа приближается к мантийным включениям (0,3, по Юшко-Захаровой и др., 1973).

В габбро-перидотитовых массивах (Mg — Ni типа) платиноиды в основном концентрируются в сульфидизированных пироксенитах ($3,6 \times 10^{-5}\%$, по Леснову, 1972). В перидотитах и дунитах также обнаруживается до $1,9 \times 10^{-5}\%$ Pt и Pd. Массивная сульфидная руда этой ассоциации несет $0,15-2,43 \times 10^{-5}\%$ Pt и $0,37-0,8 \times 10^{-5}\%$ Pd, а сам пирротин содержит от 1 до $4 \times 10^{-5}\%$ Pt и Pd. Возрастание содержания пентландита приводит к возрастанию роли Pd [Генкин и др., 1963]. Количество пирротина в габброидах чаще всего имеет минералогическое значение.

Анализ ультраосновных пород габбро-пироксенитовой формации указывает на низкое содержание и редкую встречаемость в них Pt. Но нужно иметь в виду, что в сходной обстановке в пироксенитах Урала раньше описывалась самородная платина [Латыш, 1959, Волченко и др., 1975]. Для сравнения заметим, что ультраосновные породы щелочно-ультраосновной ассоциации несут преимущественно Ir—Rh минерализацию [Разин и др., 1965].

Среди гипербазитов максимальное содержание платины обычно приходится на дуниты [Юшко-Захарова и др., 1967] или участки скопления хромшпинелидов [Фоминых, 1970]. В изученных дунитах магнезиального типа количество платиноидов редко превосходит $0,05 \times 10^{-4}\%$. По частоте нахождения платины массивы Восточного Саяна расположены в следующей последовательности: Оспинский, Ергакский, Березовский.

Высокая дисперсия содержания Pt объясняется обилием в гипербазитах вкрапленников рудных хромитов, где концентрируется основная доля самородной платины. Вместе с тем четко видно, что дуниты и серпентиниты на контакте с телами хромитов не обогащены платиноидами. Судя по результатам анализа, дисперсии содержания Pt в серпентинитах несколько выше, чем в дунитах, но отдельные тела серпентинитов почти

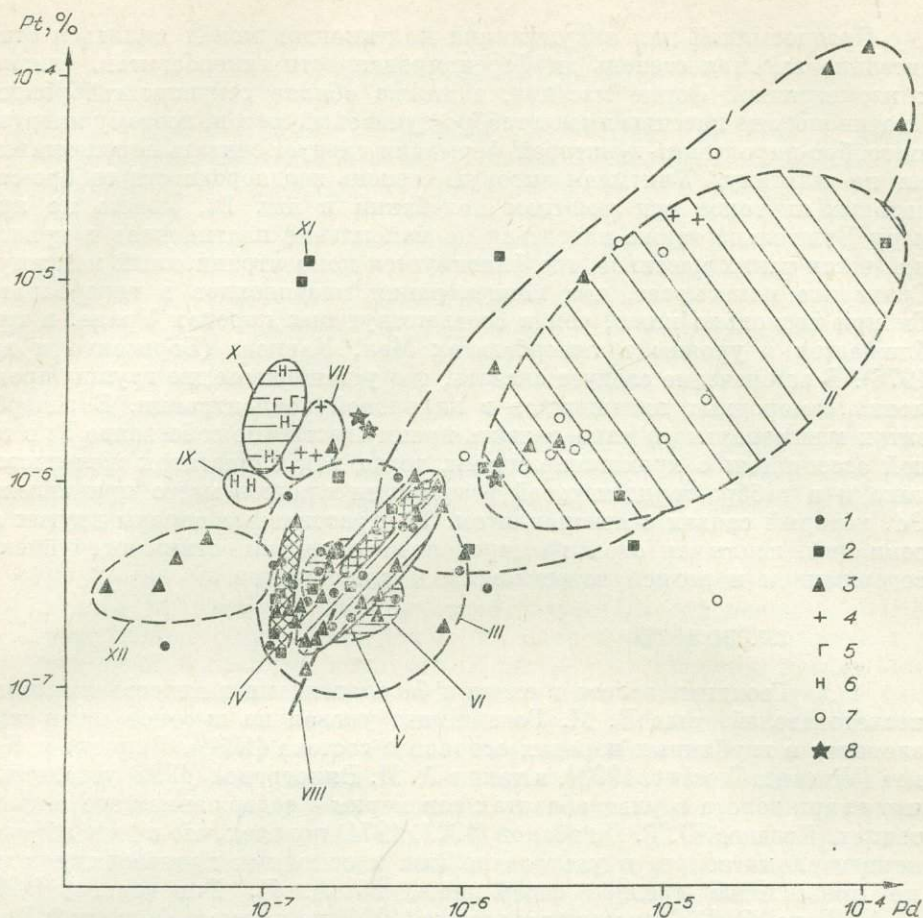


Рис. 32. Соотношение Pt и Pd в различных образованиях.

I — гипербазиты железистого типа, Идарское и Бирюсинское поля. II — породы магнезиально-никельистого типа, массивы Чайский и Довыренский в Северном Прибайкалье; III—VII — гипербазиты магнезиального типа: III — Ослынский, IV — Березовский, V — Ергацкий, VI — Улан-Сарьдаг, VII — Нижне-Тагильский (Урал); VIII — ультраосновные породы железисто-титанисто-редкометалльного типа (габбро-пироксенитовая формация), массивы Лысанский и Подлысанский; IX — Массив Бушвелд (Южная Африка); X — Кольская провинция; XI — Кытлым (Урал). XII — ультраосновные массивы Джидинского пояса (северная часть МНР). 1 — дуниты, 2 — перидотиты, 3 — серпентиниты, 4 — пироксениты, 5 — габбро, 6 — нориты, 7 — сульфидные руды, 8 — хромиты.

не поддаются «разбраковке» по платиноносности. В гипербазитах Улан-Сарьдага содержание Pt находится на границе чувствительности метода. Еще ниже ($n \times 10^{-7}\%$) опускается концентрация в гипербазитах МНР. Говоря о серпентинитах одного участка с содержанием $0,66 \times 10^{-4}\%$ Pt, следует подчеркнуть, что именно они отличаются высокой насыщенностью габброидными телами и им отвечает максимальная для региона аномалия силы тяжести. Вполне возможно, что здесь на глубине имеют место крупные скопления первичных хромитов или в серпентинитах этого массива происходит значительное перераспределение платиноидов под влиянием габброидов. Факты реконцентрации платины под воздействием постмагматических процессов уже известны в литературе [Борисенко, 1966]. Руководствуясь правилом «чем больше дунитовый массив, тем богаче он платиной», можно выдвинуть в Западном и Восточном Саянах ряд массивов в число первостепенных для изучения платиноидов. Особенно интересны некоторые массивы Восточного Саяна, где отмечается несколько находок платины как в ранних, так и позднемагматических хромитах.

Предпосылкой для аккумуляции платиноидов может являться относительно высокая степень дифференцированности гипербазитов, близкая к изометричной форме массива, а также обилие секущих габброидов. Платиноносные массивы имеют габбро-дунитовый состав, поэтому интрузивы габбро-пироксенит-дунитовой формации следует считать перспективными на платину. Учитывая высокую степень неоднородности габбро-сиенитовых плутонов при заметном колебании в них Pt, можно по примеру Бушвельда также надеяться на накопление платиноидов в придонной части таких массивов, где фиксируется концентрационный максимум. Сравнение показывает, что концентрация платиноидов в гипербазитах Сибири несколько ниже, чем в соответствующих породах Урала, и приближается к уровню в гипербазитах Мал. Кавказа (Борисенко и др., 1975). В заключение следует сказать, что установлены две группы проявления самородных платиноидов в кларковой концентрации. В гипербазитах магнезиального типа развита преимущественно собственно Pt в тесной ассоциации с хромшпинелидами, тогда как в массивах железистого типа и в габбро-перидотитовой ассоциации главное место принадлежит Pd, который связан с пентландитом. Ультраосновные породы других ассоциаций, исключая стратифицированные интрузии, отличаются низким содержанием и редкой встречаемостью платиноидов.

2.7. ЗОЛОТО

Геохимия золота в связи с базальтоидами интересовала многих исследователей. Еще В. М. Гольдшмидт указал на высокое содержание элемента в глубинных породах основного состава (1938). Винцент и Крокет [Vincent, Crocket, 1960], а также А. П. Виноградов (1962) установили, что кларк золота в ультрабазитах соизмерим с содержанием его в гранитоидах. Позднее Ю. Г. Щербаков (1967, 1974) показал, что в ряде объектов концентрация золота в ультраосновных и основных производных заметно превосходит среднее содержание, по А. П. Виноградову (1962). С. А. Щека, В. Г. Моисеенко и другие (1971) на примере формаций Дальнего Востока также отметили повышенное содержание Au в породах дунит-гарцбургитовой формации. Они же обратили внимание на равномерное распределение элементов в процессе дифференциации и автотематоморфизма и заметное накопление его в сульфидном остатке. Таким образом, теперь уже ясно, что рудопроявления золота нередко связаны с интрузиями основного состава, и базальтовая магма является распространенным источником золота [Щербаков, 1974]. Поэтому при изучении геохимии ультрамафитов была поставлена задача оценить фоновое содержание элемента в габбро и других породах и, кроме того, произвести сопоставление особенностей распределения золота с распределением в породах разных формационных типов.

Как показывают анализы (табл. 15), габбро разных формаций в общем незначительно отличаются по концентрации Au. Содержание элемента по 27 пробам для габбро-пироксенитовой формации составляет $1,2 \times 10^{-6}\%$, причем максимум приходится на собственно габбро ($1,92 \times 10^{-6}\%$). С повышением основности пород содержание элемента несколько снижается. Например, в пироксенитах оно составляет $1,46 \times 10^{-6}\%$, в серпентинизированных вебстеритах и перидотитах — всего лишь $0,37 \times 10^{-6}\%$. Альбититы содержат $1,9 \times 10^{-7}\%$ золота, габбро-пегматиты $6,6 \times 10^{-8}\%$. Опробование пород по разрезам массивов обнаружило более или менее равномерное распределение элемента. В отдельных случаях наблюдается некоторое возрастание концентрации с приближением к верхнему эндоконтакту тел пироксенитов и габбро, причем эти относительные максимумы фиксируют участки вторичной сульфидной минерализации. Отсюда вытекает вывод, что основными носителями золота в габбро-пироксенитовой ассоциации, несомненно, являются сульфиды.

Распределение золота в габбро, %

№ п/п	Число проб	Среднее содержание	Колебание содержания	№ п/п	Число проб	Среднее содержание	Колебание содержания
1	3	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$2,2-9,8 \cdot 10^{-6}$	6	4	$2,9 \cdot 10^{-6}$	$5,0 \cdot 10^{-6}$
2	6	$2,25 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-6}$	7	4	$1,50 \cdot 10^{-6}$	$1,67-1,23 \cdot 10^{-6}$
			$7,8 \cdot 10^{-7}$				
3	6	$4,56 \cdot 10^{-6}$	$2,5-6,6 \cdot 10^{-6}$				
4	4	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$1,5-9,9 \cdot 10^{-5}$	8	4	$3,53 \cdot 10^{-6}$	$1,0-5,2 \cdot 10^{-6}$
5	4	$4,4 \cdot 10^{-6}$	$2,2-6,0 \cdot 10^{-6}$	9	4	$0,58 \cdot 10^{-5}$	$0,36-0,82 \cdot 10^{-5}$

Примечание. 1, 2 — габбро-пироксенитовые массивы (1 — район ст. Жайма, 2 — гора Лысан); 3, 4 — габбро-сиенитовая ассоциация Восточного Саяна (3 — массив Крыжина, 4 — Осередок); 5 — габбро-диабазовая формация нижнего протерозоя; 6—8 — габбро, ассоциирующиеся с гипербазитами (6 — участок Кашкарет, Западный Саян; 7 — Хуша-Гол, Восточный Саян; 8 — Идар, Восточный Саян); 9 — габбро-перидотитовая ассоциация, Чайский никеленосный массив, Северное Прибайкалье [Леснов, 1972].

В других минералах эпитагматической стадии (кварц, хлорит, тальк) золото практически не концентрируется. По сравнению с отмеченным возрастание содержания золота на один порядок наблюдается в габбро стратифицированных интрузий. Примером их является массив Осередок. Причем максимум золота по разрезу этих интрузивов также совпадает с проявлением сульфидизации. Последняя находится в различных частях разреза, хотя преимущественно накладывается на породы основного состава в подошве интрузива. Относительно высокой концентрацией золота выделяются габбро-пироксениты никеленосных габбро-перидотитовых массивов Северного Прибайкалья (см. табл. 15). Заметна приуроченность максимумов золота в этих массивах к породам повышенной магнезиальности, а не к участкам сульфидизации и сульфидным рудам, как имеет место в габброидах других типов. Относительно низкое количество золота обнаруживается в габбро, связанных с гипербазитами. Породы этого ряда отличаются наиболее высокой дисперсией содержания по сравнению с основными производными габбро-сиенитовой и габбро-диабазовой формаций. Наконец, по последним данным золото обнаруживается в участках сульфидизации габбро-диабазовых интрузий. Следует отметить, что имеется ряд общих черт в характере распределения золота в габбро Восточного Саяна и в габброидах других районов [Моисеенко, 1971], а также в трапцах Сибири [Олейников и др., 1973]. Но насколько можно судить по опубликованным данным в ряде трапцевых тел дисперсии, содержания золота заметно ниже, чем в габбро, причем золото наряду с другими элементами, по-видимому, фиксирует степень глубинной дифференциации магм. В отдельных участках на распределение золота влияет режим серы.

Принято считать, что золото при высоких температурах, находясь в виде нейтральных атомов, предпочитает рассеиваться, а при низких температурах ($400-700^{\circ}$) вследствие способности к комплексообразованию Au весьма охотно концентрируется. Именно в этих условиях в гидротермальной среде и происходит накопление золота в сульфидах габброидных пород разных формаций. Обращает на себя внимание заметное обогащение рассеянным золотом габброидов со следами гибридности, приводящего к широкому развитию диоритоидов. Стремление к концентрации золота в наиболее магнезиальных сульфидизированных породах габбро-перидотитовой формации при низком уровне в эпитагматических сульфидных рудах говорит о высокотемпературном характере накопления элемента в магматическую стадию интрузии.

Каковы основные черты распределения золота в собственно ультраосновных породах? По данным Ю. Г. Щербакова, наблюдается следующий

Таблица 16

Среднее содержание золота в гипербазитах магнезиального типа

Порода	Число проб	Содержание Au, 10^{-6} %	Колебание содержания
Дуниты	14	0,37	0,18—1,54
Перидотиты	2	2,76	
Серпентиниты	20	3,20	0,03—9,20
Хромиты	5	1,54	0,47—4,60

нисходящий ряд концентрации элемента (г/т): хондриты — 0,17, гипер-базиты — 0,11, основные породы — 0,0062, кислые — 0,0024. Расчет средневзвешенных содержаний для ультраосновных пород отдельных массивов и формаций показывает, что вебстериты и серпентиниты габбро-пироксенитовой формации несут самое низкое количество золота ($0,37 \times 10^{-6}$ %) относительно уровня гипербазитов. Несколько больше золота ($2,98 \times 10^{-6}$ %) содержат гипербазиты железистого типа. В группе массивов магнезиального типа среднее по 29 анализам оценивается $2,6 \times 10^{-6}$ %. Экстремально-высокая концентрация приходится на ультраосновные породы Улан-Сарьдагского массива в Восточном Саяне, но по содержанию золота в рудных хромитах первое место принадлежит Оспинскому массиву в Восточном Саяне ($4,60 \times 10^{-6}$ %). В гипербазитах магнезиального типа уровень золота и дисперсия выше в серпентинитах, чем в дунитах, перидотитах (табл. 16) и хромитах. Это обстоятельство нужно иметь в виду при изучении путем миграции и накопления золота в ультраосновных породах. Не случайно еще В. Н. Лодочников (1936) и П. Рамдор приводят примеры находок видимого золота в серпентинитах, асбестах и других гидротермальных образованиях, связанных с гипербазитами. Наблюдались они и нами в Оспинском, Янгозинском и других массивах. Однако, учитывая достаточно высокий фон золота в неизмененных дунитах и хромитах, а также в титаномagnetите габбро-пироксенитовой формации ($4,7 \times 10^{-6}$ %), мы вправе связывать часть золота с первичной магмой, а накопление в серпентинитах относить за счет реконцентрации в эпимагматическую стадию. Исключение могут представлять случаи повышения золотоносности ультраосновных пород за счет непосредственного воздействия золотоносных гранитоидов на гипербазиты. Примером такого воздействия могут являться серпентиниты массива Улан-Сарьдаг, а также Енисейского кряжа [Ли, Корнев, 1972]. Выяснение причин связи золота с ультраосновными породами как габбро-пироксенитовой, габбро-перидотитовой, так и гипербазитовой формаций может положительно отразиться на проведении работ прикладного характера, особенно в районах распространения россыпей на территории гипербазитовых массивов (верхнее течение рек Амыл и Бирюсы).

В итоге важно подчеркнуть достаточно однородное распределение золота в первичных породах, что увязывается с представлением о его достаточно инертном поведении в магматических процессах [Vincent, Crocket, 1960]. Аномальное содержание связано с процессом аутометаморфизма или осложняющим влиянием более молодых интрузий, приводящим к сульфидизации. Оценивая региональную распространенность золота в ультраосновных породах Саяно-Байкальской области и сравнивая ее с известными данными [Вахрушев, 1972], можно заметить, что концентрация элемента в высокомагнезиальных дифференциатах габбро-пироксенитовой формации ($0,37 \times 10^{-6}$ %) приближается к соответствующему уровню из ксенолитов базальтов Северо-Минусинской впадины ($0,21 \times 10^{-6}$ %). Среднее содержание золота в изученных гипербазитах ($2,64 \times 10^{-6}$ %) сопоставимо с гипербазитами Енисейского кряжа [Ли, Корнев, 1972]

и приближается к содержанию во включениях ультраосновных пород из базальтов Гавайских островов ($2,3 \times 10^{-6}\%$). Вывод о большом разбросе содержания золота в ультраосновных породах Земли справедлив и для ультрабазитов Саяно-Байкальской области. Несмотря на низкое (кларковое) содержание, значительную природную дисперсию, связанную с формой вхождения золота, приведенные здесь данные, очевидно, могут быть полезными для регионально-геохимических построений.

2.8. СКАНДИЙ

Скандий является характерным элементом пироксенитов различных формаций, хотя его присутствия не лишены и другие породы. Среди различных пород самое высокое содержание элементов фиксируется в клинопироксенитах (0,0040% Sc). Содержание габбро (0,0029%) почти отвечает среднему в базальтах [по А. П. Виноградову, 1962]. Для отдельных массивов максимум содержания в габбро и клинопироксенитах иногда меняется своими местами, но всегда оказывается выше, чем в соответствующих породах гипербазитов железистого (0,0019%) и тем более магнезиального типов (0,00041%) (см. табл. 30). Характерно, что по концентрации Sc перидотиты железистого типа находятся ближе к шпинелевым лерцолитам (0,0020%) из включений в кимберлитах, а также слабодифференцированным гипербазитам Кольского полуострова (0,0015%; по Лапину, 1975).

Ультраосновные породы габбро-пироксенитовой формации несколько беднее скандием (0,003%) относительно значения (0,0050%), полученного Л. Ф. Борисенко и другими (1975) для близких по составу пород.

Среди пород основного состава главенствующее положение по насыщенности скандием занимают базальты срединно-океанических хребтов (0,0041—0,0061%). К этому значению приближаются концентрации в рудных (титаномагнетитовых) габбро-диабазлах (0,0060%), гранатовых амфиболитах и габброидах (0,0050%), сопровождающих гипербазиты железистого типа. Содержание в разновозрастных трапхах колеблется от 0,0030 до 0,0050%, в кислых дифференциатах толеитового ряда снижается до 0,0020 [Олейников и др., 1973]. В габброидах стратифицированных массивов количество Sc редко выходит за пределы 0,002%. И наконец, минимум элемента (0,00014%) несут габброиды, связанные с гипербазитами магнезиального типа (см. табл. 32).

Основным концентратором скандия в первичных минералах габбро-пироксенитовой формации являются титан-авгит и диопсид пироксенитов (0,02%), носителем — керсутит и роговая обманка (0,0050%). Содержание скандия в пироксенах разных формаций изменяется от 0,004 до 0,01%, что в общем не расходится с опубликованными данными. Так, в сосуществующем минерале габбро Скергарда определено 0,006% [Wager, Mitchell, 1951], в пироксене базальтов северной части Срединно-Атлантического хребта — от 0,008 до 0,01% Sc. В авгите Бушвельда содержится 0,007—0,0020% Sc. Пониженное содержание наблюдается в ромбическом пироксене и других минералах гипербазитов железистого типа по сравнению с магнезиальным, что сближает их с сосуществующими минералами из перидотитовых ксенолитов в кимберлитах (0,0008%). В отличие от этого гидротермально-измененные оливины и ортопироксены несут повышенное количество Sc (до 0,01%). В диопсиде метасоматитов амфиболитовой и гранулитовой фаций процентный уровень Sc колеблется от 0,0007 до 0,010%. Все изученные титаномагнетиты Саяно-Байкальской области, кроме рудного титаномагнетита габбро-диабазов, характеризуются либо отсутствием, либо очень низким содержанием Sc, что отличает их от титаномагнетитов Урала [Фоминых, Краева, 1970]. Присутствие Sc в рудах габбро-диабазовой формации можно отнести за счет ильменита.

В эпимагматическую стадию скандий накапливается в эпидоте

(0,01%) и карбонатах (0,001%). Достаточно высокое количество элемента обнаруживается в жильном серпентине (0,0023%) и хлорите (0,0007%). Не представляют исключения в этом отношении и хлориты гипербазитовой формации (0,0006%).

Главным концентратором Sc в перидотитах гипербазитового ряда является ортопироксен, на который приходится почти 60% валового содержания, тогда как в дунитах основная доля скандия связана с оливином ($\approx 95\%$). Хроммагнетиты и хромшпинелиды бедны скандием. Практически лишены его (содержание ниже чувствительности метода анализа) и породообразующие серпентин и тальк. Амфиболы габброидов, ассоциирующих с гипербазитами, и габбро-перидотитовой формации несут меньше Sc (0,002%), чем те же минералы габбро-пироксенитовой формации. Но и здесь они выполняют роль концентратора элемента.

Как известно, устанавливается прямая зависимость содержания скандия от количества Fe и Mg. Например, такая связь наблюдается для моноклинных пироксенов щелочно-ультраосновной [Кухаренко, Клер, 1963] или базальтоидной формаций [Greenland, Lowering, 1966]. Вхождение Sc в решетку моноклинного пироксена реализуется по различным схемам гетеровалентного изоморфизма, причем содержание элемента возрастает с ростом железистости пироксена. Отмечается накопление Sc в верхней части Бушвельдского лополита, за счет концентрации элемента в ферроавгитах [Atkins, 1969]. Увеличению FeO в авгите габбро от 4,61 до 21,91% соответствует повышение концентрации Sc от 59 до 208 г/т. В отдельных случаях это приводит к усилению зависимости содержания Sc от содержания Fe [Norman, Haskin, 1968]. Коэффициенты корреляции Sc—Fe²⁺ и Sc—Mg в магматических клинопироксенитах трапшовой формации равны 0,67 и 0,72. Это подтверждает эмпирические данные о вероятности вхождения Sc в железистые клинопироксены, возникающие в заключительный этап главной стадии кристаллизации базальтоидного расплава. В габбро-пироксенитовой ассоциации также наблюдается заметное преобладание Sc в наиболее обогащенных Fe разностях пироксенов и возрастание концентрации элемента от следов до 0,01%. Исходя из возможности гетеровалентного замещения Fe²⁺ и Mg²⁺ и компенсации дефицита за счет Al по схеме (Mg, Fe)²⁺ + Si⁴⁺ → Sc³⁺ + Al³⁺ можно понять причину возрастания концентрации Sc в участках насыщенности пород железом. Отношение Sc/Mg испытывает заметный рост по мере перехода от ультраосновных пород к габбро. Этот факт указывает также на накопление элемента в поздних продуктах дифференциации и, кроме того, подтверждает вывод о том, что Sc дольше, чем Mg, задерживается в базальтовом расплаве в процессе его кристаллизации [Nockolds, Allen, 1953; Ноккольдс, Аллен, 1958], но на последнем этапе резко сбрасывается в твердую фазу [Уэджер, Браун, 1970]. Возможно, что именно этой склонностью Sc к концентрации в минералах поздних низкотемпературных стадий [Борисенко, 1964] и объясняется накопление элемента в клинопироксенитах, частично образовавшихся при участии метасоматоза [Глазунов, 1975]. Основная тенденция в поведении скандия в рудоносных расплавах сводится к тому, что он удаляется из расплава раньше V и Fe³⁺, т. е. до кристаллизации титаномагнетита, входя в состав пироксена [Борисенко и др., 1974]. Можно также заметить вхождение его в состав раннего керсутита. В основном же поведение Sc в расплаве регулируется режимом кислотности — щелочности и находится в обратной зависимости от фактора кристаллизации. Повышенный уровень распространенности элемента в ультраосновных породах габбро-пироксенитовой формации, превосходящий уровень для тех же пород Урала и других областей СССР, еще раз свидетельствует о заметном содержании в их составе клинопироксенов — главных концентраторов скандия. Таким образом, из рассмотренного материала видно, что Sc является хорошим индикатором процесса и формационной диагностики пород.

2.9. НИОБИЙ И ТАНТАЛ

Геохимия ниобия и тантала в основных и ультраосновных породах практически не изучена, если не считать публикаций, посвященных общим чертам распределения элементов. Немногочисленные определения Nb и Ta по известной методике [Цыханский, Кринберг, 1963] показывают, что Nb относится к числу профилирующих элементов габбро-пироксенитовой формации. Среднее содержание элементов для формации в целом равно соответственно 0,0013 и 0,0002% и приближается к концентрации в перидотитах и пироксенитах щелочно-габброидного комплекса (перидотиты массива Гремяка-Вырмес несут 0,0018% Nb и 0,0001% Ta; Герасимовский, Карпушина, 1966), а также отвечает концентрации в некоторых типах гранатовых перидотитов (0,0010—0,0013% Nb и 0,0003% Ta; Лутц, 1975). Зафиксированный уровень несколько ниже количества этих элементов в неизмененных пироксенитах щелочно-ультраосновной формации Восточной Сибири [Пожарицкая и др., 1972], но вместе с тем превосходит значение Nb и Ta в гипербазитах платиноносного пояса Урала [Борисенко, 1966]. Остановившись на особенностях геохимии габбро-пироксенитовой формации, отметим, что максимальная концентрация Nb (0,002%) приходится на плагиоклазиты конечной стадии становления массивов. По мере роста основности пород от поздних габбро к ранним вебстеритам и ортопироксенитам количество Nb закономерно снижается. Как видно, здесь выдерживается тот же характер накопления (от ранних к поздним), который имеет место в гранитоидах [Знаменский и др., 1968]. Наиболее высокое количество Ta (0,00028) несут клинопироксениты (табл. 17). В то же время эти породы выделяются по частоте встречаемости высоких концентраций Nb (до 35×10^{-4}).

Содержание элементов в однотипных породах разных массивов испытывает заметное колебание, но тенденция роста или снижения концентрации в том или ином массиве отражается на породах разного минерального и химического состава. В этом отношении показателен Подлысанский массив в Восточном Саяне, где максимумы Nb, Ta фиксируются во всех разновидностях пород. Пример максимального насыщения ниобием и танталом как габбро, так и пироксенитов представляет Жайминский массив, где достаточно высокую концентрацию элементов есть основание связывать с перовскитом. Причина аномального содержания заключается в расположении массивов в непосредственной близости от одного из «осколков» основания Сибирской платформы, где создаются необходимые условия для дифференциации расплава, приближающиеся к условиям формирования платформенных интрузий. Средняя величина Nb/Ta в габброидах габбро-пироксенитовой формации составляет 8,9, а в серпентинитах — 7,46, что превышает это отношение в габброидах других типов (рис. 33, 34) и приближается к соответствующему отношению в породах каледонской щелочно-ультраосновной формации Карело-Кольской провинции [Кухаренко и др., 1965]. Сравнительно высокое значение Nb/Ta при неидентичном содержании Nb и Ta в породах того и другого типа можно объяснить неодинаковым характером накопления Nb и Ta. Следует иметь в виду большую способность Nb к комплексообразованию, а также стремление выделиться в поздних продуктах дифференциации. Иллюстрацией этой тенденции в данном случае является высокое содержание элемента в габбро и плагиоклазитах. Но с этой точки зрения нельзя объяснить факт заметного содержания Nb в ультраосновных породах (в среднем 0,001%), которые относятся нами к продуктам ранней кристаллизации. При интерпретации этого явления нужно отдать предпочтение либо метасоматозу, иногда затрагивающему свежие породы вдали от зон пироксенизации и обеспечивающему обычно большую подвижность (ГРЭ, 1964), либо собственно магматическому процессу. В настоящее время оба объяснения представляются равноценными. Несомненно, что истоки на-

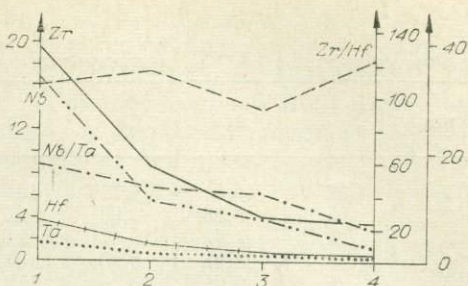
Таблица 17

Содержание ниобия, тантала, циркония и гафния в породах габбро-пироксенитовой и гипербазитовой формаций ($n \cdot 10^{-4}\%$)

Порода	Число проб	Габбро-пироксенитовая формация				Число проб	Гипербазитовая формация								
							Магнезиальный тип				Число проб	Железистый тип			
		Nb	Ta	Zr	Hf		Nb	Ta	Zr	Hf		Nb	Ta	Zr	Hf
Дуниты		—	—	—	—	12	0,5	0,5	2,3	0,5		—	—	—	—
Перидотиты		—	—	—	—	6	0,6	0,5	2,1	0,5	10	2,3	0,66	12,0	0,41
Серпентиниты	35	10,0	1,34	100	2,83	8	0,82	0,5	3,4	0,5	»	2,0	0,6	12,0	0,3
Пироксениты	10	13,4	2,86	118	3,65	1	0,5	0,35	2,0	0,14	1	4,5	0,3	6,0	0,8
Габбро	42	16,0	1,80	141	3,9	4	1,0	0,4	13,0	0,4	12	1,4	0,48	24,4	0,65
Плагиоклазиты	3	20,0	—	570	—	—	—	—	—	—	3	0,7	0,4	44,5	0,65
Вмещающие породы:															
диабазы, спилиты		—	—	—	—	3	1,9	0,3	25,0	0,5		—	—	—	—
амфиболиты (Канско-Бирюсинский выступ)		—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	14,0	1,3	230	4,0
биотит-амфиболовые гнейсы (там же)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	38,0	2,6	220	4,0

Рис. 33. Распределение ниобия, циркония, гафния, тантала и их отношения в габброидах.

1 — железисто-титанисто-редкометалльный геохимический тип, габбро-пироксенитовая формация; 2 — титанистый геохимический тип, габбро-сиенитовая формация (массивы Осередок и Крыжинский); 3 — габбро, генетически связанные с гипербазитами магнезиального типа (массивы Шушенский, Оспинский, Кургушубинский); 4 — то же, в связи с гипербазитами железистого типа (Кингашский и другие мас



копления Nb и Ta нужно искать в обогащенности родоначальной магмы габбро-пироксенитовой формации. Следовательно, абсолютное содержание Nb и Ta выдвигает породы габбро-пироксенитовой формации из ряда других габброидных формаций. За ними следуют габбро стратифицированных массивов. Среди габброидов других формационных типов по процентному количеству Nb выделяются также габброиды, комагматичные гипербазитам железистого типа (0,0014%). Можно говорить о некотором повышении уровня Nb в габбро-диабазлах. В аналогичных породах других формаций, включая и габбро-сиенитовую, концентрация Nb и Ta редко достигает порядка 0,0012% (см. рис. 33). Точно так же при сопоставлении собственно ультраосновных дифференциатов преимущество остается за породами габбро-пироксенитовой формации.

Содержание Nb и Ta в ультраосновных породах гипербазитовой формации в несколько раз ниже, чем в тех же породах габбро-пироксенитового ряда (см. табл. 32). В гипербазитах магнезиального типа относительный максимум Nb и Ta приходится на перидотиты, а минимум — на серпентиниты при промежуточном положении дунитов. Внутри каждой группы пород не обнаруживается резких вышескоков концентрации. Исключение могут составлять дуниты Кургушубинского массива, где содержание достигает $0,95 \times 10^{-4}$ % Nb. Важно заметить, что дисперсия концентрации Nb и Ta в измененных породах выше, чем в «свежих». Это, по-видимому, указывает на вынос части Nb и Ta в процессе серпентинизации. В серпентинитах независимо от их формационной принадлежности обнаруживается четкая картина прямой и тесной корреляции Nb и Ta. В этом можно убедиться, изучая график (см. рис. 34), на котором видно, насколько резко снижается количество Nb, Ta, Nb/Ta, а также Hf в серпентинизированных породах от габбро-пироксенитовой формации к гипербазитам магнезиального типа. Наряду с другими факторами данные по редким элементам указывают на самостоятельность отмеченных естественных ассоциаций гипербазитов.

Несколько слов об отношении $Nb + Ta/Ti$, которое, по Л. В. Таусону (1961), считается важным индикатором фракционирования магмы. Так, колебания этой величины фиксируют эволюцию состава щелочных магм на Кольском полуострове, где при прослеживании состава от протерозойских щелочных габброидов (Елеть-Озерский массив) к каледонской щелочно-ультраосновной формации и от нее далее к герцинской нефелинсиенитовой формации наблюдается оцутимое возрастание величины $Nb + Ta/Ti$ [Кухаренко и др., 1969].

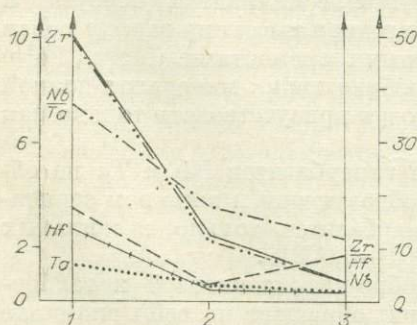


Рис. 34. Характер распределения редких элементов и их отношения в серпентинитах. 1 — габбро-пироксенитовая формация, 2 — железистый, 3 — магнезиальный типы гипербазитов. Массивы те же, что и на рис. 33.

Среднее содержание ($10^{-4}\%$) и отношения элементов в габброидах различных ассоциаций

№ п/п	Число проб	Nb	Ta	Zr	Hf	Nb/Ta	Zr/Hf	$\frac{Nb+Ta}{Ti}$
1	42	16,0	1,79	141	3,9	8,9	33	6,0
2	5	3,83	0,63	27,3	0,98	6,0	28,0	4,46
3	12	1,40	0,48	24,0	0,65	2,9	37,6	3,30
4	5	8,98	0,96	164,6	3,4	8,1	48,5	5,8
5	5	5,61	0,83	58,2	1,70	6,7	34,0	8,4
6	7	1,10	0,36	68,4	17,4	3,05	9,92	—

Примечание. 1 — габбро-пироксенитовая ассоциация; 2,3 — габбро, связанное с гипербазитами; 2 — магнезиального (массивы Осипинский, Куртушубинский; Шушенский) и 3 — железистого (хр. Идар) типов; 4 — габбро-диабазовая ассоциация раннего протерозоя (верхнее течение р. Белой, хр. Идар); 5 — габбро-сиенитовая ассоциация (массивы Крыжинский и Осередок, Восточный Саян); 6 — габбро сиенитизированное, район Верхней Гутары, Восточный Саян.

В разновозрастных породах основного ряда Саяно-Байкальской области этот параметр также не остается постоянным. Он растет аналогичным образом от древних (5,8) к молодым габброидам, достигая максимума (8,4) в производных габбро-сиенитовой формации, где концентрации Nb и Ta не зависят друг от друга. Однако наиболее низкое значение $Nb + Ta/Ti$ относится к габброидам, генетически связанным с гипербазитами железистого типа, причем здесь выдерживается четкая прямая связь Nb и Ta (табл. 18). Это значит, что Nb и Ta в соответствующей обстановке могут накапливаться в большей степени, чем титан. Те же породы магнезиального типа гипербазитовой формации также характеризуются низкой величиной $Nb + Ta/Ti$ (4,46). Внутри габбро-пироксенитовой формации за счет повышения содержания Ti в орто- и клинопироксенитах и вебстеритах рассматриваемый параметр колеблется около трех и только в габбро уровень его вдвое выше, что находит свое объяснение в процессе концентрирования Nb и Ta в титаноносном расплаве. Говоря другими словами, распределение элементов диктуется геохимической близостью с титаном, которая часто имеет место в базальтоидах [Знаменский и др., 1971]. Корреляция Nb и Ti ярче всего выражена в габбро.

Роль главных минералов-концентратов Nb и Ta в габбро и клинопироксенитах габбро-пироксенитовой формации выполняет сфен (до 0,47% Nb) и ильменит (0,01—0,03% Nb и Ta). Немаловажное значение в клинопироксенитах имеет перовскит. Рост Nb в габбро обусловлен не столько увеличением количества ильменита, сколько более высокой ниобиеносностью самого ильменита (см. рис. 22). В свежих и серпентинизированных вебстеритах и ортопироксенитах почти весь Nb входит в состав свободного ильменита (0,01%) и вкрапленного титаномагнетита (0,002—0,005%). Нужно отметить, что это наиболее высокий уровень для окислов всех известных формаций Саяно-Байкальской области. Незначительная доля Nb и Ta (0,0013—0,0015%) рассеивается в силикатах (керсутит и хлорит). Это связано с тем, что Nb и Ta благодаря высокому заряду ионов не способны взаимозамещаться петрогенными элементами (Mg^{2+} , Fe^{2+}) с близкими ионными радиусами. В породообразующих минералах данной серии, так же как и в гранитоидах, они могут присутствовать только как спутники титана.

В большинстве первичных силикатов гипербазитов Nb и Ta не обнаруживается. Отсутствуют они в породообразующем и жильном серпентине. Среди изученных серпентинов гипербазитов только в жильных хризотилах найден Nb в количестве 0,001—0,002%.

При сравнении титаномагнетитов габбро-пироксенитовой и габбро-сиенитовой формаций (Остюреньский массив) обращает на себя внимание идентичное содержание в них Nb (0,002%). В титаномагнетите Крыжин-

ского массива место Nb занимает Zr (0,005%). Присутствие Zr является характерной чертой титаномагнетита габбро-сиенитовой и габбро-диабазовой формаций точно так же, как его отсутствие — характерным признаком состава того же минерала габбро-пироксенитовой формации. Большое число магнетитов из серпентинитов и хромшпинелидов из перидотитов гипербазитовой формации свободны от Nb, Ta, Zr. В этой части полученные данные согласуются с материалами по платиноносной формации Урала [Борисенко, 1966].

Таким образом, среди всех изученных образований региона габбро-пироксенитовая ассоциация занимает ведущее место по концентрации Nb и Ta как в породах, так и в минералах. Значительный вклад в концентрацию элементов вносит метасоматический процесс, что ознаменовалось не только резким скачком содержания в клинопироксенитах концентрации Ta, а также Nb, но и появлением самостоятельных минералов Nb и Ta, а также большим колебанием содержания по сравнению с ультраосновными породами и габбро (см. табл. 17). Одним из доказательств когерентности этих элементов служит низкая величина и дисперсия отношения Nb/Ta. Вероятно, так же, как в случае типичных щелочных серий [Герасимовский, Карпушина, 1966], в стадию эволюции магмы габбро-пироксенитового состава не происходило резкого разделения Nb и Ta. Что же касается стадии метасоматоза, то не требуется дополнительных фактов, чтобы убедиться в преобладающем накоплении здесь Ta над его более легким аналогом. Та же особенность накопления тантала в большей степени, чем Nb, обнаруживается в гранитоидах [Таусон, 1961].

В габброидах за счет повышения общей щелочности усиливаются анионные свойства Nb и Ta и повышается возможность вхождения элементов в решетку силикатов совместно с титаном. Хотя в отдельных разновидностях основных пород накопление Nb идет независимо от распределения Ti [Глазунов, 1975], в вебстеритах и перидотитах габбро-пироксенитовой формации имеет место четкая картина накопления Nb по мере роста уровня Ti, что связано с возрастанием количества ильменита и отчасти титаномагнетита. Тенденция накопления Nb в клинопироксенитах подавляется большими масштабами привноса титана, хотя осаждение Nb и Ta является, вероятно, функцией подъема щелочности, которая приводит к увеличению активности ионов $Nb_2O_7^{-4}$ и $Ta_2O_7^{-4}$. Но если в габброидном расплаве благодаря сближению максимумов активности ионов Nb и Ta разделения этих элементов не происходит, то в метасоматическую стадию за счет смещения активности $\frac{1}{2}Ta_2O_7^{-4}$ в сторону повышенной щелочности, регулируемой температурой, сброс растворами Ta несколько опережает сброс Nb. Последнее и приводит к двукратному преобладанию в клинопироксенитах содержания Ta над Nb. На накопление Ta в этом процессе, очевидно, влияет фактор неограниченности гетеровалентного изоморфизма Ta с Nb, о чем свидетельствует образование комплексных титан-танталовых минералов переменного состава [Кузьменко, 1964]. Не исключается, что при отсутствии мешающих факторов среда, благоприятствующая росту концентрации Ta, создавалась за счет относительного снижения температуры системы, когда преобладающая роль в накоплении переходит к элементу с большим порядковым номером и соответственно большим атомным весом [Щербина, 1965].

Обращает на себя внимание соответствие путей распределения Nb с Zr и Hf. Можно говорить о частичном совпадении циклов концентрации и рассеяния этих элементов с Ti. В большинстве случаев содержание Nb и Ta в породах габбро-пироксенитовой формации приближается к щелочно-базальтовой формации (в габбро Nb — 18,3; Ta — 1,3; Nb/Ta — 14,5) и иногда сопоставляется с содержанием в соответствующих породах щелочно-ультраосновной формации [Бородин, 1972]. Повышение количества Nb и Ta в породах габбро-пироксенитовой формации по аналогии с концентрацией в щелочных породах, вероятно, свидетельствует не толь-

ко о насыщенности первичной магмы этими элементами, но и о существовании благоприятной обстановки для их распределения и концентрирования на стадии метасоматоза и на поздних этапах собственно магматического процесса. Некоторое несоответствие геохимических циклов Nb — Ta и Ti склоняет к предположению о возможно широком образовании в изучаемых массивах самостоятельных минералов Nb и Ta. В этой связи в массивах с повышенной степенью фракционирования и щелочности, к которым относятся бедные Ti интрузии, можно надеяться на открытие практически интересных концентраций Nb и Ta. Отсюда вполне логичен вывод о том, что при концентрировании Nb и Ta важное значение имеет не столько первоначальная обогащенность субстрата РЭ, сколько условие накопления их при подъеме расплава. Такое обогащение может происходить по механизму, предложенному Д. Х. Грином и А. Е. Рингвудом (1970), когда во время адиабатического подъема происходит экстракция легкоплавких и хорошо растворимых в подщелоченных расплавах «несовместимых» элементов, в том числе Nb, Ta и Hf. Степень такого обогащения будет определяться в основном скоростью подъема и расстоянием, а также временем сохранения условий термостатирования.

Заметный рост содержания Nb в габброидах, входящих в состав комплекса гипербазитов железистого типа, которые считаются нами типичными мантийными производными, дают право предполагать, что в палеохимическом составе региональной мантии наряду с элементами щелочного ряда Nb занимал существенное место. Из других закономерностей геохимии Nb и Ta в габброидах следует указать на устойчивое возрастание параметра Nb + Ta/Ti и некоторое снижение Nb/Ta от древних к молодым сериям.

2.10. ЦИРКОНИЙ И ГАФНИЙ

Цирконий и гафний принадлежат к числу характерных элементов габбро-пироксенитовой формации. В породах других ассоциаций они играют второстепенную роль. Поэтому ниже основное внимание будет уделено геохимии Zr и Hf в породах именно этой формации. Содержание первого элемента в целом для данной формации составляет 0,02%, что значительно больше распространенности элемента в среднем габбро 0,007% [Таусон, 1977], но почти отвечает содержанию в земной коре (0,025%) [Ферман, 1939]. Количество Hf для пород формации равно 0,0003%. Наблюдается закономерный рост содержаний Zr и Hf от ультраосновных пород к габбро и альбититам (см. табл. 17). Локальное накопление циркония (0,04%) связано с клинопироксенитами. В габбро обнаруживается более неравномерное распределение элемента (флюктуация от 0,0025 до 0,018%), чем в породах других типов. Габбро также отличаются повышенным уровнем Hf (до 0,007%).

Характер латерального рассеяния Zr и тем более Hf в ультраосновных породах формации остается не совсем ясным. Заметно резкое колебание содержания элементов в отдельных участках массивов. Наиболее высокая концентрация Zr (0,017%) наблюдается в оруденелых апопироксенитовых серпентинитах, а самая минимальная — в безрудных породах того же названия. Некоторые экстремально-высокие содержания Zr и Hf в ультраосновных породах возможно относятся за счет накопления сфена, ильменита из титаномagnetита и керсутита — главных концентраторов циркония в этих породах [Глазунов, 1975], а также вторичных граната (0,09%) и биотита (0,01%). Отсутствие Zr в пороодообразующем серпентине и вхождение в перечисленные минералы позволяет допустить частичный изоморфизм Zr с Ti с компенсацией дефицита ионами Mn по схеме $Ti^{3+} + Mn^{3+} \leftarrow Zr^{4+} + Mn^{2+}$ или изоморфизм типа $Ca^{2+} + Ti^{4+} \rightarrow Zr^{4+} + Mg^{2+}$ [Кухаренко, 1963]. Высокое содержание Zr в габбро можно отнести за счет циркона, встречаемого в шлихах и протолочках. В разрезе тел габбро и

клинопироксенитов Ti/Zr отношение за счет более интенсивного накопления Ti обычно возрастает с приближением к всياщему краю массивов.

Переходя к сравнению, заметим, что среднее содержание Zr и Hf в габброидах формации (130 и $3,7 \times 10^{-4}\%$) выше среднемировой распространенности [Виноградов, 1962] и приближается к щелочным базальтам и габбро [Engel e. a., 1965; Кухаренко, 1969]. В то же время оно не идет в сравнение с концентрацией этих элементов в габброидах других формаций и тем более в гипербазитах, в том числе из включений в кимберлитах ($35-50 \times 10^{-4}$). Содержание Zr и Hf в некоторых образцах серпентинизированных вебстеритов и перидотитов габбро-пироксенитовой формации также сопоставляется с породами щелочно-ультраосновной формации (0,02% Zr) [Кухаренко и др., 1960]. Если обратиться к ней, то можно заметить, что Zr/Hf снижается от пород ранней к породам поздней кристаллизации [Кухаренко и др., 1969], а повышение отношения и содержания элементов приходится на стадии метасоматоза (биотит-диопсидовые, слюдяные и мелелитовые породы) и связано с режимом щелочей. В процессе эволюции магмы габбро-пироксенитового состава наблюдается общем та же тенденция поведения элементов, но выражена она очень слабо во всех случаях, за исключением альбитизации. Очевидно, поэтому, здесь и не накапливается в больших количествах цирконий и гафний. Но в метасоматических титанистых клинопироксенитах и плагиоклазитах происходит ощутимое локальное концентрирование элементов (см. табл. 17). К накоплению Zr приводит не только сгущение вкрапленности акцессорного ильменита, но и процесс амфиболитизации пород.

Габброиды других формаций региона несут неидентичное количество Zr и Hf (см. табл. 17, 18). Наиболее высокое значение Zr и Zr/Hf имеют габбро-диабазы нижнего протерозоя, где Zr входит в ильменит, титаномagnetит и другие акцессории. Повышенное содержание Hf несут сиенитизированные габбро, возможно, содержащие гафниеый циркон. Характерно, что присутствие циркония в габбро-диабазе является своего рода критерием для отграничения их от более молодых габброидов. Особенно помогает отмеченная выше индикаторная роль Zr при картировании контактов габброидов и габбро-амфиболитов.

Отношение Zr/Hf в различных габбро не испытывает существенного колебания и выражается величиной, близкой к 34 (см. рис. 33). Он также слабо варьирует около 37 во всех базальтах, исключая гавайские, где отношение это достигает 57 [Brooks, Kent, 1970]. В связи с этим Zr/Hf не следует относить в разряд генетического показателя.

Ультраосновные породы, принадлежащие, например, к гипербазитовой формации Саяно-Байкальской области, по насыщенности Zr и Hf практически не различаются. Некоторое возрастание концентрации Zr до $3,17 \times 10^{-4}\%$ устанавливается в серпентинитах, но невозможно выделить массивы с аномальным содержанием элемента. По концентрации Zr и Hf, а также отношению Zr/Hf серпентиниты разных формаций можно расположить в следующий нисходящий ряд: габбро-пироксенитовая — гипербазиты железистого и магнезиального типов (см. рис. 33, 34). Среди неизменных ультраосновных пород только дуниты Куртушубинского хребта отличаются относительно повышенным содержанием Zr (до $3,15 \times 10^{-4}\%$), тогда как в иных массивах оно не превышает $2,40 \times 10^{-4}\%$ Zr и $0,58 \times 10^{-4}\%$ Hf. Реже наблюдаются случаи накопления Zr и Hf в перидотитах (Идарский хребет), причем относятся они к первичному составу пород. Отдельные аномалии Zr (до $12 \times 10^{-4}\%$) в гипербазитах (массив Харанур) могут быть связаны с воздействием молодых гранитоидов.

В итоге нужно сказать, что закономерное изменение содержания Zr и Hf в зависимости от основности пород габбро-пироксенитовой формации в основном обусловлено факторами дифференциации. Однако если в стра-тифицированных интрузивах толеитовой магмы, таких как Скергард [Brooks, 1969], или траппах Сибирской платформы [Нестеренко и др.,

1973] цирконий накапливается к концу процесса дифференциации интенсивнее гафния, то в габбро-пироксенитовой ассоциации, судя по возрастанию Zr/Hf от ранних порций магмы к остаточным, не обнаруживается резкого накопления Zr к концу процесса. Однако экстремум Zr , как уже говорилось, иногда может быть связан с проявлением метасоматоза. Среди отдельных минералов описываемой ассоциации повышенной изоморфной емкостью в отношении Zr обладают сфен, ильменит, амфибол и гранат. В ряде случаев содержание циркония и гафния приближается к уровню этого элемента в соответствующих минералах щелочно-габброидной или щелочно-ультраосновной формации.

Геохимическая история Zr связана с Hf , Ti и Nb . В процессе формирования массивов габбро-пироксенитовой и других формаций происходит разделение Zr и Hf в основном за счет более интенсивного накопления циркония. Но если в период образования габбро и клинопироксенитов в процессе накопления Zr отчетливо выражено участие Ti , то во время формирования вебстеритов и перидотитов роль Ti иногда отходит на второй план. При этом концентрирование Zr может идти двумя путями. В одном случае нарастание валового содержания элемента сопровождается снижением количества Ti , в другом тенденция накопления Zr полностью подавляет процесс роста Ti и происходит при почти постоянной концентрации последнего. Несмотря на то, что в изученных габбро-пироксенитовых массивах практически интересных локализаций Zr не наблюдается, сам факт некоторой независимости поведения Zr и Ti говорит о возможном перерастании процесса накопления Ti в процесс концентрации Zr . Среди габброидных образований других формаций Саяно-Байкальской области повышенным значением Zr выделяются габбро и габбро-диабазы. В возрастном ряду габброидов (габбро-диабазовая — габбро-пироксенитовая — габбро-сиенитовая формации) максимальное содержание Zr , Hf и отношение Zr/Hf приходится на древнейшие породы. В направлении к более молодым комплексам, т. е. по мере эволюции базальтоидной магмы во времени, количество Zr и Hf заметно снижается. Обращает на себя внимание контрастный характер распределения Zr и Hf в стратифицированных габброидах, главным образом за счет присутствия аксессуарного циркона. Появление самостоятельной минеральной фазы приводит к несовпадению максимумов накопления Zr и Ti (пример массива Осередок, см. рис. 17). Причем такая дискордантность кривых распределения связана с первичным магматическим процессом, так как наложенная сиенитизация обычно не сопровождается ростом концентрации Zr (см. табл. 18). Отношение Zr/Hf для дунитов-перидотитов и серпентинитов (магнезиальный тип) равно соответственно 4,6—4,2—6,8. Для тех же пород железистого типа гипербазитов величина этого отношения ниже (3—4—0,7), но в обоих комплексах не может быть и речи о практическом значении циркония. В габбро-пироксенитовых массивах Zr можно отнести к группе элементов комплексной утилизации. Закономерное повышение содержания в них Zr и Hf , а также Ta и Nb по сравнению с другими габброидными образованиями региона обусловлено связью с наиболее глубинным источником [Знаменский и др., 1974].

2.11. ПЕТРОГЕННЫЕ И РЕДКИЕ ЩЕЛОЧИ

Экспериментальные работы [Seifert, Schreyer, 1969; Грин, Рингвуд, 1972] показали, что щелочи наряду с водой могут регулировать режим плавления и кристаллизации ультраосновного субстрата. Отсюда открывается широкая перспектива использования щелочей при решении вопросов формационной диагностики и петрогенезиса. В последнее время наметились также пути построения модели зарождения очагов ультраосновной магмы с оценкой реальной температуры плавления ультраосновного вещества. Но, несмотря на такое важное теоретическое значение

Содержание щелочей в ультраосновных породах

№ п/п	Количество анализов	Порода	Среднее содержание, %				
			K	Na	Rb	Li	K/Rb
1	33	Вербстериты	0,02	0,06	0,0006	0,0004	33,3
2	22	Клинопироксениты	0,26	0,60	0,0004	0,0006	650,0
3	55	Дуниты	0,0097	0,013	0,00005	0,0003	194,0
4	24	Перидотиты	0,0021	0,025	0,00007	0,0003	30
5	84	Серпентиниты	0,0096	0,014	0,00010	0,0005	96,0
6	5	Пироксениты	0,01	0,02	0,0003	0,0001	33,3
7	14	Дуниты	0,03	0,032	0,00007		428,5
8	20	Перидотиты	0,06	0,078	0,00023	0,0010	261
9	80	Серпентиниты	0,015	0,041	0,0003	0,0014	50

Примечание. Саяно-Байкальская область: габбро-пироксенитовая ассоциация (1—2), относительно магниезильный (3—6) и относительно железистый (7—9) типы гипербазитов.

щелочей, закономерности их распределения в гипербазитах и базитах, черты поведения в магматическом и постмагматическом процессах и особенно форма вхождения пока остаются недостаточно ясными. С одной стороны, существует представление о том, что щелочи тесно связаны с ультраосновным расплавом и наблюдаемый уровень отражает содержание в первичном субстрате [Dawson, Powell, 1963; Дмитриев и др., 1970]. С другой, допускается возможность миграции части щелочей при внедрении магмы и последующем метаморфизме пород. Наконец, не исключается привнос щелочных элементов в гипербазиты со стороны глубинных растворов [Глазунов и др., 1971, 1972], участвующих в дегазации мантии [Виноградов, 1969]. Почти ничего не известно о структурном положении и степени подвижности щелочей под влиянием различных агентов. Если к тому же указать на то обстоятельство, что большинство ранее опубликованных данных по K и Rb в ультраосновных породах завышены вследствие больших аналитических ошибок [Ahrens e. a., 1952; Hamilton, Mountjoy, 1965; Максимович Э., Максимович С., 1972], то целесообразность исследования геохимии щелочей покажется еще более очевидной.

Учитывая приведенные выше предпосылки, имеет смысл рассмотреть особенность распределения щелочей раздельно для каждой природной совокупности пород. После щелочных базальтов наиболее высоким уровнем щелочности ($K_2O + Na_2O/Al_2O_3$) выделяются древнейшие габбро-диабазы и оливиновые породы габбро-пироксенитового ряда. Региональная распространенность калия, натрия и рубидия в габбро-пироксенитовой формации равна соответственно 0,47; 1,4; 0,0010%, что заметно превышает концентрацию, допускаемую в гипотетическом веществе верхней мантии [Грин, Рингвуд, 1972], но ниже уровня этих элементов в земной коре [Ронов, Ярошевский, 1967]. В ультраосновных породах разных поясов одной формации содержание K и Na в общем сопоставимо. Важно отметить, что возрастание концентрации элементов нередко сопровождается ростом дисперсии содержания элементов [Глазунов, 1975]. В безрудных серпентинитах габбро-пироксенитовой ассоциации сумма щелочей в 4 раза ниже, чем в их рудных эквивалентах. Наиболее высокого значения в оруденелых ультрабазитах достигает K. По насыщенности K и Na ультраосновные породы габбро-пироксенитовой формации богаче гипербазитов железистого и, тем более, магниезильного типа (табл. 19).

Важно рассмотреть основные черты распределения Rb и его соотношение с K. Например, габброиды разных типов Саяно-Байкальской области характеризуются различным содержанием K и Rb (рис. 35). Наиболее высокое отношение K/Rb и количество Rb несут габброиды стратифицированных интрузий (Крыжинский и др.), где уровень элементов

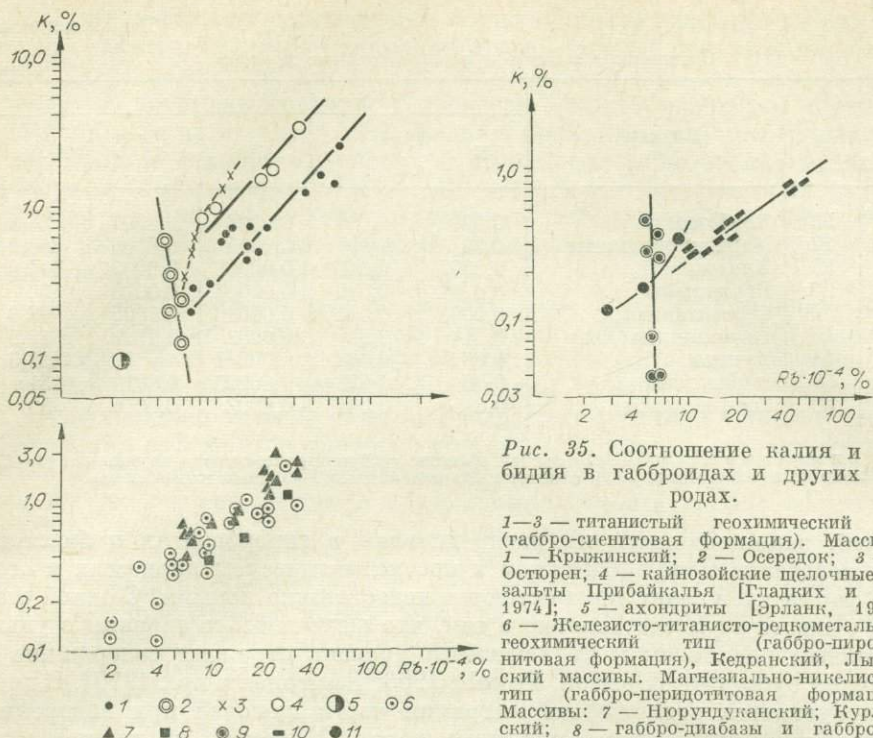


Рис. 35. Соотношение калия и рубидия в габброидах и других породах.

1—3 — титанистый геохимический тип (габбро-сиенитовая формация). Массивы: 1 — Крыжинский; 2 — Осередок; 3 — Остурен; 4 — кайнозойские щелочные базальты Прибайкалья [Гладких и др., 1974]; 5 — ахондриты [Эрланк, 1972]; 6 — Железисто-титанисто-редкометалльный геохимический тип (габбро-пироксенитовая формация), Кедранский, Лысанский массивы. Магнезиально-никелистый тип (габбро-перидотитовая формация). Массивы: 7 — Нюрундуканский; Курловский; 8 — габбро-диабазы и габбро-амфиболиты раннего протерозоя. Хромистовязкостронциевый геохимический тип (габбро-амфиболитовой ассоциации). Массивы: 9 — Хуша-Гол, Средняя Шушь; 10 — габбро Идарского хребта; 11 — Кургушубинский.

приближается к толеитовым базальтам (по Гладких, 1974; Rb 40—40 и K/Rb 780). В большинстве интрузивов выдерживается прямая зависимость содержания K и Rb и обнаруживается два всплеска и две тенденции распределения, которые обуславливаются, с одной стороны, гибридным, а с другой — дифференциацией. В массивах со следами гибридизма наблюдаются высокие величины K/Rb, относящиеся к зоне эндоконтакта (Осередок, Остурен). Колебание K/Rb в процессе дифференциации в изученных телах остается не совсем ясным, как, впрочем, не расшифровано оно и в таких плутонах, как Скергард и Бушвельд [Эрланк, 1972]. Часто наблюдаемая в одном массиве прямая и обратная связь K и K/Rb, видимо, и отражает определенные стадии эволюции магмы.

Среди габброидов с низкими величинами K, Rb и K/Rb выделяются габбро, связанные с гипербазитами железистого типа, образующие на диаграмме (рис. 36) кучное поле точек. Слабое фракционирование первичной магмы сопровождается пропорционально низким накоплением Rb и K в этих породах. Фигуративные точки анализов габбро альпинотипных гипербазитов укладываются в аппроксимирующую прямую, которая имеет более крутой наклон к горизонтальной линии и характеризует более высокое значение K/Rb, что говорит о ином пути концентрации щелочей в породах этого типа.

В гипербазитах Саяно-Байкальской области содержание щелочей по 220 пробам колеблется в следующих пределах: K — 0,006—0,05; Na — 0,024—0,068; Rb — 0,00004—0,0003%. Обращает на себя внимание заметное преобладание концентрации щелочей и тесная корреляция их с Al и Ca в породах железистого типа по сравнению с магнезиальным, что характеризует первичные черты их химизма (см. табл. 19). В гипербазитах магнезиального типа теснота связи K, Na с Ca и Al несколько слабее. Наблюда-

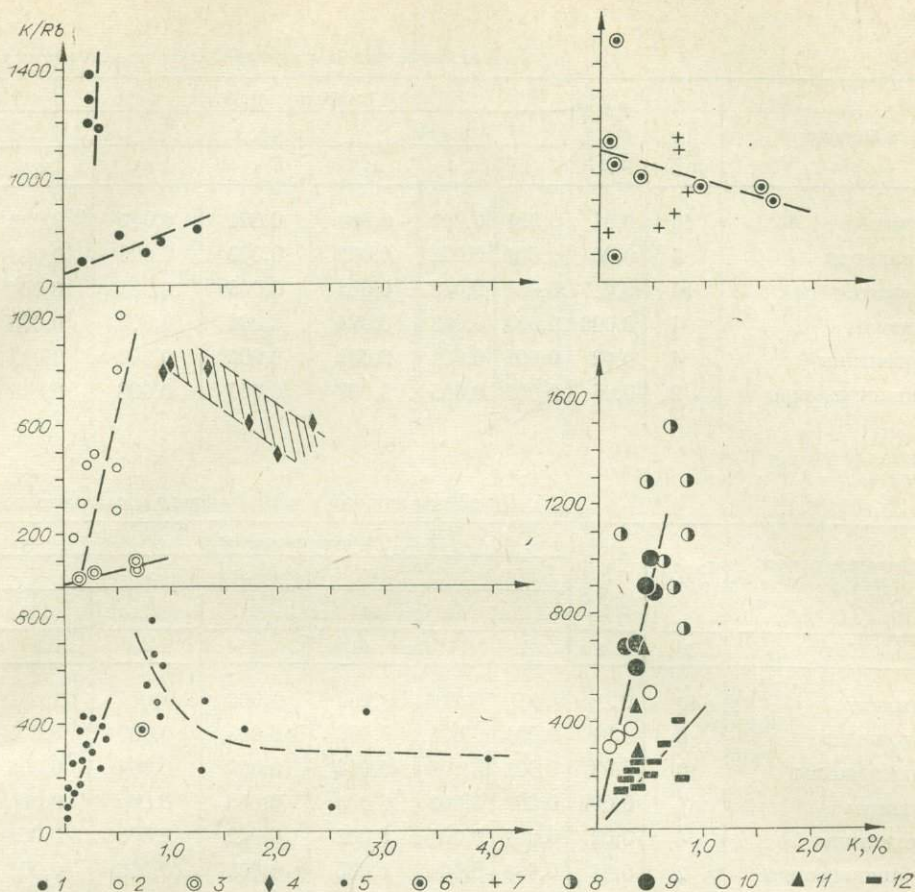


Рис. 36. Соотношение К и К/Rb в габброидах.

1—3 — титанистый геохимический тип, габбро-сиенитовая формация; Массивы: 1 — Остюрен; 2 — Осередок; 3 — Патын. 4 — кайнозойские базальты Прибайкалья [Гладких и др., 1974]; 5 — то же, что и 1—3, массив Крыжинский, 6 — Скергард. 7 — основные лавы Индии [Эрлани, 1972]. 8 — базальты дна океана [Харт, 1973]. 9—12 — габбро, связанное с гипербазитами: 9 — Средне-Шушенский; 10 — Куртушубинский; 11 — Хуша-Гольский; 12 — Идарский (железистый тип гипербазитов).

ется заметное возрастание среднего уровня К и Na по латерали от Ильчирского пояса к Куртушубинскому и от него к Борусскому. С повышенным содержанием щелочей в последнем, возможно, связано большое число проявлений жадеита и широкое развитие в эндоконтакте глаукофановых сланцев [Юдин, 1963а, б).

Не остается постоянным уровень щелочей в отдельных телах гипербазитов. Так, в разрезах дунитов Оспинского массива с глубиной возрастает количество К от 0,01 до 0,06% и Na от 0,011 до 0,08%. В ряде массивов (Березовский, Борусский) вырастают четкие ореолы повышенных концентраций К и Na, пространственно совпадающие с зонами трещиноватости и, очевидно, фиксирующие газопроводящие каналы. Характерно, что с этими ореолами также совмещаются максимумы Al и Ca.

Концентрация петрогенных и редких щелочей обычно возрастает от дунитов к перидотитам. Что касается серпентинитов, то для них характерна высокая флуктуация. Влияние серпентинизации на миграцию щелочей пока не изучено и выводы об инертном поведении К и Na [Stueber, Goles, 1967] или перегруппировке и частичном выносе этих элементов нуждаются в подкреплении дополнительным материалом. Но, принимая во внимание факт обеднения щелочами серпентинитов, было бы неправильно совсем исключать серпентинизацию из числа процессов, ответственных

Поведение калия в гипербазитах и слагающих их

Порода	Число проб	Начальное содержание	Бидистиллят H ₂ O					
			Время, ч					
			1	6	24	48	168	336
Дуниты	10	0,01	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002
Оливиниты	8	0,08	0,001	0,002	0,002	0,003	0,003	0,004
Серпентиниты	10	0,017	0,001	0,002	0,002	0,003	0,004	0,004
Оливины	4	0,006	0,003	0,003	0,004	0,004	0,005	0,005
Серпентины	4	0,02	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002
Хромшпинелиды	2	0,05	0,005	0,005	0,007	0,007	0,008	0,009

Поведение натрия в гипербазитах и слагающих их

Название пород и минералов	Число проб	Начальное содержание	Бидистиллят H ₂ O					
			Время, ч					
			1	6	24	48	168	336
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Дуниты	10	0,01	0,001	0,001	0,002	0,003	0,004	0,004
Оливиниты	8	0,01	0,004	0,006	0,008	0,008	0,009	0,010
Серпентиниты	10	0,03	0,001	0,001	0,002	0,002	0,004	0,005
Оливины	4	0,006	0,002	0,002	0,003	0,003	0,004	0,004
Серпентины	4	0,02	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003	0,003
Хромшпинелиды	2	0,01	0,004	0,004	0,005	0,005	0,006	0,006

за миграцию щелочей. В то же время процесс амфиболитизации сопровождается некоторым привнесом K и Na.

Изучение формы нахождения щелочей в структуре минералов позволяет понять пути их накопления и роль в процессе эволюции расплава. В габброидах и габбро-пироксенитах щелочи имеют устойчивую структурную позицию. Представление о форме концентрации щелочей в гипербазитах нами высказано впервые [Глазунов и др., 1971]. С целью изучения подвижности щелочей и определения их формы связи проводился фазовый анализ дунитов, перидотитов, серпентинитов ряда массивов [Фролова и др., 1971, 1972]. Кроме того, изучались породообразующие минералы — оливины, серпентины, хромшпинелиды, титаномагнетиты. Как видно из табл. 20 и 21, в процессе выщелачивания K и Na ведут себя неодинаково. Наибольшее количество щелочей уходит в раствор бидистиллята в первые часы опыта. В последующее время в интервале до одних суток процент экстракции уменьшается, причем к 336 ч полностью заканчивается извлечение Na только из оливинитов и серпентинитов. В дунитах реакция продолжается далее. С 1% HCl процесс идет более интенсивно, чем с бидистиллятом. Выщелачивание K заканчивается к 24 ч., а Na — к 48 ч. для всех типов пород ультраосновного состава, исключая серпентиниты. Обработка породообразующего оливина, энстатита и акцессорного хромшпинелида из дунитов гипербазитовой формации только раствором бидистиллята показала, что эти минералы также могут терять от 10 до 80% щелочей. Кинетика процесса выщелачивания K и Na из различных минералов в общем идентична. Минералами-носителями калия и натрия в ультраосновных породах являются титаномагнетит, хромшпинелид и серпентин. Наи-

Таблица 20

минералах в процессе экстракции водой, вес. %

% выщел.	1% HCl						% выщел.
	Время, ч						
	1	6	24	48	168	336	
20	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	20
5	0,006	0,009	0,010	0,010	0,010	0,010	12
13	0,004	0,005	0,006	0,006	0,006	0,006	35
83							
10							
18							

Таблица 21

минералах в процессе экстракции водой, вес. %

% выщел.	1% HCl						% выщел.
	Время, ч						
	1	6	24	48	168	336	
10	11	12	13	14	15	16	17
26	0,004	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	50
0,09	0,011	0,011	0,012	0,013	0,016	0,016	1,5
16	0,004	0,006	0,006	0,006	0,007	0,008	26
67							
15							
60							

более инертны щелочи к реагентам в серпентине и подвижны в оливине и хромшпинелиде, о чем свидетельствует высокий (до 60%) процент выхода из минералов.

Картина распределения и подвижность K и Na в ультраосновных составляющих формаций наиболее ярко вырисовывается при сравнении не только абсолютного содержания, но и коэффициента выщелачивания (\bar{k}) (табл. 22). Так, серпентинизированные вебстериты габбро-пироксенитовой формации имеют минимальное значение \bar{k}^2 натрия относительно \bar{k} натрия в гипербазитах. Во всех типах пород гипербазитов железистого типа и габбро-пироксенитовой формации выдерживается следующее соотношение коэффициентов выщелачивания: $\bar{k}K > \bar{k}Na$. Отмеченные выше соотношения коэффициентов выщелачивания, кроме того, подчеркивают преимущественно натровый профиль химизма габбро-пироксенитовой формации. В тех же образованиях магнезиального типа гипербазитов $\bar{k}K < \bar{k}Na$. Характерно, что величина $\bar{k}K$ как для опыта с бидистиллятом, так и для опыта с HCl увеличивается от серпентинитов к дунитам. Отсюда следует вывод о независимости концентрации сорбированных щелочей от процесса серпентинизации. Об этом же свидетельствует большое значение $\bar{k}K$ в дунитах железистого типа.

Оценивая относительную величину \bar{k} в опытах с H₂O и HCl, мы замечаем, что солянокислая среда наиболее благоприятна для выделения

² Коэффициентом выщелачивания условно называется процент выщелачивания (экстракции).

Таблица 22

Результаты фазового анализа ультраосновных пород на калий и натрий

№ п/п	n	I				n	II				n	III			
		\bar{k} , интервал \bar{k}					\bar{k} , интервал \bar{k}					\bar{k} , интервал \bar{k}			
		K	Na	K	Na		K	Na	K	Na		K	Na	K	Na
1						$\frac{24,0}{-}$	$\frac{16,0}{-}$	$\frac{20-28}{-}$	$\frac{7-25}{-}$	5	$\frac{15,6}{19,9}$	$\frac{20-8}{32-0}$	$\frac{5-35}{10-29}$	$\frac{8-35}{18-45}$	
						4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
2	5	$\frac{5}{7}$	$\frac{3}{4}$			$\frac{10}{16}$	$\frac{8}{14}$	$\frac{6-12}{10-18}$	$\frac{4-10}{8-17}$	4	$\frac{12,0}{11,3}$	$\frac{14,7}{18,5}$	$\frac{8-16}{4-18}$	$\frac{6-23}{15-21}$	
	5					3	3	3	3	4	4	4	4	4	
3	7	$\frac{19,7}{20,0}$	$\frac{1,6}{4,8}$	$\frac{12-23}{10-30}$	$\frac{1-3}{3-10}$	2	$\frac{20,8}{25}$	$\frac{16,5}{23,0}$	$\frac{14-27}{20-30}$	$\frac{13-18}{14-32}$	8	$\frac{12,1}{21,0}$	$\frac{18,7}{28,0}$	$\frac{7-19}{-}$	$\frac{7-32}{-}$
	3					2					1				
4	5	2,1	1,0	1,3-3	0,4-2										

Примечание. I — габбро-пироксенитовая формация; II и III — гипербазиты железистого и магнезиального типов. 1 — дуниты, 2 — перидотиты, 3 — серпентиниты, 4 — клинопироксениты. Коэффициент экстракции — \bar{k} . Верхняя строчка дроби — бидистиллят воды, нижняя — 1% HCl.

К и Na во всех породах, кроме ряда перидотитов магнезиального типа, где обычно К легче переходит в раствор H_2O , чем 1% HCl. Причем в этой группе максимум \bar{k} (52%) приходится на дуниты массива Борус, а минимум (6—10%) — на перидотиты Куртушубинского и Ергакского массивов Сибири. Вторичные оливины по серпентинитам (район р. Калдар) отличаются низким (3—7%) \bar{k} К и Na. В итоге можно сказать, что если в породах габбро-пироксенитового ряда фиксируется присутствие устойчивых к экстракции силикатных соединений К и Na, то в гипербазитах они подтверждают нахождение значительной части щелочей в сорбированной форме, не связанной с силикатами. Доля сорбированных щелочей составляет не менее 20% валового содержания К и Na, иногда достигая даже 50—60%. Заметная растянутость во времени процесса экстракции щелочей из породообразующих оливинов дунитов также указывает на присутствие в них первичных соединений К и Na, инертных к воздействию H_2O и 1% HCl. Плохая сопоставимость результатов определения К и Na в гипербазитах прямым методом и путем расчета по парагенным ассоциациям минералов (расчет баланса), несомненно, объясняется нахождением здесь по меньшей мере двух или более различных соединений К и Na. Повышенный процент выщелачивания гипербазитов железистого типа в 1%-ном растворе HCl объясняется выделением щелочей из хлорита. Вместе с тем нельзя не заметить более высокое качество баланса в породах по Na, чем по К, что связано с меньшей подвижностью соединений Na. Высокая миграционная способность сорбированных соединений К обнаруживается по аномальной растворимости К гипербазитов в бидистилляте, которая превосходит растворимость в слабом солянокислом растворе. Соотношение подвижности $K > Na$ согласуется с известными данными по летучести химических соединений и температуре кипения элементов (ряд снижения Na, K, Rb; Справочник..., 1969]. Различия в поведении К и Na, возможно, вызваны также неодинаковыми щелочными свойствами элементов. Типичное для гипербазитов магнезиального типа соотношение $\bar{k}K < \bar{k}Na$ указывает на нахождение иных соединений, чем в тех же породах железистого типа (см. табл. 20, 21). Наилучшее представление о динамике экстракции щелочей дают результаты фазового анализа минералов (см. табл. 22). Общие выводы из табл. 22 сводятся к следующему:

1) интенсивность процесса извлечения щелочей во много раз выше в солянокислой, чем в нормальной водной среде. В первом случае в результате длительной экспозиции в реакцию вступают щелочи, входящие в кристаллическую структуру минералов, тогда как во втором случае имеет место миграция сорбированных щелочей. Отсюда оценку роли наведенной щелочности правильно провести по фазовому анализу с бидистиллятом воды;

2) наиболее подвижны щелочи в слоистых силикатах (серпентин, хлорит). Исключение составляет биотит различных формаций, где коэффициент извлечения К и Na водой едва превышает 2. В биотите распределение щелочей носит аномальный характер;

3) во всех минералах, кроме биотита, подвижность $K > Na$;

4) фазовый анализ вскрывает некоторые черты геохимии отдельных формаций. Так, устойчивость К и Na в титаномagnetите габбро-сиенитовой формации намного выше, чем в том же минерале габбро-пироксенитового ряда.

Состав инертных соединений К и Na в ультраосновных породах изучался в прозрачных и полированных шлифах на рентгеноструктурном микроанализаторе MS-46 в двух режимах. Кроме того, снималась картина распределения элементов в отраженном потоке электронов [Глазунов и др., 1973]. При исследовании на микрозонде обнаружилось, что одни инертные соединения принадлежат флогопиту и биотиту, а другие представлены минералами, близкими к группе меррихьюита — реддерита,



Рис. 37. Центры концентрации калия в оливине.

Микроанализатор MS-46. Растровый снимок в K_{α} рентгеновском излучении. Размер кадра $100 \times 120 \mu$.

описанных в метеоритах [Dodd e. a., 1965; Fuchs e. a., 1966]. Первая характеристика земного меррихьюита-реддерита дана нами в 1972 г. [Глазунов, Фролова, 1972]. При этом обнаружено, что центры скопления K и Na находятся в бестрещинных участках оливина из дунитов или приурочены к микродислокациям, выполненным серпентином. Они имеют почти изометричную форму и размер $15 \times 20 \mu$ (рис. 37). Состав микровключений определяется следующей форму-

лой: $(K_{1,2}Na_{0,35}Ca_{0,09}Mg_{0,36})_{2,0}(Mg_{4,61}Fe_{1,16})_{5,77}(Si_{11,10}Al_{0,06}Fe_{0,84})_{12,0}O_{30,0}$ (табл. 40) и приближает их к членам изоморфного ряда меррихьюит — реддерит $(K, Na)_2(Fe, Mg)_5Si_{12}O_{30}$. Распределение K внутри включений показано на рис. 38. Нанесение расчетных точек на диаграмму состава (рис. 39) говорит о хорошей сходимости измерений с известными данными [Fuchs e. a., 1966]. Установлено также совпадение результатов точечного и валового анализа по ведущим элементам не только для обнаруженных минералов, но и для породообразующих оливина и энстатита. Как показали результаты микроанализа, в ультраосновных породах габбро-пироксенитовой

Таблица 23

Химический анализ минералов

Окисел	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	61,40	61,8	71,40	44,80	39,28	52,67	52,88
Al ₂ O ₃	0,33	0,20	0,40	0,06	1,06	0,76	1,06
FeO	13,14	23,7	3,00	1,98	4,30	4,27	2,15
CaO	0,47	0,30		0,77	0,56	0,23	1,68
MgO	18,50	4,40	19,20	50,88	51,26	41,80	36,40
K ₂ O	5,21	3,80	2,70	1,15	0,07	0,56	0,07
Na ₂ O	0,99	1,50	4,00	0,34	0,06	0,31	0,05
Сумма . . .	100,04	95,70	100,70	99,98	99,80	100,60	99,34
Na ₂ O/K ₂ O	0,3	0,6	2,2				
MgO/FeO	2,5	0,34	11,2				

Примечание. 1 — меррихьюит-реддерит из оливина дунитов Оспинского массива, Восточный Саян; 2 — меррихьюит из хондрита Меза-Медарас ($K_{0,97}Na_{0,56}Al_{0,05}Mg_{1,27}Fe_{3,74}Si_{11,88}Al_{0,07}O_{30,0}$); 3 — реддерит из метеорита ($Na_{1,30}K_{0,69}Mg_{4,86}Fe_{0,27}Si_{11,10}Al_{0,06}O_{30,0}$); 4, 5 — оливин из дунита Оспинского массива (4 — точечное определение микронзондом MS-46, 5 — химический анализ порошка; дополн. Fe₂O₃ — 2,13; п. п. п. — 0,76; Mn — 0,12); 6, 7 — энстатит из дунита (6 — точечное определение, аналитик В.П. Афонин, Л. А. Перфильева, 7 — химический анализ порошка, дополн. Fe₂O₃ — 3,14, MnO — 0,12, п. п. п. — 1,79; аналитик Л. П. Фролова). 3 — Dodd e. a., 1965; 4 — Fuchs e. a., 1966.

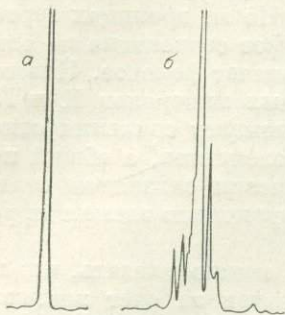


Рис. 38. Кривые относительной концентрации кальция в минерале ряда меррихьюит — рёддерит. Замеры: а — поперек, б — вдоль включения.

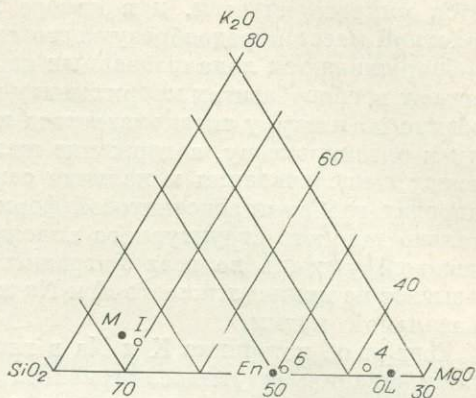


Рис. 39. Часть треугольной диаграммы состава SiO_2 — K_2O и MgO .

М — меррихьюит — рёддерит; OL — форстерит; En — энстатит [Seifert, Schreyer, 1968]. Открытые точки отвечают составу минералов, включенных в оливин изучаемых гипербазитов. Микроанализатор MS-46.

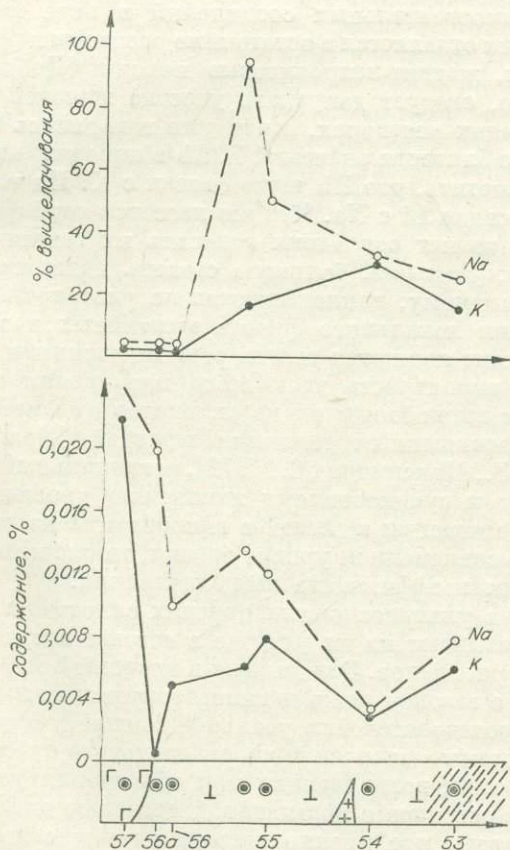


Рис. 40. Содержание калия и натрия и процент экстракции их бидистиллятом из серпентинитов массивных (56—55) и рассланцованных (53) на контакте с секущими габбро (57) и гранодиоритами (крестики).

формации распределение К и Na иное, чем в гипербазитах. Здесь основное количество элементов связано с кремнеземом в биотите, который фиксируется микроскопически, и в камере микрозонда четкими аномалиями. В плотной массе породообразующего серпентина или по трещинам в нем не обнаруживаются локализованных центров скопления щелочей, которые отвечают в гипербазитах меррихьюиту-рэддериту. Но на границах зерен, особенно по контуру титаномагнетита и псевдоморфоз серпентина по оливину и ортопироксену, содержание щелочей превышает фоновое. Низкий процент выщелачивания и наличие самостоятельных минералов К и Na в породах габбро-пироксенитовой формации не вызывает сомнения относительно твердого структурного положения этих элементов, а общий повышенный уровень во всех ингредиентах генетически связанной серии указывает на принадлежность К и Na к группе «первичных» элементов родоначальной магмы.

Говоря об источнике К и Na в гипербазитах, можно указать, что не обнаруживается ощутимого привноса этих элементов за счет жильной пироксенизации, серпентинизации и хлоритизации. Ультраосновные породы в непосредственных контактах с секущими гранитоидами и габбро не только не обогащаются, но, напротив, обеднены К и Na, очевидно, из-за миграции последних при пирогенном воздействии (рис. 40). Причем в контактовой зоне уровень сорбированных щелочей снижается, а вдали от него возрастает. Незначительное накопление щелочей в гипербазитах вызывает альбитизация пород. Увеличение содержания наблюдается в корочках выветривания пород. Но все эти эффекты концентрирования и рассеяния имеют местное значение. Основное же количество щелочей может входить в силикаты с образованием самостоятельных соединений в виде меррихьюита-рэддерита. Часть из них отделяется в остаточные растворы и реализуется в жильные альбититы, жадеит-натролитовые породы [Добрецов, 1963; Юдин, 1963]. Возможно, следует допускать участие щелочей (особенно Na) в серпентинизирующих растворах, о чем уже говорилось выше [Лодочников, 1936]. Исходя из близости значений K/Rb в породах единой генетической серии, можно заметить, что Rb тесно связан с K. На том же основании можно говорить о связи Li с Na. Что же касается сорбированных (блуждающих) щелочей, то нет основания относить их генетически к ультраосновным расплавам, учитывая большую степень подвижности. Сорбированные щелочи, по-видимому, накладываются на ультраосновные породы во время прохождения локального фронта мантийных потоков, для которых глубинные разломы являются своего рода отдушниками дегазации мантии. Исключается вероятность частичного пополнения массы блуждающих щелочей за счет высвобождения их из силикатов при метаморфизме. Судя по работам, посвященным геохимии щелочей [Hamilton, Mountjoy, 1965; Максимович З., Максимович С., 1972], региональный метаморфизм обычно не приводит к существенному изменению уровня этих элементов. Предположение о миграции щелочей в гипербазиты из вмещающих пород, наблюдаемых на современном уровне эрозии, также не оправдывается низкими значениями коэффициента выщелачивания.

Таким образом, находки в ультраосновных породах самостоятельной силикатной фазы К и Na указывают на их участие в составе летучей составляющей ультраосновных расплавов. Эти данные в известной мере расширяют наши представления о газовом режиме гипербазитов и подкорового слоя. Они приближают исследователей к реальной оценке умеренных температур, при которых возможно плавление гипербазитового субстрата, а также снимают ряд трудностей, возникающих при объяснении условий образования гипербазитовых массивов с повышенной степенью дифференцированности. Вполне возможно, что именно щелочи наряду с другими летучими частично выполняют функцию транспортеров рудных элементов. На этапах консолидации массивов они могут способствовать обособлению титаномагнетита и хромита в шпильры. В этом смысле здесь напрашивается

Среднее содержание щелочных металлов (10⁻⁴%) и их отношения в ультраосновных породах

№ п/п	K	Na	Rb	K/Rb	Лит. источник
1	550	710	7	78,5	Лутц, 1975
2	350	500	2,0	175,0	
3	800	2300	3,4	240	
4	160	240	0,7	228	
5	96	200	0,4	240	
6	41	208			Hamilton c. a., 1963 Максимович и др., 1972
7	35	126			
8	58	250	0,24	240	Лутц, 1975
9	300	570			Виноградов, 1962
10	208	1100	0,54		Дмитриев, 1973
11	250	1600	0,52		Там же

Примечание. 1 — габбро-пироксенитовая формация; 2 — железистый тип гипербазитов Саяно-Байкальской области; 3 — средний гранатовый перидотит из включений в кимберлитах; 4, 5 — магнезиальный тип гипербазитов Саяно-Байкальской области (5 — нормализованное, первичное содержание, рассчитанное из валового за вычетом неизоморфной доли калия и натрия); 6—9 — среднее для альпинотипных гипербазитов других районов; 10, 11 — гипербазиты срединно-океанических хребтов: 10 — гарцбургиты (23 пробы), 11 — лерцолиты (15 проб); 1, 2 и 4, 5, по О. М. Глазунову.

аналогия с процессом эманационного концентрирования рудных, имеющим большое мобилизующее значение в гранитоидах [Таусон, 1970].

Остановившись на вопросе о региональной распространенности щелочей в ультраосновных породах, подчеркнем, что выполнение эксперимента позволило учесть влияние наложенных процессов и получить цифры первичной концентрации K, Na, Rb, которые отличаются меньшими значениями по сравнению с определениями, полученными классическим методом и на пламенном фотометре без соблюдения отмеченных выше предосторожностей. Последние определения для Саяно-Байкальской области находятся ближе к содержанию элементов в гипербазитах проанализированных по специальной методике [Stueber, Goles, 1967; Максимович З., Максимович С., 1972; Глазунов, Фролова, 1972] (табл. 24). Различие между полученной нами и сравниваемой концентрациями может уменьшиться, если валовое содержание каждого из элементов в гипербазитах снизить еще в среднем на 20% за счет доли щелочей, не связанной с гипербазитовым расплавом. Но, оказывается, даже при такой, вполне обоснованной «поправке» за гипербазитами Саяно-Байкальской области — ведущее место по концентрации щелочей в сравнении с аналогичными породами других районов [Hamilton, Mountjoy, 1965; Stueber, Goles, 1967; Максимович З., Максимович С., 1972]. В целом аномальное содержание петрогенных щелочей в гипербазитах Саяно-Байкальской области следует относить к региональным чертам химизма первичных магм. Наиболее высокой насыщенностью щелочами при достаточно твердой структурной позиции в них Na выделяются гипербазиты железистого типа, локализованные в пределах доколя платформ, не говоря уже об ультраосновных дифференциатах габбро-пироксенитовой формации, где имеет место максимум концентрации калия и натрия. Причем количество Na и K ближе всего отвечает уровню в гранатовых перидотитах из ксенолитов в кимберлитах. Более того, даже в ультраосновных породах магнезиального типа количество K и Na выше мировой распространенности и возрастает от пояса к поясу по мере приближения к блокам байкальской складчатости. Важно подчеркнуть, что габброиды, залегающие в этих структурах, также имеют высокий показатель K, Na, Sr (до 0,07%), K/Rb (388) и Li/Rb (1,16) [Глазунов, 1970]. Особое положение ультраосновных и отчасти основных пород по уровню щелочей находится в соответствии с провинциальными геохимическими чертами байкалид, примыкающих к Сибирской платформе, чего нельзя сказать о смежной области каледонской складчатости. В дополне-

ние сказанному отметим, что повышенные значения K/Rb в габброидах, комагматических гипербазитам магнезиального типа, сопоставимые с толеитами (K/Rb 1000) [Gast, 1965; Эрланк, 1972], очевидно, не могут свидетельствовать в пользу первичности происхождения пород и, согласно предположению [Бонатти, 1973], отражают особенности химизма уже дифференцированного мантийного субстрата. Габброиды, ассоциирующие с древнейшими гипербазитами железистого типа, имеющие низкие K/Rb и Rb, по аналогии с примитивными базальтами срединно-океанических хребтов (K/Rb 340—360) [Харт, 1973], следует относить к производным верхней мантии, слабо затронутой дифференциацией.

2.12. СТРОНЦИЙ

Исследования К. Турекьяна и Дж. Калпа (1959) вскрыли основные закономерности распределения стронция в базальтах и в земной коре. Кроме того, были оценены особенности региональной геохимии этого элемента, подчеркнута его индикаторная роль в петрогенезисе. Работы Г. Фора и Р. Харли [Faure, Hurley, 1963], Куширо и Куно [Kushiro, Kuno, 1963], И. М. Горохова (1968), О. М. Глазунова и других (1974, 1973) подтвердили большую информативность Sr для решения вопроса контаминированности магмы и направлении ее эволюции. Несмотря на такое важное значение стронция, геохимия этого элемента в габброидах и особенно гипербазитах изучена недостаточно.

В Саяно-Байкальской области и в других геосинклиналиях симатического профиля только в последние годы получены данные о региональной распространенности стронция [Глазунов, 1970, 1973], но по-прежнему отсутствуют цифры содержания элемента для большинства эталонных массивов; неизвестно также, как изменяется концентрация в генетически различных и разновозрастных ассоциациях. Кроме того, большинство имеющихся разрозненных определений стронция ранее были получены на основе полуколичественного анализа и не отличаются достаточной точностью. В связи с этим при выполнении настоящей работы преследовалась цель осветить вопросы геохимии стронция только на количественной основе и в породах базальтоидного и ультраосновного рядов.

Как известно, стронций является типичным элементом базальтоидных формаций [Турекьян, Калп, 1959; Ферсман, 1934]. В породах основного состава элемент обычно не образует самостоятельных минералов, будучи рассеянным в породообразующих минералах и аксессуарах [Ферсман, 1934]. Распространенность стронция в габброидах Саяно-Байкальской области достигает $716 \cdot 10^{-4}\%$, а отношение $^3\text{Sr}/\text{Ca}$ равно 9,3. Эти цифры сопоставимы с содержанием элемента в долеритах трапшовой формации Сибирской платформы (табл. 25) [Нестеренко и др., 1964]. Они также близки к среднему из «первичных» и «поздних» лав Гавайев, базальтов Фенноскандии и оливиновых базальтов северо-западной части Тихоокеанского побережья Северной Америки. Но региональный кларк стронция габброидов Саяно-Байкальской области превышает уровень в базальтах ($465 \cdot 10^{-4}\%$), по Турекьяну и Калпу (1959), и мировую распространенность в основных породах ($440 \cdot 10^{-4}\%$), по А. П. Виноградову (1959). Региональный фон в неизмененных гипербазитах магнезиального типа равен $6 \cdot 10^{-4}\%$, а железистого в 5 раз выше ($30 \cdot 10^{-4}\%$). В последнем случае концентрация приближается к гранатовым перидотитам из ксенолитов ($40 \cdot 10^{-4}\%$; Лутц, 1975).

Ниже следует остановиться на особенностях распределения стронция в габброидных массивах, его структурной позиции и соотношении

³ Геохимия стронция в основном определяется связью с его петрогенным аналогом — кальцием, поэтому отношение Sr/Ca в данном случае может иметь индикаторное значение [Турекьян, Калп, 1959]. Для удобства его можно выразить в виде Sr/Ca · 10³.

Средние содержания (%) стронция и других элементов в различных породах

№ п/п	Число проб	Sr · 10 ⁴	Ca, %	Rb · 10 ⁴	Sr/Ca · 10 ³	Rb/Sr · 10 ³	№ п/п	Число проб	Sr · 10 ⁴	Ca, %	Rb · 10 ⁴	Sr/Ca · 10 ³	Rb/Sr · 10 ³
1	31	913	8,0	10,5	11,40	11,50	16	11	450	9,0	6,0	6,0	10,3
2	42	895	8,0	12,5	11,10	13,97	17	5	410	—	—	—	—
3	9	340	7,12	31,0	47,75	91,18	18	7	150	—	—	—	—
4	33	850	8,0	16,0	10,63	18,83	19	11	209	13,7	20,0	1,53	95,69
5	82	716	7,70	18,0	9,30	25,14	20	4	42,5	12,4	4,0	0,34	94,1
6		920	8,15	14,0	11,3	15,22	21	20	20	4,1	6,0	1,49	300
7	19	690	7,7	—	8,96	—	22	5	5,3	0,38	0,3	1,39	56,6
8		158	6,15	33,0	13,25	40,49	23	3	2,9	0,27	0,6	1,07	206,9
9		130	8,3	10,0	1,57	76,90	24	4	10,0	0,34	2,0	2,94	200
10	22	594	6,1	—	9,74	—	25	6	30,0	0,56	—	5,36	—
11		258	5,4	—	4,8	—	26	6	257	6,8	18,0	5,25	50,42
12		208	9,4	—	2,21	—	27		10	0,7	2,0	1,43	200
13		110	8,5	10,0	1,29	90,91	28	2	110	0,55	8,0	20,0	72,73
14	245	465	7,1	—	6,55	—	29	2	830	—	24,0	—	28,92
15		440	6,7	—	6,57	—	30	2	900	7,1	2,0	12,7	2,2

Примечание. 1 — габбро-сиенитовая формация, основные породы стратифицированных массивов Кизирский и горы Осередок в Саяне, Патынский в Горной Шории; 2 — габбро из габбро-пироксенитовой формации в Восточном Саяне; 3 — габбро-диабазы и амфиболиты массивов Мало-Тагульского, Хойто-Окинского в Восточном Саяне, Буйского в Кузнецком Алатау; 4 — основные породы габбро-перидотитовой формации (массивы Курловский, Нюрудундунский); 5 — среднее габбро Саяно-Байкальской области; 6 — габбро-нориты, типичные представители габбро-пироксенито-дунитовой формации Урала [Соболев, 1968]; 7 — долериты трапповой формации Сибирской платформы [Нестеренко и др., 1964]; 8 — океанический щелочной базальт [Engel e. a., 1965]; 9 — океанический толеитовый базальт [Engel e. a., 1965]; 10 — среднее по лавам Гавайских островов [Турекьян, Калп, 1959]; 11 — габбро контаминированное; 12 — габбро-пегматогное [Турекьян, Калп, 1959]; 13 — габбро из гарцбургитовой формации Урала [Соболев, 1968]; 14 — базальты Мира [Турекьян, Калп, 1959]; 15 — распространенность в основных породах [Виноградов, 1956]; 16 — пироксениты габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна; 17 — пироксениты Нижнетагильского массива; 18 — то же, Баронских гор Урала [Борисенко, 1966]; 19 — пироксениты габбро-пироксенито-дунитовой формации Урала [Соболев, 1968]; 20 — энстатит-бронзитовые пироксениты из гипербазитовой формации Восточного Саяна; 21 — ультраосновные породы габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна; 22 — дуниты Оспинского массива; 23 — то же, Ергакского массива; 24 — гипербазиты хр. Борус (Западный Саян); 25 — перидотиты Идарского хребта Восточного Саяна; 26 — перидотиты габбро-пироксенито-дунитовой формации Урала [Соболев, 1968]; 27 — среднее для ультраосновных пород [Виноградов, 1962]; 28 — плагиоклазиты габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна; 29 — то же, габбро-перидотитовой формации района Северного Байкала; 30 — плагиоклазиты гипербазитовой формации Восточного Саяна.

с Са. Среднее содержание стронция для габбро-пироксенитовой формации, определенное как взвешенное из четырех типов пород (габбро, пироксениты, серпентиниты, плагиоклазиты) равно $390 \cdot 10^{-4}\%$. Среди пород формации габбро выделяются максимальным количеством стронция — $880 \cdot 10^{-4}\%$. Другие породы укладываются в следующий ряд: пироксениты, серпентиниты, плагиоклазиты с соответствующим содержанием 450, $120-110 \cdot 10^{-4}\%$. Содержание стронция в габбро резко отклоняется от среднего, что приводит к довольно большой дисперсии отношения Sr/Ca. Количество стронция в габбро заметно ниже среднего в континентальных [Нестеренко и др., 1964] и тем более океанических базальтах. Наиболее близко оно уровню концентрации в габбро стратифицированных плутонов (см. табл. 25). По средним значениям пироксениты приближаются к сходным породам Нижне-Тагильского массива, хотя концентрация элемента в них более чем в 2 раза выше среднего пироксенита габбро-пироксенито-дунитовой формации Урала [по Соболеву, 1968] и почти в 10 раз превышает уровень в энстатит-бронзитовых пироксенитах, связанных с гипербазитами. Серпентиниты габбро-пироксенитовой формации выделяются значительным превосходством содержания стронция по отношению к гипербазитам Сибири, Урала и других районов. Исключение представляют гипербазиты железистого типа.

Место стронция в магматическом и эпимагматическом процессах достаточно хорошо определяется по соотношению стронция с кальцием и калием. Еще К. Турекьян и Дж. Калп (1959) подчеркнули, что элементы в базальтах не когерентны, чего нельзя сказать о гранитоидах, где между

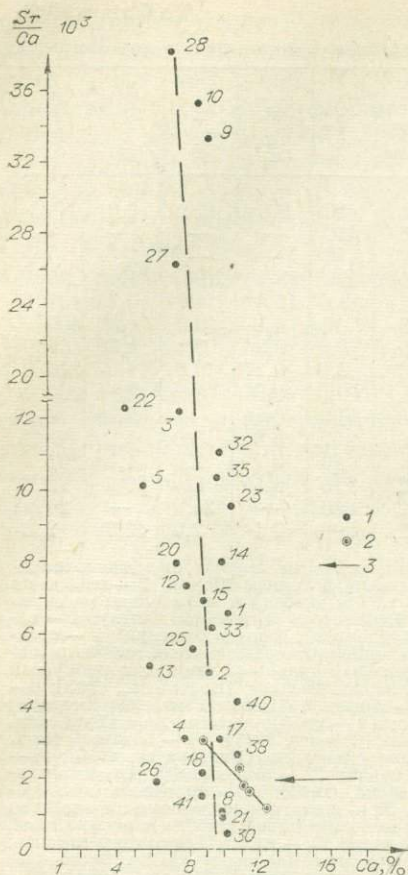


Рис. 41. Диаграмма зависимости характеристики $Sr/Ca \cdot 10^3$ от содержания Ca.

1 — основные породы Fe — Ti редкометалльного типа, габбро-пироксенитовая формация; 2 — базальты массива Стиллуотер и 3 — фронт кристаллизации базальтов [Турекьян, Калп, 1959].

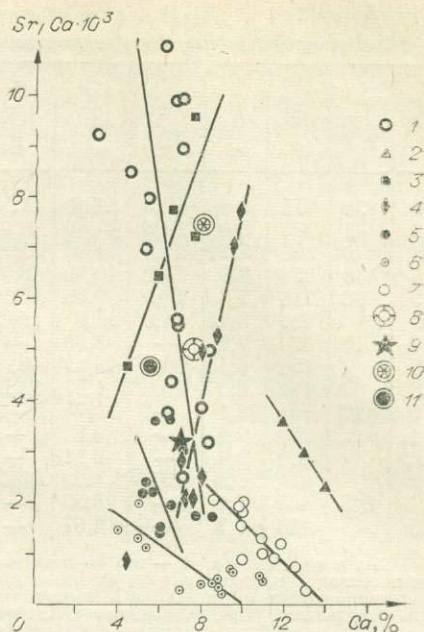
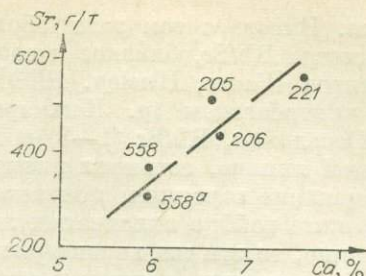


Рис. 42. Соотношение Sr и Ca в габброидах и базальтах.

1—4 — титанистый геохимический тип, габбро-сиенитовая формация, массивы: 1 — Крыжинский, Восточный Саян; 2 — Патын, Кузнецкое Алатау; 3 — Осередок, Восточный Саян; 4 — Остюрен Северо-Восточная Тува; 5 — магнезиально-никелистый геохимический тип, габбро-перидотитовая формация, массивы Нюрндуканский, Довыренский, Курловский. 6—7 — габбро, связанное с гипербазитами, массивы: 6 — Березовский, Борусский (Западный Саян), Оспинский (Восточный Саян); 7 — Кингашский, Игильский и другие (Идарский хребет, Восточный Саян). 8 — среднее габбро Саяно-Байкальской области. 9 — средний базальт Мира; 10 — океанический толст; 11 — базальт Гавайев (9—11 — по Турекьяну и Калпу, 1959). Отрицательная связь Ca и параметра Sr/Ca выдержана в большинстве массивов, положительная — в массивах со следами интенсивной контаминации.

ними выдерживается прямая геохимическая связь. Отсюда концентрация стронция в базальтах больше контролируется содержанием в исходной магме, дифференциацией и кристаллизацией, нежели близостью с Ca. Как было показано нами [Глазунов, 1975] в породах габбро-пироксенитовой формации, содержание Sr не зависит от концентрации Ca. На графике в координатах Ca— $Sr/Ca \cdot 10^{-3}$ (рис. 41) видно, что в габбро и пироксенитах при слабом возрастании количества Ca довольно резко падает величина показателя Sr/Ca . Вместе с тем средняя линия состава для изучаемой группы пород наклонена к горизонтальной оси круче, чем таковая для других базальтовых серий. По параметрам Ca — Sr/Ca хорошо выделяется несколько групп габброидов (рис. 42). Только среди габбро-сиенитовых массивов намечаются две ассоциации. В одной из них, где слабо выражены следы контаминации, четко выдерживается обратная связь Ca с Sr/Ca . Прямое отношение Sr и Sr/Ca присуще массивам со следами контаминации. С заметной дискордантностью к этому направлению находится ветвь, объединяющая габбро, связанные с гипербазитами. Последние характеризуются самым низким содержанием Ca (4—8%), а также относительно небольшим диапазоном значения Sr/Ca , что особенно четко отделяет их от пород основного ряда габбро-сиенитовой формации.

Рис. 43. Соотношение стронция и кальция в гибридных породах гранитоидного ряда.



Таким образом, в габброидах большинства формаций содержание стронция практически не зависит от количества присутствующего в породе кальция. Оценка тесноты связи Ca—Sr указывает на некоторое различие коэффициентов парной корреляции в основных породах складчатой области ($r = -0,078$) и базальтах платформ ($r = -0,048$). В противоположность этому в гибридных породах кислого ряда (рис. 43) или в габброидных телах со следами контаминации (см. рис. 42) обнаруживается прямая связь содержания Sr и Ca, обычно свойственная собственно гранитоидным сериям [Турекьян, Калп, 1959]. Особенно четко такая тенденция проявилась в массивах Осередок и Остюрень в Восточном Саяне, причем максимумы Sr здесь не совпадают с максимумом содержания апатита.

Габброиды различаются не только по абсолютному содержанию стронция, но и по характеру его распределения. В основных породах габбропироксенитовой ассоциации распределение стронция подчиняется логнормальному закону и характеризуется большой амплитудой колебания содержаний [Глазунов, 1975].

В габбро стратифицированных массивов аналогично базальтам распределение стронция не противоречит нормальному закону, имеет небольшие параметры дисперсии. Неидентичность функций распределения элемента в габброидах разных формаций является, очевидно, отражением различных путей развития магматических очагов в геосинклинальных и субплатформенных условиях.

Сопоставляя материалы по распределению Sr в основных породах различных формационных и геохимических типов, мы замечаем, что последние достаточно четко разграничиваются между собой по содержанию элемента. После пород габбропироксенитового ряда наиболее высокой стронциенностью характеризуются габбро типично базальтоидного профиля. В Саяно-Байкальской области ведущее место ($913 \cdot 10^{-4}\%$) занимают габброиды стратифицированных конформных массивов Крыжинского ($853 \cdot 10^{-4}\%$) и Осередок ($1070 \cdot 10^{-4}\%$). Содержание элемента в габбро массива Патын не превышает $770 \cdot 10^{-4}\%$. Отношение же Sr/Ca изменяется слабо, чего нельзя сказать о Rb/Sr. Повышенной величиной отношения Rb/Sr выделяются лишь Кизирские массивы Восточного Саяна (см. табл. 25). Эта особенность их геохимии обусловлена либо повышенной щелочностью магмы, либо наложением на габбро процессов калишпатизации, в которых заметную роль играют редкие щелочи.

Основным породам, пространственно связанным с гипербазитами, в целом присущи низкие содержания стронция (135 г/т) при довольно сильной его дисперсии (от 60 до $210 \cdot 10^{-4}\%$), что сближает их с базальтами океанического дна [Hart, 1971]. Концентрация элемента лишь в 2—2,5 раза выше, чем в силикатной фазе каменных метеоритов [Виноградов, 1962], и в 6 раз ниже среднего ($465 \cdot 10^{-4}\%$) для базальтов [Турекьян, Калп, 1959]. Но эти породы отличаются от базальтов также меньшим значением отношения $Sr/Ca \cdot 10^2$ ($0,07-0,2$) и большим Rb/Sr ($6-8$ против $2-4$ в базальтах). Отдельные разновидности пегматоидных габбро по величине Sr/Ca приближаются, с одной стороны, к контаминированным или пегматоидным габбро, с другой — к гибридным породам гранитоидного

происхождения. Вместе с тем этим образованиям свойственно высокое значение параметра Rb/Sr, близкое к соответствующим параметрам кислых контаминитов [Faure, Hurley, 1963]. В магматических габбро, комагматических гипербазитам (р. Кашкарет в Западном Саяне; долина р. Вардара, Югославия, Rb/Sr (1—3) и Sr^{87}/Sr^{86} (0,702)), так же, как и в габбро «чистой линии», остаются низкими.

Если содержание стронция, показатель Sr/Ca и другие геолого-геохимические данные габбро складчатых зон указывают на базальтоидное их происхождение, то эти же характеристики для некоторых габброидов гипербазитовой формации (исключая магматические габбро) ставят под сомнение генетическую связь последних с базальтоидными расплавами. Зафиксированные в этих породах повышенные величины отношения Rb/Sr, обычно свойственные гранитоидам, и Mg/Fe, близкие гипербазитам, лишний раз свидетельствуют о сложном метасоматически-палингенном пути их рождения. Пестрота состава, разнообразие структур, а также повышенное Sr^{87}/Sr^{86} (до 0,7090) указывают на неравновесный и незавершенный характер самого процесса их образования. В то же время генетическая связь других габброидов, сопровождающих гипербазиты доказывается геохимическими данными. Они обосновываются прежде всего низкими (0,7020) значениями Sr^{87}/Sr^{86} , свойственными обычно производным подкорового субстрата [Гаст, 1975].

По сравнению с габбро базальтоидных формаций габбро-диабазы и габбро-амфиболиты отличаются низкой стронциеносностью. Среднее содержание элемента, равное в безрудных породах 190, а в титаноносных — $143 \cdot 10^{-4}\%$, немного ниже региональной распространенности стронция в целом для базитов Саяно-Байкальской области. В какой-то степени частичное обеднение этих пород стронцием может быть связано с метаморфической дифференциацией, появляющейся вследствие регионального метаморфизма. Но главная причина низкой концентрации стронция в габбро-диабазе и габбро-амфиболитах заключается в обедненности этим элементом первичной магмы, ибо известно, что дифференциация элементов при метаморфизме имеет незначительные масштабы и не приводит к существенному изменению химического состава [Тернер, Ферхуген, 1961; Елисеев, 1963].

Кроме того, как подчеркивается в одной из работ [Heier, 1964], региональный метаморфизм обычно не сопровождается уменьшением содержания стронция в его продуктах. Элемент остается инертным в процессе прогрессивного метаморфизма средней и низкой ступеней [Петров и др., 1973]. Характерно, что древние габброиды по содержанию Sr приближаются к лавам Гавайских островов ($398 \cdot 10^{-4}\%$), которые принято считать наиболее вероятным продуктом выплавления из мантии [Турекьян, Калп, 1959].

Каковы основные черты распределения стронция в разрезах массивов габброидов? По К. Турекьяну и Дж. Калпу (1959), в стратифицированных базальтоидных массивах картина распределения стронция определяется местоположением стронциеносных минералов в разрезе. В массиве Стиллуотер от подошвы его к кровле с уменьшением анортитовой составляющей плагиоклаза в анортозитах и габбро возрастает количество стронция. При этом из-за стремления стронция долго удерживаться в плагиоклазовом остатке, кристаллы, образующиеся в последнюю очередь, имеют самое высокое отношение Sr/Ca. Известны и более сложные случаи распределения элемента внутри отдельных мегаритмов, обусловленные извлечением Sr не только плагиоклазом, но пироксеном и апатитом [Duchesne, 1978].

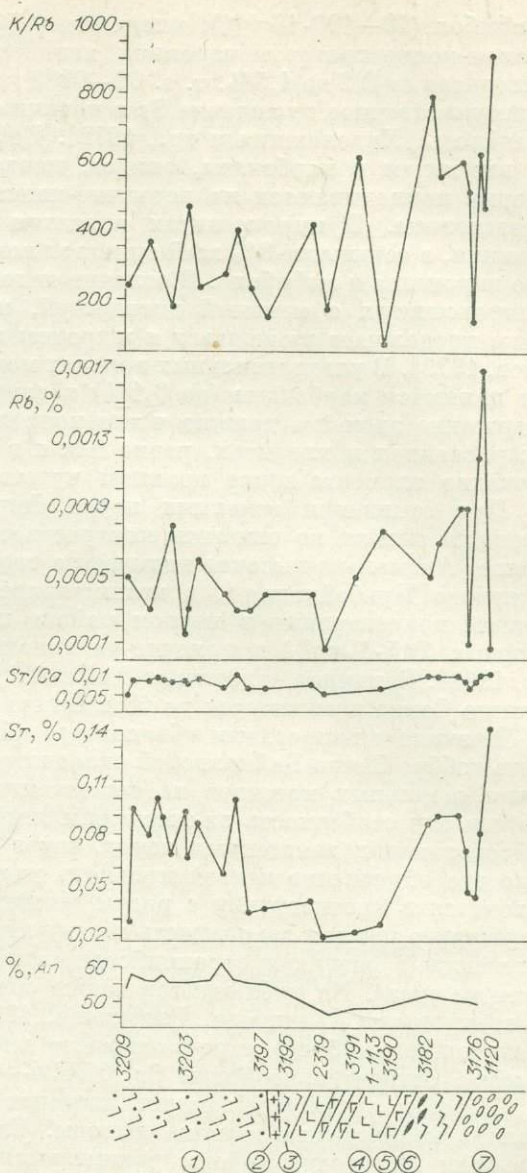
Одним из ведущих процессов формирования конформных «расслоенных» габброидных плутонов была гравитационная дифференциация. Поэтому по аналогии с дифференцированными массивами Стиллуотер [Турекьян, Калп, 1959] и Скергард [Wager, Mitchell, 1951] можно до-

Рис. 44. Распределение компонентов и величины отношений в породах массива Осередок (Восточный Саян).

1 — рудное габбро, 2 — граниты, 3 — оливковое габбро, 4 — клинопироксениты, 5 — габбро, 6 — габбро и габбро-троктолиты, 7 — диоритизированные роговики. Петрографический разрез по Г. В. Полякову и др. (1974).

пустить, что в изучавшихся телах габбро содержание Sr также будет в общем увеличиваться при движении от нижних горизонтов к верхним, а максимум приходится на плагиоклазы, поздние по времени выделения. С наибольшей долей вероятности подобный характер распределения стронция можно ожидать в массивах Патына (Горная Шория) и Кыркина (Восточный Саян), так как их строение почти соответствует классическому типу стратифицированных интрузий. В отдельных частях «слоистой» серии таких массивов наблюдается два максимума концентрации Sr. Один из них совпадает с диоритоидами эндоконтакта, другой — с наиболее основными по составу рудными габброидами геометрического центра массива (рис. 44). Отсюда в разных местах выдерживается неодинаковое соотношение Sr и Ca. В эндоконтакте имеет место обратная связь элементов, тогда как в центре — прямая, свидетельствующая о выделении Sr из расплава в высокотемпературную стадию. Судя по единичным разрезам, в телах габбро габбро-пироксенитовой ассоциации содержание Sr возрастает от верхней (0,01%) к нижней части (0,2—0,3) залежи. В пироксенитах концентрация поднимается в обратном направлении. Распределение элемента в габбро-пироксенитовой и других формаций, очевидно, зависит от возрастной позиции минералов. Сказанное подтверждается сравнением концентраций Sr и Ca в таком проходящем минерале, как плагиоклаз. Можно проследить, как от породообразующего андезит-лабрадора к жильному альбититу со снижением основности возрастает содержание Sr и отношение Sr/Ca. Очевидно, стронций в различных базальтоидных сериях предпочитал до конца процесса оставаться в жидкой плагиоклазовой фазе.

Расчет «баланса» состава [Глазунов и др., 1973] показывает, что около 25% всего стронция габброидов, независимо от содержания в массе породы, рассеивается в породообразующих силикатах, таких как авгит



и амфибол ($10-100 \cdot 10^{-4}\%$), плагиоклаз ($500-10^{-4}\%$). Основным же минералом-концентратором стронция является апатит, на долю которого приходится от 0,2 до 1,5%, т. е. 68—90% количества элемента в породах. Преимущественное вхождение Sr в позиции Ca в структуре апатита уже отмечалось [Худоложкин и др., 1972]. Дефицит перекрывается стронцием, входящим в карбонаты, эпидот, цоизит и биотит ($0,001-0,003\%$), которые накладываются на первично-магматические и метасоматические парагенезисы. В пироксенитах апатитом уже адсорбируется до 92% стронция, а остальные 8% всей суммы элемента входят в состав моноклинного пироксена и амфибола. В отличие от габбро стронций распределяется в пироксенитах с меньшей дисперсией, но отношение $Sr/Ca \cdot 10^3$ здесь также продолжает изменяться в широком интервале (от 0,5 до 11) [Глазунов, 1973]. В ультраосновных породах монополюсными носителями стронция являются карбонаты (до 0,1%) и сопутствующий им тальк, отсюда содержание элемента должно четко коррелироваться с содержанием Ca. В серпентинах и хлоритах, равно как и в магнетитах и ильменитах, содержание элемента ниже границы чувствительности метода.

При сравнении основных пород Саяно-Байкальской области по стронцию нельзя не отметить контрастности содержаний отдельных регионов. Аномально-высокое количество стронция свойственно габброидам Северного Прибайкалья⁴, а минимальное — габбро Восточного Саяна. Причем концентрация в первом районе почти соответствует количеству элемента ($815 \cdot 10^{-4}\%$) в щелочно-оливиновом базальте [A. Engel, C. Engel, 1965]. Величина отношения $Rb/Sr \cdot 10^3$ достигает 22 в габброидах Восточного Саяна и снижается до 18 в Северном Прибайкалье.

Возникает вопрос, чем объясняется общая повышенная стронциеносность габбро Саяно-Байкальской складчатой области и в чем причина различия отдельных массивов по содержанию стронция. Имеется попытка отнести эту особенность за счет ассимиляции габброидной магмой стронцийсодержащих хемогенных пород, через которые она интрузирует. Однако это объяснение нельзя признать удовлетворительным, так как оно находится в противоречии с рядом геологических фактов. Прежде всего отсутствует прямая зависимость между насыщенностью габбро стронцием и площадью развития стронцийсодержащих пород на современном эрозионном срезе. Не наблюдается также обогащения габбро Sr в контакте с известняками [Глазунов, Глазунова, 1973]. Кроме того, сами породы, вмещающие наиболее стронциеносные габброиды (массивы Осередок и Лысан), относительно бедны Sr ($0,0004-0,04\%$).

Нами получен ряд замеров изотопов стронция, которые позволяют сделать необходимые важные выводы. Следует указать, что данные по изотопам достаточно хорошо увязываются с другим геохимическим материалом. Отношение Sr^{87}/Sr^{86} , как известно, является ценным индикатором источника и генетического типа пород и минералов [Faure, Hurley, 1963; Горохов, 1968; Пауэлл, 1969; Stueber, 1969; Фор, Пауэлл, 1974]. По величине отношения Sr^{87}/Sr^{86} габброиды Саяно-Байкальской области делятся на несколько градаций. Их можно расположить в следующий нисходящий ряд: 1) древнейшие габбро-амфиболиты и габбро-диабазы ($0,7126-0,7136$); 2) габбро стратифицированных массивов ($0,7065-0,7096$); 3) основные породы габбро-пироксенитовой формации ($0,7043-0,7054$) (табл. 26).

Особое место занимает группа габброидов, связанных с гипербазиитами, где отмечаются как высокие ($0,7070-0,7091$), так и низкие ($0,7056$) значения Sr^{87}/Sr^{86} . Собственно магматические габбро, действительно свя-

⁴ Протерозойские гранитоиды этого региона также несут повышенное содержание Sr, причем с увеличением фации глубинности количество элемента возрастает. На аномалии Sr в гранитоидах Прибайкалья также обращал внимание А. Александров (1968).

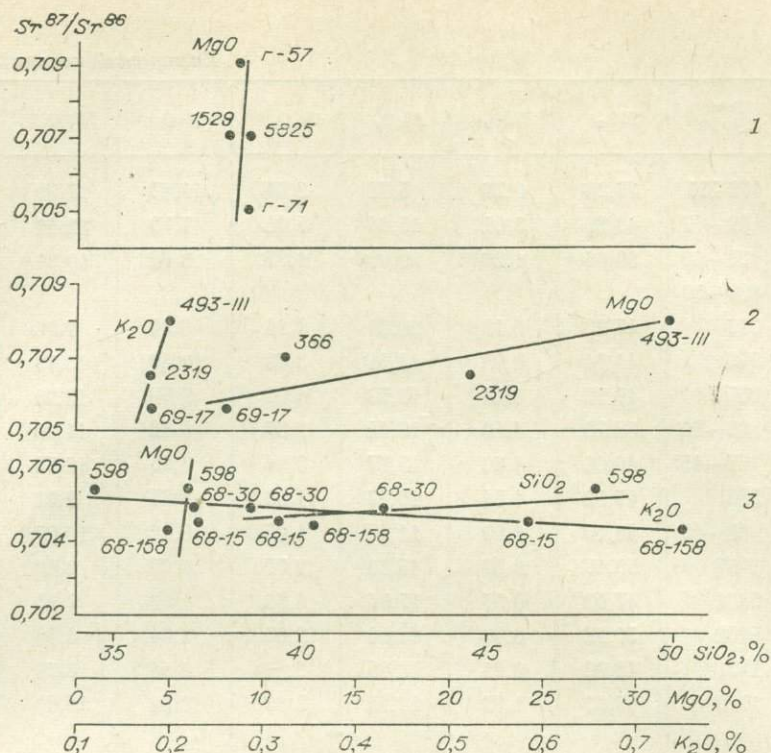


Рис. 45. Соотношение Sr^{87}/Sr^{86} с SiO_2 , MgO и K_2O в габброидах.
 1 — габброиды, связанные с гипербазитами; 2 — габбро-сиенитовая и 3 — габбро-пироксенитовая формации.

занные генетически с гипербазитами, имеют только низкие отношения Sr^{87}/Sr^{86} .

На различных диаграммах выделенные группы занимают обособленное положение. Как видно на рис. 45, 46, в координатах Sr^{87}/Sr^{86} — содержание Sr древнейшие габброиды находятся в поле континентальных базальтов по Фор и Пауэллу (1974), тогда как габбро, ассоциирующие с гипербазитами, располагаются близко к базальтам океанов и образованиям с изначально-мантийным отношением Sr^{87}/Sr^{86} , равным 0,698 [Gast, 1962; Pinson e. a., 1963]. Породы габбро-пироксенитового ряда также не выходят из контура базальтов океана. Другие ассоциации габброидов занимают промежуточное положение.

Если высокие величины Sr^{87}/Sr^{86} в габбро-диабазе и габбро-амфиболитах могут быть частично связаны с процессом регионального метаморфизма, иногда приводящему к возрастанию Sr^{87} [Wassenburg, 1964], то аномалии изотопного отношения в габбро-сиенитовой формации, несомненно, обусловлены явлением глубинной контаминации и вариациями состава родоначального субстрата [Шуколюков и др., 1974]. Следовательно, полученный материал не идет в разрез с выводом о широком размахе гибридизма и контаминации в пределах очагов стратифицированных интрузий. В них отмечается четко выраженная линейная зависимость между весовым содержанием Sr и соотношением Sr^{87}/Sr^{86} (см. рис. 46) при отсутствии такой зависимости в породах габбро-пироксенитовой и габброидах гипербазитовой формаций. Характерно, что эти породы несут в своем составе довольно мало Sr, что, как известно [Фор, Пауэлл, 1974], благоприятно сказывается на контаминации магмы. Кроме того, в них ярко выражена прямая связь Sr^{87}/Sr^{86} с K и Rb/Sr, также указывающая на поступление в базальтовый расплав посторонних кис-

Химический состав габброидов

№ п/п	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	ΣFeO	MnO
1	493-III	37,20	0,77	5,78	3,04	13,47	17,99	0,28
2	69—17	43,36	3,01	15,04	5,44	7,79	12,41	0,22
3	23—19	39,66	1,26	9,00	1,87	8,62	10,30	0,24
4	630—69							
5	366	45,22	0,13	20,81	1,14	6,20	7,23	0,11
6	749а	45,74	0,93	12,91	3,49	10,59	13,73	0,21
7	0670	45,32	1,28	13,76	4,04	9,60	13,24	0,23
8	68—30	38,70	5,12	16,14	2,87	8,62	11,20	0,17
9	68—158	40,06	4,20	15,97	3,94	9,15	12,70	0,23
10	598	47,92	1,54	16,47	1,08	8,25	9,22	0,25
11	68—15	46,10	1,89	11,48	1,05	9,12	10,07	0,16
12	Г-57	50,10	0,87	15,80	2,77	6,68	2,49	0,18
13	5821	47,10	0,57	17,36	4,36	4,03	7,95	0,21
14	5802	50,12	0,46	21,50	2,69	2,34	4,76	0,08
15	Г-71	48,02	0,61	16,65	2,44	6,54	8,74	0,18
16	1529	45,60	1,33	14,44	2,32	8,91	11,0	0,24

Окончание табл. 26

№ п/п	Номер пробы	Rb	Li	K/Rb	Rb/Sr·10 ³	Sr/Ca·10 ³	Sr ⁸⁷ /Sr ⁹⁰
1	493-III	0,0008	<0,0005	212,5	14,5	18,6	0,7080
2	69—17	0,0003	0,0006	500	9,38	3,35	0,7056
3	23—19	0,0008	0,0013	187,5	40,0	1,90	0,7065
4	630—69	0,0034	0,0008	347	56,7		0,7096
5	366	0,0005	0,0005	180	20,0	3,49	0,7070
6	749а	0,0020	0,0144	80	235,3	0,96	0,7136
7	0670	0,0022	0,0020	277,3	53,6	5,24	0,7126
8	68—30	0,0005	0,0013	720	5,0	10,01	0,7049
9	68—158	0,0010	0,0008	620	12,0	8,00	0,7043
10	598	0,0005	0,0027	200	10,0	6,6	0,7054
11	68—15	0,0010	0,0005	190	3,1	3,23	0,7045
12	Г-57	0,0008	<0,0005	662,5	38,1	3,34	0,7091
13	5821	0,0013	0,0003	492,3	4,5	4,50	0,7070
14	5802	0,0015	<0,0005	773,3	7,6	3,18	0,7062
15	Г-71	0,0008	<0,0005	350,0	42,1	2,57	0,7056
16	1529	0,0003	0,0004	200,0	12,0	2,97	0,7070

Примечание. 1—5 — габбро-сиенитовая формация: 1 — клинопироксенит, 2 — габбро (массив Крыжинский), 3 — верлит, 4 — габбро-диорит (массив Осередок); 5 — габбро массива Остюрен, Северо-Восточная Тува, 6, 7 — габбро-диабазовая формация, габбро-амфиболиты Хойто-Онинского массива. 8—11 — габбро-пироксенитовая формация: 8 — керсутитовое габбро (Кедранский массив); 9 — габбро (Подлысанский массив); 10 — габбро (Жайминский массив); 11 — зеленокаменный эффузив (кувайская серия). 12—16 — габброиды, связанные сгипербазитами: 12 — р. Шушь; 13, 14 — р. Голубая; 15 — пегматоидное габбро, Средняя Шушь; 16 — зеленокаменный эффузив, р. Кашкарет.

различных формаций

CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	S	Σ	Sr
4,16	31,72	0,94	0,20	0,26	0,23	0,10	100,15	0,055
13,44	8,04	8,25	0,18	0,13	0,85	0,09	99,84	0,0320
14,83	21,07	0,54	0,18	0,11	2,72	0,01	100,11	0,02
		3,12	1,42					0,060
10,08	11,06	2,15	0,11	0,05	2,36		99,42	0,0250
12,41	9,63	1,86	0,19	0,07	2,02		100,05	0,0085
10,97	8,36	2,46	0,74	0,11	4,03		100,90	0,0410
14,00	6,32	2,85	0,43	1,70	3,02	0,03	99,97	0,10
14,45	4,90	2,60	0,75	1,12	2,58	0,10	100,05	0,0800
10,57	5,99	3,90	0,12	0,64	2,78		99,51	0,0500
13,88	10,90	2,50	0,23	0,23	2,22	0,01	99,77	0,032
8,39	8,64	3,23	0,64	0,08	3,07	Сл.	100,45	0,020
9,04	9,20	3,37	0,77	0,02	4,02	0,15	100,2	0,029
8,68	4,74	4,59	1,40	0,02	3,72		100,34	0,0197
10,37	9,16	2,85	0,34	0,04	3,15	Не обн.	100,35	0,019
11,79	8,15	2,53	0,07	0,08	4,15	0,05	99,66	0,025

лых продуктов. В пределах габбро-пироксенитовой ассоциации ни одно из этих соотношений не выдерживается. Более того, концентрация К в них даже снижается по мере роста параметра Sr^{87}/Sr^{86} . Габброиды этого ряда выделяются также гомогенизованностью значений Sr^{87}/Sr^{86} , что свидетельствует о замкнутости Rb—Sr системы, достаточной однородности состава магмы и принадлежности ее к производным мантии, слабо изменившим свой состав в коровых условиях. Габброиды гипербазитовой

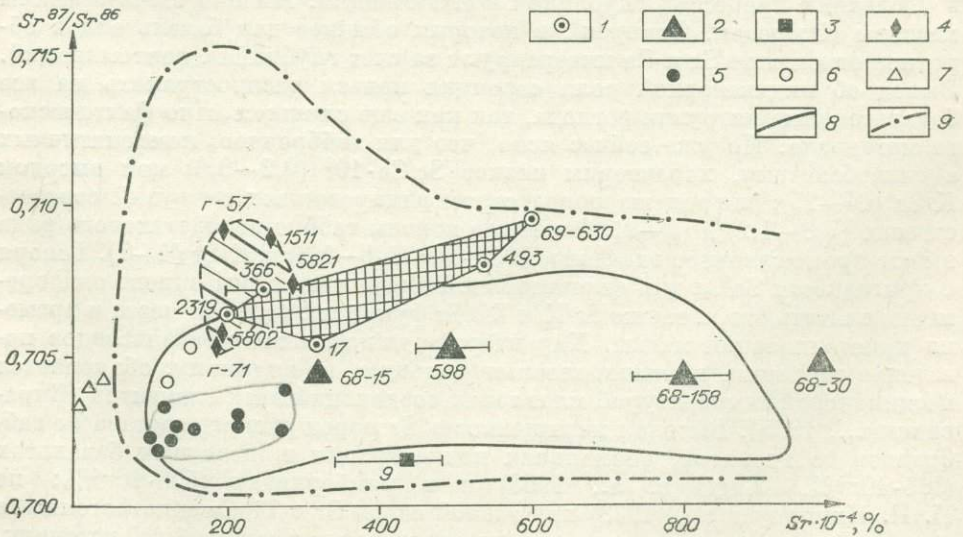


Рис. 46. Соотношение Sr^{87}/Sr^{86} и содержания Sr.

Основные породы: 1 — габбро-сиенитовой, 2 — габбро-пироксенитовой и 3 — габбро-перидотитовой формации, 4 — связанные с гипербазитами, 5 — базальты, 6 — амфиболиты океанов, 7 — перидотиты океанов. Поле базальтов: 8 — океанов, 9 — континентов (5—9 — по Фору, Пауэлл, 1974; Бонатти и др., 1973; Харт, 1973).

и габбро-перидотитовой ассоциаций имеют менее постоянную величину Sr^{87}/Sr^{86} . О типичном мантийном источнике габбро могут говорить только низкие величины Sr^{87}/Sr^{86} . Характеристики габбро, комплементарных гипербазитам, изменяющиеся в пределах 0,7060—0,7090, несомненно, указывают на формирование части пород по пути палингенеза и метасоматоза, чем и объясняются некоторые аномалии в них Li и Rb. Породы этого типа по отношению изотопов стронция приближаются к океаническим базальтам, тогда как породы габбро-пироксенитовой формации больше тяготеют к щелочным базальтам современных островов (Sr^{87}/Sr^{86} —0,703—0,706; Горохов, Варшавская, 1972).

В итоге отметим следующее. Распределение Sr и ряда сопутствующих ему элементов достаточно четко отражает главные моменты химической эволюции габброидной магмы во времени. При корреляции идентичных типов пород из массивов разного возраста, но лежащих в пределах одной структурной зоны, устанавливается от древних к молодым интрузиям заметное возрастание концентрации стронция и отношения Sr/Ca при снижении величины отношения Rb/Sr. Сейчас не представляется возможным однозначно объяснить особенности распределения элемента в разновозрастных габбро. Возможно, подмеченная контрастность содержания элемента отражает главные этапы геологической эволюции базальтового вещества во времени. Эта тенденция обогащения стронцием все более молодых по возрасту интрузий в общем виде повторяется в осадочном цикле стронция в ходе развития Земли [Виноградов и др., 1952]. Но одна из основных причин изменения содержания стронция и рубидия в габбро заключается в глубинной контаминации, усиленной закономерным сдвигом изотопного состава земного стронция в сторону обогащения Sr^{87} за счет распада Rb^{87} в процессе эволюции. Габброиды Саяно-Байкальского региона отличаются повышенным содержанием стронция. По величине валовой концентрации габброиды Северного Байкала занимают ведущее место в ряду аналогичных пород Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау, что увязывается с высокой стронциеносностью большинства гранитоидов этого региона. Изотопная характеристика габброидов (Sr^{87}/Sr^{86}) возрастает в обратном направлении от Северного Байкала к области Саянских байкалит, указывая тем самым, очевидно, на более широкое проявление в последних процессах глубинной контаминации. Именно здесь описаны массивы (Осередок, Остюрет), в которых обычное для базальтоидов обратное отношение Sr и Ca инверсируют за счет глубинных контаминаций. Вывод об индикаторной роли стронция нельзя распространить на все базальтоидные интрузии региона, так как еще слишком мало фактического материала. Но уже сейчас ясно, что для габброидов, комагматичных с гипербазитами, характерны низкое $Sr/Ca \cdot 10^2$ (0,2—0,6) при высоком K/Sr (14—25); для тех же пород стратифицированных интрузий соответственно (0,8—1,2) и (5—9). Основные породы габбро-перидотитового ряда имеют промежуточное значение $Sr/Ca \cdot 10^2$ (1,1—1,3) и K/Sr (4—7). Говоря о пригодности Sr/Ca для формационной диагностики, мы вправе одновременно считать его, а также Sr/K и Rb/Sr функцией условий места и времени кристаллизации магмы. Характерное для типичных базальтоидов поведение стронция, противоположное кальцию, по-видимому, объясняется неодинаковой температурой плавления соединений этих элементов [Справочник..., 1965]. Высокая насыщенность Sr пород разного состава от габброидов до графитов, аномальная концентрация в щелочных базальтах ($845 \cdot 10^{-4}\%$, Engel e. a., 1965) и в кимберлитах ($500 \cdot 10^{-4}\%$; по И. П. Илущину и др., 1978) при тесной связи Sr с Ti, Ca и петрогенными щелочами — все это дает право прогнозировать для Sr мантийный источник.

В целом можно полагать, что рассчитанная для Сибири величина распространенности стронция в габброидах с известными приближениями отражает концентрацию элемента в субстрате, подстилавшем в прошлом сиалическую оболочку.

2.13. РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Габброиды южного обрамления Сибирской платформы генетически связаны с различными формациями (гипербазитовой, габбро-пироксенитовой, габбро-сиенитовой и габбро-диабазовой). Поэтому можно ожидать, что распространенность редкоземельных элементов (РЗЭ) в габбро несет информацию, отражающую специфику состава родоначальной магмы. Изучение геохимии РЗЭ, кроме того, позволяет расшифровать процессы дифференциации и кристаллизации [Хэскин и др., 1968; Герасимовский и др., 1971, 1972; Балашов, 1976; Haskin e. a., 1968] глубинной эволюции [Бородин, Осокин, 1972] или составить представление о режиме метасоматоза [Бородин, 1960; Росс, 1972] и характере гибридизма [Балашов, 1968].

В работе приводятся первые сведения о РЗЭ в габбро четырех формаций Сибири (табл. 27). Анализ выполнен методом бумажной хроматографии [Варшал и др., 1963] с заверкой методом радиоактивационного анализа.

По среднему содержанию РЗЭ габброиды различных формаций можно разделить на четыре группы, расположенные в следующей последовательности: 1) габбро-пироксенитовая, в частности основные породы Ti—Zr—Nb геохимического подтипа; 2) габбро-сиенитовая; 3) габбро-диабазовая и габбро-перидотитовая; 4) габбро, ассоциирующие с гипербазиитами.

Содержание РЗЭ в габбро габбро-пироксенитовой формации варьирует от 85 до $340 \cdot 10^{-4}\%$. При этом с ростом концентрации РЗЭ увеличивается относительное содержание легких лантаноидов, что типично для перераспределения РЗЭ при фракционной кристаллизации магматических расплавов. В целом все габбро ассоциации обогащены легкими лантаноидами относительно хондритов. Это, вероятно, связано с высокой железистостью пород и обогащенностью магмы щелочными элементами в сравнении с океаническими толеитами.

Таблица 27

Распределение редкоземельных элементов в габброидах различных формаций Сибири

Элемент	1	2	3	4
La	3,4	30,0	15	10
Ce	5,6	69	32	26
Pr	0,9	10	4	3
Nd	4,5	38,6	19,6	14,3
Sm	1,8	11,8	4,9	4,5
Eu+Gd	2,7	19,7	5,5	5,9
Dy	2,0	10,6	5,8	5,4
Ho	—	1,9	—	—
Er	1,0	6,7	4,3	—
Y	6,1	40	17	23
$\Sigma TR \cdot 10^{-4} \%$	$\frac{20-40}{30}$	$\frac{100-400}{30}$	$\frac{80-200}{100}$	$\frac{100-120}{100}$
Число проб	7	10	6	6

Примечание. Формации: 1 — габбро-перидотитовая, 2 — габбро-пироксенитовая, 3 — габбро-сиенитовая, 4 — габбро-диабазовая.

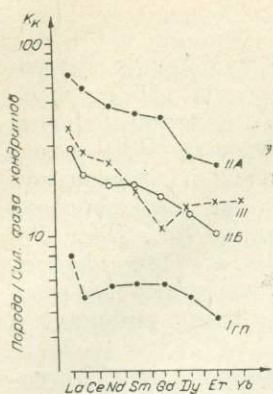


Рис. 47. Распределение РЗЭ в габбро габбро-перидотитовой (I), габбро-пироксенитовой (II, A и II, B) и габбро-сиенитовой (III) формаций. Данные нормированы по содержанию РЗЭ в силикатной фазе хондритов [Балашов, 1976]. К — коэффициент концентрации.

В отличие от предыдущей формации, где габбро является поздним членом единой комагматической серии, начинающейся ультрабазитами [Глазунов, 1975], габбро в габбро-сиенитовой формации относится к ранней фазе. Высокое содержание РЗЭ ($110 \cdot 10^{-4}\%$) и обогащение легкими лантаноидами свидетельствует о повышенной щелочности и более дифференцированном составе исходной магмы. По сравнению с габбро других формаций рассматриваемые основные породы характеризуются (рис. 47), кроме того, заметным относительным обогащением тяжелыми лантаноидами (Dy — Yb), что в общем типично для пород ранних этапов кристаллизации. Поскольку коэффициент распределения тяжелых лантаноидов в пироксенах — 1, это приводит к относительному накоплению тяжелых РЗЭ в фазах ранних этапов кристаллизации.

Габбро-диабазы и габбро-амфиболиты, в сущности, представляют собой слабо или почти недифференцированные базальтовые дайки состава континентальных толеитов и поэтому в Сибири и в других районах они характеризуются типичными для них концентрациями РЗЭ ($85—100 \cdot 10^{-4}\%$) при небольшом обогащении легкими лантаноидами по отношению к хондритам. Как видно из рис. 48, габбро-диабазы и габбро-амфиболиты тождественны диабазам толеитового состава других районов, но уступают по степени обогащения лантаноидами щелочным диабазам. Следует подчеркнуть, что из-за «примитивности» (недифференцированности) состава габбро-диабазы заметно отличаются от своих аналогов из дифференцированных серий монотонностью распределения состава РЗЭ (в сравнении с хондритами). Габбро дифференцированных серий избирательно обогащаются средними легкими или тяжелыми лантаноидами, а также часто имеют избыточное, либо дефицитное содержание европия в зависимости от положения габбро в комагматической серии [Балашов, 1976]. В этом принципиальное отличие габбро-диабазов от габбро трех предыдущих магматических серий. При интенсивном метаморфическом преобразовании габбро-диабазов в габбро-амфиболиты, вероятны случаи их взаимодействия с окружающей средой, что в ряде случаев приводит к искажению первоначального Sr^{87}/Sr^{86} в габбро-амфиболитах.

Основные породы габбро-перидотитовой формации отличаются низкой концентрацией РЗЭ ($17—35 \cdot 10^{-4}\%$) при относительном обогащении средними лантаноидами (Sm — Nd). Специфическое обогащение пород лантаном может рассматриваться как признак частичной контаминации. Вероятность последнего подчеркивается повышенными значениями отношения Sr^{87}/Sr^{86} в этих породах [Глазунов и др., 1976]. Сопоставление основных пород габбро-пироксенитовой и габбро-перидотитовой формаций свидетельствует о резком различии содержания РЗЭ между ними. По уровню концентрации РЗЭ габбро-перидотитовая формация более отвечает меланократовым магнезиальным магмам, нередко кристаллизующимся в виде стратифицированных комплексов на щитах (Мончегорский плутон; Бушвельд) [Балашов, 1976]. В то же время основные породы габбро-пироксенитовой формации характеризуются концентрацией РЗЭ, типичной для базальтовых магм складчатых зон. Основные породы, сопровождающие гипербазиты, несут минимальное содержание РЗЭ ($25—27 \cdot 10^{-4}\%$) среди всех рассматриваемых ассоциаций.

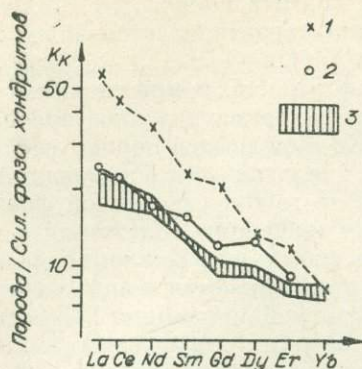


Рис. 48. Распределение РЗЭ в габбро-диабаззах.

1 — Мончегорский плутон, 2 — Восточный Саян, 3 — поле составов РЗЭ диабазов различных районов [по Балашову, 1976].

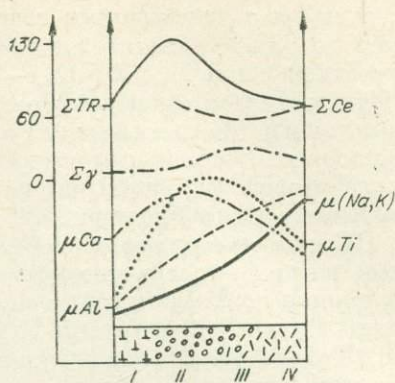


Рис. 49. Распределение редкоземельных элементов (ΣTR) в метасоматической колонне габбро-пироксенитовых массивов.

I — вебстериты, II — клинопироксениты, III — то же, амфиболизированные, IV — горнблендиты. μ — химические потенциалы элементов.

В габбро-пироксенитовых массивах наиболее высокое содержание РЗЭ приходится на плагиоклазиты и апатитовые габбро ($PЗЭ = 100-140$; $\Sigma Ce / \Sigma Y = 5,68$). Минимум РЗЭ приходится на вебстериты и серпентиниты. Промежуточное положение занимают клинопироксениты. Отсюда как будто бы следует вывод относительно ведущего значения при распределении РЗЭ фактора дифференциации, но в рассматриваемом примере картина осложняется наложенными процессами метасоматоза. Действительно, в ряде проб клинопироксенитов концентрация РЗЭ также поднимается до $120 \cdot 10^{-4}\%$. Кристаллизация клинопироксенитов, происходящая при высоком потенциале CaO , сопровождается заметным накоплением РЗЭ и в том числе элементов цериевой группы ($\Sigma Ce = 72,0$) (рис. 49). Возрастание ΣCe здесь связано присутствием перовскита и сфена, часто обогащенных РЗЭ [Минеев, 1968]. Параллельно с изменением состава растворов с кальциевых (в главную стадию кристаллизации клинопироксенитов) на кальциево-натровые в стадию амфиболизации повышается концентрация ΣY и снижается ΣCe (до 55). Следовательно, метасоматический процесс, освещенный ранее при описании габбро-пироксенитов [Глазунов, 1975], оказывает заметное влияние на характер распределения РЗЭ в пироксенитах. Отмеченная картина метасоматической зональности и распределение РЗЭ находит много общего со стадийностью образования пироксенитов щелочно-ультраосновной формации, также обогащенных РЗЭ [Бородин, 1965; Росс, 1972]. По Л. С. Бородину (1965), пироксениты и пироксениты магматического и метасоматического генезиса хорошо различаются по содержанию РЗЭ. Магматические пироксениты и рудные бесперовскитовые перидотиты характеризуются высоким содержанием иттрия (20—30% от суммы РЗЭ) и повышенным значением Nd/La (1,5—3). В изучаемых метасоматических пироксенитах, содержащих перовскит, ΣY чаще не превышает 10%, относительных, а величина Nd/La ниже 1,5. Отсюда следует, что клинопироксениты габбро-пироксенитовой формации и по характеристикам РЗЭ расположены ближе к метасоматическим образованиям. Несколько повышенный уровень в них Nd/La объясняется смещением отдельных элементов РЗЭ при последующей амфиболизации. Важно указать, что низкие величины ΣY и Nd/La также заставляют объяснять с позиции метасоматоза генезис некоторых пироксенитов габбро-пироксенитовой формации (массив Осередок).

В основных породах габбро-пироксенитовой формации РЗЭ накапливаются главным образом в апатите, где концентрация достигает 0,3%.

Так, в габбро с повышенным содержанием апатита количество РЗЭ возрастает до 0,03%. Апатитовое габбро обычно характеризуется более высоким отношением $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ (5,4—5,7) и La/Y (1,2—1,7).

Таким образом, основные породы разных формаций Сибири несут как цериевые, так и иттриевые спектры РЗЭ, но обнаруживается заметное преобладание первых. Аномальным содержанием РЗЭ выделяются породы габбро-пироксенитовой формации по сравнению с аналогичными образованиями гипербазитовой, габбро-перидотитовой и даже габбро-сиенитовой формаций. По этим признакам они обнаруживают тенденцию сближения с породами щелочно-ультраосновной формации платформ. Клинопироксениты формации по сумме и соотношению РЗЭ приближаются к аналогичным породам Гулинской интрузии Меймеча-Котуйской провинции [Бородин, 1960]. Редкие земли концентрируются в поздних производных магмы (плагиоклазиты); т. е., как и в ряде других габброидных интрузий [Haskin, Haskin, 1968], в массивах габбро-пироксенитовой формации наблюдается накопление РЗЭ по мере и дифференциации и кристаллизации. Но основной вклад в концентрирование РЗЭ вносит процесс метасоматического образования клинопироксенитов, что обнаруживается резким всплеском содержания и появлением минерала-концентратора РЗЭ — перовскита. Важно отметить, что клинопироксениты отличаются существенно цериевым составом РЗЭ, которым также обладают карбонатиты из щелочно-ультраосновных массивов, тесно связанные с процессом метасоматоза [Бородин, 1960]. Ограниченные масштабы процесса метасоматоза в породах габбро-пироксенитовой формации, возможно, были одними из препятствий для накопления такого количества РЗЭ, которое характеризует породы щелочно-ультраосновной формации [Кухаренко, 1958]. Низкое содержание РЗЭ и особенно La в габбро, ассоциирующих с гипербазитами, является еще одним аргументом в пользу комагматичности этих пород.

2.14. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ К ГЕОХИМИИ И СОПОСТАВЛЕНИЮ

Изучение геохимии редких и рудных элементов с применением различных, в том числе статистических методов, дало возможность наметить ряд типичных диагностических характеристик, дополняющих петрохимические данные, а также сравнить отдельные природные ассоциации, имеющие сближенные или перекрывающие признаки.

Подтверждается правомерность выделения новой химической категории — геохимического типа. Особенно эффективным является выделение геохимических типов для случаев конвергентного сходства пород. При выделении геохимических типов следует ориентироваться не только на средние содержания характерных элементов в породах, но учитывать и химизм первичных минералов, сохранивших мотивы «кристаллохимической памяти» из наиболее глубоких условий. К ним относится прямая корреляционная связь Cr и Ti в оливине и энстатите, парагенезис ильменита и хромшпинелида, высокие значения Ni/Co в породах, изотопное смещение углерода ($\delta^{13}\text{C}$), близкое к таковым в алмазах, карбонатитах и метеоритах, большие величины ($\approx 0,1$) коэффициента концентрации Cr и Ti в силикатах, указывающие на изоморфную позицию этих элементов в кристаллической решетке, преобладание в составе энстатита Al^{VI} координации. Естественнее всего поддаются химическому подразделению ультраосновные породы. Что же касается габброидов, то типизация их встречает затруднения из-за многообразия состава.

Среди гипербазитов пока под условным названием нами выделяются следующие геохимические типы и подтипы [Глазунов, 1976, 1977].

1 — **магнезиальный**, включающий типичные шпинелевые перидотиты, разделенные на подтипы: а) хромистый (Cr); б) хромисто-платиновый (Cr—Pt); в) золото-платиновый (Au—Pt) (см. табл. 2).

Распространенность элементов ($n \cdot 10^{-40\%}$) и их отношения в ультраосновных породах различных типов

№ п/п	Cr	Ti	Ni	Co	Zr	Nb	K	Rb	K/Rb	Ni/Co	Cr/Ti	Mg/Fe	Число проб
1	4000	1100	1750	80	12	2,3	300	1,6	187	22	3,6	6—8	500
2	4700	3800	830	140	10	4	1500	3,2	469	5,9	1,2		50
3	7000	1500	770	100	10	2	1600	3,3	485	7,7	4,7	8—11	
4	2750	220	2000	110	2,1	0,6	96	0,4	240	18	12,5	9—12	1100
5	2700	600	780	121			208	0,5	416	6,5	4,5	7—8	140

Примечание. 1—железистый геохимический тип, шпинель-гранатовые перидотиты из кристаллических пород (Сибирь, Чехия); 2, 3 — промежуточный геохимический тип: 2 — шпинель-гранатовые и 3 — гранатовые перидотиты из ксенолитов в кимберлитах Якутии; 4, 5 — магнезиальный геохимический тип: 4 — альпинотипные перидотиты и 5 — перидотиты оксанов. 2, 3 — по Н. В. Соболеву (1974); 5 — по Л. В. Дмитриеву (1972).

II — **железистый**, объединяющий древнейшие гипербазиты, залегающие среди гнейсов щитов и доколя платформ.

Эти типы подразделяются на подтипы: а) палладий-никелистый (Pd—Ni); б) хром-титанистый (Cr—Ti); в) углеродистый (C) предположительно с алмазами. Наряду с этим, по-видимому, может быть выделен промежуточный магнезиально-железистый тип, объединяющий ультраосновные породы из включений в кимберлитах.

В результате геохимического изучения пород вырисовывается следующая обобщенная характеристика гипербазитов (табл. 28).

Гипербазиты магнезиального типа кроме высокого отношения Mg/Fe (9—12) и Cr/Ti (12,5) отличаются низкой концентрацией Ti (0,022%), K (0,0096%), Rb (0,00004%), Sr и Zr (0,00021%). Массивы хромистого геохимического подтипа имеют те же характеристики, но несут больше рассеянного Cr (до 0,5%) при низком значении Ti (0,003%), что обеспечивает им максимально высокие характеристики Cr/Ti (до 150). Большинство массивов этого подтипа тяготеет к зоне влияния кратона или сосредоточено около крупных выступов доколя платформ. Степень их дифференциации не выходит за рамки ультраосновных производных, тогда как в массивах Cr—Pt подтипа фракционирование выше и может завершаться выплавлением габброидов.

Своеобразием гипербазитов Au—Pt подтипа является наличие микровключений золота.

Как известно, альпинотипные гипербазиты объединяют с вулканитами и хемогенными осадками в состав единой офиолитовой формации.

Сопоставление концентраций ряда характерных элементов, их соотношений в неизменных перидотитах магнезиального типа и сопровождающих их габброидах магматического ряда обнаруживают достаточно выдержанное соответствие состава (рис. 50), что служит еще одним подтверждением комагматичности [Зимин, 1973] и генетической связи этих пород. Для решения вопроса геохимического соответствия перидотитов и габброидов с эффузивами нужны дополнительные исследования.

Все породы, принадлежащие гипербазитам железистого типа, выделяются повышенным значением Fe, Al (до 2%), Ti (0,11%), низким Mg/Fe (6-8) и Cr/Ti (3,6) при повышенном K (0,03%), Rb (0,00016—0,0002), Zr (0,0012). Характерным для них является преобладание Pd над Pt, а также тесная корреляция в породах и минералах (оливин, энстатит) Cr и Ti, которая не обнаруживается в гипербазитах других геохимических типов, но свойственна тем же породам из включений в кимберлитах. Можно указать на ряд других геохимических признаков, свойственных этому типу (табл. 29), — высокая величина коэффициента концентрации Ti и Cr и

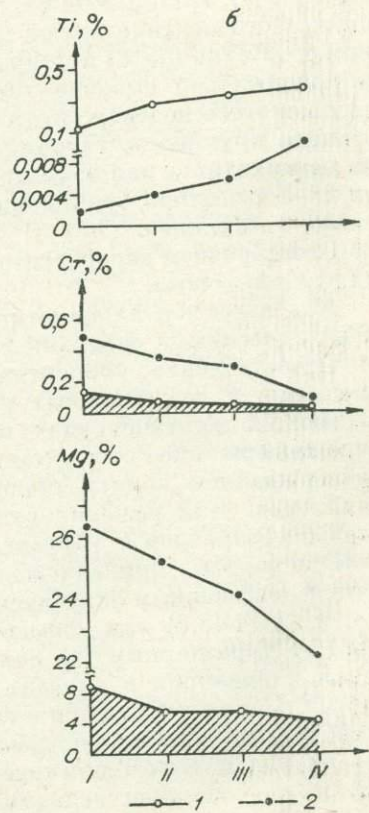
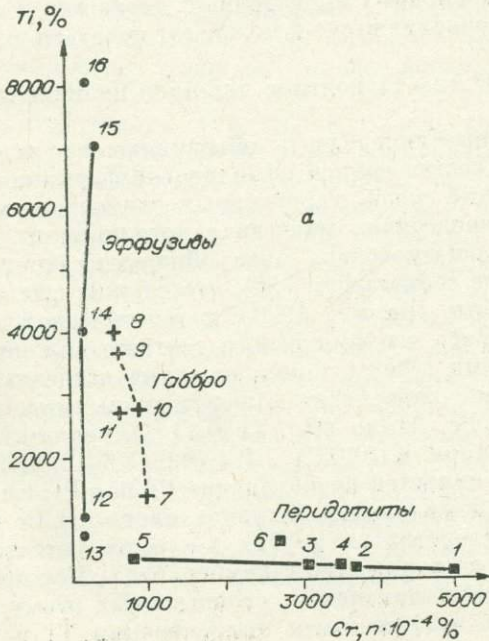
№ п/п	Коэффициент концентрации в оливине, $K = \frac{C_{\text{минер}}}{C_{\text{метеор}}}$		Оливин				
	Cr	Ti	Cr	Ti	Ni	Значимый коэффициент корреляции Cr и Ti	CaO
							CaO + MgO
1	0,10	0,14	$\frac{0,027}{0,007-0,04}$ 0,09	$\frac{0,035}{0,012-0,05}$ 0,014	0,48	+0,90	$\frac{0,28}{0,1-0,35}$ 0,89
2	0,36	0,056	$\frac{0,002-0,17}{0,046}$	$\frac{0,002-0,17}{0,01}$	0,15	+0,45	$\frac{0,74}{0,2-2,0}$
3	—	—	$\frac{0,011-0,06}{0,005}$	$\frac{0,0-0,013}{0,0054}$	—	—	0,74
4	0,02	0,022	0,005	$\frac{0,003-0,01}{0,003}$	0,3	-0,60	$\frac{11}{0,8-1,9}$ 3,02
5	0,024	0,012	$\frac{0,006}{0,004-0,009}$ 0,17	$\frac{0,002-0,008}{0,002-0,008}$	0,25	-0,70	$\frac{1,5-9,2}{0,13-0,2}$
6	0,68	—	—	—	0,39	—	—

Примечание. 1 — перидотиты из гнейсового цоколя Сибирской платформы (AR—PR), — 3 — минералы, включенные в алмазы; 4 — гипербазиты (перидотиты) офиолитового ряда (магне-Каряевского складчатого пояса [Шинус и др., 1973]; 6 — перидотиты из включений в базальтах Глазунову и др., 1973; 2, 3 — по Соболеву, 1974.

CaO/CaO + MgO в оливине, Cr/Cr + Al в энстатите и хромшпинелиде [Глазунов, 1976].

Выделенные геохимические типы континентальных гипербазитов не являются случайными категориями. Аналоги их могут быть найдены на

Рис. 50. Соотношение хрома и титана в перидотитах, габбро и вмещающих эффузивах. а — массивы: 1, 7, 12 — Осинский; 2, 8, 13 — Куртушубинский; 3, 14 — Борусский; 4, 10 — Ольхонский; 5, 9, 15 — Идар; 6, 11, 16 — Срединно-океанический хребет [Дмитриев, 1973]. б — массивы: I — Осинский, II — Куртушубинский, III — Борусский и IV — Идарский. 1 — габбро, 2 — перидотиты.



минералов ультраосновных пород, вес. %

Энстатит			Хромшпинелид		
$\frac{Cr}{Cr+Al}$ (Форм. ед.)	Al_2O_3	Cr/Ti	Al_2O_3	MgO	TiO ₂
$\frac{20,5}{7,7-33}$	$\frac{1,28}{0,72-1,55}$	$\frac{5}{3,5-9}$	$\frac{3,16}{0,5-12}$	$\frac{5}{3-7}$	$\frac{0,18}{2,20}$
$\frac{25,7}{10-41}$	$\frac{0,72}{0,33-1,11}$	$\frac{2,8}{0,5-4}$	$\frac{9,20}{6,4-15,6}$	$\frac{11,8}{10-15,6}$	$\frac{0,15-6,4}{0,14}$
$\frac{25,2}{10-37}$	$\frac{0,69}{0,62-0,97}$		$\frac{5,4}{3,2-6,9}$	$\frac{10,5}{0,5-16,4}$	$\frac{0,09-0,16}{0,04}$
$\frac{19,2}{14-25}$	$\frac{2,22}{2-2,00}$	$\frac{22,5}{8-40}$	$\frac{12,8}{8-15}$	$\frac{6}{4-9}$	$\frac{0,01-0,07}{0,01-0,07}$
$\frac{17,8}{11-36}$	$\frac{2,39}{4,36-17}$	$\frac{10,3}{9-13}$	$\frac{30,5}{27-36}$		
$\frac{6,5}{5-8}$	$\frac{4,5}{3-5}$	$\frac{3,0}{3,0}$	$\frac{47,5}{47,5}$	$\frac{20,5}{20,5}$	$\frac{0,25}{0,25}$

— железистый тип; 2 — шпинель-гранатовые перидотиты из включений в кимберлитах Якутии; знаальный тип) складчатого обрамления юга Сибирской платформы; 5 — гипербазиты Анадырь-Минусы [Кутюлин, 1972]. В числителе — среднее, знаменателе — колебание содержания. 1, 2 — по

территории Центральной Азии [Немцович, 1972], в Казахстане и Средней Азии [Ведерников и Будай, 1970] и в других районах [Кицул, Кошыллов, 1973]. Два типа гипербазитов с близкими условиями залегания и чертами геохимии выделяются в Южной Японии (зона Самбогава) и на о-ве Хоккайдо (зона Хидака) [Kuroda e. a., 1967].

Характеристики, отвечающие гипербазитам железистого типа, выдерживаются в гипербазитах, залегающих среди древних толщ Чешского массива [Fiala, 1966], Норвегии [Bennett, 1974] и Индии (по В. М. Моралеву). Два геохимических типа гипербазитов возможно имеют место на Урале, но этот вопрос требует уточнения. Точно так же считается неясной систематика гипербазитов Альпийского пояса. Однако если брать для сопоставления массивы Северо-Востока СССР, то по ряду признаков они приближаются к гипербазитам магнезиального ряда. К этой же группе тяготеет большинство лерцолитов из включений в базальтах Прибайкалья.

Сравнительный анализ показывает, что гипербазиты срединно-океанических хребтов [по Дмитриеву, 1973] по геохимическим признакам занимают промежуточное положение между идентичными породами выделенных геохимических типов, хотя по K, Rb, Sr и Cr/Ti обнаруживают некоторое смещение состава в сторону пород магнезиального типа.

Габбро-пироксенитовая ассоциация, отнесенная к Fe—Ti — редкометалльному геохимическому типу, принадлежит к одному из наиболее своеобразных ультрамафических проявлений. Основные черты ее геохимии выражаются в аномальной обогащенности пород всей серии Ti, Fe, V, в относительно высоком содержании Al, Na, а также Sc, Sr, низком значении Ni, Cr, Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ (табл. 30). Накопление щелочей сопровождается заметным концентрированием Zr, Nb, Ta, TR до уровня, превышающего их содержание в нормативном базальте и гипербазите, что позволяет выделить среди данной категории следующие геохимические подтипы: Fe—Ti—V, Ti—Zr—Nb.

Особенности распределения петрогенных и рассеянных элементов в породах и минералах подчеркивают различие габбро-пироксенитовой ассоциации с габбро-пироксенит-дунитовой, габбро-сиенитовой, габбро-

Распространенность элементов ($n \cdot 10^{-4} \%$) в габброидах различных геотимических типов

№ п/п	Ti	V	Zr	Cr	Ni	K	Rb	Sr	Ti/Cr	Ni/Co	K/Rb	Sr/Ca	Rb/Sr	Число проб	Sr^{87}/Sr^{86}
1	31 000	320	300	150	120	6200	10	880	207	3,0	620	0,011	0,011	62	$\frac{0,7043-0,7054}{0,7047}$
2	3 300	218	70	550	267	2600	7	240	6	4,2	371	0,0025	0,03	24	$\frac{0,7030-0,7050}{0,7040}$
3	7 300	176	44	98	41	5525	12	770	74	1,3	433	0,01	0,015	84	$\frac{0,7056-0,7080}{0,7074}$

Примечание. 1 — железо-титанисто-редкометалльный (габбро-пироксенитовая ассоциация); 2 — хромисто-низкохромистый (габброида магматического ряда, генетически связанные с гипербазитами); 3 — титанистый геотимический тип (габбро-сиенитовая и габбро-норитовая ассоциации).

диабазовой (табл. 31) и тем более с гипербазитовой. Даже с близкими по составу массивами габбро-перидотитового ряда они имеют больше черт различия, чем сходства. Некоторые массивы, близкие петрографически, не могут считаться ни возрастными, ни генетическими аналогами габбро-пироксенитовой ассоциации хотя бы потому, что не несут свойственной ей богатой титановой минерализации и редкометалльной специализации. Вместе с тем последняя наряду с другими признаками несколько сближает ее со щелочно-ультраосновными и щелочно-базальтовыми интрузиями.

Повышенная титаноносность является одним из общих признаков, свойственных габбро-пироксенитовой, с одной стороны, и габбро-сиенитовой, габбро-норитовой и габбро-лабрадоритовой ассоциациям, с другой. Если взять для примера интрузивы Кольского полуострова (Цагинский, Кейв, Колмозеро и др.), то можно заметить, что последние представлены однофазными лополитообразными трещинными телами, локализованными в зонах глубинных разломов в обрамлении подвижных поясов. Несмотря на, казалось бы, близкий минеральный состав, для габбро-лабрадоритовой формации характерна высокая насыщенность Al, Ca, Na, V и резкий дефицит Mg. Обнаруживается также относительно невысокое содержание Fe, Ti, Si и обедненность пород Cr, Ni, Co [Юдин, 1970]. Соответствующие породы щелочно-габброидной формации выделяются более высоким количеством Nb, Ta и других редких элементов [Кухаренко и др., 1969]. Титаноносный габбро-норитовый комплекс, например, в Енисейской кряже [Корнев и др., 1974] или на Кольском полуострове по тем же чертам нельзя идентифицировать с габбро-пироксенитовой и габбро-сиенитовой ассоциациями. В то же время габбро-пироксенитовые массивы Сибири имеют ряд близких признаков с массивами Кусинско-Копанской полосы Южного Урала и габбро-пироксенитовыми массивами Среднего Урала, такими как Качкарский [Москалева, 1963], хотя они несут на себе отпечаток менее глубокого метаморфизма и содержат боль-

Статистические параметры окислов петрогенных элементов в основных породах

Окисел	1		2		3		4		5	
	\bar{X}	S^2	\bar{X}	S^2	\bar{X}	S^2	\bar{X}	S^2	\bar{X}	S^2
SiO ₂	45,82	14,11	48,43	2,19	46,51	4,62	39,29	29,78	50,11	4,88
TiO ₂	1,62	1,70	1,48	0,37	2,00	0,32	5,10	4,29	1,70	1,25
Al ₂ O ₃	16,81	21,37	15,35	1,88	14,12	0,96	13,19	6,64	15,80	1,46
Fe ₂ O ₃	4,45	12,75	3,59	2,62	5,29	6,85	3,94	7,06	3,51	2,22
FeO	6,74	9,31	9,39	3,80	11,43	1,83	10,35	5,35	6,95	1,71
MnO	0,17	0,012	0,19	0,01	0,20	0	0,17	0,002	0,20	0,005
MgO	8,71	22,98	6,18	1,54	5,85	0,85	7,25	5,74	6,53	3,20
Na ₂ O	2,08	0,78	2,18	0,37	2,20	0,12	2,37	1,16	2,43	1,02
K ₂ O	0,57	0,21	0,73	0,22	0,39	0,02	0,75	0,16	0,73	0,17
П. п. п.	1,14	0,67	—	—	0,85	0,13	6,03	17,32	—	—
P ₂ O ₅	0,41	0,16	0,13	0,02	0,15	0,009	0,72	0,35	—	—

Примечание. Ассоциации: 1 — габбро-сиенитовая (кизирский комплекс Восточного Саяна, по Богатинову, и патынский комплекс Кузнецкого Алатау и Горной Шории, по Ильенку; 2 — траппы Сибирской платформы (по Кутолину); 3 — габбро-диабазовая (Мало-Тагульский и другие массивы); 4 — габбро-пироксенитовая [Глазунов, 1975]; 5 — габбро-перидотитовая, Чайский массив [Лесно, 19726].

ше щелочей, Nb и PЗЭ, чем уральские. Все эти признаки подчеркивают своеобразие химизма и самостоятельность выделенной ассоциации и геохимических подтипов.

Для габброидов стратифицированных массивов по сравнению с породами габбро-пироксенитовой группы типично пониженное содержание Ti, V, Cr, Ni, Ni/Co, Ti/Cr, Ti/V (табл. 32). Можно указать на высокую дисперсию содержания Fe, Mg, Al (см. табл. 31), отражающую процесс далеко зашедшего фракционирования. По особенностям химизма они сопоставляются с аналогичными образованиями Скергарда, отчасти Бушвельда и других базальтоидов [Эрланк, 1972]. По редким элементам стратифицированные габброиды формально сопоставимы с траппами древних платформ, но отличаются высоким значением K, Sr, K/Rb и Ti/Cr. Пониженная относительно траппов концентрация редких щелочей (Li и Rb), очевидно, свидетельствует о неустойчивости газового режима плутонов, формирующихся в складчатых областях. Что касается сравнения с базальтами океанов, то последние интенсивнее насыщены Cr, V, Sc и несут меньше Rb. Основные породы габбро-пироксенитовой группы имеют очень высокую дисперсию содержания Ti, что объясняется ярко выраженной тенденцией к образованию рудных локализаций. Кроме того, в них хорошо видна прямая связь Ti с Ca ($r = 0,75$), тогда как в большинстве слаботитаноносных стратифицированных плутонов содержание Ti обычно не зависит от количества Ca.

Габброиды, пространственно ассоциирующие с гипербазитами, геохимически разделяются на несколько групп. Магматические габбро, относящиеся к хромисто-низкостронциевому типу, несут повышенное значение Mg, Cr, Cr/V (1,6—5,7), Ni/Co (2—7), Rb/Sr (0,03). Состав палингенных габброидов определяется составом переработанного субстрата, поэтому в них наблюдаются широкие вариации состава. В некоторых случаях породы объединены K (0,023%). Характеристики метасоматических габброидов перекрываются с таковыми основных пород базальтоидного и гранитоидного рядов. В них определяется аномально-высокое содержание Li (до 0,0018%) и Cr (до 0,1%) при экстремальном значении Li/Rb (до 3,6) и K/Rb (до 300). Важно подчеркнуть, что концентрация Rb в по-

Элементы, их отношения	1	2	3	4	5	6	7	8	9
K	3900	540	9300	3500	6200	5525	4100	12 100	12 930
Ti	6600	12 900	8100	1600	9200	7300	8900	6 600	12 000
Zr	42			44	58			164	151
V	140	70	172	322	127	176	190	300	467
Cr	220	60	120	5	130	99	180	400	41
Ni	90	60	76	18	75	61	110	140	87
Co	50	50	47	36	48	46	34	50	82
Sc	29		18	20	16	18	40		60
Rb	21	2,5	7	5	10	9	16	16	11
Sr	853	770	1070	400	898	773	690	190	148
Li	18	5	7	4	10	8	16	12	8
Ti/V	47	184	47	5	72	41	47	22	26
Ti/Cr	30	215	68	320	7	74	49	16,5	29
Cr/V	1,57	0,86	0,70	0,016	1,02	0,56	0,95	1,33	0,88
Ni/Co	1,80	1,20	1,62	0,50	1,57	1,33	3,23	2,80	1
Rb/Sr · 10 ²	2,46	0,32	0,65	1,25	1,13	1,16	2,32	8,42	7
K/Rb	186	216	1329	700	620	614	256	756	1175
Li/Rb	0,86	2	1	0,80	1	0,94	1	0,75	0,73
K/Sr	0,57	0,70	8,70	8,75	7	7	6	64	87
Sr/Ca · 10 ²	1,25	8,82	1,21	0,39	1	1	0,89	0,32	0,62
Число анализов	24	29	16	15	69	84	258	12	15

Примечание. 1—6 — титанистый геохимический тип габброидов (габбро-сиенитовая Восточный Саян; 4 — Остюрен, Восточная Тува; 5 — среднее из 1, 2 и 3; 6 — среднее по ассоциации. Скций; 9 — Мало-Тагульский, 10 — среднее из 8 и 9. Ассоциации: 11 — железисто-титанисто-редко-тип габброидов, габбро-перидотитовая формация, 13 — Урал. Габброиды, ассоциирующие с гипер-Гол и др.), 16—18 — магматического ряда (хромисто-никостронциевый тип). 16 — Куртушубин-вия. 19 — гибридные породы горы Арыджек, Восточный Саян, 20 — щелочные и 21 — океани-1973; 12 — Грудинина, 1965; Гурулева, 1965; 13 — Соболева, 1968; 20 — Engel e. a., 1965; 21 — Дмит-

родах данного типа почти не зависит от K, чего нельзя сказать о габброи-дах магматического ряда. Точно так же здесь имеет место слабо выражен-ная обратная связь Sr и Ca в противоположность видимой прямой зависи-мости этих элементов во всех габбро магматического происхождения. Ха-рактерным признаком габброидов, генетически связанных с гипербазиита-ми, является также низкая концентрация Sr и высокая Sr, что позволяет выделять их в особый геохимический тип.

Габброиды, сопровождающие гипербазиты железистого типа, обычно маркируются низкими K/Rb (217). Используя аналогию с примитивными базальтами срединно-океанических хребтов (K/Rb 340—360, Харт, 1973), последние можно отнести к производным слабодифференцированной мантии.

Габбро-диабазы и габбро-амфиболиты в сравнении с иными габбро-идами содержат довольно много K (до 1,2%). Показатель K/Rb и K/Sr в них также достигает высокого уровня (896 и 75), что можно связать с пер-вичным составом и условиями их формирования. Но они же выделяются низкой стронциеносностью, почти в 4 раза меньшей, чем региональная распространенность, и это приходится также относить за счет первичного

базальтоидаж (п.10⁻⁴%)

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
12 540	6200	4900	3900	230	1500	1600	3700	5200	6200	13 900	2000
3 300	31 000	5000	5700	20 000	1300	2900	3700		14 500	17 200	8900
—	230	136		33		135				333	95
384	320	200	544	150	540	97	339	350	490	252	292
221	150	260	18	130	1000	560	545	380	130	67	297
114	120	230	98	170	200	240	294	250	15	51	97
66	40	50	130	35	60	37	155	35	50	25	32
		9		14			50	17		26	61
14	40	16	20	7	5	7	17	15	19	33	1,61
167	880	910	840	210	60	220	260	720	440	815	130
10	6	12	4	3	18	9	4	14		11	9
24	97	25	10,5	133	2,4	30	10,9	15,0	29,6	68,30	30,5
42,1	207	19	32	154	1,3	5	6,8	0,07	111,5	257	30
0,57	0,48	1,30	0,03	0,87	1,85	5,77	1,61	1,1	0,26	0,26	1
1,73	3,0	4,60	0,75	4,85	3,30	6,50	1,90	7,1	0,30	2	3
8,4	1	1,76	0,24	3,30	8,33	3,18	6,54	20,83	4,32	4	1,24
896	620	306	195	32,86	300	229	217	347	326	421	1242
0,77	0,60	0,75	0,19	0,43	3,6	1,30	0,24	0,93	0,80	0,33	5,60
75	7	5	4,64	1,09	25,0	7,27	14	7,22	14	17	15,40
0,47	1,11	1,30	0,88	0,22	0,07	0,31	0,24	0,35	0,65	13,0	
27	62	19	40	18	15	7	17	6	3		

формация). Массивы: 1 — Кржжинский, Восточный Саян; 2 — Патын, Горная Шория; 3 — Осередок, 7 — траппы Сибирской платформы. 8, 9 — габбро-диабазовая ассоциация. Массивы: 8 — Агуль-металльный тип габброидов, габбро-пироксенитовая формация. 12, 13 — магнезиально-никелеистый базитами; 14 — палингенового ряда (р. Кашкарет и др.), 15 — метасоматического ряда (р. Хушаский хребет, Западный Саян. 17 — хр. Идар, Восточный Саян, 18 — Вардарская зона, Югославские базальты. Используются данные: 2 — Ильенка, 1964; 7 — Нестеренко, Альмухамедова, риева, 1973; Hart c. a., 1970.

состава, учитывая, что метаморфизм не приводит к существенной миграции Sr [Heier, 1964].

Изучение разновозрастных комплексов основного и ультраосновного состава наряду с этим позволяет вскрыть особенности их региональной геохимии. В пределах сектора байкалид общим для этих пород является повышенный уровень Ti, Sr, Na и K по сравнению со среднемировой распространенностью [Виноградов, 1962]. Обращает на себя внимание апо-

Таблица 33

Отношение элементов в габброидах разных регионов

Район	Rb/Sr · 10 ³	K/Rb	Li/Rb
Кузнецкий Алатау	22	233	1,60
Восточный Саян	22	288	1,16
Северное Прибайкалье	18	550	0,75

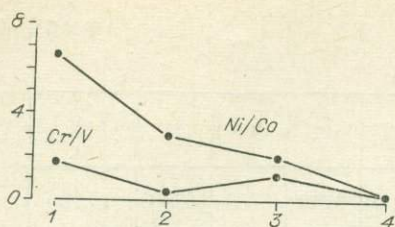


Рис. 51. Эффективные параметры диагностики габброидов.

1 — связанных с гипербазитами, 2 — габбро-пироксенитовой; 3 — габбро-сиенитовой формаций; 4 — основные породы гранитоидного ряда.

мальное содержание Fe и Ti в гипотетическом «базальтовом» слое относительно континентальных базальтов, условно принятых за состав соответствующего «слоя» Земли. На фоне высоких концентраций, свойственных разнообразным по составу и возрасту породам Саяно-Байкальской области, четко обозначивается контрастное различие тех же образований, приуроченных к структурам байкалит и каледонид.

Проявляются также некоторые особенности состава внутри отдельных блоков каледонид и байкалит. Так, повышенным уровнем Sr и Sr/Ca выделяются габброиды Северного Прибайкалья [Глазунов, Глазунова, 1973]. В направлении к Восточному Саяну и Кузнецкому Алатау в них снижается отношение K/Rb и возрастает Li/Rb и Rb/Sr (табл. 33).

При изучении отдельных массивов гипербазитов также обнаруживается картина направленного изменения химизма пород в региональном плане, которая не связана с наложенными процессами метаморфизма. В гипербазитах магнезиального типа от поясов Прибайкалья к поясам Енисейского кряжа закономерно снижается среднее содержание Mg, Sr, Na, K и возрастает концентрация Ti, Al, Ca [Глазунов и др., 1973]. Состав гипербазитов не остается постоянным по простиранию отдельно взятых поясов, что отражает, очевидно, картину первичного распределения элементов в мантии. Внутри полей гипербазитов железистого типа также наблюдается изменение химического состава, лежащее за пределами ошибок анализа.

В направлении простирания региональных структур байкалит (Бирюсинская, Канская и другие глыбы) в породах заметно увеличивается количество Fe и Ca.

Следует указать на преимущественно титанистый характер габброидов сектора байкалит и никеленосный сектора Северного Прибайкалья.

Геохимические характеристики являются весьма эффективным и чувствительным инструментом, который может быть использован для решения вопросов систематики и генезиса. Они имеют особенно важное значение при изучении таких монотонных по составу пород, как гипербазиты, и при разграничивании пород с признаками конвергентного сходства.

В зависимости от решаемых задач все многообразие геохимических характеристик пород можно разделить на ряд групп. Для доказательства комагматичности и формационной принадлежности пород на первый план выделяются элементы группы железа, которые в силу наиболее высокой удельной энергии связи (8,75 м.Эв) и большой устойчивости ядер подвергались небольшому временным трансформациям [Ферман, 1934]. Следует иметь в виду также малую изменчивость их содержания при метаморфизме и выветривании [Pearce, Cann, 1971].

Кроме общего, хорошо выраженного соответствия химизма (по петрогенным элементам) генетическая серия пород хорошо маркируется аномалиями проходящих элементов. Элементы группы железа вместе с тем прекрасно разделяют породы по основности, чего нельзя сказать о Ta и Nb, которые более отражают влияние наложенных метасоматических процессов. Для диагностики пород и определения места в геохимической систематике целесообразно сравнивать значения Cr, V, Ni, а также Mg/Fe, Cr/Ti, Cr/V, Ni/Co при условии определения значимости расхождений по критерию Стьюдента и Фишера. Для разграничивания однотипных

пород из неодинаковых серий весьма эффективным является отношение Sr/Ca (прямое в гибридных основных породах гранитоидного ряда и обратное в базальтоидах), а также отношение K/Sr, Rb/Sr и др. (см. табл. 32, рис. 42, 43, 51).

Процесс магматической дифференциации прекрасно фиксируется согласованным поведением таких элементов, как Mg, Cr, Ni и Pt, а также отношениями Cr/Ti и Ni/Co. Отношение K/Sr лучше других характеристик вскрывает условия глубинной дифференциации габброидной магмы, изменяясь от 4 до 6 в сильно стратифицированных плутонах и до 25—30 в массивах без следов фракционирования. Это отвергает вывод Харта (1973), который считает K/Sr стабильным и не зависящим от степени дифференциации магмы. Напротив, отношение K/Sr не типично для гипербазитов. Для расшифровки их генезиса ведущее положение принадлежит Cr/Ti и Ni/Co.

Для изучения характера гибридизма и контаминированности габброидной магмы наиболее показательной является характеристика Sr^{87}/Sr^{86} , Sr/Ca и K/Rb. Невысокие отношения изотопов Sr при низком содержании Rb указывают на слабое взаимодействие магмы с вмещающим субстратом, тогда как рост этого индекса при прямой корреляции с концентрацией Sr и K, а также Si указывает на заметную обогащенность базальтоидного расплава кислым веществом.

Высокой информативностью отличаются характеристики, составленные из элементов с антиподным поведением и распределением. К ним относятся Cr и Ti, Mg и Fe, т. е. элементы, само содержание которых прекрасно разграничивает гипербазиты различных типов и уровней рождения. Прямая корреляция Cr и Ti обычно присуща непосредственным, прямым производным мантии, которые охватывают включения перидотитов из кимберлитов и гипербазиты железистого типа. Обратное отношение Cr и Ti характеризует все другие типы континентальных гипербазитов (см. рис. 56 и 57). Насколько соотношением Cr и Ti является генетически показательным, настолько неправомерно использование содержания и отношений K, Na и Rb в гипербазитах с генетической целью. Это отрицание основывается на установленных нами фактах [Глазунов и др., 1972, 1973] присутствия в гипербазитах щелочей, не связанных в силикаты и, следовательно, чуждых им по природе. В соответствии с этим повышенное отношение K/Rb в породах в большей мере может указывать на доминирующее влияние наложенных процессов, нежели говорить о первичном составе тех или иных образований. Следует подчеркнуть, что в габброидах и гипербазитах наблюдается существенно окисная форма концентраций Ti, V, сульфидная и отчасти силикатная — Ni, Co. Заметно различие форм кристаллохимической связи Cr в оливинах разных геохимических типов и условий образования. В гипербазитах магнезиального типа преобладает окисная форма выделения Cr, в тех же породах железистого типа не исключается более широкий изоморфизм элементов, в том числе и хрома в силикатах.

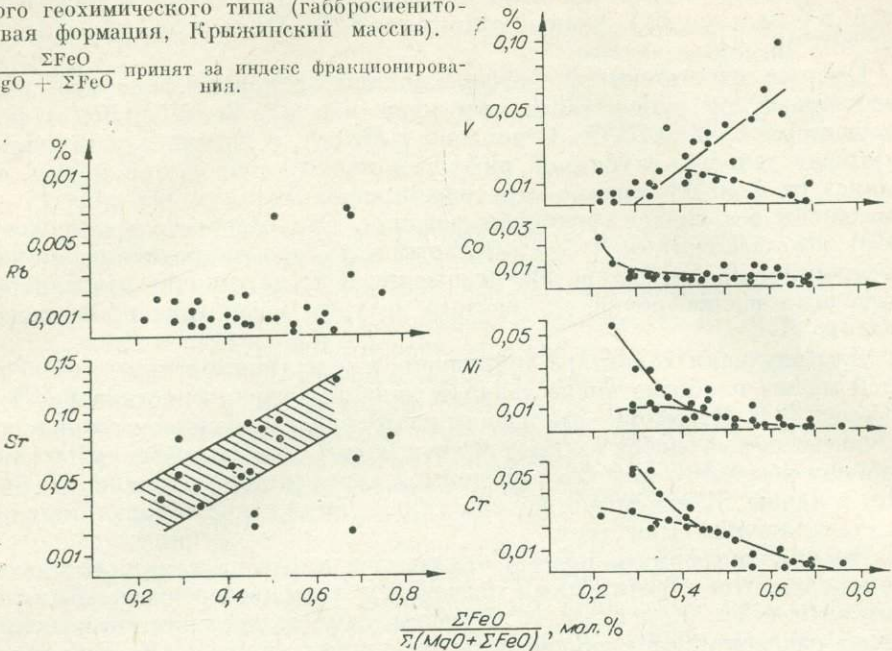
Важное значение имеет обнаружение в гипербазитах сорбированной формы K и Na, не связанных с силикатами, и наряду с этим первые находки в земных условиях собственных силикатов K и Na (меррихьюнта-реддерита). Это дает возможность уточнить в гипербазитах баланс первичных и наложенных щелочей.

2.15. ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВОВ ГАББРОИДОВ И ГИПЕРБАЗИТОВ

Изучение геохимии различных габброидных и ультраосновных комплексов позволяет вскрыть некоторые закономерности распределения элементов и их геохимическую историю в процессе формирования масси-

Рис. 52. Поведение ряда элементов в процессе кристаллизации габброидов титанистого геохимического типа (габбросиенитовая формация, Крыжипинский массив).

$\frac{\Sigma \text{FeO}}{\text{MgO} + \Sigma \text{FeO}}$ принят за индекс фракционирования.



вов. Прежде всего обращает на себя внимание общая тенденция неравномерного распределения элементов, проявляющаяся как в базальтоидах, так и гипербазитах. Характерным признаком распределения элементов в базальтоидах является резкое колебание содержаний в неодинаковых по составу кумулатах единой природной совокупности и контрастность концентраций в однотипных породах разных комплексов. В этом заключается принципиальное отличие роли элементов в процессе эволюции базальтоидной магмы от их роли в гранитоидном и ультраосновном расплаве, где уровень тех же компонентов в ходе дифференциации и кристаллизации варьирует менее значительно.

Как уже подчеркивалось выше, важное маркирующее значение для изучения магматического этапа становления массива приобретают элементы группы железа, а также Pt и Au. В габброидах и гипербазитах Ti, Cr, Ni, Co и др. входят в состав рудных и аксессуарных минералов и в общем слабо коррелируются с петрогенными аналогами.

Разнообразный характер связи примесных элементов с фемическими петрогенными элементами в процессе дифференциации магмы разного типа, выраженной в виде индекса фракционирования $f = (\Sigma \text{FeO} / \text{MgO} + \Sigma \text{FeO})$, показывает, что в большинстве габброидных серий Cr находится в тесном родстве с Mg, где образует хромшпинелиды или изоморфно входит в магнетиты ранней высокотемпературной генерации, причем чем выше стратифицированность массивов, тем ярче выражена эта связь (рис. 52). По мере эволюции расплава, т. е. в процессе возрастания его железистости, концентрация Cr, а также Ni и отчасти Co снижается и сменяется ростом содержания V. В породах габбро-перидотитового и пироксенитового рядов поведение Cr и других элементов не так строго подчиняется процессу фракционирования, как это имеет место в стратифицированных массивах. В габброидных телах, ассоциирующихся с гипербазитами, вообще не наблюдается четкой корреляции Cr и других элементов группы Fe в связи с вариациями индекса железистости (рис. 53—55). Это объясняется низкой

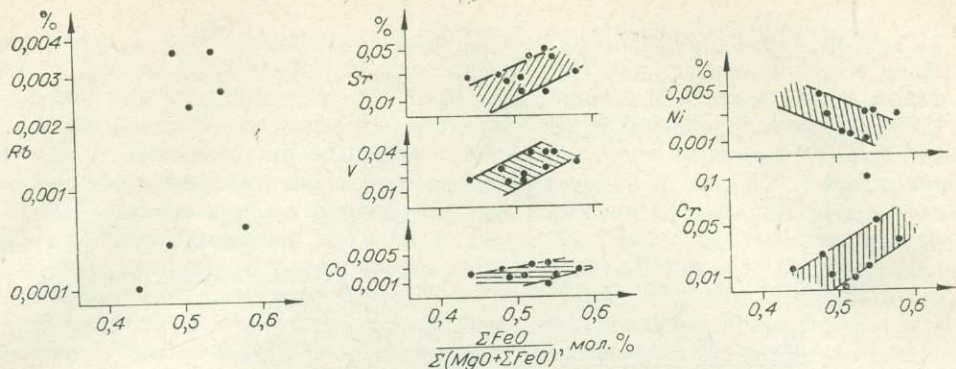


Рис. 53. Поведение ряда элементов в процессе кристаллизации габброидов габбро-перидотитовой формации, Северное Прибайкалье.

степенью дифференциации, что нетрудно представить, если принять во внимание небольшие по объему порции расплава, отщепленного от гипербазитов.

Повышенной способностью к накоплению в базитовых интрузиях выделяются такие рудные элементы (Fe, Ti, Ni, V), ионы которых уже в расплаве предпочитают находиться в катионной и реже комплексной анионной форме (Ti), что служит препятствием для их изоморфного рассеивания [Ringwood, 1955).

В ряду средств к кислороду особое место занимает Ti. Будучи амфотерным, элемент присутствует в расплавах либо в катионной, либо в анионной форме, образуя ряд диссоциации титановых комплексов

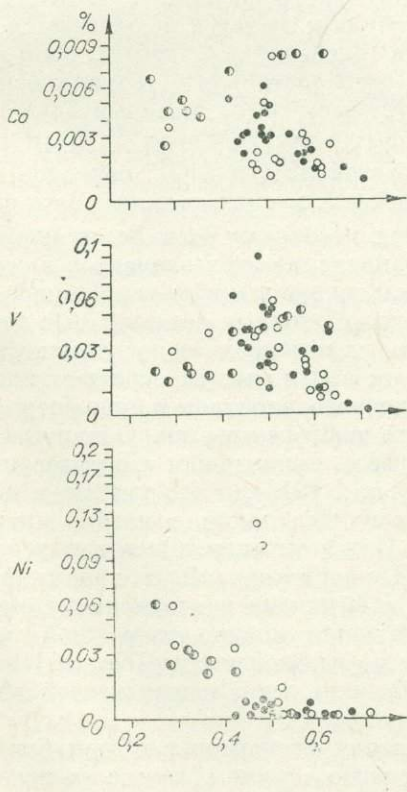


Рис. 54. Поведение элементов в процессе кристаллизации основных пород габбро-пироксенитовой формации.

Массивы: 1 — Кедранский, 2 — Лысанский, 3 — Подлысанский.

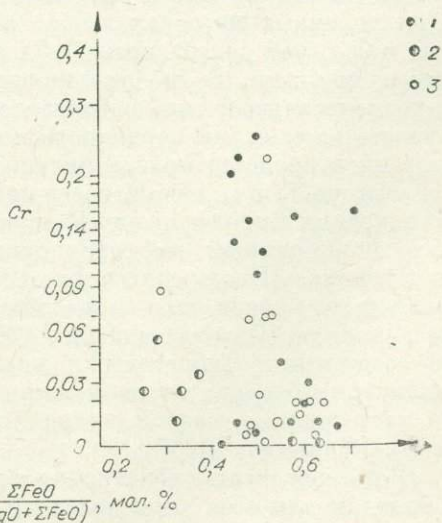
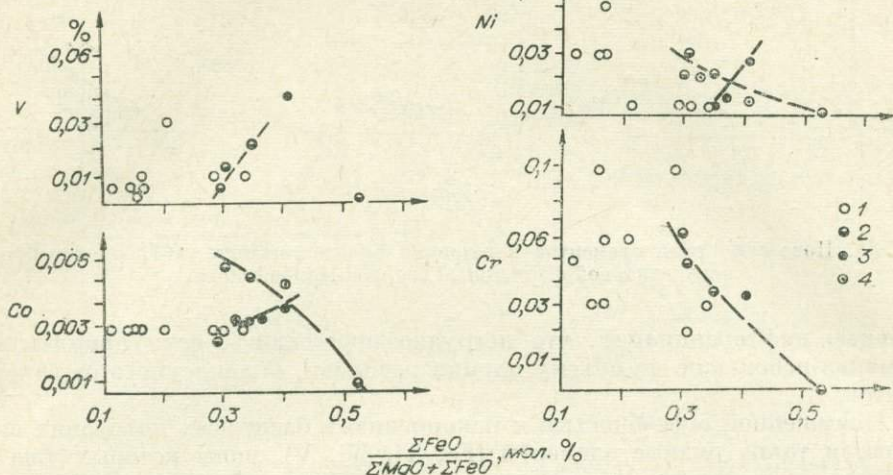


Рис. 55. Поведение элементов в процессе кристаллизации габброидов, комагматичных гипербазитам.

Массивы: 1 — Хуша-Голд (Восточный Саян), 2 — Куртушубинский, 3 — Восточно-Шушенский (Зап. Саяны), 4 — Кашкарет (Восточный Саян).



$\text{TiO}_4^{4-} \rightarrow \text{TiO}_3^{2-} \rightarrow \text{TiO}_2^{2+} \rightarrow \text{Ti}^{4+}$ [Щербина, 1971]. Ион Ti^{4+} устойчив лишь в силикатных расплавах, бедных основаниями и богатых SiO_2 (например, ассоциация кварц + рутил), тогда как TiO_4^{4-} энергетически выгоден в средах, богатых основаниями и щелочами. В связи с этим ясно, что равновесие высокозарядного иона TiO_4^{4-} и TiO_3^{2-} будет выдерживаться на всех стадиях существования базальтоидного расплава, включая и этап обогащения его щелочами. Связь титана и щелочей доказывается не только статистическими, но и новыми экспериментальными данными.

Весь геохимический путь Ti тесно переплетается с геохимическим путем Fe и определяется кислородным режимом среды, который наиболее ярко отражается в разнонаправленной эволюции расплава по пути Боуэна и Феннера. Поэтому и благодаря устойчивости TiO_4^{4-} основное количество элемента в титаноносных базальтовых магмах связывается в первичную ульвошпинель ($\text{Fe}_2^{2+}\text{TiO}_4$). Говоря о геохимии Ti и Fe, нужно отметить, что содержание и особенности накопления этих элементов в стратифицированных массивах габбро обуславливаются дифференциацией на месте с большей долей переноса Ti в виде подвижных соединений с летучими элементами. В габбро-пироксенитовых массивах (железисто-титанисто-редкометалльный тип) распределение титана и железа отражает насыщенность элементами первичного материнского расплава и концентрирование их в процессе кристаллизационной дифференциации. Обнаруживается участие Ti в метасоматическом процессе, приводящем к образованию титаноносных пироксенитов [Глазунов и др., 1973], и его участие в процессе эманационной дифференциации и концентрации в кровле интрузивов траппов [Нестеренко и др., 1973]. При этом миграция может усиливаться за счет связи либо со щелочами [Горопов и др., 1975], либо со фтором и хлором [Герасимов и др., 1958], с которыми образуются устойчивые соединения. Теоретически представляется вполне возможной кристаллизация богатых титаном шпинелей из газовой среды [Кратц, 1957] или насыщенного газовой составляющей силикатной «пегматитовой жидкости» [Малышев, 1957].

В гипербазитах характер распределения элементов в общем близок габброидам для всех перечисленных элементов группы железа за исключением хрома. Геохимический цикл Cr оказывается сложным. Как коге-

рентность Ti и Fe характерна для большинства базальтоидов, не исключая и траппы платформ, так и геохимическое сродство Cr и Mg в целом типично для гипербазитов. Не случайно наиболее магнезиальные массивы гипербазитов оказываются одновременно и наиболее хромоносными. Как было показано, на основе экспериментального изучения парамагнитных свойств оливина из гипербазитов [Глазунов и др., 1971] в системе богатой хромом уже на ранних стадиях развития происходит четкое разделение геохимического пути Cr от Mg и Fe. Действительно, вследствие близости кристаллохимических свойств в решетке раннего оливина наиболее вероятным «донором» для Cr должен быть Fe^{3+} . Но, как известно, кристаллизация магматического оливина гипербазитов происходит в предельно закислой среде. Окисное железо в оливине появляется значительно позже кристаллизации акцессорного хромшпинелида, возможно, в ходе серпентинизации. Что же касается самих акцессорных хромшпинелидов, то они обычно образуются в раннемагматическую стадию, располагаясь в межзерновом пространстве или по трещинам в оливине. Очевидно, в структуре оливина в период его роста не находится вакансий для хрома, результатом чего и является отмеченное выше соотношение элементов. Это важное положение подтверждается также отсутствием прямой статистической связи Cr с Mg и Fe^{2+} [Ильвицкий, Колбанцев, 1968].

Вторым существенным обстоятельством, которое может предопределять самостоятельность геохимического пути Cr, является относительно высокое содержание этого элемента в дунитовом расплаве. Согласно представлениям В. В. Щербины (1969), при избытке рудного компонента в системе и при прочих благоприятных условиях элемент должен в первую очередь реализоваться в самостоятельное соединение, что и имеет место в данном случае. В то же время не исключено, что в определенной физико-химической среде при дефиците хрома или при резком сдвиге состава оливина в сторону фаялита элемент может находиться в силикатной форме [Цветков и др., 1964]. К частичному изоморфизму Cr в оливинах приводит замещение Mg на Fe, сопровождаемое возрастанием теплоемкости (с 28,2 до 31,7) и энтропии (с 22,7 до 34,7) в связи с ослаблением химической связи (снижение энергии атомизации ккал/моль Mg_2SiO_4 — 941,4; Fe_2SiO_4 — 902,1) [Маракушев, 1969]. В основном это относится к минералу габброидов. Но если часть хрома и входит в решетку природного оливина из гипербазитов, то, очевидно, в такой низкой концентрации и таком валентном состоянии, которые не обнаруживаются методом ЭПР при заданных нами параметрах измерений. В целом для изоморфного вхождения Cr в силикаты благоприятным является нахождение его в виде Cr^{2+} , а также присутствие Al^{VI} [В. Соболев, Н. Соболев, 1962], что лучше достигается в мантии или лунных базальтах [Haggerty e. a., 1970]. Отсюда понятно, почему в оливине гипербазитов железистого типа имеет место более широкое изоморфное рассеяние хрома по сравнению с тем же минералом гипербазитов магнезиального типа.

Равномерное распределение Cr и Ti здесь, так же как и в оливине из гранатовых перидотитов в кимберлитах, дополнительно можно объяснить повышенной изоморфной емкостью кристаллической решетки минерала в условиях высоких температур [Ярошевский, 1971].

Характер накопления или рассеяния Cr в меньшей степени зависит от свойств самого элемента и связан главным образом со стационарностью и составом расплава. Применительно к ультраосновным породам данное положение не требует расшифровки.

Что же касается габброидов, то в большинстве интрузий Cr обнаруживает стремление к рассеянию и в силикатах, и в окислах.

Только в редких массивах (например, Бушвельд в Южной Африке), образующихся в стационарной обстановке, хром может накапливаться в самостоятельные рудные залежи. В габброидах и траппах, богатых Mg, элемент коррелируется с Mg и предпочитает выделяться в ранние

окислы. Четкая картина предпочтительного концентрирования Cr в ранние и наиболее высокотемпературные стадии процесса часто наблюдается в базальтоидных массивах [Wager, Mitchell, 1951; Никкольдс, Аллен, 1958]. Для примера укажем на факты высокого накопления Cr и Ni в аксессуарных генерациях титаномагнетита относительно рудных вкрапленников, обогащенных Ti и Zn [Глазунов, 1973]. Отмечается также накопление Cr и V в ранние этапы кристаллизации пироксенов и других минералов базальтов [Никкольдс, Митчелл, 1952].

Высокий уровень Cr в ультраосновных породах обеспечивает ему первое или второе место в ряду концентрации элементов группы железа. Такой ряд последовательности концентрации ($Cr > Ni > V$) совпадает с последовательностью захвата ионов переходных металлов в силикатные минералы, кристаллизующиеся из основной магмы [Wager, Mitchell, 1951]. Типичное для магматических производных соотношение элементов в идеальном случае объясняется с позиции теории кристаллического поля [Бернс и др., 1965; Слайс, 1966; Марфуни, 1965, 1974]. Порядок селективного вхождения ионов в минералы в течение кристаллизации в общем случае совпадает с рядом снижения выигрыша энергии при переходе элемента из магмы в твердую фазу.

Никель в габброидах и гипербазитах в главной своей массе связывается с серой в первично-магматические и гидротермальные минералы. В ультраосновных дифференциатах Ni, кроме того, концентрируется в титаномагнетите сидеронитовых вкрапленников и почти равномерно рассеивается между керсутитом и свободным ильменитом. Оливин габбро-пироксенитовой формации отличается исключительной обедненностью никелем, что не идет в сравнение с оливинами гипербазитов [Глазунова и др., 1972]. Небольшое количество элемента рассеивается в первичных и вторичных минералах. Высокое содержание никеля в амфиболе указывает на его перегруппировку в процессе автометаморфизма.

Геохимические пути поведения Co близки к Ni, но Co обнаруживает ясное стремление концентрироваться в сульфидных минералах преимущественно гидротермальной стадии. Отсюда понятно изменение соотношения $Ni > Co$ в продуктах магматической стадии на $Co > Ni$ в продуктах гидротермальной стадии. Нарастание концентрации Co начинается на завершающих этапах магматической стадии, что отражается возрастанием Co от аксессуарных к жильным титаномагнетитам.

Установлены две группы проявления самородных платиноидов в кларковой концентрации. В гипербазитах магнезиального типа преимущественно распространена собственно Pt в тесной ассоциации с хромшпинелидами, тогда как в массивах железистого типа и в габбро-перидотитовой ассоциации главное место принадлежит Pd, который связан с пентландитом. В последнем он может замещать Co [Генкин и др., 1973]. Отношение Pt/Pd в перидотитах железистого типа близко к определенным в мантийных включениях (0,3) [Юшко-Захарова, Илупин, 1973]. Ультраосновные породы других ассоциаций, исключая стратифицированные интрузии, отличаются низким содержанием и редкой встречаемостью платиноидов. Имеются признаки реконцентрации и рассеяния платиноидов под влиянием наложенных процессов, о чем говорит высокая дисперсия содержания элементов в телах гипербазитов, пронизанных большим числом даек габброидов, а также присутствие Pt в метасоматических клинопироксенитах. Несмотря на то, что самородная платина в коренных ультраосновных породах стратифицированных габброидов не наблюдалась, нельзя сделать однозначный вывод о наличии в них только рассеянной формы. Имея в виду своеобразный характер распределения платиноидов, и в частности колебания концентрации, соизмеримых с уровнем в гипербазитах, можно предположить, что в габброидах изучаемых типов происходило локальное накопление платиноидов. Подтверждением этого являлись всплески концентрации платины в кумулятах у подошвы

массивов и находки знаков шливовой платины в пределах контура габбро-пироксенитовых и габбро-сиенитовых массивов.

Рассеянные элементы по сравнению с рудными отличаются повышенной миграционной способностью в различных процессах [Вернадский, 1954]. Характерными признаками их распределения является тесная связь с петрогенными аналогами. Для одних элементов средство полностью зависит от условий кристаллизации и дифференциации. Для других эта связь определяется только близостью кристаллохимических свойств элементов и слабо зависит от геологических условий среды. Сами элементы в этом случае могут быть отнесены к разряду «некогерентных» (несовместимых). Особенно четко видна роль несовместимых элементов в гипербазитах. Для иллюстрации этого положения можно сослаться на различие геохимических путей, накопление элементов с близкими кристаллохимическими свойствами (Nb, Ta, Ti), что приводит к опережению концентрации Nb и Ta перед Ti. Преобладание в степени накопления Nb и Ta над Ti получило яркое выражение в габброидах, генетически связанных с гипербазитами, хотя здесь не может быть речи о практической значимости такого концентрирования. В этом же ряду элементов обращает на себя внимание сброс Ta раньше Nb в стадию метасоматического образования клинопироксенитов, что объясняется не только фактором неограниченного изоморфизма Ta и Ti, обеспечивающего появление многочисленных комплексных соединений, но и смещением условий в сторону повышения щелочности. На опережающее накопление Ta, возможно, сказалось и падение температуры системы, когда главенствующее место начинает приобретать элемент с большим порядковым номером [Щербина, 1969]. Максимальная концентрация ΣTR (80—100) и обогащение легкими лантаноидами (Ce, Nd) по сравнению с хондритами характерно для габбро-пироксенитовой ассоциации и в первую очередь для габброидов Ti—Zr — редкометального подтипа, что связано с повышенной их щелочностью. Низкий уровень PЗЭ (17—35) свойствен тем же породам габбро-перидотитового ряда (Mg—Ni подтипа). Промежуточное положение занимают габбро-сиенитовые ассоциации, которые отличаются усложненным спектром распределения PЗЭ (обогащение тяжелыми — Dy, Yb — и обеднение средними лантаноидами). Редкие земли, будучи кристаллохимически связанными с Ca и Sr, в одном случае достаточно четко фиксируют общее возрастание ΣTR в процессе кристаллизационной дифференциации, в другом — в стадию метасоматического образования клинопироксенитов, поведение этих элементов указывается с изменением химических потенциалов Ca и K+Na.

По сравнению с отмеченными выше элементами пути распределения Sr и Zr являются более сложными. Причина этого заключается в подчиненности их двум или одному петрогенному элементу, находящемуся в разных соединениях. Так, для Sr отчетливо вырисовывается стремление кристаллохимического сродства с Ca и K, что приводит к неустойчивости отношения Sr/Ca в породах одной генетической серии, а также повышению дисперсии содержания преимущественно при логнормальной модели распределения. В массивах стратифицированных габброидов распределение стронция не противоречит нормальному закону, а дисперсия имеет минимальное значение, причем по аналогии с массивами Скергард и Бушвельд [Уэджер, Браун, 1970] в изученных телах основное количество Sr сбрасывается в твердую фазу в завершающие этапы кристаллизации. Уровень стронция при этом зависит и не только от содержания монополярных концентратов его — плагиоклаза и апатита, но и от количества биотита, в структуре которого Sr занимает место K. Разделение стронция между плагиоклазом и апатитом подчеркивает обратный тип корреляции с породообразующим кальцием. Обнаруживается четкое стремление сходного поведения Sr и Ca в габброидах со следами контаминации кислым материалом.

Геохимический цикл циркония также отличается заметным своеобразием, что объясняется различной теснотой связи элемента с титаном. При возрастании щелочности расплава Zr, а с ним и Nb накапливаются независимо от титана. Отсюда становится понятным факт накопления Zr и Nb в габбро-пироксенитовых ассоциациях.

Рубидий и литий из-за малой распространенности в породах основного и тем более ультраосновного состава обнаруживают настолько тесное родство с K и Na, что практически невозможно подметить какие-либо особые черты их распределения, вызванные изменением условий кристаллизации. Контроль кристаллохимического фактора над другими факторами здесь отражен в близости K/Rb в базальтоидах разного геохимического типа.

Скандий относится к числу элементов, имеющих важное диагностическое значение в масштабе отдельных интрузивных комплексов; подчеркивает преобладающее развитие амфиболитов и пироксенитов. Одним из немногих этот элемент фиксирует широкое развитие магматического и метасоматического процессов. Элемент не характерен для гипербазитов и пород габбро-сиенитовой ассоциации. Если максимум накопления Sc в габбро-пироксенитовых массивах совпадает с поздними стадиями кристаллизации (на это указывает бедность Sc акцессорного титаномagnetита и ранних силикатов), то в гипербазитах основная доля скандия приходится на магматические оливин и пироксен.

Отсутствие видимых скоплений Au в различных породах позволяет говорить о преобладающем рассеянии его в собственно магматическую стадию. В гидротермальный период вследствие способности к комплексообразованию Au проявляет стремление войти в состав сульфидов. В силикатах гидротермальной стадии различных габброидов Au практически не накапливается. Важно подчеркнуть, что с ростом степени контаминированности габброидов в них возрастает на один — два порядка концентрация рассеянного золота. Обогащение дисперсным золотом контаминированных габброидов увязывается с выводом о повышенной золотоносности пород габбро-плагиогранитного ряда. В гипербазитах также наблюдается в общем повышенная концентрация самородного золота. Это послужило основанием для выделения среди них своеобразного золото-платинового геохимического подтипа.

2.16. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГЕНЕЗИСА ПОРОД

Что существенно нового вносят геохимические исследования в проблему генезиса ультраосновных и основных пород?

Прежде всего нужно сказать, что в основном они раскрывают пути концентрации и рассеяния элементов, но несут и генетическую информацию, если относятся к массивам, хорошо изученным в структурно-геологическом и петрологическом отношении.

Изучение геохимии гипербазитов приводит к следующим генетическим выводам.

Одинаковый характер распределения элементов в породах нетектонизированных массивов, а также неритмичная мегаполосчатость и скрытая химическая зональность, аналогичная габброидам, закономерное распределение относительно границ полосчатости элементов группы железа по разрезам, генетическая связь с гипербазитами габброидов свидетельствуют о дифференциации расплава на месте становления массива или в проточном канале в процессе его поступления. Отсутствие тонкой расслоенности исключает активное участие эманационной дифференциации и конвекционных потоков [по Кузьмину, 1964] в образовании гипербазитов.

Полученные таким образом данные не согласуются с гипотезой внедрения гипербазитов в земную кору только по механизму протрузий. Ло-

политообразная форма отдельных массивов, находки контактово-измененных пород — все это наряду с широким распространением в природе коматитов, меймечитов и кимберлитов позволяет объяснить генезис гипербазитов с привлечением механизма интрузий ультраосновного расплава в область земной коры [Глазунов, 1971].

Фиксированная и в общем однотипная картина распределения элементов в пространственно-разобщенных телах в то же время не подтверждает представление [Москалева, 1962] о гипербазитах как отторженных блоках верхней мантии.

Гипербазиты в большинстве своем несут черты магматических пород. Соотношение общего и примесного состава породообразующих и рудных минералов отдельных типов гипербазитов говорит о равновесии системы оливин — энстатит — шпинель и, следовательно, только укрепляет вывод о магматическом происхождении гипербазитов.

Корреляция концентрации Cr и Pt в гипербазитах наряду с полосчатостью пород, несомненно, указывает на следы магматической дифференциации расплава, а совпадение характера распределения элементов в телах гипербазитов с распределением в телах габброидов заставляет и в гипербазитах допускать проявление процессов фракционирования типичного для базальтоидов. Отсюда, принимая во внимание отмеченные закономерности распределения Cr в колоннах дунитов и в породообразующих минералах, находящихся в субсолидусном равновесии [Глазунов, 1970], мы вправе с позиции геохимии признать магматический генезис рудных хромитов и титаномагнетитов. Иными словами, новые геохимические данные подтверждают взгляды А. Н. Заварицкого (1963) и А. Г. Бетехтина (1940) о том, что шпильки рудного хромита в дунитах и перидотитах образуются в магматическую стадию и недалеко от места локализации. Выделение больших масс хромита из расплава, очевидно, контролировалось фугитивностью кислорода в расплаве [Muan, 1975; Cameron, 1975]. Только для руд жильного этапа вполне обоснованно допустить транспортирование и отжатие рудного вещества из глубин, где последнее аккумуляровалось в результате ликвации силикатного расплава.

Гипотеза метасоматического образования гипербазитов или внедрения их в твердом состоянии не может объяснить всех особенностей состава этих пород. Реконцентрация рудного вещества под влиянием агентов метасоматоза имеет слабый размах и приводит к образованию хромитовых брекчий, сцементированных вторичным ортопироксеном.

Полученные данные говорят также о возможности становления массивов гипербазитов в различной геодинамической обстановке. Особенности состава и степени гетерогенности гипербазитов, как видно, нельзя рассматривать в отрыве от их тектонического положения [Алтухов, Глазунов, 1976]. Наблюдаемое тяготение наиболее крупных по размеру и более неоднородных по составу массивов к выступам фундамента складчатого сооружения или к срединным массивам как раз и является одним из доказательств существования взаимосвязи факторов состава и тектоники.

Более того, структурная позиция массивов, видимо, обуславливает характер и масштабы хромитоносности (см. гл. 3).

Весьма важным является вопрос об отношении гипербазитов к изначальному веществу верхней мантии и нахождению в них первичных ныне (реликтовых) характеристик минералов наиболее глубинного происхождения. «Мантийный» источник гипербазитов магнезиального типа обосновывается не только залеганием в участках с повышенной мощностью земной коры, но и отсутствием в них каких-либо признаков, обычно свойственных производным базальтоидов, например повышенной концентрации Fe, Ti, Zr [Глазунов и др., 1969]. Следует указать на сходство изотопов углерода графита в дунитах и таких несомненно мантийных образований, как карбонатиты, эклогиты и алмазы [по Виноградову, 1961; Галимову, 1970].

Низкая величина изотопного уплотнения δC^{13} , изучаемого нами графита из желваков в гипербазитах, свидетельствует о несомненно «мантийном», неорганическом его происхождении, чего нельзя сказать о графите из сланцев, вмещающих гипербазиты, где δC^{13} отвечает биогенной форме:

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
δC^{13}	-1,04	-0,87	-0,32 -0,94	-0,86	-0,56 -0,74	-0,6	-2,51	-2,18	-2,51

1 — желваки графита из бестрещинных участков гарцбургитов Оспинского массива Восточного Саяна; 2 — графит из эклогитов трубки Мир, Якутия; 3 — колебание параметра в алмазах; 4 — алмаз из кимберлитов трубки Мир; 5 — интервал вариации алмазов большинства провинций мира; 6 — карбонаты; 7 — углистые сланцы нижнего кембрия, вмещающие гипербазиты Оспинского массива Восточного Саяна; 8 — перетолженный прожилковый графит из трещин в серпентинитах Оспинского массива; 9 — рассеянная биогенная форма углерода по Ранкама.

1, 6, 7 — определения Н. К. Григорьева. Все данные проведены к международному стандарту РДВ. Для 1 и 7 ошибка определения $\pm 0,02\%$ (3 и 6 — Галимов, 1970; 2 и 4 — Кропотова, Федоренко, 1970; 5 — Кравцов и др., 1975).

Отсюда вполне однозначно следует говорить о первичном и достаточно глубинном происхождении основной массы углерода в ультраосновных породах. Следует заметить, что данные по изотопам углерода согласуются с представлением об углеродном флюидном режиме, господствовавшем в мантии [Виноградов, 1969; Летников, 1977].

Кроме изотопов углерода другим показателем глубинного источника гипербазитов может быть обнаруженный [Глазунов и др., 1973] в них минерал ряда меррихьюит — рёддерит, синтезированный при высоком давлении [Seifert, Schreyer, 1969], соответствующем мантии.

Меньше доказательств прямого отношения к мантии требуют гипербазиты железистого типа. Во-первых, в них также, и в большом количестве, найден упомянутый силикат К и Na из группы меррихьюит — рёддерита. Во-вторых, геохимические характеристики этих пород перекрыва-

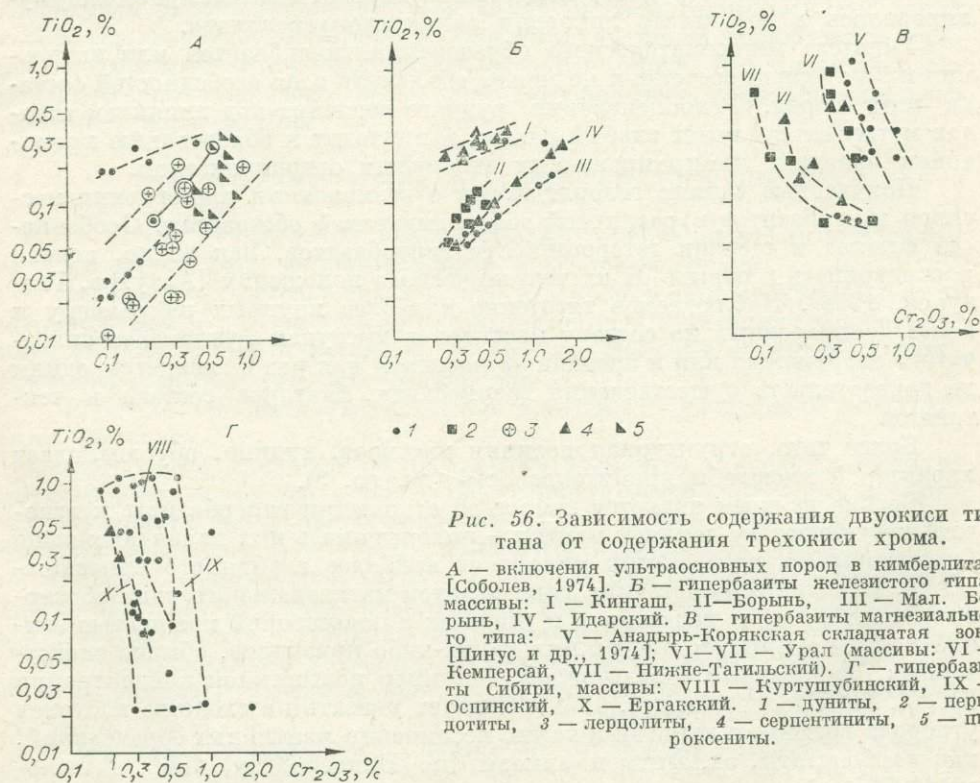
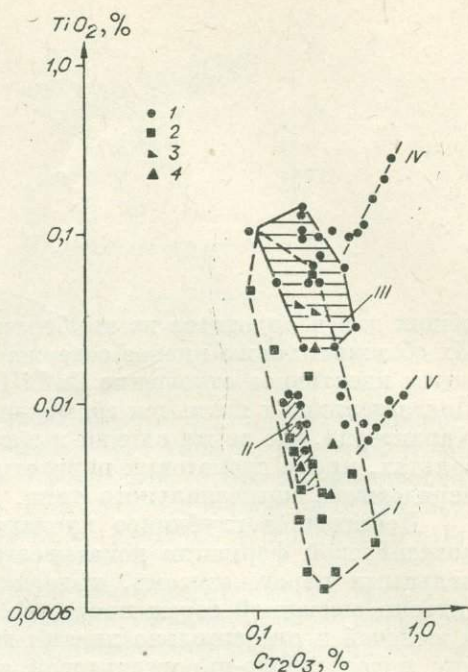


Рис. 56. Зависимость содержания двуокси титана от содержания трехокси хрома.

А — включения ультраосновных пород в кимберлитах [Соболев, 1974]. Б — гипербазиты железистого типа, массивы: I — Кингаш, II — Борьнь, III — Мал. Борьнь, IV — Идарский. В — гипербазиты магнезиального типа: V — Анадырь-Корякская складчатая зона [Пинус и др., 1974]; VI — Урал (массивы: VI — Кемперсай, VII — Нижне-Тагильский). Г — гипербазиты Сибири, массивы: VIII — Куртушубинский, IX — Оспинский, X — Ергакский. 1 — дуниты, 2 — перидотиты, 3 — лерцолиты, 4 — серпентиниты, 5 — пироксениты.

Рис. 57. Зависимость содержания двуокиси титана от содержания трехоксида хрома в гипербазитах различных геохимических типов.

Римские цифры относятся к массивам и поясам. Магнезиальный тип: I — Монголия; II — Югославия (Вардарская зона); III — Рудный Алтай. Железистый тип: IV — Северная Карелия; V — Индия. 1 — дуниты, 2 — перидотиты, 3 — лерцолиты, 4 — серпентиниты.



ются с характеристиками гранатовых перидотитов из ксенолитов в кимберлитах, которые принято считать наиболее типичными представителями протомантии [Соболев и др., 1972, 1973; Глазунов 1976]. Очень важно подчеркнуть, что эта аналогия выдерживается в составе как пород, так и парагенных минералов — оливина, энстатита и хромшпинелида (см. табл. 29). По концентрации Mg, Ti, Cr, Na, K, Al сходство заметно даже в таких монотонных по составу породах, как дуниты. Для сравниваемых гипербазитов типично выдержанное прямое соотношение Cr и Ti, чего нельзя сказать о тех же породах магнезиального типа (рис. 56, 57). Такая связь элементов четко выражена в оливине (рис. 58) и энстатите (рис. 59), причем знак и величина коэффициента корреляции в данном случае приобретает индикаторное значение. В оливине, кроме того, обнаружено высокое содержание Cr и Ti и высокое значение коэффициента концентрации (K_p), что опять-таки не свойственно оливину гипербазитов магнезиального типа. Можно указать на ряд других важных признаков,

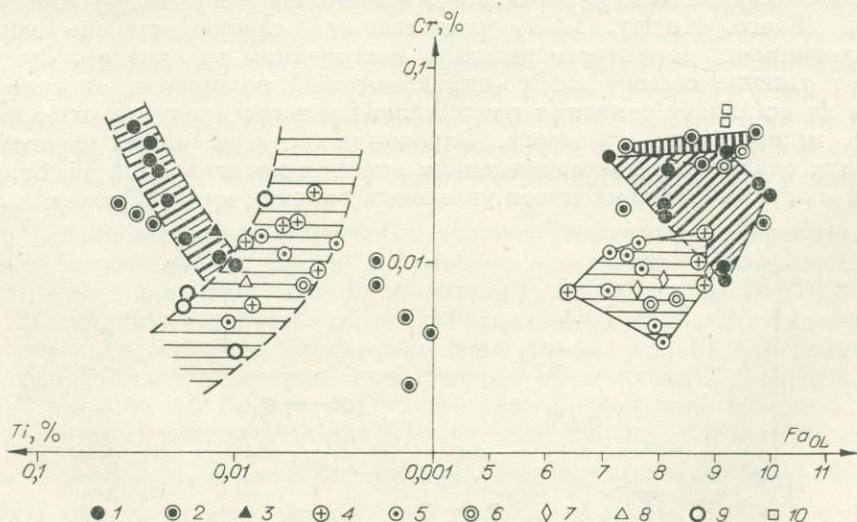


Рис. 58. Соотношение Cr, Ti и железистости (Fa) в оливинах из различных парагенезисов.

1 — перидотиты железистого геохимического типа, массивы: Идарский, Борынский и другие; 2 — гранатовые перидотиты из кимберлитов Якутии (Соболев, 1974; колл. Института геологии Якутии); 3 — перидотиты из ксенолитов в базальтах Прибайкалья; 4—8 — перидотиты магнезиального типа, массивы: 4 — Осинский, 5 — Улан-Сарьдаг, 6 — Хара-Нур, 7 — Куртушубинский, 8 — Джидинский, 9 — Чукотка [Шинус и др., 1974], 10 — меймечиты.

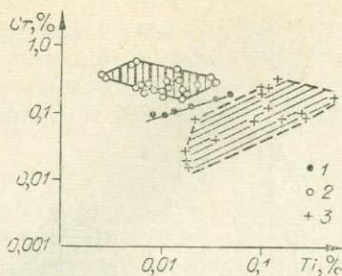


Рис. 59. Соотношение хрома и титана (вес. %) в энстатите разных парагенезисов.

Гипербазиты: 1 — железистого, 2 — магнезиального типов; 3 — из включений перidotитов и пироксенитов в кимберлитах [Соболев, 1974; Владимиров и др., 1976].

общих для перidotитов из кимберлитов и перidotитов железистого типа. Их сближает также низкое содержание Al в энстатите и хромшпинелиде, почти идентичное отношение Cr/Ti (см. табл. 28) и Cr/Cr + Al (рис. 60). Показательными являются содержание Ni и отношение Ni/Mg в оливине. Характерно, что те же оливин и энстатит из ксенолитов всех пород в базальтах, кроме гранатовых перidotитов, ближе всего стоят к шпинелевым перidotитам магнезиального типа.

Достаточное глубинное происхождение исходной магмы габбро-пироксенитовой формации доказывается не только специфическими минеральными парагенезисами, выдержанностью химического состава генетически связанной серии пород, но и высоким содержанием Ti, Zn, Nb и щелочей и относительно низким значением Sr^{87}/Sr^{86} . Глубинный источник пород габбро-пироксенитовой ассоциации наряду с этим обосновывается присутствием в перidotитах этого ряда первичного ильменита, близкого к пикроильмениту (содержание Mg > 5%), и хроммагнетита (содержание Cr ≈ 14%), а также большим сходством химизма перidotитов с ксеногенными ильменитсодержащими гипербазиитами из кимберлитов (см. рис. 10). В качестве дополнительного индикатора можно указать на высокое отношение Ni/Co, которое, по расчетам [Когарко, 1973], относится к магмам, выщлавившимся из глубоких горизонтов мантии. Наиболее ценный индикатор источника и генезиса пород отношение Sr^{87}/Sr^{86} в габброидах данной ассоциации имеет низкое значение и слабый диапазон колебания (от 0,7043 до 0,7054), что по аналогии с другими районами [Faure, Hurley, 1963] указывает на слабую степень контаминированности первичного расплава посторонним материалом. Существенное отличие состава габбро-пироксенитовой ассоциации от гипербазиитов не оставляет сомнения в принадлежности ее к продуктам плавления иного материнского субстрата. Зарождение очагов магмы с необычным для складчатых зон совмещением высоких концентраций Ti, Sr, щелочей и отчасти РЗЭ приходится увязывать блоками мантии, которые спо-

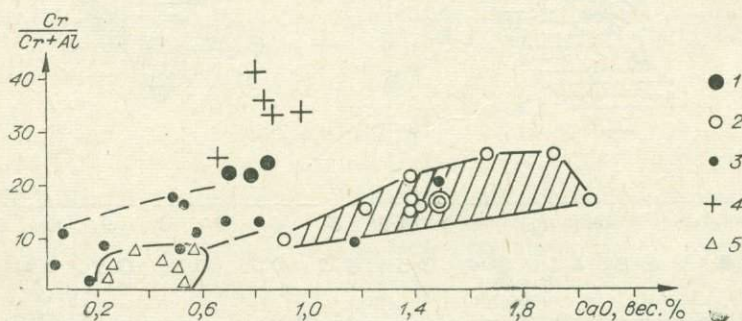
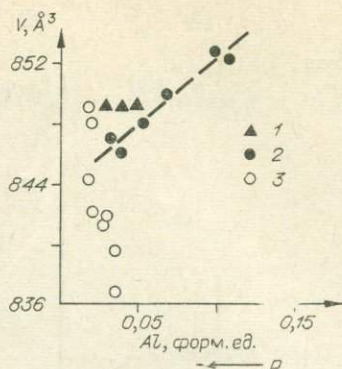


Рис. 60. Содержание Ca и параметры Cr/Cr + Al в энстатитах перidotитового парагенезиса.

1—3 см. на рис. 58; 4 — трубка «Удачная»; 5 — из метаморфических пород [по Соболеву, 1974].

Рис. 61. Зависимость объема элементарной ячейки (V , Å³) ромбического пироксена от содержания алюминия в октаэдрической позиции.

Энстатит гипербазитов: 1 — железистого, 2 — магнезиального типов Сибири, 3 — из ксенолитов в кимберлитах Якутии (трубка «Мир», по Владимирову и др., 1976; кол. Б. В. Олейникова). P — направление возрастания давления по экспериментальным данным [Бойд, Инглэнд, 1968; Мак-Грегор, Рингвуд, 1968].



собны давать и щелочные ассоциации [Бородин и др., 1971]. Наиболее естественно допущение о питании очагов этого типа из пироксенитового «горизонта» мантии. Предположение о рождении габбро-пироксенитового расплава на значительных глубинах мантии обосновывается также исходя из расчетных и экспериментальных данных [Маракушев, Перчук, 1975].

Представления о генезисе ультраосновных пород разных геохимических типов и их отношении к верхней мантии становятся более определенными при сопоставлении полученных геохимических характеристик с экспериментальными данными.

В дополнение к опытам Мак-Грегора и Бойда (1968) по растворимости Al в энстатите, которые описывают перераспределение содержаний элемента при изменении условий (P и T), нами изучалось структурное положение Al в энстатите и связь рентгеноструктурных параметров с геологическими условиями. В отличие от высокоглиноземистых энстатитов [Скиннер, Бойд, 1968] анализировались различные энстатиты из гипербазитов железистого и магнезиального типов (рис. 61). При этом для большинства изученных кристаллов в случайных сечениях обнаруживается равномерное распределение Al, совпадающее с распределением Mg и Ca, что указывает на вхождение Al в кристаллическую решетку минерала (рис. 62). Вопреки содержания Al в энстатите железистого типа фиксируют микровключения граната, образующегося при возрастании давления по реакции $AlEn + Gr = \text{низко } AlEn$ [Рингвуд, Грин, 1972]. Энстатит из гипербазитов железистого типа по всем параметрам ($Fs = 10-20$; Al_2O_3 0,9—1,5%) ближе к энстатиту из перидотитов в кимберлитах, чем к тому же минералу гипербазитов магнезиального ряда ($Fs = 5-10$; $Al_2O_3 = 2,0\%$).

Изменение физико-химических условий, естественно, отражается на объеме элементарной ячейки и приводит в структуре ортопироксена к различным вариантам парного замещения $Mg-Si$ на $Al-Al$.

В энстатите из включений в кимберлитах и гипербазитов железистого типа выдерживается изоморфизм типа $Al, Al-Mg, Si$, что допустимо при вхождении в октаэдрическую позицию вместо иона Mg, меньшего по размеру иона Al. Эффект противодействия расширению объема элементарной ячейки реализуется здесь только в обстановке высокого давления (при $V^3 = 842 \text{ Å}^3$). В энстатите из гипербазитов магнезиального типа величина объема элементарной ячейки колеблется от 846 до 854 Å³ и прямо коррелируется с содержанием Al. Причем наблюдается иной характер «заселения» позиций в структуре энстатита. Для сохранения баланса зарядов в данном случае выполняется условие изоморфизма $Al, Fe^{+3}-Mg, Si$, что возможно только при относительно низком давлении (рис. 63, 64). В сравниваемом энстатите железистого типа не обнаруживается прямой связи параметров элементарной ячейки с концентрацией Al.

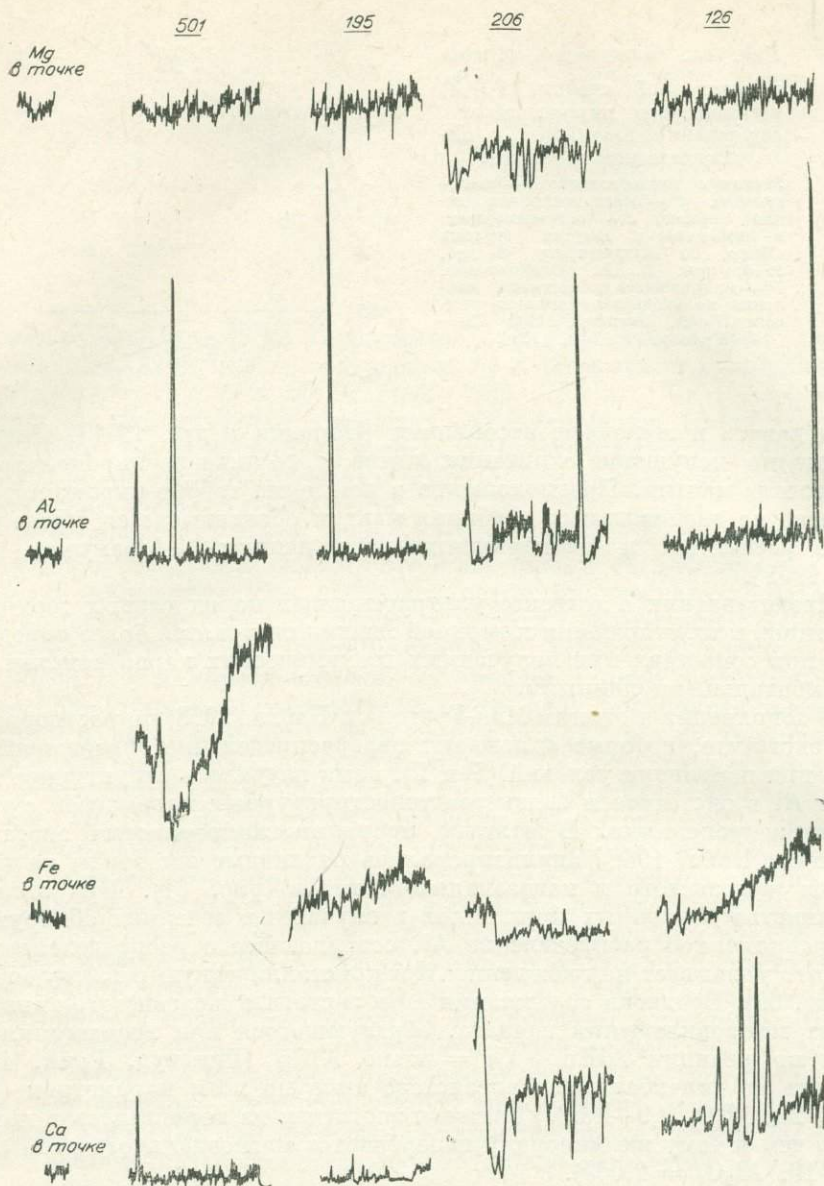


Рис. 62. Картина относительного содержания элементов в произвольно выбранных сечениях кристаллов энстатита. Микроанализатор MS-46. 501 — из перидотитов железистого типа; 195, 126 — из перидотитов магнезиального типа; 206 — субкальциевый энстатит из зоны метасоматоза.

Для расшифровки генезиса гипербазитов привлекались также рентгеновские характеристики оливина на том основании, что вариации его структурных мотивов связаны со сдвигом ионной связи Mg—O при изменении давления. Ранее измерения этих параметров производились по пиковым интенсивностям рефлексов 020 [Куро́да, Шимода, 1969; Куро́да, Мацухиси, 1970]. Нами использованы рефлексy 021, 130, 112, а также отношения рефлексов 020/021, которые лучше подчеркивают своеобразие структуры оливинов разного давления [Афонина и др., 1977] (табл. 34).

Обращает на себя внимание повышенное значение параметра 020/021 (1,0—1,75) в оливине из гранатовых перидотитов в кимберлитах. Ближе

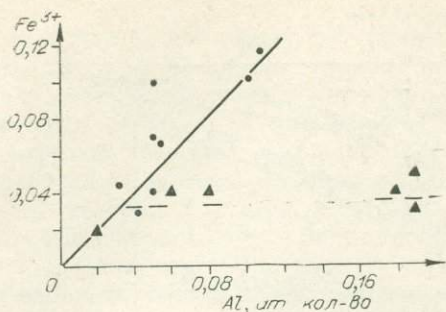


Рис. 63. Соотношение между количеством алюминия и трехвалентного железа в энстатах перидотитов магнезиального типа (сплошная линия) и из включений в кимберлитах (пунктирная линия).

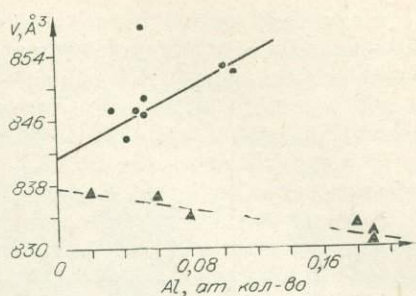


Рис. 64. Зависимость объемов элементарной ячейки и содержания алюминия в энстатах перидотитов магнезиального типа (сплошная линия) и из включений в кимберлитах (пунктирная линия).

к этому значению рентгеновская характеристика оливинов перидотитов железистого типа (0,67—0,87), чем в том же минерале перидотитов магнезиального типа (0,50—0,52). Менее четкие данные получаются при определении относительного давления по отдельным дифракционным линиям. Низкое давление, определенное в оливинах железистого типа, объясняется релаксацией напряжений при тектонических процессах.

В дополнение к этому следует указать на различие концентраций Са в составе оливина гипербазитов двух геохимических типов. Низкое содержание СаО в оливине гипербазитов железистого типа отрицает участие его в процессе метаморфизма.

Привлекая эмпирические характеристики $M = \text{CaO}/\text{CaO} + \text{MgO}$, можно сказать, что оливины железистого типа ($M = 0,28$) кристаллизовались при более высокой температуре, нежели оливины магнезиального ($M = 0,80—1,9$).

Положение ультраосновных пород различных геохимических типов в режиме температур и давления хорошо вырисовывается на диаграмме Р-Т [по Рингвуду, Грину, 1972], отражающей результаты экспериментов по изучению природных парагенезисов и в том числе гранатового перидотита (рис. 65). Место нахождения опорных точек на диаграмме определялось пересечением изолиний содержания Al_2O_3 в энстатите гипербазитов разных геохимических типов с полем стабильности минеральных ассоциаций. Основываясь на всех приведенных выше материалах, можно допустить, что образование гипербазитов магнезиального типа произошло при относительно низком давлении (порядка 15 кбар), тогда как для тех же пород железистого типа предполагается не менее 25 кбар. Габбро-пироксенитовая ассоциация по Р-Т занимает промежуточное положение

Таблица 34

Значение отношений интенсивностей рефлексов 020 и 021 на дифрактограммах оливинов из различных пород

№ п/п	1		2		3		
Номер пробы	91-1	1950	638a	501	Н-1	51	2
I_{020}/I_{021}	0,52	0,50	0,64	0,80	1,02	1,04	1,75

Примечание. 1 — перидотиты Борусского массива (магнезиальный тип); 2 — перидотиты Борыньского массива (638a и 501) (железистый тип); 3 — ксенолиты перидотитов из кимберлитов Якутии (коллекция Института геологии Якутии).

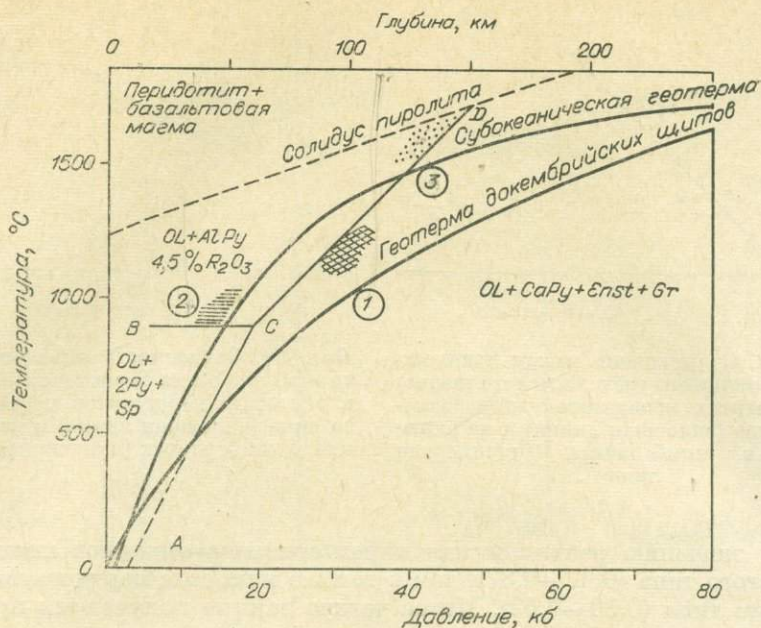


Рис. 65. Положение полей устойчивости минеральных парагенезисов в ультраосновных породах, по составу приближающихся к пиролиту, по Рингвуду, Мак-Грегору, Бойду (1968). Положение энстагита из пород: 1 — железистого, 2 — магнезиального типов, 3 — габбро-пироксенитовой формации.

между этими сериями, но наиболее вероятно, что родоначальный расплав ее находился ближе к солидусу пироксенового пиролита и образование его могло начаться при температуре выше, чем у гипербазитов [Глазунов и др., 1973].

Предполагаемое различие условий зарождения ультраосновных магм соответствующего типа находится в согласии с известными теоретическими моделями [Соболев В., Соболев Н., 1964].

Таким образом, в результате анализа геохимии пород обосновывается вывод о различной истории формирования гипербазитов. Геохимические типы гипербазитов, возможно, отвечают классам магм, рождаемым при различных режимах давления и температуры, соответствующих условиям образования гранатовых и шпинелевых перидотитов.

Становление гипербазитов железистого типа может быть связано с особым высокоэнергетичным состоянием земной коры, которое имело место в ранние этапы геологической истории [Павловский, 1962]. Предполагается, что формирование их произошло в негеосинклинальной обстановке. Для объяснения особенностей генезиса более всего подходит гипотеза прямой инъекции слабодифференцированного вещества мантии в тонкую и еще несозревшую коровую оболочку. Расплав инъецировал по механизму «промачивания» сита недалеко от места генерации, рассеиваясь на широкой площади без видимой связи с разрывными нарушениями [Глазунов, Корнаков, 1973]. Возможность интрузии самостоятельного перидотитового расплава в земную кору находит подтверждение в экспериментах по плавлению коматиита (Green, Nicholls, 1975). Гипербазиты магнезиального типа представляют собой тела, удаленные на большие расстояния от источника генерации и интродуцирующие в земную кору с проявлением фракционирования. Удаленность их от источника плавления доказывается приуроченностью к региональным разломам и залеганием среди различных структурных этажей.

В настоящее время по геохимическим данным с определенными допущениями уже можно рассматривать причины зарождения ультраосновного расплава в мантии. Очевидно, что высокий геотермический градиент древних структур наилучшим образом мог обеспечить условия для зарождения расплава. Но наиболее вероятным толчком к началу плавления блоков мантии, на наш взгляд, явилось накопление флюидов, в составе которых большую роль играли щелочи. Именно щелочи, согласно экспериментам [Seifert, Schreyer, 1968; Грин, Рингвуд, 1968; Green *et al.*, 1975], были способны снижать начальную температуру плавления и регулировать дальнейшую эволюцию ультраосновного расплава. Следует заметить, что учет влияния щелочей снимает трудности при объяснении высокой точки плавления субстрата богатого магнием. Участие щелочей в составе летучей фазы ультраосновного расплава подтверждается находкой в земных дунитах силикатов K и Na из группы меррихьюита — реддерита. Важную генетическую роль в процессе плавления играли и сорбированные щелочи, не связанные с воздействием кислых интрузий и наложенные на гипербазиты, очевидно, при дегазации мантии [Глазунов и др., 1972].

Геохимические типы габброидов группируются в два ряда в зависимости от генезиса пород, источника и степени контаминированности расплава. К первому ряду относятся габбро-пироксенитовые интрузии (Fe—Ti — редкометальный тип) и габбро, связанные с гипербазитами, сохранившие признаки родоначального мантийного субстрата; ко второму — стратифицированные плутоны (Ti тип), несущие четкие признаки контаминированности.

Габброиды Fe—Ti-редкометального типа образуются при фазовом внедрении и в процессе кристаллизационной дифференциации. Формирование их происходило в открытой для кислорода системе, что доказывается большими запасами окиснородных минералов и низкой железистостью силикатов. Раннее выделение железа в виде аксессуарно-сидеритовых вкрапленников, снижение параметра $Fe/Fe + Mg$ с 70 до 40 в серии перидотит-габбро позволяет считать реальной картину эволюции расплава по «пути дифференциации» Боуэна. Габброиды рассматриваемого типа выделяются довольно низкими величинами и слабым разбросом значений Sr^{87}/Sr^{86} (0,7043—0,7054 ± 0,0005), которое является эффективным показателем источника и генезиса пород [Faugere, Harley, 1963; Горохов, 1968; Пауэлл, 1974]. Средняя величина Sr^{87}/Sr^{86} (0,7049) соизмерима с изотопным сдвигом Sr в базальтах без признаков гибридности (Монтана — 0,7038 ± 0,0002; Миннесота — 0,7046 ± 0,0006). Еще меньшей величиной (0,7020 ± 0,0005) отличаются габброиды, комагматичные гипербазитам.

Стратифицированные габброиды титанистого типа представляют собой ряд далеко зашедшего фракционирования магмы. Для них предполагается иной путь дифференциации. Прогрессивное обогащение расплава железом и снижение потенциала кислорода во времени (закрытая система) сопровождается его рассеянием в силикатах ($Fa_{01} = 30—60$; $f_{Pu} = 40—52$) и образованием к концу процесса пластовых тел титаномагнетита. Ведущая роль при этом отводится гравитационно-кинетическому фактору [Лебедев, Богатиков, 1963; Богатиков, 1966].

Процесс контаминации особенно характерен для магматических очагов с продолжительной остановкой в земной коре, которые формируют типичные расслоенные габброидные массивы Восточной Сибири (Крыжин, Осередок), Африки (Бушвелд, Лосберг), Гренландии (Скергард) и других районов. Ряд исследователей приходит к выводу о широком проявлении контаминации даже в базальтовых очагах [Pinson *et al.*, 1963; Heier *et al.*, 1965]. В Саяно-Байкальской области габбро этого типа отличаются высокими абсолютными значениями и большими вариациями Sr^{87}/Sr^{86} (0,7065—0,7096 ± 0,0005) как в пределах одного, так и разных массивов.

Средняя величина отношения $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ($0,7074 \pm 0,0005$) в общем близка к соответствующей характеристике по Фору и Пауэллу (1974) в габброидах «краевой зоны» Бушвельда ($0,7065 \pm 0,0024$) и Скергарда (0,7063). Следы реакционных процессов в массивах Сибири отражаются не только в высокой величине и дисперсии $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, Mg, Cr, но и в аномальном содержании ряда «несовместимых» элементов (K, Rb, Zr, Sr, Li) и распределения их независимо от степени дифференцированности.

Изучение габброидов одного возраста и геохимического типа в массивах, пространственно сближенных, но залегающих на разных структурных уровнях (Восточный Саян) дает возможность в общем виде представить гипотетическую колонну контаминации на глубину. Габброиды, залегающие в условиях гипабиссальной фации, среди толщ палеозоя (Крыжин) имеют выше основность и богаче Cr, Ni, Co по сравнению с габброидами абиссальной фации (Демир-Тайга), несущих больше K, Zr. В ряде случаев процесс контаминации завершается концентрированием золота на один — два порядка, а это имеет важное значение для прогнозирования на золото стратифицированных массивов габбро [Глазунов, 1979].

Наблюдаемая картина распределения элементов в габброидах трудно совмещается с дифференциацией, но она хорошо интерпретируется с позиции гибридности и контаминации. Возрастание роли элементов «гранитных» магм с глубиной при снижении концентрации элементов группы железа, а также рост изотопного отношения вполне согласуются с механизмом взаимодействия первичного расплава с глубинным субстратом земной коры.

Разбирая причины аномальности отношения изотопов Sr в породах, следует иметь в виду факт существования в стратифицированных габбро линейной зависимости отношения $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ от содержания Sr, K_2O и MgO. Этот факт указывает на поступление в первичный ювенильный расплав продуктов как кислого, так и основного состава.

В сравниваемых породах габбро-пироксенитовой ассоциации в противоположность этому ни один из названных элементов прямо не коррелируется с $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$. Важно подчеркнуть, что основные породы здесь выделяются также небольшими вариациями $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$. Это говорит о замкнутости Rb—Sr системы, гомогенности магмы и принадлежности ее к прямым производным мантии. Утверждение о первично-подкоровом происхождении родоначальной габбро-пироксенитовой магмы и отсутствие ее «заражаемости» посторонним материалом базируется прежде всего на низком значении и низкой дисперсии величин отношения $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ и других компонентов при аномально-высокой титаноносности и щелочности всех членов ассоциации. Проявление контаминации, по-видимому, сдерживается здесь быстрой подачей расплава по трещинам в земную кору. В отличие от названных групп пород габброиды, комагматичные гипербазитам, судя по низкому значению Sr и $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ и высокому содержанию Cr и Ni, свободны от контаминации.

Эффект контаминации габброидной магмы на глубине, следовательно, имеет более широкий размах, чем это допускается исследователями. Он оказывает большое влияние на состав и рудоносность интрузий. Предполагается, что именно процесс массообмена как явление взаимодействия ювенильных потоков и расплава с вмещающим субстратом, а не только уровень зарождения и степень частичного плавления мантии служат причиной многообразия состава различных, но в первую очередь стратифицированных габброидов. Следует отдать предпочтение разрастанию этого процесса преимущественно на больших глубинах, так как в контакте массивов переработка ксенолитов наблюдается редко и габброиды в эндоконтакте часто обеднены примесями [Глазунов, 1979]. Не случайно рост изотопного отношения $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ в габброидах коррелируется с мощностью и консолидированностью земной коры [Glazunov, Plyusnin, 1977].

Геохимическая характеристика габброидов и базальтов, формирующихся при относительно высоком и низком давлении

Отношения	1	2	3	4	5	6
K/Sr	6,8	7,2	15	28	63	59
Rb/Sr	11	14,6	30	60	84	250
Sr	897	900	668	135	190	123

Примечание. Ассоциации относительно высокого давления: 1 — габбро-сиенитовая; 2 — габбро-пироксенитовая; 3 — базальты Гавайев. Относительно низкого давления: 4 — габброиды, генетически связанные с гипербазитами; 5 — габбро-диабазы; 6 — базальты Тасмании и Антарктиды (3 и 5 — по Грину и Рингвуду, 1968).

Палеотемпературы кристаллизации габброидов, определенные по составу парагенных минералов, не дают строго согласующихся данных. Параметры давления на данной стадии изучения могут быть установлены только по аналогии геохимических характеристик габброидов и базальтов классических серий (табл. 35). Отсюда следует, что габбро, связанные с гипербазитами, кристаллизуются в области 14—25 кбар (при 1400—1500°C). Образование пород Fe—Ti редкометального и титанистого типов, очевидно, происходило при более высоком давлении.

Геохимический подход к поискам источников габброидного расплава и путей его движения позволяет высказать следующие положения.

В земной коре с глубиной заметно снижается концентрация K, Na и Rb. В мантии в связи с дегазацией также предполагается уменьшение Rb/Sr [Шауэлл, Харли, 1969].

Колебание величин, соответствующих геохимических характеристик в изучаемых габброидах, может быть результатом зарождения магматических очагов на различных высотных уровнях и в субстрате, гетерогенном по химическому составу.

Активная миграция щелочей из очагов и прогрессивное обогащение ими постмагматических растворов способствует появлению в мантии субстанции, родоначальной для габброидов с низким Rb и K/Rb. Состав мантии, обедненной щелочами, возможно, наследуют габброиды, комагматичные гипербазитам. С прямым плавлением мантии, насыщенной щелочами, можно связать габбро-пироксениты Fe—Ti-редкометального типа и древнейшие габбро-диабазы.

Химическое разнообразие полихронных габброидных ассоциаций склоняет нас к признанию локальных очагов плавления. Химизм многофазных дайкообразных интрузий (габбро-пироксенитовая, габбро-перидотитовая) отражает глубинный этап эволюции магмы, тогда как химизм стратифицированных плутонов (габбро-сиенитовая ассоциация) в большей мере отражает камерный этап и характер гибридности расплава. Первые знаменуют собой интрузии сквозного развития. На своем пути они пронизывали земную кору без длительных остановок. Процесс становления стратифицированных массивов состоит из цепи промежуточных остановок и сопровождается контаминацией.

В механизме зарождения очагов, по-видимому, преобладает тенденция селективного плавления [Грин, Рингвуд, 1972; Hart, Brooks 1970], осложненная контаминацией, ибо этот процесс, в котором состав расплава регулируется температурой системы и объемом рожденной магмы [Ярошевский, 1968], в большей мере мог обеспечить сложный состав магмы. Таким образом, состав базальтоидных ассоциаций определяется не только степенью частичного плавления мантии и глубиной заложения очагов, но существенно зависит от процессов массообмена и взаимодействия ювенильных растворов и расплава с вмещающим субстратом, что приводит к контаминации магмы и смещению ее рудного профиля.

ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ГАББРОИДОВ И ГИПЕРБАЗИТОВ И ПРОБЛЕМА ИСТОЧНИКА РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Вопросы рудной потенциальности или рудной продуктивности интрузий основного и ультраосновного состава и проблема источника рудного вещества рассматривались в работах В. И. Смирнова, М. Н. Годлевского (1968), В. А. Барсукова и Л. В. Дмитриева (1972), О. А. Богатикова (1966), Н. В. Павлова с сотрудниками (1973), Л. Н. Овчинникова (1976) и других исследователей. Но по мере накопления знаний они нуждаются в дополнении и дальнейшей детализации. Особенно важно осветить их с позиций геохимии, привлекая материалы одновременно по габброидам и гипербазитам, что ранее не делалось.

Изучение рудоносности габброидов и гипербазитов преследует главную цель — выяснить факторы, способствующие концентрированию ряда металлов в массивах и в мантии. Для решения этих задач требуется комплексный подход, учитывающий как тектоническую жизнь геоблока, вмещающего интрузивы, так и геохимическую историю элементов.

Конкретная цель разделения массивов на рудо- и нерудоносные и оконтуривание внутри первых продуктивных блоков и перспективных первичных ореолов рассеяния нуждается в подборе апробированных характеристик, поддающихся более или менее однозначной геологической интерпретации. Остановимся на геохимических критериях рудоносности, завершив главу обсуждением данных о возможном источнике рудного вещества и путях его мобилизации. Предварительно отметим, что здесь не приводятся описания месторождений и рудопроявлений титана, железа, хрома, никеля и других металлов. Соответствующие месторождения освещены в известных работах А. Н. Заварицкого (1937, 1963), И. Н. Мальшева (1957), А. Г. Бетехтина (1940, 1964), И. В. Павлова с сотрудниками (1973), В. И. Смирнова, М. Н. Годлевского и других (1968); Уэджера, Брауна (1970) и других исследователей.

Установлено, что сравнение содержания того или иного элемента в изучаемых массивах со среднемировой распространенностью не позволяет объективно оценить специализацию магмы и тем более рудную ее продуктивность. Геологические и петрографические критерии — каждый сам по себе — не способны определить формационный или геохимический профиль интрузии. Положение осложняется, если в сравниваемых ассоциациях в соответствии с принципом конвергентности ряд признаков перекрывает друг друга. Поэтому современную оценку потенциальной рудоносности интрузии невозможно вести без подвыбора оптимальных параметров. Интересный подход к оценке масштабов рудоносности дает использование индексов металлоносности или коэффициенты рудогенерирующей способности [Ляхович, 1970] и ряд других характеристик. Только руководящие геохимические характеристики с минимальной неопределенностью в тесной связи с геологическими факторами могут раскрыть вопрос о потенциальной рудоносности массивов. Поскольку эту работу нельзя выполнять без формационной привязки тех или иных пород, то на первом

этапе работы необходимо проводить разделение массивов по сумме рекомендованных выше петрографо-геологических признаков.

Важно подчеркнуть, что изучение потенциальной рудоносности массивов следует приводить на основе предлагаемой геохимической типизации с выбором оптимальных характеристик [Глазунов, 1977]. Не дублируя сказанного, заметим, что наилучшие результаты по разделению однотипных пород, принадлежащих разным геохимическим типам и ассоциациям, достигаются с помощью отношений Mg/Fe и Cr/Ti , Sr/Ca , Rb/Sr , Cr/V и Ni/Co . В качестве вспомогательных можно использовать железистость пироксенов и амфиболов, отношение $Fe-Mg-Al$ в ортопироксенах, концентрацию и соотношение Cr и Ti в энстатите, оливине, магнетите, серпентине.

При сравнительной оценке массивов по степени рудоносности нередко возникает вопрос о том, какие параметры принять за исходные и в какой форме их представлять, как «разбраковать» массивы по неоднозначным исходным данным. Иногда не ясно, что сопоставлять между собою — содержания элементов в рудах или породах или их отношения и дисперсию. Поэтому на первых стадиях работы необходима относительная оценка информативности компонентов химического состава руд и пород из массивов, перспективных и бесперспективных в отношении оруденения. В качестве меры неопределенности геохимических характеристик выбрана

функция энтропии $H = - \sum_{i=1}^m P_i \ln P_i$, где P_i — вероятность данного события [Вистелиус, 1964]. Для большей наглядности введен коэффициент информативности (J_i) = $1 - H_p$. На ЭВМ были подсчитаны величины информативности ряда элементов из пород и руд массивов рудоносных и безрудных (по Cr , Ni и др.). Лучшее отражение первичной картины распределения рудоносности обнаруживают неизменные породы (дуниты, оливиновое габбро, габбро-нориты). Менее пригодны для оценки измененные разности, например, серпентиниты, в которых первичное распределение элементов вуализуется наложенными процессами. Переход $Fe^{+2} \rightarrow Fe^{+3}$ обычно влечет за собой возрастание степени неопределенности, отсюда при сравнениях любых пород надежнее пользоваться суммарным железом.

К одной из самых ценных характеристик оценки рудоносности относится дисперсия содержания и коэффициент вариации элементов, которые обычно увеличиваются с возрастанием рудоносности массивов ультрамафитов [Малахов, 1966] и гранитоидов [Таусон и др., 1965]. Проверка подтвердила достоверность этого критерия в равной мере как для гипербазитов, так и для габброидов разных геохимических типов.

Применение геохимической типизации пород и использование информативных геохимических параметров позволяет сформулировать ряд положений общего характера, касающихся оценки перспектив рудоносности отдельных массивов и поясов, и дать оптимальные критерии титаноносности, хромитонносности и никеленосности.

На основании изучения геохимии различных областей можно прийти к выводу о том, что металлогенические провинции титана, хрома и никеля, каждая сама по себе, совмещаются с контурами крупных геоблоков. Например, в Сибири титаноносная провинция объединяет область байкалид, где распространены различные по возрасту габброиды титанистого геохимического типа. Хромитонносная провинция оконтуривается границами структуры каледонид, в пределах которой получили максимальное развитие гипербазиты магнезиального типа. Никеленосная провинция занимает периферию Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Сопряжение провинций создает картину металлогенической и магматической зональности.

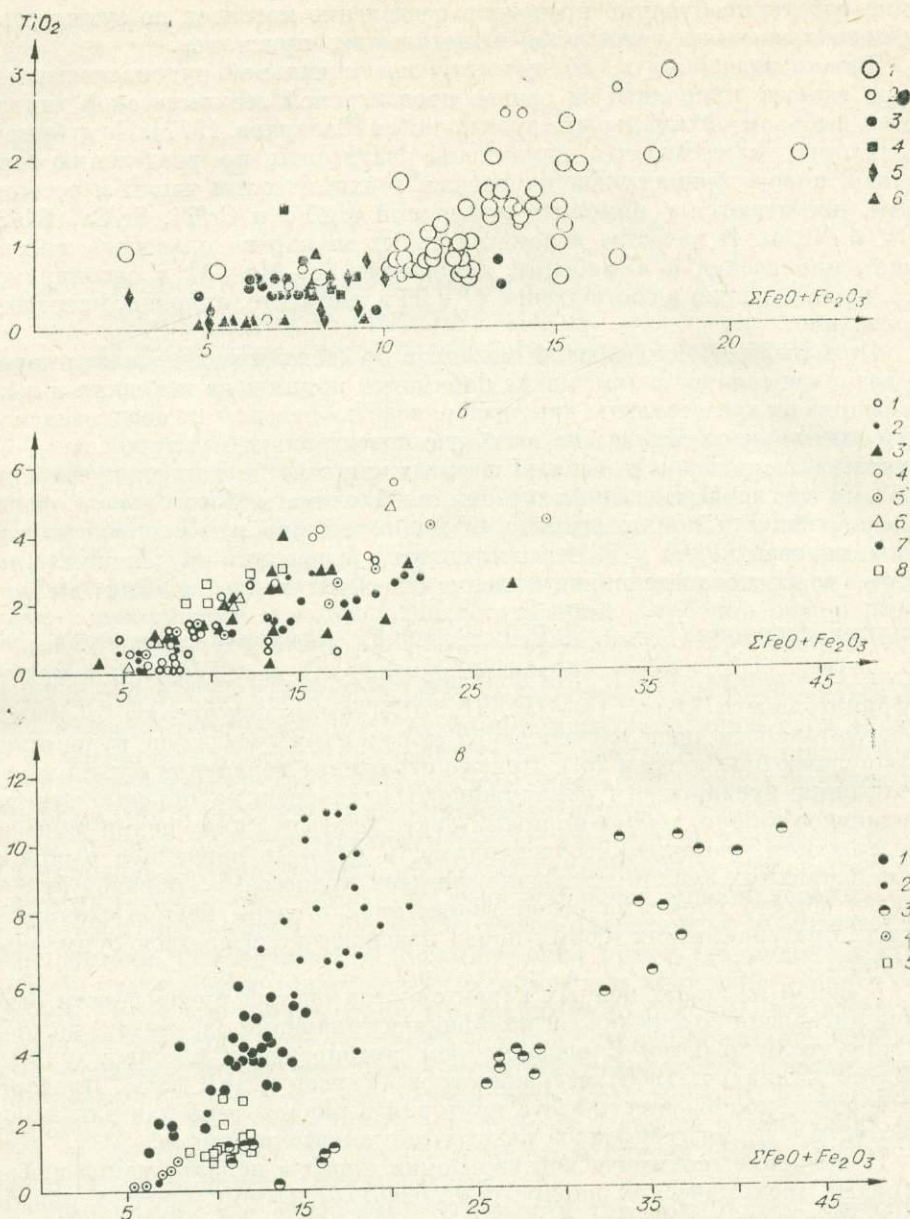


Рис. 66. Соотношение двуокиси титана и суммарного железа в породах различных ассоциаций (вес. %).

a — габбро-диабазы, габбро-амфиболиты, метагаббро, массивы: 1 — Арбанский, 2 — Ангаульский, 3 — прочие массивы Восточного Саяна; габброиды, связанные с гипербазитами: 4 — Пларский хребет, 5 — Куртушубинский хребет, 6 — р. Кашкарет. *б* — габбро-сиенитовая формация, массивы: 1 — Крыжинский, 2 — Запевахи, 3 — Осередок, 4 — Патын, 5 — Куль-Тайга, 6 — Калбук, 7 — габбро-диабазовая формация, Мало-Тагульский массив. *в* — Остюрен. *a* — габбро-пироксенитовая формация массивы Лысанский и Подлысанский: 1 — габбро, 2 — клинопироксениты, 3 — титаномагнетитовые серпентиниты, 4 — альбититы; 5 — вмещающие эффузивы (по А. С. Мехоношину).

Потенциальная рудоносность интрузий и характер распределения в них рудных компонентов в значительной мере зависит от тектонических условий становления массивов, причем в основном это касается стратифицированных плутонов габбро, но не исключает и гипербазиты.

Все изучаемые титаноносные массивы принадлежат к базальтоидам. Независимо от геохимического типа и потенциальной металлоносности характерным для них является отчетливая корреляция титана с суммар-

ным железом (рис. 66). Важно отметить, что титан и железо являются проходящими элементами в габброидах, разного возраста. Однако максимальные локализации титана и железа приходится на наиболее древние допалеозойские ассоциации (габбро-диабазовая, габбро-пироксенитовая).

Состав руд титана изменяется от титаномагнетитовых в стратифицированных габбро-сиенитовых и норитовых интрузивах до ильменито-титаномагнетитовых и дайкообразных в габбро-пироксенитовых массивах. Максимум Ti приходится на титаномагнетит из стратифицированных габбро-сиенитовых массивов, а минимум — на тот же минерал из габбро-диабазов. В титаномагнетито-ильменитовых месторождениях, связанных с габбро-пироксенитовой ассоциацией (Fe—Ti—V подтип), до 25% титана рассеивается в силикатах (авгит, керсутит). Типичной чертой титаномагнетита разных месторождений Саяно-Байкальской области в отличие от Урала является отсутствие или низкое содержание Sc, а также пониженное содержание V (0,08—0,25% против 0,39% в титаномагнетите Качканара). Главное количество V в рудах приходится на титаномагнетит, а Zr и Nb — на ильменит.

Наиболее значительными в практическом отношении являются те интрузии, которые тесно связаны с эволюцией основной магмы в зонах глубинных разломов. Особенно высокую перспективность по Ti и Fe обнаруживают массивы, развивающиеся транзитно и в слабой зависимости от коровых факторов, в частности, не несущие следов контаминации. К таким массивам относятся габбро-пироксенитовые. Стратифицированные массивы габбро-норитовых и сиенитовых ассоциаций, несущие на себе четкое влияние коровых факторов, в меньшей степени интересны в смысле титаноносности. Контаминация в них снижает масштабы Fe—Ti минерализации габброидов, смещает базальтовый состав магмы в сторону диоритоидов. Особенно характерно, что контаминация сопровождается золото-сульфидной минерализацией и это расширяет диапазон поисков. В условиях далеко зашедшего фракционирования нижние кумуляты расслоенных интрузий могут накапливать платину и хромиты, что также имеет важное значение для организации оценочных работ.

КРИТЕРИИ ТИТАНОНОСНОСТИ

Как видно из петрологических и геохимических данных, важным условием накопления титана в габброидах магматического ряда является: а) открытость систем, б) быстрая подача расплава из глубины при слабой степени его контаминации, в) в ряде случаев заложение промежуточных очагов, обеспечивающих дополнительное накопление рудных.

Фактором, предопределяющим появление наиболее титаноносных интрузий, является габбро-пироксенитовый уклон в составе ассоциации, а также широкое проявление процесса метасоматоза, который часто приводит к образованию крупных масс рудных пироксенитов.

Изучение геохимии габброидов складчатых областей [Глазунов, 1975; Мехоношин, 1976] позволило выявить некоторые особенности химизма рудоносных массивов и подобрать эмпирические характеристики, пригодные для оценки рудоносности массивов. Все многообразие характеристик подразделяется на две группы. К одной из них относятся параметры (Ti/Cr, V/Co и Ni/Co), разделяющие титаноносные массивы от петитаноносных, к другой — характеристики

$$g = \frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3}, \quad \bar{k} = \frac{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}^5$$

которые в сумме позволяют выделить среди титаноносных массивов наиболее перспективные в отношении рудоносности. Особенно ярким показателем

⁵ По Л. С. Бородину.

Эффективные геохимические параметры габброидов

Параметры	Массивы	
	титаноносные	нетитаноносные
Ti/Cr	>100	<100
V/Cr	>10	<10
Ni/Co	<1,0	>1,0
Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	$\frac{0,7045-0,7065}{0,07047}$	$> \frac{0,7065-0,7095}{0,07074}$
$K = \frac{SiO_2 + Al_2O_3}{Na_2O + K_2O}$	>10	
$f = \frac{\Sigma FeO}{\Sigma FeO + MgO} \cdot 10$	>0,55	<0,55
rTi—Ca	Положительный Нет биотита	Отрицательный Много биотита

Примечание. r — коэффициент парной корреляции.

телем титаноносности габброидов являются отношения Ti/Cr и V/Cr, которые в рудоносных телах бывают соответственно больше 100 и 10. Величина Ni/Co в них приближается к 1 или опускается ниже (табл. 36).

К дополнительным параметрам оценки рудоносности принадлежит коэффициент железистости $f = \frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$, имеющий в титаноносных интрузивах значение больше 0,55. Этот показатель в никеленосных и хромитеносных массивах равен 0,1—0,3. Вместе с тем следует заметить, что титановое оруденение обнаруживается не во всех массивах с повышенной железистостью пород. Это объясняется прежде всего различным характером отделения рудного вещества в процессе дифференциации. Только в породах с высоким FeO/Fe₂O₃ (>0,5) при высокой общей железистости могут накапливаться крупные рудные локализации.

Из рис. 67 видно, что габброидам, несущим промышленное оруденение, присуща высокая железистость (0,5—0,8) по сравнению с их безрудными аналогами.

Принадлежность неизвестных массивов к группе титаноносных на практике корректнее оценить с помощью вероятностных доверительных

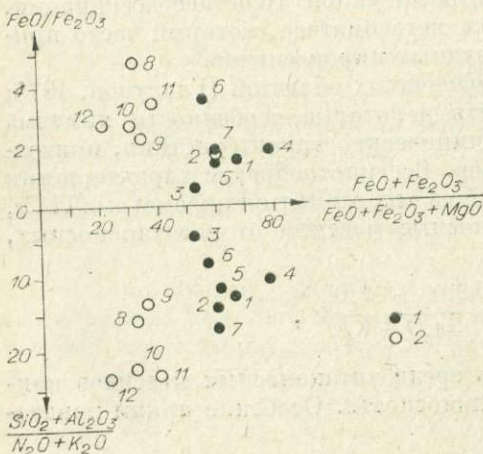


Рис. 67. Положение рудоносных и нерудоносных габброидов в координатах железистости и щелочности.

1 — рудоносные массивы (Fe, Ti, V): 1 — Малый Тагуд (Восточный Саян); 2 — Кузинский (Южный Урал); 3 — Ковдор (Кольский п-ов); все три — габбро-диабазовая формация. 4 — Остюрен, Северо-Восточная Тува; 5 — Казырский, Восточный Саян; габбро-сиенитовая формация, 6 — Кедранский, Восточный Саян, габбро-пироксенитовая формация. 7 — Ельце-Озерский, Кольский п-ов, щелочно-габброидная ассоциация [Зак и др., 1969]. 8 — нерудоносные массивы (на Fe, Ti, V): 8 — Довыренский, Северное Прибайкалье (габбро-перидотитовая формация); 9 — Нижне-Дербиинский, северо-западная часть Восточного Саяна (габбро-пироксенит-дуни-товья формация по Волохову и др., 1972); 10 — Идарский, Восточный Саян, и 11 — Хуша-Гол, Восточный Саян. Оба типа габброидов генетически связаны с гипербазитами (по данным А. С. Мехоношина).

Таблица 37

Определение значимости расхождения окислов в габбро по t - и F -критериям

Компонент	I (n=23)		II (n=38)		t	F
	\bar{X}	S^2	\bar{X}	S^2		
SiO ₂	46,51	4,62	43,06	12,61	4,17	2,72
TiO ₂	2,00	0,32	3,91	1,94	6,93	6,08
Al ₂ O ₃	14,12	0,96	15,80	4,26	3,86	4,39
Fe ₂ O ₃	5,29	6,85	3,36	1,12	2,59	6,11
FeO	11,43	1,83	8,01	3,01	7,28	1,64
MnO	0,20	0	0,16	0,006	3,25	9,14
MgO	5,85	0,85	6,20	5,42	0,77	5,98
CaO	9,90	1,32	12,49	5,39	5,22	4,06
Na ₂ O	2,20	0,12	2,50	1,12	1,05	9,06
K ₂ O	0,39	0,02	0,72	0,22	3,74	9,33
P ₂ O ₅	0,15	0,009	0,64	0,20	6,23	20,32
H ₂ O	0,85	0,13	2,72	3,30	5,97	23,92

Примечание. I — габбро-диабазовая формация Восточного Саяна, Мало-Тагульский массив; II — габбро-пироксенитовая формация, Лысанский, Подлысанский, Кедранский массивы Восточного Саяна. Критическое значение t равно 2,0.

эллипсов. Доверительные эллипсы при большом числе точек на диаграмме в координатах $g-\bar{k}-f$ [Мехоноши, 1972] заметно сокращают область неопределенных решений. Как уже говорилось выше, титаноносные массивы выделяет слабая степень контаминации и гибридности, отраженная в умеренной величине Sr^{87}/Sr^{86} (0,7045—0,7065). Кроме того, они имеют значимую положительную связь титана с кальцием и фосфором.

Повышение щелочности пород обычно приводит к рассеиванию титана в силикатах. В обстановке низкой щелочности титан образует самостоятельные рудные минералы. Возрастание в габбро величины K за пределы 10 является благоприятным фактором для концентрации титана в окиснорудной фазе.

Массивам, безрудным в отношении титана и ванадия, присущи пониженная величина индекса железистости, обратная связь титана и кальция, невысокое содержание TiO₂ в титаномагнетите (8—12%).

Снижение продуктивности рудной составляющей массивов обычно фиксируется появлением раннего биотита, куда «сбрасывается» основное количество титана. Для поисков рудных тел метаморфогенного ряда, контролируемых разломами, лучший эффект дают положительные аномалии калия, рубидия и лития, подчеркивающие тектонические зоны.

Среди критериев рудоносности, как уже отмечалось ранее, ведущее место принадлежит дисперсии содержания (S^2) и коэффициенту вариации (\bar{V}) таких элементов, как Cr, Mg, Si. Нередко величина S^2 и \bar{V} оказываются выше в рудоносных, чем в нерудоносных массивах. Этот важный вывод был подтвержден нами на основании изучения большого числа массивов гипербазитов [Глазунов, 1970].

Аналогичную роль играет дисперсия титана и рудного Fe при разграничивании габброидов по степени титаноносности, что иллюстрируется табл. 31, где отчетливо видны более высокие величины дисперсии этих элементов в титаноносных телах габбро-пироксенитовой и габбро-диабазовой ассоциации, по сравнению с нетитаноносными траппами и габбро-перидотитами. Аномальные дисперсии содержания железа в габбро-сиенитовых массивах в данном случае представляют исключение и объясняются высокой их дифференцированностью. Несколько пониженная величина

Таблица 38

Сравнительная оценка среднего содержания X (вес. %) и дисперсии концентрации (S^2) окислов в габброидах

Массив и формация	Число проб	TiO ₂		V ₂ O ₅		NiO		CoO		Cr ₂ O ₃	
		\bar{X}	S^2	\bar{X}	$S^2 \cdot 10^{-6}$	\bar{X}	$S^2 \cdot 10^{-6}$	\bar{X}	$S^2 \cdot 10^{-8}$	\bar{X}	$S^2 \cdot 10^{-8}$
Габбро-пироксенитовая											
Подлысанский	17	4,12	14 634	0,01	113	0,0062	120	0,001	100	0,0013	400
Лысанский	7	3,73	4 063	0,07	726	0,0260	400	0,0064	700	0,072	820 000
Кедранский	14	3,74	7 681	0,04	361	0,0032	1000	0,006	5 000	0,016	30 000
Среднее	38	3,91		0,04		0,018		0,0044		0,031	
Габбро-перидотитовая											
Довыренский	14	0,39	4 200	0,023	200	0,043	1500	0,0068	1 500	0,160	
Нюрундуканский	14	—	—	—	—	0,031	700	0,0070	4 000	0,066	
Кивелевский	13	0,13	560	0,012	260	0,028	390	0,0053	600	0,079	
Чайский	16	1,36	3 000	—	—	0,026	3000	0,0060	160 000	—	—
Среднее	57	0,62		0,017		0,030		0,0063		0,068	

Примечание. Наиболее рудоносные массивы по титану — Подлысанский, по никелю — Чайский.

дисперсии титана в габбро-диабаззах связана с нивелирующим влиянием метаморфизма.

Очень существенно, что дисперсия концентрации TiO_2 , FeO , P_2O_5 обнаруживает свое маркирующее значение при сравнении двух массивов, содержащих месторождения (табл. 37). Высокие колебания концентрации титана дают возможность также отграничить рудоносные массивы от нерудоносных даже в пределах одной ассоциации (табл. 38). Таким образом, вывод о большом значении дисперсии для оценки рудоносности массивов имеет общее значение. Его следует распространить на различные по составу ультрамафиты.

Применение геохимических характеристик на основе количественного анализа и статистики позволило приблизиться к более строгой оценке рудоносности отдельных массивов и поясов Сибири. Приведем примеры наиболее перспективных массивов на титан, хром и никель.

Среди изучаемых габброидных ассоциаций первое место по масштабам проявления Ti и Fe принадлежит габбро-пироксенитовой формации и прежде всего ее эталону — Лысанскому поясу в Восточном Саяне, где находится самостоятельный $Fe-Ti-V$ геохимический подтип пород. Затем в порядке снижения практической значимости располагаются габбро-диабазовая и габбро-сиенитовая ассоциации. Такое особое место габбро-пироксенитовой интрузии основывается на приуроченности к ним не только крупных по запасам и пока единственным в Сибири железо-титан-ванадиевых месторождений, находящихся у ж. д. Абакан — Тайшет, но и многочисленных рудопроявлений, а также геохимических и магнитных аномалий. В пределах пояса наибольший практический интерес имеют Подлысанский и Кедранский массивы. С поверхности и на глубине здесь изучены богатые железо-титановые руды [Глазунов, 1957, 1975], из которых получены рентабельные концентраты. В собственно Лысанском массиве заключены железные низкотитанистые руды с ванадием, но без вредных примесей. Эти руды могут быть использованы для прямого металлургического передела, что очень важно, если учесть назревающий дефицит в Сибири товарной железной руды.

На основании находок платиноидов ультраосновные породы Лысанского массива предположительно можно выделить в $Ti-Pt$ геохимический подтип, что также следует учесть при поисках. С приближением к северо-западному флангу Лысанского пояса по мере перехода в блок тектонической стабильности в породах данного комплекса наблюдается возрастание роли сфен-перовскитовой минерализаций, сопровождающейся повышением концентрации Zr , Nb , P_2O_5 (Ti — редкометалльный геохимический подтип). В этом же направлении в породах несколько увеличивается содержание щелочей, растет степень метаморфизма и масштабы натрового метасоматоза вмещающих эффузивов. Последний выразился здесь в появлении крупных полос рутилоносных амфиболитов (2-0,3 км), содержащих до 8% TiO_2 . Необходимо особо подчеркнуть важность нашей находки рутилоносных амфиболитов, имея в виду близость ее от железной дороги и простоту получения из них титановых концентратов. Манский и тем более Колпинский пояс в отличие от Лысанского характеризуются низкой титановой минерализацией. Можно заметить возрастание в ультраосновных породах Манского пояса доли железа, рассеянного в силикатах, а в габбро, кроме этого, повышение содержания золота. Смещение геохимического профиля и степени рудоносности габбро-пироксенитовых массивов по простиранию поясов согласуется с изменениями соотношения объемов соответствующих пород, причем это установлено как по визуальным, так и по гравитационным данным. Более глубинное залегание самих массивов⁶, повышенный уровень щелочей при заметной

⁶ Верхняя кромка возмущающих масс в Манском поясе около 20 км против 8—10 км в Лысанском [Шарфенов, 1967].

дисперсии Nb и Ta наряду с отнесением их к Ti—Zr—Nb подтипу — вот некоторые обоснования возможной перспективности Манского пояса в отношении редкоземельной минерализации. Весьма важным является и то, что на металлогенической карте СССР эта полоса оконтуривается в структурно-металлогеническую зону, перспективную на редкие земли [Семенов и др., 1967]. Этот прогноз покажется наиболее убедительным, если вспомнить о том, что именно на юго-восточном продолжении полосы Саянских байкалитов в зоне краевого поднятия фундамента платформы расположены массивы щелочно-ультраосновной формации с редкометальными карбонатитами [Пожарицкая, Самойлов, 1972]. Непременным условием образования карбонатитов является поступление больших объемов растворов и флюидов из глубоких частей мантии по разломам [Шейнманн, 1955]. Проводя аналогию, можно предположить таким образом, что в названной части В. Саяна интенсивная трещинная дегазация мантии, очевидно, происходила длительное время в протерозое и палеозое. Проницаемой зоной для таких растворов был Главный Саянский разлом и оперяющие его дизъюнктивы на стыке Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Интенсивная дегазация мантии в этой зоне доказывается и фактом обогащения гипербазитов щелочами, не связанными с силикатами, и фактом возрастания их содержания в разновозрастных гипербазитах и габбро с приближением к границе платформы [Абрамович, Груза, 1972]. Для полноты картины заметим, что подобная ситуация в других складчатых районах (например, на Урале) также предопределяет развитие щелочно-ультраосновных и титаноносных интрузий [Охотников, 1972].

Наиболее крупные по масштабам титаноносности габбро-пироксенитовые интрузии имеют: а) высокое содержание и дисперсии Ti и Fe; б) повышенное содержание щелочей; в) положительную корреляцию Ti и Ca. Внутри габбро-пироксенитовых массивов благоприятными для локализации ильменито-титаномагнетитовых руд могут быть: раздувы и участки повышенной мощности массивов, где проявился пульсационный характер концентрации вещества; контакты ультраосновных пород и габбро, особенно со стороны подлежащих тел последних, по которым прошли процессы метасоматоза, обеспечивающие концентрацию ильменита в клинопироксенитах; верхние части тел габбро и клинопироксенитов; «придонные» и пологопадающие участки массивов, сложенные ультраосновными дифференциатами; поля развития лейкократовых и пегматоидных габбро.

В региональном плане наиболее обещающими для открытия крупных Ti—Fe месторождений этого типа могут оказаться площади распространения полосчатых дайкообразных габбро-пироксенитовых массивов, сформировавшихся в гиабиссальных условиях при ведущей роли кристаллизационной дифференциации и быстром, многофазном поступлении расплава из глубинных очагов.

Другим важным Fe—Ti объектом в Саянах являются массивы древнейших габбро-амфиболитов и габбро-диабазов. В качестве перспективных на Fe—Ti—V в Сибири этот тип выдвигается в первые [Тигунов и др., 1972]. Если оценивать титаноносность габбро-диабазовой ассоциации по площади ее развития, то нельзя не заметить более высокую рудоносность массивов юго-восточной части Восточного Саяна и возрастание их продуктивности от оз. Байкал (рудопроявления Арбанского и Манкрессовского массивов) на запад и в район Мало-Тагульского массива и одноименного месторождения. Разведочные работы на Мало-Тагульском массиве дают обнадеживающие результаты. Это тем более важно, что из руд получены коллективные концентраты с высоким содержанием Fe (64,1%) и V₂O₅ (0,99%) при извлечении 60—75% Fe, 33% Ti O₂, 89% V. Если учесть, что подобные руды не являются исключением в Восточном Саяне (Койский и другие массивы), то станет очевидным необходимость продолжения геохимических поисков прежде всего в пределах крупных тел габбро-диабазовой и габбро-амфиболитовой ассоциации,

Таблица 39

Характеристика габброидов титанистого геохимического типа (габбро-сиенитовая формация)

Элементы	1		2		3	
	\bar{X}	S^2	\bar{X}	S^2	\bar{X}	S^2
Ti	12 000	1,6	10 000	0,9	1100	1,2
Cr	40	0,2	110	2,0	90	1,0
V	70	1,0	70	0,3	110	0,3
Ni	40	1,0	20	0,08	30	-0,5
Co	20	0,1	40	0,1	30	-0,3
Cu		0,1	50	0,1	20	0,1

Примечание. Массивы: 1 — Крыжипский (Бизирский) массив, 2 — Запевахиша, 3 — Осередок. Размерность — $n \cdot 10^{-4}\%$.

залегающих в архейско-раннепротерозойском блоке. Принимая во внимание содержание полезных компонентов, следует ориентироваться на возможность утилизации руд данной формации в первую очередь как сырья на титан и ванадий. В этой связи исключительный интерес представляют зоны метаморфического перераспределения рудных, объединяющие тела сливного ильменита. Они фиксируются высокими вариациями содержания Ti, V, а также первичными геохимическими аномалиями K и Rb. Следует подчеркнуть большое поисковое значение таких аномалий, если учесть, что раньше они оставались вне поля зрения исследователей.

Другим признаком, указывающим на возможное нахождение рудных залежей в контуре какого-то участка массива габброидов, претерпевших интенсивный метаморфизм, является низкая железистость породообразующих силикатов.

При изучении месторождений, связанных с габбро-амфиболитами, важно обращать внимание на общую картину локального динамотермального метаморфизма, который может изменить первичный состав и первичную анатомию массивов.

Среди массивов габбро-сиенитового ряда сейчас пока трудно выделить наиболее интересные для практики. В соответствии с предлагаемой геохимической систематикой [Глазунов, 1977] все они могут быть отнесены к титанистому геохимическому типу. Последующее изучение позволит выделить среди них габброиды соответствующих геохимических подтипов. По геохимическим и другим имеющимся данным все они характеризуются в Сибири почти равноценной титаномагнетитовой минерализацией, не исключая и массивы Забайкалья [Лебедев, 1963]. Но максимальное число зафиксированных рудных точек титана приходится на массивы Казырской группы в Восточном Саяне [Шелковников, 1958] и Патинской в Кузнецком Алатау [Ильенко, 1964]. Для стратифицированных плутонов с повышенной минерализацией титана характерны: а) высокая насыщенность фосфором с тесной корреляцией фосфора и титана; б) обратное соотношение титана с кальцием, магнием и хромом.

Вполне возможно, что перспективными могут оказаться также пока слабо изученные горизонты стратифицированных плутонов, где не исключается открытие хромитовых руд с платиной. Наличие промежуточных очагов плавления способствует обогащению первичного расплава рудными, но обычно этот процесс подавляется контаминацией, которая в соответствующей обстановке может обеспечить интрузии иной рудный профиль. Речь идет о возрастании золотоносности ряда габброидных массивов под влиянием контаминации.

В группе известных стратифицированных плутонов Восточного Саяна по параметру дисперсии титана и ванадия выделяется Крыжгинский. В массиве Запевахиha обнаруживается большая флуктуация хрома (табл. 39), что можно считать благоприятным признаком для образования аккумуляционных платиноидов в телах ультраосновных пород.

КРИТЕРИИ ХРОМИТОНОСТИ

В результате изучения гипербазитов можно наметить следующие общие предпосылки их хромитонности. По нашим данным, на локализацию оруденения благоприятно сказывается: 1) общая тектоническая позиция массивов, в частности преимущественное залегание массивов в области относительной стабилизации (влияние кратона и зоны сопряжения срединных массивов и трогов); 2) крупные размеры массивов; 3) повышенная минерально-петрографическая зональность и химическая неоднородность пород и вариации состава слагающих их минералов (оливина, энстатита, хромшпинелида); 4) обогащение нижних частей массива хромом; 5) высокая магнезиальность изначального расплава, обеспечивающая отделение больших масс дуцитов с хромитами.

Здесь опускаются такие признаки хромитонных массивов, как параметры и закон распределения Cr, так как о них уже упоминалось в работах Н. В. Павлова, Григорьевой-Чупрышиной (1973); И. А. Малахова (1968); Н. Д. Соболева с соавторами (1970—1974); С. С. Зимина (1975).

Несмотря на возможность использования величины концентрации для выделения рудоносных массивов, все же она не может принадлежать к числу основных критериев оценки рудоносности массивов. Это связано с тем, что блоки гипербазитов, включающие рудные тела, нередко несут как раз низкое количество хрома вследствие его реконцентрации при ме-

Структурное положение и степень рудоносности

Тектоническая система		Краевая	
		Енисейско-Бирюсинское	Приольхонское
Поле, пояс			
Массив		—	—
Тектоническое положение	Близость к выступам архейского фундамента	Непосредственно в поле гнейсов	Около выступов
	Характер догеосинклинального субстрата (коры) Состав вмещающих вулканитов. Соотношение их с терригенными отложениями	Субконтинентального типа	
Состав	Соотношения главных разновидностей пород в массивах (как показатель степени фракционирования расплава)	Ортоамфиболиты за счет основных вулканитов, гнейсы, подчиненные им мраморы	Ортоамфиболиты, подчиненные карбонатно-сланцевой толще
	Дуиты	40	20
	Перидотиты	85	75
	Серпентиниты		
	Пироксениты	5	5
Габбро			
Оценка степени хромитонности (число рудных точек / площадь массива)	—	—	
Перспективность	Сульфиды никеля	Сырье для огнеупоров	

таморфизме. В гипербазитах отрицательные аномалии Сг и сопутствующих ему V и Ni часто фиксируются около рудных шпир (рис. 68) и отсутствуют в зальбандах жил, что может служить одним из поисково-оценочных признаков. В габброидах резкие спады концентрации или отрицательные аномалии заметны по соседству с телами метаморфического ильменита.

Конкретизируя высказанное положение о связи рудоносности и тектонической позиции гипербазитов, необходимо обратиться к табличным данным (табл. 40). Прежде всего они показывают, что наиболее рудоносные массивы гипербазитов отличаются большей пестротой состава пород; находятся преимущественно в парагенной связи с терригенно-сланцевыми толщами, тогда как массивы со слабыми признаками рудоносности более однородны по составу и ассоциируют с вулканогенными отложениями. Если для первых показано тяготение к выступам блоков фундамента и кора субконтинентального типа, то для вторых — большее удаление от стабилизированных блоков и соответственно кора океанического типа. Массивы, залегающие в пределах выступов цоколя платформы (краевая система), оказываются на хром неперспективными. В подтверждение отмеченного выше тезиса о влиянии структурной позиции массивов на распределение в них рудных хромитов целесообразно указать также на Кивелевский массив в Северном Прибайкалье, расположенный в зоне влияния Сибирского кратона. Здесь дифференциация ультраосновной магмы в спокойной обстановке завершается выделением алюмохромитов.

В нашу задачу не входит разбор всех геологических факторов хромитоносности. Но тем не менее, обсуждая подмеченные нами зависимости состава и тектонической позиции массивов гипербазитов, заметим, что они имеют важное значение для размещения оруденения. Большую роль играет также прототектоника плутона, отрисованная по первичной полосчатости и иногда вскрывающая сводовые его части,

Т а б л и ц а 40

отдельных поясов и массивов гипербазитов

Эпикратонная		Межкратонная				
Ильчирский	Муйский	Северо-Саянский			Куртушубинский	
Оспинский	Парамский, Шамаанский	Березовский	Ергак	Борус	Куртушубинский	Иджим
Близко к раздробленным блокам и глыбам архея		На большом удалении. Для Березовского — возможно присутствие погребенных блоков			На значительном удалении от архейского фундамента	
Субконтинентального типа		Океанического типа			Океанического типа	
Преобладают терригенные (черносланцевые, карбонатные) толщи сокращенной мощности (3 км)		Спилито-диабазовая и спилито-кератофировая толща мощностью 6—7 км. Для Березовского — значительная доля терригенных отложений			Серия с преобладанием спилито-диабазов инциальных этапов геосинклиналей, реже терригенные отложения	
35	25	5	20	15	20	2
50	40	87	50	60	65	12
	25		25			83
5	10	3	3	20	20	3
10—15		5	5	5		
0,4	0,2	0,2	0,13	0,07	0,04	0,05
Хромиты, нефрит	Хромиты, нефрит		Хромиты	Асбест	Асбест	Асбест

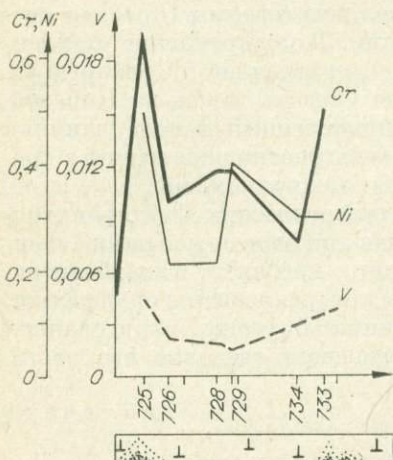
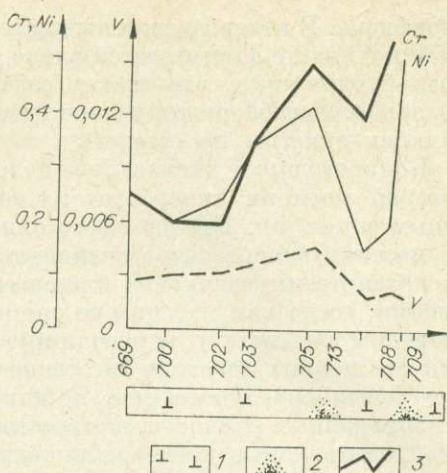
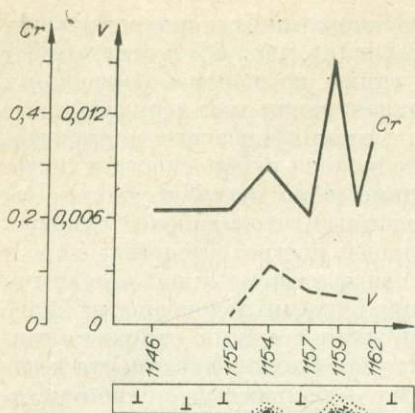


Рис. 68. Распределение хрома и других элементов в первичных ореолах рассеяния над рудными телами. По материалам опробования стенок каров Осиинского массива, Восточный Саян.

1 — серпентиниты, 2 — первичные ореолы рассеяния над рудными телами хромитов, 3 — кривые содержания.

перспективные на хромиты [Кравченко, 1974]. Нельзя не учитывать также отдельных направлений в массивах, обеспечивающих развитие линейных метасоматических зон, с которыми совпадают тела плагиоклазитов, габброидов и переотложенных хромитов.

Наиболее благоприятными для поисков хромитов шпирового типа являются не только поля дунитов, но и зоны перехода от дунитов к перидотитам, особенно в массивах с субкольцевым строением. В интрузивах удлиненной формы размещение шпир также контролируется контактами пород, а жил — преобладающей системой диагональных или продольных трещин. В мелких массивах большинство жил имеют пологое падение и заполняют трещины контракции, параллельные своду плутона, что отличает их от крутопадающих и протяженных жил крупных массивов. Вполне возможно, что трещины контракции могут размещать и более значительные по размерам рудные зоны.

Когда дифференциация проявлена слабо и массив имеет перидотитовый состав с небольшими обособлениями дунитов, крупных скоплений хромитов обычно не наблюдается. Это объясняется тем, что основная масса хрома перидотитов рассеивается в энстатите и аксессуарном хромшпинелиде. Гарцбургиты хромитосносных массивов чаще содержат высокохромистый хромшпинелид [Колбанцев, 1974].

Используя критерии энтропии, можно свести к минимальной неопределенности выводы и с достаточной степенью надежности выделить в пределах изучаемых поясов перспективные массивы гипербазитов. Применительно к ультраосновным породам магнезиального типа наиболее информативными оказываются средние содержания MgO , $FeO + Fe_2O_3$ и Cr в дунитах и MgO , частично FeO в рудных хромитах. Как правило, величины Mg и Cr рудоносных и нерудоносных плутонов слабо различаются по количеству Si , Ni , FeO , а хромиты — по Al . Нами замечено, что наиболее хромитосносным массивам присуще минимальное содержание титана при сохранении обратного соотношения хрома и титана.

Средневзвешенное содержание и геохимические параметры по отдельным массивам гипербазитов

Оксид, параметр	I		II		III	
	1	2	1	2	1	2
Fe ₂ O ₃	2,91		4,02		4,64	
FeO	4,96		3,88	15,7	2,07	
Cr ₂ O ₃	0,56	22,40	0,49	34,25	0,31	31,10
MgO	43,59		38,46		37,74	
Cr ₂ O ₃ /FeO		0,8		3,1		
Cr ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃		11,8		4,9		
b	65,29		61,13		60,60	
Z	80,95		59,05		52,86	
y	16,82		35,83		46,14	
Число проб	18	3	10	5	12	3

Примечание. I — Борусский массив, II — Березовский, III — Шадатский.
1 — породы, 2 — руды.

Обращает на себя внимание прямая корреляция содержания хрома в породах с петрохимическим индексом *Z* и обратная с содержанием хрома в рудах (табл. 41).

Повышение содержания хрома и магния, как уже подчеркивалось ранее, не относится к прямым признакам хромитонности пород, хотя отношение «содержания хрома в дунитах > содержания хрома перидотитов» является дополнительным признаком рудоносности неизмененных гипербазитов (Сибирь, Урал).

Наиболее благоприятными местами залегания шпир рудных хромитов являются зоны перехода от дунитов к перидотитам и полосчатый комплекс. Появление пироксенитов способствует рассеянию хрома в силикатах. В связи с этим некоторые пироксениты отличаются аномальной хромитостью. Тесное срастание хромита с жильным энстатит-бронзитом указывает на перегруппировку рудных и может служить поисковым признаком.

Для обнаружения скрытых рудных тел обнадеживающим следует считать отрицательные (ниже фоновых) аномалии хрома около рудных залежей, отражающие процесс реконцентрации элементов, а также максимумы среди серпентинитов апикальных частей массивов, указывающие на миграцию хрома в гидротермальный этап.

Можно также отметить повышенную величину коэффициента концентрации хрома в хромшпинелиде рудоносных массивов ($K > 50$, Урал, Сибирь) по сравнению со слабо рудоносными ($K = 10-20$, Северо-Восток СССР). В габброидных стратифицированных массивах возможным показателем хромитонности является присутствие зерен хромшпинелидов, а также прямая корреляция хрома с железом.

Переходя к оценке конкретных массивов, заметим, что по масштабам хромитонности в ряду гипербазитов Сибири особое положение занимает Оспинский массив. В нем В. И. Левицким и автором выявлены и предварительно оценены по меньшей мере три рудные зоны. Ориентировочные размеры Главной зоны — 700×120 м. Размеры других зон несколько меньше. Зоны состоят из серии пламевидных параллельных линз и шпир хромита длиной до 100 м, смещенных поперечными дизъюнктивами и сопровождаемых многочисленными проводниками хромита. Хромитовые руды Главной зоны несут от 21 до 57% Cr₂O₃; 8—23% FeO при средневзвешенном содержании на мощность — 43,8% Cr₂O₃. Шпировые и жиль-

Параметры распределения хрома в гипербазитах Восточной Сибири

Массив	Относительная хромитовность	Порода	Число проб	X	S ²
Оспинский	0,4	Дуниты	33	0,44	0,160
		Гарцбургиты	20	0,28	0,014
		Сerpентиниты	36	0,32	0,077
Березовский	0,2	Перидотиты	14	0,30	0,0836
		Сerpентиниты	66	0,31	0,0173
Шадатский	0,19	»	177	0,65	0,0468
Эргакский	0,13	Дуниты	26	0,33	0,05
		Перидотиты	13	0,37	0,02
		Сerpентиниты	11	0,34	0,0026
Борусский	0,07	Дуниты	5	0,27	—
		Гарцбургиты	7	0,50	—
		Сerpентиниты	36	0,26	0,0208
Куртушубинский	0,04	Дуниты	12	0,28	—
		Перидотиты	15	0,33	0,0127
		Сerpентиниты	18	0,28	0,0073
Улан-Сарьдаг	0,01	Дуниты	65	0,28	0,03
		Перидотиты	76	0,21	0,007

Примечание. Березовский массив, в том числе породы Большереценовского и Шушенского участков хромитовой минерализации. Оценка степени хромитовности — $\frac{\text{число рудных точек}}{\text{площадь массива}}$ при детальности исследования в масштабе 1 : 50 000.

ные хромиты Оспинского массива по химическому составу слабо различаются друг от друга, чего нельзя сказать о рудных и аксессуарных (последние более железисты). Хромитовый модуль ($\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$) шпиль варьирует от 1,5 до 3, указывая на пригодность рудных хромитов для получения феррохрома, не говоря о возможности использования их в химической промышленности. Геохимические характеристики всех пород этого массива не выходят за пределы параметров, свойственных рудоносным массивам, а хромиты близки по составу к хромитам Кемпирская (см. рис. 23). Они являются типичными для хромитового геохимического подтипа (см. табл. 7).

В последнее время перспективным для Сибири считается Агардагский массив в Туве, в котором закартировано более 100 мелких тел хромитов хорошего качества [Сибилев и др.; Колбанцев, 1974]. Этот массив пока изучен слабо в структурном и геохимическом отношении.

Хромиты, исследованные нами в Шадатском, Березовском, Ергакском и других массивах, представлены единичными телами, имеющими небольшие размеры (5—10 м при мощности 1—2 м) и сравнительно убогое содержание Cr_2O_3 (18—45%). Они не относятся к разряду первоочередных для исследований главным образом из-за неблагоприятного географического положения массивов. Однако важно иметь в виду, что Ергакский массив выделяет повышенная величина дисперсии в породах хрома (табл. 42), высокая гетерогенность состава пород, а также размеры тел хромита (2,5·20 м). Увеличенная дисперсия содержания хрома в породах позволяет давать благоприятный прогноз также Шадатскому массиву в Западном Саяне.

Менее интересными кажутся отдельные находки хромитов среди гипербазитов магнезиального типа в юго-восточной части Восточного Саяна, отличающихся присутствием пироксенитов и габбро (Янгозинский и Тагульский массивы). Но, проводя параллель с Уралом, можно предположить, что мелкие тела хромитов в гипербазитах могут быть важными. Подобные гипербазиты не случайно выделяются в хромито-платиновый геохимический подтип.

Отсутствие в Саяно-Байкальской области месторождений хромитов, соизмеримых с уральскими, объясняется меньшей интенсивностью и

большей рассеянностью продуктов ультраосновного магматизма, что сказалось и на размерах массивов. Для сравнения подчеркнем, что площадь наиболее хромитоносного Оспинского массива (всего около 150 км²) во много раз меньше площади такого уникального по хромитовой продуктивности массива, как Кемпирсайский.

При решении вопроса продуктивности гипербазитов важно учитывать представление о рудоносности самого изначального расплава. Действительно, древнейшие в Сибири ультраосновные породы (железистый тип), формирующиеся в пределах жестких выступов платформы, близко от места генерации магмы, характеризуются отсутствием сколько-нибудь значительных рудопроявлений хрома. В противоположность этому с каледонскими гипербазитами (магнезиальный тип), транспортируемыми по разломам через мощную толщу пород, связаны все известные проявления хрома. Наличие рудных локализаций в породах этого геохимического типа, характер распределения хрома по всей массе пород с вхождением элемента в минералы разных возрастных парагенезисов позволяют сделать вывод о повсеместной повышенной хромитоносности материнского расплава гипербазитов магнезиального типа в различных областях его проявления. Уровень рассеянного хрома (0,3%) и никеля (0,25%) в гипербазитах этого типа даже превышает концентрацию (0,15 и 0,25%) в дунит-гарцбургитовой формации Урала [Соболев, 1975]. Гипербазиты железистого типа в Сибири заметно объединены хромом (0,08%) и титаном (0,046%), чем, например, ультраосновные породы дифференцированных интрузий Карелии (0,2 и 0,7%) [по Лапину, 1975]. Различная концентрация хрома и других элементов в породах и минералах из массивов, пространственно разобщенных между собой, отражает уровень местной геохимической специализации. Объяснения такой специализации следует искать не только в принадлежности расплава к тому или иному классу, но и в особенностях его фракционирования, обусловленных тектоническим положением глубинных и приповерхностных очагов. Нам представляется особенно важным вывод о том, что наиболее хромитоносные массивы тяготеют к областям влияния кратона. По мере приближения к межкратонной системе рудоносность массивов снижается.

Перспективность гипербазитов Au—Pt подтипа пока не рассматривается из-за недостатка данных. Однако его самостоятельность обосновывается более высоким содержанием Au, Pt, а также Hg в ультраосновных породах, чем в базальтах. С нашей точки зрения, важными являються находки в неизмененных дунитах и перидотитах самородного золота. Этот факт может объяснить природу россыпей, не выходящих за границы массивов гипербазитов (например, ряд приисков Западного Саяна), и наряду с этим позволяет считать гипербазиты возможным источником золота в россыпях вообще.

КРИТЕРИИ НИКЕЛЕННОСТИ

Основными предпосылками, обуславливающими обогащение ультраосновных пород сульфидным никелем, являются: 1) избыточная насыщенность серой, 2) повышенная степень магнезиальности пород (при Mg/Fe, равным от 2 до 6), 3) формирование массивов в стационарных тектонических условиях. К признакам повышенной никелености относится преобладание в породах сульфидной формы никеля над силикатной (при $Ni_{\text{сульф}}/Ni_{\text{сил}} \times 100 = 80-90$). К информативным параметрам рудоносности относится также дисперсия содержания рассеянного никеля, что нельзя сказать о среднем содержании. Дополнительной характеристикой можно считать отношение Cr/V, оправдавшее себя при разбровке на никель трашповых силлов [Нестеренко, Смирнова, 1964]. Никеленосные гипербазиты всегда имеют отношение Ni/Co, равное 5. Отношение Ni/Fe для оценки никелености массивов не пригодно.

Для локализации сульфидно-никелевых руд благоприятными являются массивы базальтоидного ряда со следами далеко зашедшего фракционирования магмы [Генезис..., 1968; Годлевский, 1968].

Одним из основных условий локализации сульфидных никелевых руд является формирование массивов в стационарных условиях. В качестве иллюстрации можно указать на месторождения никеля в генетической связи с базальтоидами [Ультраосновные..., 1961; Лихачев, 1974] и гипербазитами [Богачев и др., 1972] Кольского полуострова. В настоящее время большое внимание к себе привлекают никеленосные гипербазиты Воронежского кристаллического щита [Чернышев, 1972; Бочаров, 1973]. В складчатой зоне Саяно-Байкальской области максимально никеленосными считаются габбро-перидотитовые массивы Северного Байкала [Гурулев, 1965; Грудинин, 1965; Леснов, 1972], сформированные в условиях тектонического влияния Сибирской платформы. Отличительной чертой никеленосной габбро-перидотитовой формации является в общем невысокое содержание никеля (0,1—0,35% в ультраосновных породах и 0,05% в габбро) при повышенном (до 5) отношении Ni/Co. Эти примеры могут служить иллюстрацией того, что при геохимической типизации необходимо обращать внимание не только на среднюю распространенность элементов, но и на характер дисперсии рудного элемента. В наиболее никеленосном Чайском массиве среди перидотитов прослежено несколько крупных тел (мощность до 12 м) массивных, сидеронитовых и вкрапленных руд из пирротина и подчиненных ему пентландита, халькопирита и пирита. Сульфидное медно-никелевое оруденение относится к эпигенетическому ряду; почти всегда выдерживается пространственная приуроченность руд к ультраосновным породам. Месторождение в целом рассматривается как перспективное. Его значимость сейчас заметно возрастает в связи со строительством БАМ. Несмотря на отчетливую рудоносность Чайского массива, по концентрации никеля в породах на первое место выступает Довыренский массив, а Чайский занимает последнее место при промежуточном положении Нюрндуханского. По Э. Г. Конникову (1976), в Курловском массиве в связи с наложенными процессами можно ожидать также концентрации титана. Хотя Довыренский массив беднее сульфидным никелем, чем Чайский, главное количество элемента в нем также рассеивается в сульфидной форме.

По содержанию никеля к данной ассоциации Северного Прибайкалья близки породы габбро-пироксенит-дунитовой формации Восточного Саяна [Основные черты..., 1972], типичным представителем которой является никеленосный Нижнедербинский плутон. Но в отличие от Северного Прибайкалья в габбро-пироксенит-дунитовых телах никель находится в состоянии меньшего концентрирования.

При формировании интрузивов габбро-пироксенитовой ассоциации, очевидно, не выдерживаются условия, необходимые [по Годлевскому, 1968] для образования крупных локализаций никеля. Стратифицированные габбро-сиенитовые массивы в участках максимальной титаносности нет основания относить к объектам первоочередного исследования. Но в этом ряду исключение представляют массивы, где в нижних горизонтах обнаружены перидотитовые кумуляты с железистым оливином ($Fe \geq 20$) и большой дисперсии содержаний магния при высоком отношении Ni/Co [Глазунов и др., 1973]. На возможность обнаружения сульфидно-никелевых руд в расслоенных габброидах наряду с этим указывает локальная концентрация серы. Например, в Казырском и Остюренском плутонах она равна соответственно 0,04—0,09%, приближаясь к низшей концентрации в траппах норильского типа (0,04—0,5%). Среди большого числа стратифицированных массивов с благоприятными геохимическими характеристиками наиболее перспективными на никель нужно считать плутоны, залегающие внутри либо по окраинам древнейших гнейсовых выступов. Более того, ориентируясь на геохимические признаки, мы впра-

ве поставить вопрос о вероятности находок в стратифицированных массивах не только скоплений сульфидного никеля, но и хромитов с платиной. Поэтому было бы неверным отнести все плутоны стратифицированных габбро в список бесперспективных на никель. Нужно также иметь в виду некоторое сходство в направлении процессов дифференциации интрузий данного ряда с никеленосными дунит-троктолитовыми интрузиями [Щека, 1969].

Ранее было показано, что довольно высокий процент сульфидного никеля приходится на гипербазиты железистого типа [Глазунов, 1966; Глазунова и др., 1971]. Эти породы несут повсеместную рассеянную вкрапленность пирротина и пентландита, отличаются тесной корреляцией Ni с S [Корнаков и др., 1973], что приводит к высокому проценту выщелачивания никеля. Абсолютное содержание в них никеля не является высоким. Среднее для ассоциации (без габброидов) оценивается 0,2%, что соизмеримо концентрации в слабодифференцированных гипербазитах Кольского полуострова (0,17% по Лавину, 1975). Для серпентинитов одного из наиболее изученных и никеленосных массивов Канской глыбы отношение ($Ni_{\text{сульф}}/Ni_{\text{силь}} \times 100$) составляет 70,6; общий уровень Ni равен 0,27%, а S — 0,21%.

Некоторое обеднение никелем серпентинитов относительно первичных пород, возможно, обуславливается миграцией элемента за пределом массива в гидротермальном процессе. Рассеянная пирротин-пентландитовая минерализация в перидотитах и серпентинитах железистого типа распределяется локально, обычно не образуя крупных скоплений. Нередко сульфиды располагаются по трещинам или заполняют брекчии с образованием цементационного узора, причем сульфиды встречаются преимущественно в неизмененных породах. Соотношение $Ni > Co$, типичное для пирротинов из ультраосновных пород, наряду со структурой взаимных границ минералов, достаточно определенно свидетельствует о магматической (возможно, ликвационной) природе сульфидов. На первично-магматический генезис сульфидов [по Вахрушеву, 1973] указывает сидеритовый и «капельный» характер выделения пентландита.

Гораздо более крупные размеры имеют скопления сульфидов на контакте габбро и ультраосновных пород. Вкрапленники пирротина здесь достигают 1 см в поперечнике, иногда сменяются тонкими слустковыми обособлениями, закономерно приуроченными к темноцветной части породы. Так, в габбро Кингашского массива Восточного Саяна мощность одной из зон минерализации достигает 10 см. Кроме того, габбро несут самое высокое количество рассеянного никеля (0,029%) среди всех изученных базальтоидов региона (см. табл. 32). Это лишний раз указывает на потенциальную никеленосность гипербазитов железистого типа. Развивая положение о возможной никеленосности их, мы вправе заметить, что гипербазиты с железистым уклоном могут оказаться новым типом никеленосных интрузий, тогда как территория их распространения — перспективной для поисков сульфидно-никелевых месторождений. Гипербазиты, обедненные магнием и обогащенные железом, и в других регионах [Богачев и др., 1972] также оказываются продуктивными на никель.

При рассмотрении вопроса о никеленосности гипербазитов железистого типа в Сибири нужно иметь в виду пространственную близость их к границе с Сибирской платформой, в краевой части которой имеется целое ожерелье интрузий траппов повышенной магнезиальности и никеленосности [Урванцев, 1974]. Подобная сопряженность никеленосных, разновозрастных и полиформационных магматических образований указывает на роль верхней мантии как поставщика никеля.

Гипербазиты магнезиального типа из разных районов почти не различаются по концентрации никеля. В Сибири на фоне других массивов несколько выделяются Куртушубинский и Березовский (0,27—0,24% Ni). Сравнивая провинции, можно заметить, что наиболее богаты никелем ги-

пербазиты Кузнецкого Алатау. Среднее содержание в них никеля (0,25%) заметно выше, чем в тех же породах Западного Саяна (0,20%) и Урала [0,15%, по Соболеву, 1975].

В гипербазитах магнезиального типа повышенное количество никеля в основном связано с вторичными сульфидами, содержание которых возрастает параллельно росту массовой серпентинизации. Поэтому в большей мере они интересны на руды силикатного, нежели сульфидного никеля. Примером первых в изученном районе Зап. Саян является Ойское месторождение негитов в лиственитах.

Резюмируя сказанное, еще раз обратим внимание на то, что для потенциально никеленосных гипербазитов железистого типа показана невысокая степень дифференцированности, но высокий уровень серы, повышенная железистость ($Fa = 20$) породообразующего оливина при низкой концентрации в нем никеля, прямое соотношение в породах хрома и титана, а также низкое содержание магния.

Нами умышленно не затрагивались вопросы асбесто- и нефритопосности гипербазитов, так как они детально рассмотрены в работах В. Н. Лодочникова, П. М. Татарина, В. А. Кузнецова, И. М. Волохова, И. Ф. Романовича, Р. В. Колбанцева и др.

Здесь в порядке обсуждения нужно сказать о возможном проявлении алмазоносности в гипербазитах складчатых зон. Сам факт находки алмазов в ультраосновных породах складчатых зон сейчас почти не оспаривается. Судя по литературе [Каминский, Прокопчук, 1974], отдельные кристаллы обнаружены в перидотитах Урала (Каменушинский массив) и ряде других мест, не говоря уже об алмазах в перидотитах из включений в кимберлитах. Обращаясь к гипербазитам Восточной Сибири, напомним указание М. Ф. Шестопалова на присутствие мелких (десятые доли мм) кристаллов алмаза в жилах брекчированных перидотитов одного из крупных массивов Саян, насыщенных аморфным углеродом. На этом основании был даже выделен особый тип месторождений алмазов [Трофимов, 1939]. Правда, присутствие алмазов в перидотитах Саян позднее подверглось сомнению [Михайлов, Полякова, 1959]. Но если в других районах сама диагностика кристаллов была не типичной для алмазов и ошибочность находок, налицо, то характеристика кристаллов, описанных М. Ф. Шестопаловым, была столь похожа на характеристику алмазов (например, изотропность, твердость выше корунда и маусонита, показатель преломления 2,36—2,40; сторание в струе кислорода без остатка при 700—800°C и т. д.), что до сих пор заставляет возвращаться к этому вопросу. Отсюда следует, что проблема алмазоносности гипербазитов континентальных областей со временем становится все более актуальной и важной. Изучение ее нужно активно продолжать, тем более что наличие в гипербазитах желваков графита с изотопным сдвигом углерода, близким к единице [Глазунов и др., 1973], отвечает первично-мантийному, а присутствие в перидотитах брекчий и апомалий щелочей указывает на достаточное высокое газонасыщение расплава и, следовательно, на возможность реализации «взрывной» обстановки, часто необходимой [по В. С. Соболеву и др., 1972] для образования кимберлитов. Особенно интересно проверить на присутствие алмазов некоторые участки ультраосновных пород железистого типа, в которых большинство геохимических показателей приближается к перидотитам из ксенолитов в кимберлитах.

Источники рудного вещества и возможные пути его накопления

Вопрос об источниках рудного вещества обсуждался в ряде работ [Пинус, Велинский, 1971; Барсуков, Дмитриев, 1972; Овчинников, 1976; и др.]. Сразу же следует подчеркнуть, что при его рассмотрении необходимо обратиться к распространенности элементов в верхней мантии, о чем частично мы выше уже говорили. Важно остановиться на причинах

региональной аномальности по титану и хрому и обсудить варианты модели концентрации и формы вхождения элементов на разных глубинных уровнях.

Прежде всего нужно заметить, что в результате анализа геохимических данных мы приходим к выводу о двухслойной перидотит-пироксенитовой модели мантии и поддерживаем представление [Кутолин, Фролова, 1974] о широком распространении пироксенового ингредиента в мантии. При допущении такого варианта строения мантии возникает вопрос о том, способна ли перидотитовая составляющая мантии давать аномальные концентрации титана, хрома и других элементов. Как показали исследования, дуниты часто содержат больше титана, чем перидотиты, и характеризуются иными распределениями элементов. Если в дунитах титан в основном накапливается в оливине, то в перидотитах он делится почти поровну между оливином и энстатитом. Но поскольку дуниты как крайние дифференциаты ультраосновного расплава занимают незначительную долю в объеме массивов, то предположение о их продуктивной титаносодержимости само по себе отпадает. Собственно же перидотиты гипербазитовой формации, так же как и перидотиты железистого типа, не содержат много титана. Однако они являются прямыми производными мантии. Отсюда следует вывод о бесперспективности гипербазитов как носителей титана, а перидотитового ингредиента мантии как его источника. Это заключение, основанное на эмпирическом материале, находит логическое подтверждение и в экспериментальных работах. Показано, что из-за обедненности ультраосновного субстрата титаном даже при прямом и полном плавлении перидотита трудно получить жидкость с базальтовым составом, обогащенную титаном, а также калием, ураном и редкими землями [Грин, Рингвуд, 1968].

Выделение габброидного остатка при плавлении природного гипербазита также не сопровождается накоплением титана. В ультраосновных дериватах и габбро отдельных массивов наблюдаются соответственно низкие уровни Ti , что, кстати сказать, по аналогии с океаническими гипербазитами и базальтами [Дмитриев, 1973], нужно считать доказательством комплементарности этих образований.

Можно ли считать доказанным положение о богатстве титаном отдельных участков мантии? С какими минеральными формами связаны максимумы Ti ? Действительно, находки ильменитовых перидотитов в кимберлитовых диатремах Якутии [Пономаренко и др., 1971], высокое содержание Ti в гранатах и других силикатах из лерцолитового парагенезиса в кимберлитах [Соболев, 1974] свидетельствуют в пользу локальных аномалий Ti в мантии.

На богатство титаном регионального подкорового субстрата в Сибири указывает аномальная титаносодержимость разновозрастных габброидов, образующих крупную $Fe-Ti-V$ провинцию в границах байкалид Восточного Саяна, Прибайкалья, Джугджура [Лебедев, 1964; Глазунов, 1974]. Об этом же говорит повышенный уровень Ti даже в породах габбро-плагиогранитной формации Восточного Саяна, а также возрастание величины TiO_2/FeO в спилитах кембрия по мере приближения к структурам байкалид Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау [Абрамович, Груза, 1972].

В отличие от дунитов и перидотитов среди ультраосновных пород наиболее титаносодержимыми являются пироксениты вне зависимости от того, входят ли они в собственно гипербазитовую или смешанную габбро-гипербазитовую ассоциацию. И в габброидных сериях чистой линии именно пироксениты несут в своем составе основное количество Ti . Особенно большие объемы Ti приходится на пироксенитовую составляющую $Fe-Ti-V$ геохимического подтипа, широко развитую на Урале (массивы Гусевогорский и Качканар) и в Сибири (Лысанский пояс). На значительный избыток Ti в габбро-пироксенитовой ассоциации указывает не только экстре-

мально-высокая концентрация, но и содержание рудных минералов, во много раз превосходящее эвтектические соотношения с силикатами, допустимые в условиях опыта [Островский, 1957]. Реакционно-метасоматическая природа титаноносных пироксенитов не вызывает сомнения [Штейнберг, Малахов, 1961; Морковкина, 1962; Глазунов, 1975]. Характерно, что родоначальная магма этих образований отличается слабой контаминированностью и с наибольшей полнотой отражает состав определенных подкорковых зон. Отсюда следует, что наиболее вероятным концентратом Ti в мантии должна быть пироксенитовая составляющая. Сам тезис о привносе Ti из мантии находится в соответствии с экспериментами, которые говорят о возможном увеличении титаноносности расплавов с ростом давления и глубины их образования [Mc Gregor, 1969].

Но если перидотитовая составляющая мантии нетитаноносна, то ее продуктивность по Cr и Ni вряд ли вызывает сомнение. Вероятность нахождения в палеомантии локальных участков субстрата относительно насыщенных хромом, в частности, аргументируется разнообразием геохимических путей этого элемента [Глазунов и др., 1971; Уханов, 1970] и широким рассеянием в силикатах из наиболее глубоких частей мантии. Таким образом, можно считать мантию ответственной за широкое концентрирование и титана, и хрома. Но, несмотря на обогащение субстрата мантии Ti и Cr, нет причин говорить о существовании там сплошных рудогенерирующих зон, как это допускают ряд исследователей. Хотя это предположение и укладывается в рамки модели зонного плавления [Виноградов и др., 1970; Ярошевский, 1968], но оно может быть принято при условии существования в мантии стационарных полей, с чем трудно согласиться. Рудные аномалии в мантии были бы обнаружены в ксенолитах или в океанических гипербазитах. На самом деле, в них зафиксированы признаки только слабой минерализации [Соболев, 1974; Смирнов, 1975]. Говоря иными словами, мало правдоподобным кажется вывод о нахождении в мантии Ti и Cr только в концентрированном состоянии. Это тем более маловероятно, что в минералах «мантийного парагенезиса» наблюдается заметная флуктуация содержания этих элементов [Глазунов, 1976].

Что касается мантийного источника никеля, то на него указывает связь сульфидно-никелевых проявлений с разновозрастными и разнотипными интрузиями как на Сибирской платформе (траппы), так и поблизости от нее, в складчатом обрамлении (древние гипербазиты). Кроме того, о нем говорит однородный изотопный состав серы сульфидов, близкий к таковому метеоритов [Годлевский, 1973]. Резонно полагать, что концентрирование никеля начинается главным образом в очагах плавления, о чем говорит относительно низкое количество силикатного никеля в оливине из включений в кимберлитах (см. рис. 27).

Изучение геохимии убеждает в том, что имеются признаки прямой связи с мантией не только элементов группы железа, но и некоторых редких элементов. Так, концентрация Nb, Ta, Zr и Hf увеличивается в продуктах раннего основного магматизма и гранодиоритах, образующихся вследствие прямой выплавки из мантии [Знаменский и др., 1974]. Среди интрузий основного состава максимум накопления этих элементов приходится не на стратифицированные габбро этапов консолидации, а на габбро-пироксенитовые массивы, тесно связанные в своем развитии с рифтоподобными структурами геосинклиналильного этапа. В определенных условиях этот магматизм мог продуцировать повышенные скопления редких элементов. Следует считать интересным и факт довольно высокого содержания Nb и Zr в древнейших габброидах и габбро-диабазам, а также метаморфических породах складчатого обрамления основания, например Сибирской и Африканской платформ [Тугаринов и др., 1968]. Все это увязывается с представлением о мантии как доминирующем источнике ниобия, циркония, талтала.

Наряду с этим мантия может считаться источником таких элементов, как олово [Барсуков, Дмитриев, 1972]. Возможно, она поставляет также ртуть, золото, свинец и цинк, если учесть частое наложение телетермальных рудопроявлений ртути на массивы гипербазитов, а также встречаемость в гипербазитах сфалерита, галенита, самородного золота при неожиданно большом их содержании [Барсуков, 1972]. Характерно, что концентрация олова, свинца и цинка в перидотитах железистого типа заметно выше, чем в тех же породах срединно-океанических хребтов. Причем исключается возможность «заражения» гипербазитов со стороны вмещающих пород. В связи с этим необходимо отказаться от прежнего взгляда на гипербазиты как на породы с узко специализированным рудным уклоном (Cr, Ni, Pt), а рассматривать их информативными относительно рудного профиля региональной мантии в целом. В первую очередь сказанное относится к океаническим и древнейшим гипербазитам континентов.

На мантийный источник стронция может указывать высокий уровень элемента не только в габброидах, но и в некоторых типах гранитоидов. Аналогичный вывод можно сделать относительно щелочей. Нахождение в гипербазитах аномалий калия и натрия, не связанных с силикатами наряду с другими данными, свидетельствует о миграции их из мантии.

Возможность поступления из мантии ряда отмеченных элементов подтверждается также экспериментальными [Mc Gregor, 1969] и расчетными данными [Маракушев и др., 1975].

Вместе с тем для ряда элементов, в частности для золота в габброидах, как показано нами, не исключается и коровая природа. Применительно к габброидам этот вывод согласуется с известной идеей обогащения магмы рудными компонентами за счет различных пород земной коры [Тугаринов, 1975; Овчинников, 1976].

В проблеме источника рудного вещества одним из кардинальных является вопрос о механизме, путях концентрирования и форме нахождения элементов в мантии. Механизм накопления элементов в мантии пока слабо изучен теоретически и экспериментально. Полагают, что одной из ведущих сил, приводящих к обогащению Ti определенных участков верхней мантии, является фазовый переход гранатового перидотита в пироксенит в зоне перетекания и плавления подкорового материала на границе материков и океанов [Грин, Рингвуд, 1968]. Например, фазовое превращение пирона и безглиноземного энстатита в глиноземистую разность способно при снижении давления [Бойд, Ингленд, 1968] намного увеличить количество Ti в пироксенах. Но этот механизм накопления Ti в природе, очевидно, является не единственным. В рассматриваемом случае он приложим только к интрузиям гипербазитов с типичными мантийными характеристиками.

В равной мере на доминирующую роль концентратора Ti может претендовать процесс взаимодействия глубинных флюидов с ультраосновным субстратом, который в земной коре приводит к широкой пироксенитизации пород. Пироксенитизация даже низкотитанистых перидотитов способна на несколько порядков поднять концентрацию титана, не говоря уже о переработке ультраосновных кумулятов с повышенным уровнем элемента. Установлено, что обычная габброидизация гипербазитов не приводит к аномалиям Ti [Пинус, 1953]. Привнос титана из базальтов в ксенолиты перидотитов отсутствует или незначителен [Kiyoshi, Ishibashi, 1972; Волохов, 1972]. Следовательно, процессы простого контактового воздействия и габброидизацию нельзя отождествлять с ведущими процессами локализации титана в мантии. Очевидно, эффективным для обогащения титаном мантии может быть либо процесс накопления в остаточных флюидно-силикатных выплавках типа косвита в интрузивах, либо, что более вероятно, процесс замещения перидотитов на пироксениты, идущий с участием флюидов. К последнему варианту склоняют нас не только гео-

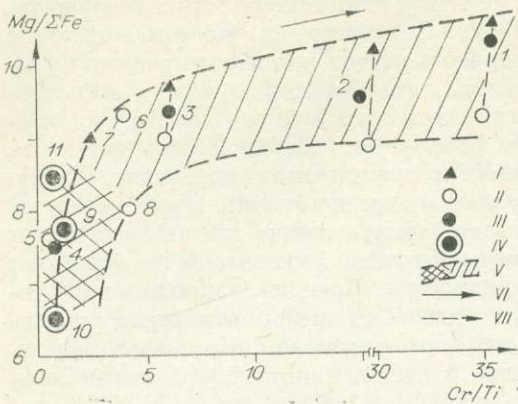
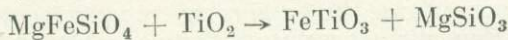


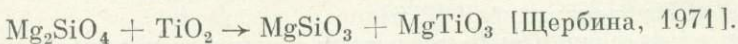
Рис. 69. Модель дифференциации ультраосновного расплава и характер накопления рудных элементов в мантии и в отдельных интрузивах.

I — дуниты, II — перидотиты, III — средний состав, IV — расчетная региональная мантия и пиролит, V — области равновесия шпинелевых (простая штриховка) и гранатовых (сложная штриховка) перидотитов. Направление дифференциации: VI — мантии, VII — отдельных интрузивов. Магнезиальный тип, массивы: 1 — Оспинский, 2 — Куртушубинский, 3 — Борусский, 4, 5 — железистый тип, Идарский и др. 6 — перидотиты океанического дна (среднее из 20 анализов, по Дмитриеву, 1973). 7 — дуниты, 8 — гранатовые перидотиты из включений в кимберлитах (среднее из 17, по Владимирову и др., 1976). 9 — гипотетический состав мантии (по О. М. Глазунову). 10 — состав мантии [Nichols, 1954]. 11 — роматит [Green e. a., 1975].

химические наблюдения [Штейнберг и др., 1968; Глазунов, 1975], но и данные по минералогии ильменитовых пироксенитов из ксенолитов в кимберлитах [Владимиров и др., 1976]. Есть основание предполагать, что частичное плавление гранатового перидотита вначале способствует обособлению элемента в остаточную флюидно-силикатную фазу, умеренно насыщенную летучими. Последняя, воздействуя на ультрабазиты, приводит к образованию пироксенитов, обогащенных Ti. Выход титана из силикатов и концентрирование в виде ильменита может происходить в соответствии с реакцией:



или



Дальнейший перенос Ti, так же как и в интрузивах, трудно представить без участия летучих [Кратц, 1957; Глазунов, 1965].

Рассеяние и накопление элементов — вот противоборствующие процессы в мантии. Максимальное рассеяние титана в силикатах, как известно, достигается при повышении щелочности и, возможно, при умеренном давлении, чему способствует присутствие Al. Что же касается Cr, то его изоморфизм в силикатах, например в гранате из перидотитов в кимберлитах, регулируется высоким давлением [Соболев, 1974]. Значительное рассеяние Cr в силикатах (оливин, энстатит) из глубинных включений отражается значением коэффициентов концентрации. Суммируя полученные данные, можно отметить, что четкое стремление к геохимической независимости Cr от Si и Mg в основном проявляется в магматических телах, а Ti и отчасти Ni еще в мантии. Неограниченный изоморфизм Ni в оливине, очевидно, сдерживается давлением.

Самое общее представление о характере накопления Cr в мантии можно получить из рассмотрения предлагаемой упрощенной модели $\text{Mg}/\Sigma\text{Fe}-\text{Cr}/\text{Ti}$ (рис. 69). Эта модель имеет не только диагностический, но и генетический смысл, так как в ней удачно комбинируются присутствующие в расплаве петрогенные элементы и примесные аналоги, имеющие разные геохимические пути и примесные аналоги, имеющие разные геохимические пути и примесные аналоги. В основе различного распределения и поведения указанных элементов заложены различия свойств атомов и их соединений и физико-химические факторы среды. Противоположное поведение Mg и Fe находит свое выражение в большинстве природных процессов. Так, в реакционной схеме Боуэна порядок кристаллизации минералов отвечает интенсивному убыванию энергии кристаллической решетки (с $4,2 \cdot 10^3$ у оливина до $3 \cdot 10^3$ у биотита), причем разделение Fe и Mg в этом случае объясняется диаграммой плавления $\text{Mg}_2\text{SiO}_4-\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ [Файф, 1967]. Наблюдаемые вариации величин Mg и Fe соизмеримы с природными для магматических пород

[по Соболеву, 1936]. Неодинаковая роль Cr и Ti в процессе плавления определяется ролью их петрогенных аналогов Mg и Fe. В процессе эволюции расплава по мере роста Fe/Mg увеличивается количественное значение Ti и снижается — Cr. Более тесная связь Fe с Ti, чем с Cr, объясняется низкой электроотрицательностью Ti по сравнению с Cr, что наряду с другими факторами обеспечивает сброс Ti в поздние кристаллизаты. Высвобождение же из расплава Cr в ранние окислы усиливается также большим ВЭКом при переходе из тетраэдрической позиции в жидкости в октаэдрическую позицию в твердой фазе [Бернс, Файф, 1965]. Рассматриваемая модель, таким образом, может описать в заданных координатах картины: а) эволюции перидотитового члена мантии и б) локальной дифференциации расплава. Исходя из этого, процесс эволюции расплава можно условно разделить на три этапа.

На первом этапе начального плавления мантии, в области равновесия гранатовых перидотитов происходит резкое возрастание содержания магния относительно железа при слабом накоплении хрома. Благодаря присутствию глинозема хром изоморфно рассеивается в силикатах и тесно коррелируется с титаном. В этот период распределение элементов регулируется кристаллохимическими факторами.

На втором этапе, судя по вариациям состава пород отдельных плутонов, в период длительной эволюции расплава, в области равновесия шпинелевых перидотитов накопление хрома начинает резко превалировать над накоплением титана. Именно в это время максимально проявляется ликвация расплава и его обогащение хромом. Основываясь на экспериментальном изучении парамагнитных свойств оливина гипербазитов [Глазунов и др., 1971], можно заключить, что в силикатной системе, богатой хромом, уже на ранних стадиях эволюции происходит разделение геохимического пути хрома от магния и железа. В структуре оливина в период его роста, очевидно, не находится вакансий для хрома, так как оливин кристаллизуется в закисной среде, а наиболее вероятный «донор» Fe^{3+} появляется позже. В эту стадию в полной мере реализуется тенденция независимого поведения хрома и титана, типичная для дунит-гарцбургитовых серий.

На третьем этапе, судя по слабому наклону векторов состава разных пород отдельных массивов, локальное фракционирование также развивается в режиме накопления магния и хрома, но в отличие от хода процесса, предполагаемого для мантии, здесь рост концентрации хрома и железа подавляется накоплением магния.

Из всего сказанного выше следует вполне обоснованный вывод о том, что обогащение ультраосновного расплава хромитовой составляющей достигается главным образом в процессе дифференциации расплава в проточном канале по мере движения к месту конечной кристаллизации. Последующие местные процессы камерного фракционирования магмы усиливали эффект накопления и переход хрома в окисную форму.

Местная дифференциация только в исключительных случаях (например, базальтоиды Бушвельда или гипербазиты Кемпирсая) может обеспечить образование крупных рудных локализаций. Отсюда становится понятной причина достаточно большого различия массивов гипербазитов по насыщенности хромом, чего нельзя сказать о габброидных интрузиях, где титаноносность в большинстве случаев является региональной чертой химизма.

В заключение подчеркнем следующие положения раздела. Металлоносность основных и ультраосновных пород по одному из ведущих элементов определяется химическим профилем интрузии и в общем укладывается в рамки выделенных геохимических типов.

Все месторождения, связанные с габброидами и гипербазитами, залегают внутри интрузивных массивов и несут типичные признаки магматического генезиса [Мальшев, 1957, Генезис..., 1968]. Ярким примером

сегрегационных руд являются хромиты в гипербазитах и габброидах. К позднемагматическому ряду относятся титаномагнетитовые руды.

Геохимические данные в настоящее время не дают основания пересматривать представление о магматической природе концентрации титана, хрома и никеля. По-прежнему является верным тезис о том, что магматический процесс является ответственным за формирование основных запасов руд титана и хрома. Но вместе с тем геохимия позволяет определить долю участия других процессов в стадии концентрирования и рассеяния этих элементов.

Титан и железо являются проходящими элементами в полихронных габброидах, но максимальные их запасы падают на наиболее древние допалеозойские ассоциации (габбро-диабазовая, габбро-амфиболитовая, габбро-пироксенитовая).

Выделенные на примере Саяно-Байкальской области металлогенические провинции Ti, Cr, Ni совмещаются с контурами крупных геоблоков. Титаноносная провинция объединяет область байкалид, хромитоносная — структуры каледонид. Никеленоносная занимает периферию Сибирской платформы и ее южное краевое обрамление.

Сопряжение провинций Cr, Ti и Ni создает картину металлогенической и магматической зональности, видимо, отражающей неоднородность мантии и смену стиля глубинных процессов во времени.

Широкое развитие титаноносных габброидов разного типа и возраста в пределах Саянских байкалид и на их восточном продолжении [Лебедев, 1964], повышенное содержание титана в основных эффузивах [Белоусов, 1971] и мезозойских базальтах [Белов, 1963] — все это дает право относить байкалиды юга Сибири к перспективной титаноносной провинции. На это же указывает нарастание титаноносности основных эффузивов от Казахстана в направлении Саяно-Алтайской области и внутри последней от границы каледонид к северу.

Общим для всех титаноносных комплексов является подчеркнутое стремление к локализации в участках пониженной мобильности.

Оценивая отдельные комплексы и пояса габброидов, укажем, что наиболее значительными в практическом отношении являются те массивы, которые тесно связаны с эволюцией основной магмы в зонах глубинных разломов. Особенно нужно обратить внимание на высокую перспективность на титан габбро-пироксенитовых массивов, развивающихся вне зависимости от коровых факторов и контаминации. Стратифицированные массивы габбро-сиенитовой и норитовой ассоциаций, несущие на себе следы контаминации, в меньшей степени интересны в смысле титаноносности. Но при глубоко зашедшем фракционировании в ультраосновных кумулятах в придонных частях этих массивов не исключаются находки платиноидов и хромитов. Гибридизм и контаминация ювенильного расплава и габброидной магмы кислым материалом сопровождается повышением золотоносности интрузий.

Принимая во внимание выгодные географические положения, большие масштабы и хорошие результаты обогащения руд, месторождения Лысанской группы в Красноярском крае нужно считать объектом первоочередной важности. Наибольший интерес как сырье на железо при прямом металлургическом переработке представляют низкотитанистые руды собственно Лысанского месторождения, по составу близкие к рудам Качканара на Урале. Однако к перечню попутно извлекаемых элементов здесь могут быть добавлены цирконит и никель. В Иркутской области важное значение для изучения и оценки запасов титана, ванадия и железа имеет Мало-Тагульское месторождение. Этот тип месторождения для Сибири выдвигается впервые, но он может дать большой вклад в общий баланс запасов прежде всего по ванадию. Особо отличается никеленоносная провинция Северного Прибайкалья, что особенно важно в связи со строительством БАМ.

Гипербазиты магнезиального типа заслуживают выделения в самостоятельный геохимический подтип хромитоносных и платиноносных массивов. Среди них выделяются хромитовые зоны Оспинского массива. За ним следуют Березовский, Агардатский массивы Западного Саяна и Тувы.

Важным результатом работы, впервые полученным на материале изучения ультрамафитов, необходимо считать находки: самородного золота в неизмененных перидотитах; платиноидов в рудных габброидах; сульфидно-палладиевой минерализации в гипербазилах железистого типа. Эти данные заставляют ориентировать поиски платиноидов также на нижние приподошвенные части массивов стратифицированных габброидов, а источник ряда долинных россыпей искать в гипербазилах.

Имеется принципиальная возможность разделения по геохимии на ЭВМ массивов на рудоносные и нерудоносные.

Эффективным поисковым и геохимическим критерием, применимым к разным типам магматических месторождений, может быть высокая дисперсия концентрации, сопровождаемая образованием положительных и отрицательных аномалий около рудных тел и отражающая повышенную анизотропность массивов. К наиболее информативным геохимическим критериям титаноносности принадлежат отношения Ti/Cr , V/Cr . Массивы повышенной рудоносности выделяются по совокупности признаков (щелочность, железистость).

Максимальное разграничение перспективных на хром и неперспективных массивов гипербазитов достигается по дисперсии содержания хрома, а также по концентрации суммарного железа и магния в дунитах и рудных хромитах. Наиболее рудоносным массивам присуще минимальное содержание титана при обратном соотношении хрома и титана.

Предлагаемые критерии оценки потенциальной рудоносности находят приложение в практике, позволяя свести к минимуму неопределенности и использовать неоднозначную исходную информацию.

Имеются следующие доказательства обогащенности элементами региональной мантии: а) проходящий характер титановой и никелевой минерализации в разновозрастных и разноформационных габброидах; б) повышенный уровень Sr не только в габбро, но и в гранитоидах; в) высокое содержание и дисперсия Cr и Ti в силикатах гипербазитов железистого типа, близкие к минералам перидотитов из кимберлитов.

Возможная титаноносность пироксенитовой составляющей мантии обосновывается повышенным региональным фоном титана и находками ильменитсодержащих перидотитов в ксенолитах кимберлитов Сибирской платформы. Предполагается, что титан в мантии оконтуривается участками пироксенитов, образованных по механизму замещения. Хром отличается иным поведением, чем титан, и надолго остается в ультраосновных расплавах при его плавлении и фракционировании. Концентрирование хрома в большей мере зависит от эволюции расплава на стадии интрузии из мантии. Мантия только подготавливает процесс накопления хрома.

В мантии и продуктах ее плавления имеет место неодинаковая форма вхождения элементов. Исходя из полученных данных и используя другие согласующиеся материалы [Велинский, Пинус, 1973; Соболев, 1974; Летников, 1977], мы вправе допустить распределение хрома в мантии в силикатных соединениях в рассеянном виде. Последующие процессы генерации и фракционирования магмы усиливали эффект накопления и переход элементов в окисную форму.

Следует подчеркнуть, что при рассмотрении путей накопления рудных элементов в верхней мантии было бы неверно ограничиваться каким-то универсальным способом их концентрации. Обогащение глубинных зон, по-видимому, происходило по сложному пути. С определенной долей условности приложения экспериментов к природным системам правомерно говорить только о доминирующих тенденциях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные положения работы, вытекающие из анализа материала, сводятся к следующему.

Изучение габброидов и гипербазитов приводит к необходимости геохимической типизации пород. В основе предполагаемой систематики положено понятие геохимического типа как ассоциации пород близкого состава с определенным устойчивым набором, уровнем и соотношением генетически связанных элементов в породах и минералах.

Выделение геохимических типов в основном опирается на редкоземельный состав наиболее глубоких первичных парагенезисов, что дает возможность разграничить ассоциации с типично «мантийными» и «коровыми» признаками.

Гипербазиты континентальных областей подразделяются на два геохимических типа — магниальный и железистый, которые различаются по основным петрогенным элементам при сравнении анализов по критерию t и F , а также по содержанию Cr, Ti, Nb, Zr, K, Rb и отношению Mg/Fe и Cr/Ti. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что большинство геохимических характеристик гипербазитов железистого типа перекрывается соответствующими характеристиками гранатовых перидотитов из включений в кимберлитах. Наиболее яркой отличительной чертой гипербазитов железистого типа является тесное геохимическое родство Cr и Ti в породах и минералах, преобладание Pd над Pt, сульфидно-никелевая специализация.

Среди габброидов выделяются железисто-титанисто-редкометалльный тип в объеме габбро-пироксенитовой формации, магниально-никелевый, объединяющий габбро-пироксенит-дунитовую и габбро-перидотитовую формации, титанистый (габбро-сиенитовые и габбро-норитовые серии) и другие геохимические типы.

Основные породы, комагматичные гипербазитам, относятся к хромисто-низкостронциевому геохимическому типу.

В свою очередь, геохимические типы пород делятся на подтипы, отражающие характер рудной специализации.

В результате изучения геохимии вскрываются следующие общие закономерности распределения и поведения элементов в глубинных условиях.

Несмотря на различие геохимических типов габброидов, общими для них является тенденция усиления контрастности распределения элементов по мере формирования интрузии. В этом состоит главное отличие поведения элементов в базальтоидных магмах от их роли в гипербазитах, где в ходе дифференциации и кристаллизации концентрация элементов изменяется плавно. Следует заметить, что последовательность «сброса» элементов в твердую фазу в габброидах и гипербазитах в общем близка.

Поведение элементов в процессе образования габброидов в основном направляется факторами железистости и щелочности. Первый фактор имеет ведущее значение для концентрирования и рассеяния Ti, V, Cr,

Ni, Co, второй — для Sr, Rb, Li. Картина распределения элементов группы железа в габброидах хорошо отражает отдельные этапы магматического процесса и обнаруживает четкое соответствие индексу фракционирования ($Fe/Fe + Mg$). Связь элементов с этим индексом тем сильнее, чем выше степень дифференцированности массива. Соотношение их становится неустойчивым по мере снижения дифференцированности. Такая зависимость проявляется как в толеитовой, так и в известково-щелочной серии.

Вместе с тем установлено активное участие Ti в эманационном процессе и накопление в кровле интрузивов. В габброидах разных типов Ti обнаруживает тесную связь с фосфором и щелочами, причем максимум когерентности приходится на габбро-норитовые и габбро-сиенитовые интрузивы, где ярче всего выражен прогрессивный путь концентрации Ti во времени становления массивов.

Геохимические характеристики пород и минералов представляют собой чувствительные индикаторы изменения среды и оценки потенциальной рудоносности массивов. Процессы фракционирования магмы фиксируются согласованным поведением элементов группы железа и Pt, а также изменением Cr/Ti, Ni/Co. Правоммерно использовать Sr/Ca и K/Sr с генетической целью и считать их функцией места и времени кристаллизации. Для изучения особенностей гибридизма и контаминации эффективным бывает отношение Sr^{87}/Sr^{86} , которое играет роль показателя источника и генезиса расплава. Процессы метасоматоза маркируются поведением Nb, Ta, R3Э. Диагностическое и генетическое значение имеют также отношения Mg/Fe и Cr/Ti .

Применение методов радиоспектроскопии позволило выявить существенное различие форм кристаллохимической связи в минералах гипербазитов разных генетических типов: преобладание окисной формы в породах магнезиального типа и широкое изоморфное рассеяние Cr в силикатах гипербазитов железистого типа, свойственное наиболее глубинным производным мантии.

Геохимические наблюдения не согласуются с гипотезой внедрения гипербазитов только по механизму протрузий. С большим основанием они говорят о возможной инъекции автономного расплава в земную кору с места его генерации. Особенности редкоэлементного состава и тектонической приуроченности гипербазитов различных геохимических типов позволяют аргументировать вывод относительно формирования их в неодинаковой геодинамической обстановке.

Геохимические типы гипербазитов отвечают своеобразным классам расплавов, рождаемых при различных режимах давления и температуры, соответствующих условиям образования гранатовых и шпинелевых пирротитов.

Гипербазиты образуются в процессе магматической дифференциации ультраосновного субстрата и его последующей интрузии в область земной коры, что доказывается непрерывной геохимической полосчатостью с распределением элементов, типичным для массивов стратифицированных габбро, тесной ассоциацией с гипербазитами габброидов, комплементарных по редкоэлементному составу.

Для объяснения генезиса гипербазитов железистого типа более всего подходит гипотеза прямой интрузии слабодифференцированного вещества мантии в тонкую несозревшую коровую оболочку в условиях высокоэнергетического состояния земной коры на ранних этапах геологической истории Земли. Находки в земных гипербазитах силикатов K и Na говорят об участии щелочей в составе флюидной фазы и их катализирующей роли при зарождении расплава в мантии. Но при изучении газового режима мантии необходимо учитывать долю сорбированных щелочей, не связанных в силикаты, которая легко экстрагируется из гипербазитов водным раствором. Сорбированные щелочи не имеют генетического

значения. Они образуют ореолы около разломов в гипербазитах, отмечая следы дегазации мантии. Исключается пополнение доли сорбированных щелочей за счет высвобождения при метаморфизме или контактовом воздействии секущих гранитоидов и габброидов. Учет влияния щелочей снимает ряд существенных трудностей, возникающих при объяснении условий образования массивов гипербазитов с повышенной степенью гетерогенности, приближает к реальной оценке температуры плавления родоначального субстрата и вообще расширяет представления о газовом режиме гипербазитов.

Разнообразие состава и рудоносности габброидов обусловлено не только дифференциацией, но связано с контаминацией ювенильным расплавом корового матернала. Контаминация имеет широкий размах, приводит к активному массообмену, обеспечивает экстракцию элементов (в том числе и несовместимых) их расплавом из вмещающего субстрата. Контаминация смещает базальтовый состав магмы в сторону диоритоидов и моноклиноидов и сопровождается золото-сульфидной минерализацией. Следы этого процесса особенно четко видны в стратифицированных массивах, магматические очаги которых имели продолжительные остановки в земной коре. Отсюда и источники ряда элементов (Au) в таких массивах следует относить к коровым зонам. Интрузии сквозного развития свободны от контаминации и больше отражают состав первичного расплава. Они отличаются высокой продуктивностью на железо, титан и ванадий.

Геохимические типы пород могут служить фундаментальной основой при регионально-геохимических построениях и изучении рудоносности массивов. Потенциальная рудоносность и распределение рудной составляющей в гипербазитах определяются не только степенью частичного плавления, но зависят от объема расплава и, что самое главное, от тектонических факторов размещения массивов. Наиболее хромитоносные массивы принадлежат гипербазитам магнезиального типа, имеют крупные размеры, высокую степень гетерогенности. В своем размещении они тяготеют к области относительно тектонической стабилизации (например, срединные массивы, эпикратонная система) и развиваются на коре, переходной от океанической к континентальной.

Гипербазиты магнезиального типа оказываются перспективными не только на хром, но могут быть источником золота и платины. Гипербазиты железистого типа по химизму близки коматитам, несут только рассеянную хром-титановую минерализацию, но интересны в отношении сульфидно-никелевой и палладиевой минерализации. Среди некимберлитовых источников алмазов они являются наиболее перспективными объектами.

Максимальное разграничение перспективных и неперспективных массивов достигается при использовании критериев относительной информативности химического состава пород и руд.

Предлагаемые критерии оценки рудной продуктивности габброидов и гипербазитов дают возможность с помощью ЭВМ свести к минимуму фактор неопределенности и широко использовать неоднозначную исходную информацию.

Наиболее титаносные интрузии выделяет габбро-пироксенитовый состав, слабая степень контаминированности, отображенная в умеренном значении Sr^{87}/Sr^{86} (0,7045—0,7065), значительные по величине индексы Ti/Cr (>100) и V/Cr (>10). К дополнительным признакам относится коэффициент железистости ($f > 0,5$), значимая положительная связь Ti и Ca .

Хромитоносные гипербазиты несут высокие концентрации и большие дисперсии Mg и Cr в неизменных породах и рудах, минимальные уровни Ti при обратном соотношении Cr и Ti . К признакам никеленосности относятся преобладание сульфидной формы над силикатной при $Ni_{сульф}/Ni_{общ} \times 100 = 80-90$, избыточная насыщенность серой, высокая магнезиальность пород, обогащение элементом верхних частей жил и колонн серпентина.

Сопряжение рудногеохимических провинций Sr, Ti и Ni создает в определенных регионах картину магматической и металлогенической зональности, отражающей неоднородность состава мантии и смену стиля глубинных процессов во времени. В то же время геохимические черты региональной мантии вскрываются проходящим характером рудной минерализации в разнотипных и разновозрастных габброидах и гипербазитах. Для реставрации химической модели мантии привлекаются данные по геохимии различных ультрамафитов. Но состав протомантии и ее рудную аномальность полнее раскрывает химизм древнейших гипербазитов, представляющих первичный субстрат, слабо затронутый дифференциацией. Предполагается, что источником титана является пироксенитовая составляющая мантия, которая образуется в результате взаимодействия флюидов с ультраосновным субстратом. Обогащение гипербазитов хромом создается за счет длительной эволюции расплава, главным образом в период его продвижения из мантии к месту конечной кристаллизации. Последующие процессы фракционирования магмы усиливали эффект накопления и переход Sr в окисную форму.

На глубинный источник Sr может указывать высокий уровень элемента не только в габброидах, но и в гранитах. Факт обогащения цирконием и ниобием продуктов раннего основного магматизма также увязывается с представлением о мантии как доминирующем источнике этих элементов. Аналогичный вывод распространяется на петрогенные и редкие щелочи. Вместе с тем для таких элементов, как золото, в габброидах не исключается коровая природа.

ЛИТЕРАТУРА

- Абраштова Э. И., Петровская Т. Т.* ЭПР ионов переходной группы во фторбериллатных стеклах.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 6, с. 1305—1308.
- Абрамович И. И., Восокоостровская Е. Б.* Титан в магматических формациях Алтае-Саянской области.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 57.
- Абрамович И. И., Груза В. В.* Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., Недра, 1972. 221 с.
- Александров А. А.* К вопросу геохимии Sr в породах земной коры.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 5, с. 1190—1193.
- Алтухов Е. П., Смирнов А. Д., Красильников Б. П.* О байкальской складчатости Центральной Азии.— Геотектоника, 1973, № 4, с. 10.
- Алтухов Е. П., Глазунов О. М.* Структурное положение гипербазитов Юга Сибири и особенности их геохимии.— Геол. и геофиз., 1976, № 10, с. 3—16.
- Альмухамедов А. И.* Поведение титана в процессах дифференциации базальтовой магмы.— Геохимия, 1967, № 1, с. 75—85.
- Аументо Ф., Лапкаревич Б. Д., Росс Д. И.* Геология Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973, с. 168—197.
- Афоница Г. Г., Глазунов О. М., Абрамович М. Г.* Зависимость рентгенологических характеристик ромбических пироксенов и оливинов от условий их образования.— В кн.: VII Всесоюзное совещание по рентгенографии минерального сырья. Ч. 1. Тезисы докладов. Львов, 1977, с. 72—73.
- Базилевский А. Т.* Альпинотипные гипербазиты и хромитовое оруденение. Автореф. канд. дис. М., 1969. 21 с.
- Балашов Ю. А., Соболев Р. Н., Человских М. М.* Изменения в соотношениях R3Э как геохимический индикатор гибридизма магматических расплавов.— Геохимия, 1968, № 1, с. 46—56.
- Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976. 267 с.
- Баранов В. В., Кромская К. М., Висневский Я. С.* Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минерогения. Ташкент, ФАН, 1978, 165 с.
- Бармина Г. С., Ярошевский А. А., Шевалевский И. Д.* Распределение Si, Mg, Mn, Ca и Sr между кристаллами оливина и перидотитовым расплавом (по экспериментальным данным).— Геохимия, 1974, № 5, с. 773—779.
- Барсуков В. Л.* О проблеме источника рудного вещества.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., Наука, 1972, с. 272—280.
- Барсуков В. Л., Дмитриев В. Л.* О верхней мантии земли как о возможном источнике рудного вещества.— Геохимия, 1972, № 12, с. 1515—1541.
- Белов П. В.* Кристаллохимия основного (петрологического) процесса кристаллизации магмы.— В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР, 1958. 167 с.
- Белов П. В.* Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963. 371 с.
- Белов П. В., Богдбаева М. В.* Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 103—156.
- Белоусов А. Ф.* Статистические особенности поведения калия в базальтоидах при зеленокаменном метаморфизме.— Геохимия, 1971, № 7, с. 830—837.
- Берзин П. А.* Зона главного разлома Восточного Саяна. М., Наука, 1967. 147 с.
- Бернс Р. Д., Файф В. С.* Факторы, влияющие на коэффициенты распределения в минералообразующих процессах.— В кн.: Проблемы геохимии. М., Наука, 1965, с. 115—121.
- Бершов Л. В., Зотов П. А.* Об изоморфизме Ti^{3+} в кианите.— Геохимия, 1968, № 7, с. 881—882.

- Бетехтин А. Г.* Халиловское месторождение хромистого железняка на Южном Урале.— В кн.: Хромиты СССР. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1940, с. 285—340.
- Бетехтин А. Г.* Платиновые руды.— В кн.: Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., Недра, 1964, с. 434.
- Бейс А. А.* Геохимия литосферы (Породообразующие элементы). М., Недра, 1972. 281 с.
- Бобревич А. П.* К познанию вещественного состава ультраосновного слоя земли на основании изучения включений пиропсодержащих ультраосновных пород в кимберлитах.— Геол. и геофиз., 1965, № 3, с. 99—114.
- Богатиков О. А.* Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., Наука, 1966. 240 с.
- Богатиков О. А., Годлевский М. П., Петров В. П.* Основные задачи исследования базитов.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., Наука, 1973, с. 5—18.
- Богатиков О. А., Лебедев А. П.* О роли летучих компонентов в формировании апатитсодержащих титаномагнетитовых руд Кизирского габбро-сиенитового плутона (Вост. Саян).— Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 1, с. 125—128.
- Богачев А. И., Кошнев-Первуцов В. И., Лавров М. М., Попов М. Г., Слюсарев В. Д.* Металлогенетические особенности гипербазитов Карелии.— В кн.: Магматизм формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 2. Наука, 1972, с. 27—30.
- Богдеева М. В.* Оспинско-Китойский массив гипербазитов.— Труды Вост.-Сиб. филиала. Серия геол., М., Изд-во АН СССР, 1961, вып. 16, с. 5—15.
- Бойд Ф. Р., Ингленд Дж. Л.* Система энстатит — пироп.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968, с. 285—288.
- Бонатти Э. Гонторец Х., Феррара Г.* Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973, с. 9—29.
- Борисенко Л. Ф.* Малые элементы и вопросы генезиса гипербазитов Нижне-Тагильского массива.— Геохимия, 1961, № 12, с. 1115—1123.
- Борисенко Л. Ф.* Скандий.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. М., Наука, 1964, с. 162—192.
- Борисенко Л. Ф.* Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М., Наука, 1966. 224 с.
- Борисенко Л. Ф., Куриленко Н. М., Степанов И. В.* Редкие и малые элементы в ультрабазитах Мал. Кавказа.— В кн.: Редкие элементы в формациях изверженных пород. М., Недра, 1975, с. 38—57.
- Борисенко Л. Ф., Лапин А. В.* О концентрациях элементов-примесей в титаномагнетите и магнетите эндогенных месторождений различных типов.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 6, с. 1441—1444.
- Борисенко Л. Ф., Лапин А. В.* Оливин.— В кн.: Средние содержания элементов-примесей в минералах. М., Недра, 1973, с. 102—113.
- Борисенко Л. Ф., Степанов И. В., Ляпунов С. М.* К геохимии скандия в железных рудах эндогенных и экзогенных месторождений.— Геохимия, 1974, № 5, с. 790—800.
- Борисенко Л. Ф., Усков Е. Д.* К геохимии ванадия в гипербазитах Качканарского массива (Урал).— В кн.: Проблемы геологии редких элементов. М., 1978, с. 288—296.
- Бородин Л. С.* О корреляционных связях РЗЭ и некоторых особенностях разделения РЗ в процессах эндогенного минералообразования.— Геохимия, 1960, № 6, с. 507.
- Бородин Л. С.* Редкоземельные элементы в пироксенах и пироксенитах из комплексов массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.— В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., Наука, 1965, с. 263—282.
- Бородин Л. С., Осокин Е. Д., Бондаренко В. Н.* Закономерности распределения редких элементов как критерий глубинности (ювенильности) щелочных магм.— В кн.: 1-й Международный геохим. конгресс, 1971. Т. 1. М., 1972, с. 463—483.
- Боcharов В. Л.* Петрохимические критерии формационного расчленения и металлогенетической специализации базит-гипербазитовых комплексов района КМА. Воронеж, 1973. 232 с.
- Боуэн П. Л.* Эволюция изверженных горных пород. М., ОНТИ, НКТН СССР, 1934. 324 с.
- Брон В. А., Узберг А. И., Шетникова И. Л. и др.* О контактовом взаимодействии хромшинелида и форстерита.— Изв. АН СССР. Неорганические материалы, 1971, т. 7, № 3, с. 468—471.
- Бурдэ Б. И.* О воспроизводимости результатов анализа силикатных пород.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л., Недра, 1969, с. 48.
- Варшавская Э. С., Горохов И. М.* Вариации отношения Sr^{87}/Sr^{86} в процессах зарождения и эволюции базальтовых магм.— В кн.: Геохимия радиогенных и радиоактивных изотопов. Л., Наука, 1974, с. 176—192.
- Варшал Г. М., Наумова О. Д.* Методы определения РЗЭ в природных промышленных объектах. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Гл. 4. Рудные минералы как критерий для выяснения возрастных взаимоотношений между интрузивными породами и рудными телами. Новосибирск, Наука, 1973, с. 56—58.

Вахрушев В. А., Кривенко А. П. Особенности состава и внутреннего строения титаномагнетита дифференцированных габброидных интрузивов Алтае-Саянской области.— Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 2, с. 430—433.

Вахрушев В. А., Прокопцев Н. Г. Первично-магматические сульфидные образования в базальтах океанической коры и во включениях ультраосновных пород.— Геол. рудных месторождений, 1969, т. № 6, с. 14—28.

Вахрушев В. А., Цимбалист В. Г. Золото в ультраосновных породах Земли.— Геохимия, 1972, № 9, с. 1128—1130.

Ведерников Н. П., Будай М. М. Тектонические условия локализации формаций ультраосновных пород и асбестоносность.— Изв. АН КазССР. Серия геол., 1970, № 5, с. 1—16.

Векилова Ф. И. Геохимия кобальта (распространение в земной коре, форма нахождения и типы концентраций). Баку, Изд-во АН АзербССР, 1966. 188 с.

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

Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, Наука, 1968. 153 с.

Велинский В. В., Пинус Г. В., Каратаева Г. П. Применение методов многомерного статистического анализа для разделения разновозрастных гипербазитов по их петрохимическим свойствам.— Геол. и геофиз., 1968, № 1, с. 83—88.

Велинский В. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Васильев Ю. Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрографическое значение.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 1, с. 203—206.

Веригин М. И., Бурцева Э. А., Колбанцев Р. В. Об учете метаморфизма ультраосновных пород при оценке потенциальной никеленосности интрузивных массивов Украинского щита.— Геологический журнал, 1973, № 4, с. 43—48.

Вернадский В. И. Очерки геохимии. Избр. соч., т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954. 696 с.

Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— Геохимия, 1956, № 1, с. 6—53.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.

Виноградов А. П. Газовый режим Земли.— В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1969, с. 5—21.

Виноградов А. П., Ронов А. Б., Ратынский В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород.— В кн.: Совещание по осадочным породам. Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 104—123.

Виноградов А. П., Ярошевский А. П., Ильин Н. П. Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии.— Геохимия, 1970, № 4, с. 389—401.

Вистелиус А. Б. Задачи геохимии и информационные меры.— Сов. геол., 1964, № 12, с. 4—26.

Владимиров Б. М., Воляшюк Н. Я., Пономаренко А. И. Глубинные включения кимберлитов, щелочных базальтов и кимберлитоподобных пород Восточной Сибири. М., Наука, 1976. 283 с.

Волохов И. М. О габбро-пироксенит-дунитовом формационном типе магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., Наука, 1965, с. 7—23.

Волохов И. М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах — родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1972. 70 с.

Волохов И. М. Интрузивные ассоциации инициального магматизма Алтае-Саянской складчатой области: формационные типы и некоторые вопросы их петрогенезиса.— В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносность. Новосибирск, Наука, 1976, с. 73—92.

Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Новосибирск, изд. ИГиГ, 1963. 101 с.

Волохов И. М., Иванов В. М. Нижнедербинский габбро-пироксенит-периодитовый интрузивный комплекс Восточного Саяна.— Геол. и геофиз., 1964, № 5, с. 52—68.

Волченко О. А., Нечужин В. М., Родыгин А. П., Сандлер Г. А. Новый тип платиновой минерализации в гипербазитах складчатых поясов.— Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 1, с. 182—185.

Воробьева О. А. О некоторых особенностях геологического строения Баравчинского массива на Урале.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1946, № 5, с. 61—78.

- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешикова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. Вып. 65. М., 1962. 317 с.
- Врублевич Е. И. Некоторые особенности петрохимии гипербазитов Агул-Туманшетского комплекса. Новые данные по геологии юга Красноярского края. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 4. Красноярск, 1964, с. 267—271.
- Высоцкий П. К. Платина и районы ее добычи. Кн. 5. Л., Изд-во АН СССР, 1933. 231 с.
- Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. Автореф. докт. дис. М., 1970. 40 с.
- Гаст П. В. Химический состав Земли, Луны и хондритовых метеоритов. — В кн.: Природа твердой Земли. М., Мир, 1975, с. 23—40.
- Генезис эндогенных рудных месторождений/ Смирнов В. П. Годлевский М. Н., Никитин В. Д. и др. М., Недра, 1968. 718 с.
- Генкин А. Д., Дистлер В. В., Лопутина И. П., Филимонова А. А. К геохимии Pd (палладия) в медно-никелевых рудах. — Геохимия, 1973, № 9, с. 1336—1344.
- Генкин А. Д., Телешева Р. Л., Алексеева О. А. О содержании никеля в породообразующих минералах рудоносных габбро-диабазов Норильского месторождения. — Геохимия, 1963, № 11, с. 1044—1049.
- Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2. М., Недра, 1973.
- Геология и петрология Ельгозерского массива габброидных пород Карелии. Богачев А. И. и др. М., Изд-во АН СССР, 1963. 159 с.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. Геохимия редких элементов. М., Наука, 1964. 687 с.
- Герасимов Я. И., Креставников А. И., Шахов А. С. Химическая термодинамика в цветной металлургии. Т. 3. М., Металлургиздат, 1958. 223 с.
- Герасимовский В. И. К геохимии ниобия и тантала в Лавозерском щелочном массиве. — Геохимия, 1959, № 3, с. 646—656.
- Герасимовский В. И., Балашов Ю. А., Карпушина В. А. Типы эволюции состава РЗЭ в породах рифтовых зон Восточной Африки — индикатор процессов магматической дифференциации. — В кн.: 1-й Международный геохим. конгресс. Тезисы докладов. Т. 1. М., 1974, с. 75—77.
- Герасимовский В. И., Балашов Ю. А., Карпушина В. А. Геохимия редкоземельных элементов в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки. — Геохимия, 1972, № 5, с. 515—530.
- Герасимовский В. И., Карпушина В. А. К геохимии ниобия и тантала в нефелиновых сиенитах. — Геохимия, 1966, № 7, с. 777—790.
- Гладких В. С., Кременецкий А. А., Палков Е. Н., Зырянов А. П. Распределение Rb и Cs в вулканических породах щелочно-базальтовых ассоциаций. — Геохимия, 1974, № 4, с. 521—533.
- Глазунов О. М. Титаномagnetитовые месторождения западной части Восточного Саяна. — В кн.: Доклады VII научной конференции Томского ун-та. Вып. 4. Изд-во Томск. ун-та, 1957, с. 53—54.
- Глазунов О. М. Лысанский габбро-пироксенит-серпентинитовый комплекс в западной части Восточного Саяна. — Геол. и геофиз., 1964, № 3, с. 61—73.
- Глазунов О. М. Метаморфизм и некоторые особенности локализации титана в зоне Шиндинско-Дербинского разлома (Вост. Саян). — Изв. Томск. политехн. ин-та. Изд-во Томск. ун-та, 1965, т. 135, с. 3—14.
- Глазунов О. М. К геохимии гипербазитов Западного и Восточного Саяна. — В кн.: Тезисы Второго Уральского петрографического совещ. Свердловск, 1966, с. 18—20.
- Глазунов О. М. Состав и генезис хромитов Ильчирского пояса. — В кн.: Материалы к геол. конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геол. управления. Улан-Эдэ, 1967, с. 312—313.
- Глазунов О. М. Некоторые особенности распределения элементов в дунитах. — В кн.: Ежегодник-1969 СибГЕОХИ. Иркутск, 1970, с. 32—36.
- Глазунов О. М. Некоторые геохимические аспекты проблемы дифференциации гипербазитов. — В кн.: Вопросы геологии Сибири. Томск, 1971а, с. 88—89.
- Глазунов О. М. К оценке первичных ореолов магматических месторождений. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1971б, с. 100—109.
- Глазунов О. М. К геохимии ультраосновных и основных пород Вардарской зоны Югославии. — В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Новосибирск, Наука, 1973, с. 49—54.
- Глазунов О. М. Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1975. 201 с.
- Глазунов О. М. Сравнение геохимии перидотитов гипербазитовой формации и из включений в кимберлитах и базальтах. — В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Новосибирск, Наука, 1976, с. 102—104.
- Глазунов О. М. Геохимические типы гипербазитов. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, Наука, 1977, с. 221—230.

Глазунов О. М. Контаминация и рудоносность габброидной магмы в геохимическом аспекте.— В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М., Наука, 1979, с. 108—124.

Глазунов О. М., Афонин В. П., Перфильева Л. А., Фролова Л. П. Первичная форма концентрации калия и натрия в гипербазитах.— Геохимия, 1973а, № 4, с. 622—625.

Глазунов О. М., Глазунова А. Д. Геохимия стронция в габброидных формациях Саяно-Байкальской области.— В кн.: Стронций и барий в эндогенных образованиях. М., Наука, 1973, с. 24—37.

Глазунов О. М., Корнаков Ю. Н. Гипербазиты и химический состав верхней мантии складчатого обрамления юга Сибирской платформы.— Геохимия, 1973б, № 5, с. 723—731.

Глазунов О. М., Корнаков Ю. П., Глазунова А. Д., Мехоношин А. С. Общие черты геохимии габброидов некоторых формационных типов Саяно-Байкальской складчатой области.— В кн.: Ежегодник-1968 СибГЕОХИ. Иркутск, 1969, с. 51—56.

Глазунов О. М., Корнаков Ю. П., Шестаков Ю. Г. Геохимические критерии идентификации габброидов некоторых формаций Саяно-Байкальской области.— В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, изд. СНИИГГиМС, 1971а, с. 135—138.

Глазунов О. М., Лепин В. С., Плюшкин В. Г., Сандимирова Г. П., Брандт С. Б. Изотопы стронция в некоторых базальтоидных формациях Сибири.— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971б, с. 276—281.

Глазунов О. М., Михайлова Т. Г., Замотринская Е. А. Форма вхождения хрома в оливин.— Геохимия, 1971в, № 6, с. 746—749.

Глазунов О. М., Фролова Л. П. Основные черты геохимии щелочей в гипербазитах.— В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Новосибирск, Наука, 1972, с. 37—41.

Глазунова А. Д. Химический состав оливинов Оспинского массива.— В кн.: Материалы геол. конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геол. управления. Улан-Удэ, 1967, с. 314—315.

Глазунова А. Д., Волкова Д. М., Арсенюк М. И. Распределение и форма концентрации никеля в гипербазитах.— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971, с. 42—47.

Годлевский М. П. Проблемы формирования медно-никелевых месторождений.— В кн.: Международный геологический конгресс. XXIII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 7. М., Наука, 1968, с. 7—14.

Годлевский М. П. Связь образования никеленосных интрузий с процессами в земной коре и верхней мантии.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., Наука, 1973, с. 25—29.

Годлевский М. П., Гриненко Л. П. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения.— Геохимия, 1963, № 1, с. 35—40.

Гольдшмидт В. М. Сборник статей по геохимии редких элементов. М., ИЛ, 1938, с. 53—71.

Гоньшакова В. И. Базит-гипербазитовый магматизм в истории развития древних платформ (на примере Восточно-Европейской и Сибирской платформ).— Изв. АН СССР. Серия геол., 1974, № 3, с. 13—19.

Горохов И. М. Некоторые вопросы геохимии изотопов стронция.— Сов. геология, 1968, № 2, с. 89—101.

Горохов И. М., Варшавская Э. С. Изотопы стронция в исследовании происхождения и эволюции базальтовых магм.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Ч. 2. Новосибирск, 1972, с. 104—105.

Горщенко Я. Г. Химия титана. Ч. 1. Киев, Наукова думка, 1970. 415 с.

Григорьев Д. П. Кристаллические фазы NiO—SiO₂.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1937, вып. 15, с. 149—153.

Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий возникновения при океаническом вулканизме.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973, с. 243—258.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., Мир, 1972, с. 427—433.

Грудинин М. И. Петрография Нюрундуканского и Довыренского габбро-перидотитовых массивов (Сев. Прибайкалье).— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 3. М., Наука, 1965, с. 5—112.

Грудинин М. И., Лешников Ф. А. Геохимия в ультраосновных породах в магматическую и постмагматическую стадии.— В кн.: Эндогенное оруденение Прибайкалья. М., Наука, 1969, с. 165—168.

Грудинин М. И., Прудновский Э. Л., Елизарьева Т. И. Формация основных и ультраосновных пород Байкальской горной области.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1974, № 10, с. 40—48.

Гурулев С. А. Геология и условия формирования Иoko-Довыренского габбро-перидотитового массива. М., Наука, 1965. 122 с.

Гурулев С. А. Ортоамфиболитовый комплекс нижнего протерозоя Северного Прибайкалья.— Записки Забайк. филиала Геогр. о-ва СССР, 1972, вып. 75, с. 5—7.

Дмитриев Л. В. Серенизация океанических гипербазитов.— В кн.: Очерки

- современной геохимии и аналитической химии. М., Наука, 1972, с. 219—224.
- Дмитриев Л. В.* Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. докт. дис. М., 1973, с. 1—43.
- Дмитриев Л. В., Барсуков В. Л., Удильцев Г. Б.* Рифтовые зоны океана и проблема рудообразования. — Геохимия, 1970, № 8, с. 935—944.
- Дмитриев Л. В., Гаранин Л. В.* Кремнекислотность океанических гипербазитов и их серпентинизация. — Геохимия, 1971, № 3, с. 274 с.
- Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна* /Поляков Г. В., Кривенко А. П., Орлов Д. М. и др. Новосибирск, Наука, 1974. 130 с.
- Добрецов Н. Л.* Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбититов хр. Борус (Зап. Саян). — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 1. Новосибирск, изд. РИО СО АН СССР, 1963, с. 242—315.
- Добрецов Н. Л.* Глаукофановые пояса, глубинные ксенолиты и глобальная тектоника. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1974, с. 90—91.
- Довгаль В. Н.* Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., Наука, 1968. 205 с.
- Долго-Добровольский В. В., Клименко Ю. В.* Рациональный анализ руд. М., Metallurgizdat, 1947. 230 с.
- Донцова Е. И., Зыков С. И., Гриценко В. А., Артемюк Ю. М.* Характеристика всесоюзных стандартов свинца и стронция. — Геохимия, 1974, № 6, с. 956—959.
- Елисеев Н. А.* Метаморфизм. М., Недра, 1963. 428 с.
- Еремеев В. П.* Петрография и генезис Актювского месторождения хризотил-асбеста. Вып. 31. 1959, с. 68—111.
- Еремеев В. П.* О гипербазитах Тувы и связанных с ними габброидных породах. — В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., Наука, 1965, с. 101—112.
- Еремеев В. П., Павлов Н. В., Сибилев А. К.* Хромитовая минерализация гипербазитовых поясов Тувы. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1968, № 6, с. 45.
- Еремеев В. П., Сибилев А. К.* Иджимский гипербазитовый плутон (Зап. Саян). — Изв. АН СССР. Серия геол., 1969, № 8, с. 14—24.
- Ескин А. С., Обухов С. П., Фельдман М. С., Эз В. В., Гептнер Т. М., Глазунов О. М., Иванов А. Н.* Этапы докембрийского магматизма в Западном Прибайкалье. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., Наука, 1974, с. 70—74.
- Ефимов А. А., Иванова Л. П.* Поведение хрома, никеля, кобальта в процессе формирования Кытлымского платиноносного массива. — Геохимия, 1963, № 11, с. 1034—1043.
- Жданов В. В., Дворкина В. Д., Москалева С. В., Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н., Наливкина Э. Б.* Особенности ультраосновного и основного магматизма докембрия. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., Наука, 1974, с. 194—199.
- Заварицкий А. Н.* О фузивных магматических месторождениях. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1937, № 4, с. 765—788.
- Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. Л.—М., Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
- Заварицкий А. Н.* О классификации магматических рудных месторождений. — В кн.: Избранные труды. Т. 4. 1963, с. 380—391.
- Зайковский Ф. В., Башмакова В. С.* Калометрический метод определения РЗЭ в рудах и породах. — Бюл. ВИМСа, 1957, № 7.
- Зак С. И.* Вопросы генезиса магматических ильменито-магнетитовых руд на примере Елетьозерской интрузии. — Сов. геология, 1960, № 3.
- Зак С. И., Юдин Б. А., Оболенский А. М.* Закономерности изменения состава титаномagnetита в габбро-анортозитовой, габбро-щелочной и ультраосновной — щелочной магматических формациях Кольского п-ва и Сев. Карелии. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ва и Сев. Карелии. М., Наука, 1969, с. 147—152.
- Зарипов М. М., Новожилков А. П. и др.* ЭПР ионов T^{3+} в синтетическом фторфлюопсите. — Геохимия, 1967, № 3, с. 376—377.
- Зарипов М. М., Шамолин Ю. Я.* Парамагнитный резонанс в синтетическом рубине. — Журнал эксперим.-теор. физики, 1956, вып. 30, № 2, с. 291—296.
- Зимин С. С.* Гипербазиты и верхняя мантия в свете представления о парагенезисах магматических комплексов. — В кн.: Проблема магматической геологии (к 70-летию Ю. А. Кузнецова). Новосибирск, Наука, 1973а, с. 377—384.
- Зимин С. С.* Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М., Наука, 1973б. 230 с.
- Знаменский Е. Б.* К геохимии титана в интрузивном комплексе. — Геохимия, 1958, № 1, с. 90 с.
- Знаменский Е. Б., Глазунов О. М., Пополитов Э. И., Цыганский В. Д.* Распределение ниобия, тантала, циркония и гафния в основных и ультраосновных породах Саяно-Байкальской складчатой области. — Геохимия, 1974, № 6, с. 845—861.
- Знаменский Е. Б., Кузьмин М. И., Коваль П. В., Цыганский В. Д., Кринберг И. А.* Тантал и ниобий в разновозрастных гранитоидах Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1968, № 1, с. 106.

- Знаменский Е. Б., Нестеренко В. Г., Цыганский В. Д., Конусова В. В.* Распространенность ниобия и тантала в трапзах.— В кн.: Проблемы геохимии. М., Наука, 1965. 410 с.
- Золов К. К., Булькин Л. Д.* Рудные формации в ультраосновных породах Урала.— Докл. АН СССР, 1970, т. 198, № 6, с. 1407.
- Золов К. К., Хмара А. Я., Булькин Л. Д.* Распределение титана, марганца и железа в формациях ультраосновных пород Урала.— В кн.: Вопросы геохимии. Материалы к совещанию. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1969, с. 307—310.
- Зоненшайн Л. П.* Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963. 110 с.
- Зоненшайн Л. П.* Геосинклинальный процесс и «новая глобальная тектоника».— Геотектоника, 1971, № 6, с. 3—26.
- Зоненшайн Л. П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. Гл. 3. Возможное происхождение магматических продуктов начальной стадии. М., Недра, 1972, с. 201—205.
- Зоненшайн Л. П.* Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса).— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., Наука, 1974, с. 11—36.
- Иванов А. А.* Месторождения осмистого иридия. Вып. 6. Свердловск, изд. УФ АН СССР, 1944. 87 с.
- Ильенко С. С.* Петрология габбро-сиенитового комплекса Горной Шории. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1964. 130 с.
- Ильицкий М. М., Колбацев Р. В.* Парагенетические типы оливина и статистический анализ их химизма.— Записки Всес. Минералог. о-ва, 1968, вып. 6, ч. 97. 657 с.
- Илунин И. П., Каминский Ф. В., Францесон Е. В.* Геохимия кимберлитов. М., Недра, 1978. 352 с.
- Инграм Д.* Спектроскопия на высоких и сверхвысоких частотах. М., ИЛ, 1959. 445 с.
- Казанский В. Б., Печерская Ю. П., Воеводский В. В.* Применение метода ЭПР к изучению кристаллических свойств хромового катализатора.— В кн.: Кинетика и катализ. Т. 1. Вып. 2, 1960. 250 с.
- Каледонский* комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. /Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. М., Недра, 1965. 772 с.
- Каминский Ф. В., Прокончук Б. И.* Новые источники алмазов.— Природа, 1974, № 10, с. 66—70.
- Каронетян Г. О.* Люминесценция стекол, активизированных хромом.— Оптика и спектроскопия, 1963, т. XI, вып. 5, с. 700—705.
- Карпова О. В., Бурова Т. А., Ильменит* из основных пород Копанского массива.— В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., Наука, 1970, с. 217—231.
- Кашин С. А.* Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала.— Труды Ин-та геол. наук СССР. Серия рудн. месторождений, 1948, вып. 91, с. 83—92.
- Кицул В. И., Котылов П. А.* Находка гранатосодержащих ультраосновных пород на Алданском щите и условиях их образования.— Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 6, с. 1413—1416.
- Книппер А. Л.* Некоторые вопросы тектонического положения и становления альпийских перидотитов в верхней части земной коры.— В кн.: Доклады сов. геологов на Междунар. геол. конгрессе XXIII сессия. М., Наука, 1968.
- Ковалева В. С., Христоворов Б. И.* Исследование синтетических Ti содержащих амфиболов рентгеновским и ИКС методами.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. (Тезисы докл. Ин-та геохимии и физики минералов). Киев, Наукова думка, 1970, с. 59.
- Когарко Л. П.* Отношение Ni/Co — индикатор магматического происхождения магм.— Геохимия, 1973, № 10, с. 1441—1446.
- Колбацев Р. В.* К проблеме петрологии дунит-гарцбургитовой формации юга Сибири.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 49—50.
- Коленко Б. Э.* Петрографические эскизы пород, обнаженных на Кругобайкальской ж. д.— Труды Ин-та прикладной минералогии и металлургии, 1916, вып. 24, № 3, с. 287.
- Коллеганов Ю. М., Саранцев Ф. Г.* О форме некоторых основных и ультраосновных интрузивных массивов северо-восточной части Западного Саяна.— В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971, с. 90—94.
- Конников Э. Г.* Формации докембрийских гипербазит-базитовых интрузий Северо-Байкальского пояса.— Геол. и геофиз., 1976, № 2, с. 23—31.
- Корнаков Ю. П., Глазунов О. М., Фролова Л. П.* Основные черты геохимии ультрабазитов Идарского комплекса (Вост. Саян).— В кн.: Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1973, с. 33—35.

- Корнев Т. Я., Даценко В. М., Бозин А. В. Рифейский магматизм и колчеданно-полуметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М., Недра, 1974. 131 с.
- Корнилов И. И. Силваы Ti и их использование.— Вестник АН СССР, 1973, № 4, с. 32—36.
- Кравченко Г. Г. Роль структурных критериев при оценке перспектив хромитовосности ультрабазитовых массивов.— В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири. М., изд. ВИМС, 1974, с. 41—50.
- Красцов А. И., Кропотова О. И., Войтов Г. И., Иванов В. А. Об изотонном составе углерода алмазов и углеродистых соединений трубок Восточно-Сибирской алмазоносной провинции.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 1, с. 206—208.
- Кратц К. О. О генезисе магматических титаномагнетитовых месторождений.— В кн.: Труды лаборатории геологии докембрия АН СССР. Вып. 7. М., 1957, с. 3—21.
- Кривенко А. П. Спелит-габбровый плутон Большой Таскыл в Кузнецком Алатау. Новосибирск, Наука, 1973. 58 с.
- Кропотова О. И., Федоренко Б. В. Изотонный состав углерода алмаза и графита из эклогита.— Геохимия, 1970, № 10, с. 1279.
- Кузнецов В. А. Гипербазитовые пояса Алтае-Саянской горной системы.— Докл. АН СССР, 1948, т. IX, № 2, с. 269—273.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964. 387 с.
- Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Наука, 1967, с. 275—303.
- Кузнецов Ю. А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях.— Геол. и геофиз., 1973, № 8, с. 3—11.
- Кунц Х. Основные и ультраосновные включения в базальтах и природа верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., Мир, 1972, с. 448.
- Кузьмин А. М. Гипсометрический закон и его значение для решения проблемы становления магмы.— Геол. и геофиз., 1964, № 4, с. 108—120.
- Курода И., Шимода С. Предварительное изучение ковалентно-ионной модели структуры оливина.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. 1. М., Наука, 1969, с. 172—243.
- Курода Е., Мацуциси И. О кристаллической структуре оливина.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 2. М., Наука, 1970, с. 169—180.
- Кутюлин В. А., Волохов И. М., Коротаева Г. Н. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным.— Геол. и геофиз., 1966, № 5, с. 87—93.
- Кутюлин В. А., Фролова В. М. Пироксениты в верхней мантии.— Геол. и геофиз., 1974, № 2, с. 59—67.
- Кухаренко А. А. Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова и связанные с ним редкометалльные месторождения.— Записки Всесоюз. минер. о-ва, 1958, ч. 87, вып. 3, с. 304—314.
- Кухаренко А. А., Вайнштейн Э. Е., Шевалеевский И. Д. О соотношении циркония и гафния в породообразующих пироксенах и в циркониевых минералах палеозойского комплекса ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова.— Геохимия, 1960, № 7, с. 931—934.
- Кухаренко А. А., Клер М. М. К геохимии скандия в щелочно-ультраосновных магматических комплексах.— В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма. Вып. 1. Л., Изд-во ЛГУ, 1963, с. 108—124.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Богдасаров Э. А. Щелочные габброиды Карелии. Л., Изд-во ЛГУ, 1969. 181 с.
- Куширо И. Состояние H₂O в верхней мантии.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., Наука, 1969, с. 21—28.
- Лаверов М. М. Нижнепротерозойские магматические формации гипербазитов и дифференцированных габбро-норитов Северо-Карельской структурной зоны.— В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, Карельское кн. изд-во, 1967, с. 74—87.
- Лазарев Ю. П. Возраст и тектоническое положение гипербазитов Карелии.— В кн.: Труды Ин-та геологии КФ АН СССР. Вып. 9. Петрозаводск, 1971, с. 4—13.
- Ланин А. В. Редкие и малые элементы в ультраосновных породах Кольского полуострова и Северной Карелии.— В кн.: Редкие элементы в формациях изверженных пород. М., Недра, 1975, с. 79—107.
- Латвиш И. К. Форма нахождения платины в рудах Качканарского типа. Вып. 42. Свердловск, 1959, с. 3—16.
- Лебедев А. П. Генетические типы титаноносных магматических комплексов.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 110—117.
- Лебедев А. П. О явлениях базификации и их петрогенетическом значении.— В кн.: Магматические формации. М., Наука, 1964а, с. 28—32.
- Лебедев А. П. Титаноносные пояса древних складчатых систем юга Сибири.— Докл. АН СССР, 1964б, т. 155, № 6, с. 1329—1332.
- Лебедев А. П., Богатиков О. А. Петрология Кизирского габбро-св. витового плутона (Вост. Саян). М., Изд-во АН СССР, 1963. 153 с.

- Лебедев А. П., Богатиков О. А.* Fe—Ti-окисные минералы Кизирского габбро-сиенитового плутона и условия их образования. — В кн.: Особенности формирования базитов. М., Наука, 1965, с. 183—198.
- Леснов Ф. П.* Дуниты Чайского дунит-перидотит-габбрового никеленосного плутона (Сев. Прибайкалье). — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., Наука, 1972а, с. 25—36.
- Леснов Ф. П.* Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Сев. Прибайкалье). Новосибирск, Наука, 1972б. 228 с.
- Леснов Ф. П., Пинус Г. В., Велицкий В. В.* Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующихся с ними габброидов в складчатых областях. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, Наука, 1973, с. 44—56.
- Летников Ф. А.* Физико-химические особенности эндогенных процессов в пределах зон активизации. — В кн.: Металлогения областей тектоно-магматической активизации. Иркутск, 1973, с. 36—37.
- Летников Ф. А.* О распределении флюидных компонентов в магматических и метаморфических породах. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 2, с. 463—465.
- Ли Л. В., Корнев Т. Я.* Содержание золота в гипербазитах Евсейского кряжа. — Геохимия, 1972, № 11, с. 1397.
- Лик Б. Э.* Соотношение между составом известковистых амфиболов и степенью метаморфизма. — В кн.: Природа метаморфизма. М., Мир, 1967, с. 310.
- Лихачев Л. П.* О генезисе медно-никелевых месторождений Печенгского и Аллареченского районов. — Сов. геология, 1974, № 7, с. 69—84.
- Лодоочкиков В. П.* Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие вопросы, с ними связанные. Вып. 38, М., изд. ЦНИГРИ, 1936. 817 с.
- Луцц Б. Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975, 166 с.
- Ляхович В. В., Овчинников Л. П.* Некоторые черты гранитоидов и их рудоносность. — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Ч. 1. Иркутск, 1970, с. 47—82.
- Мак-Грегор И. Д., Рингвуд А. Э.* Природная система энстатит — пироп. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968, с. 289—291.
- Макрыгина В. А., Петров Б. В., Глазунова А. Д.* Поведение кобальта, никеля, хрома и ванадия в некоторых метаморфических породах Патомского нагорья. — Геохимия, 1969, № 8, с. 939—951.
- Максимович З., Максимович С.* Литий, натрий, калий в альпинотипных ультраосновных породах. — В кн.: Распределение элементов в земной коре. М., Мир, 1972, с. 139—150.
- Малагов И. А.* Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966. 234 с.
- Малагов И. А.* О геохимических критериях выделения хромитоносных ультраосновных массивов на Урале. — В кн.: Доклады сов. геологов на Междунар. геол. конгрессе, XXII сессия. М., Наука, 1968. 27 с.
- Малагов И. А.* Геохимия хрома в ультрабазитах Урала. — В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 305—306.
- Мальшев И. И.* Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957. 272 с.
- Маракушев А. А.* Теплоемкость, энтропия и геохимическая связь в минералах. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Т. 1. М., Наука, 1969, с. 172—243.
- Маракушев А. А.* Серпентинизация. — В кн.: Проблемы петрологии Урала. Свердловск, 1973, с. 19—37.
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л.* Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли (геология, геохимия, геофизика). Вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1975, с. 18—34.
- Марков М. С.* Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит). — В кн.: Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 70—76.
- Марфунин А. С.* Проблема физики минералов. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1965, № 1, с. 3—20.
- Марфунин А. С.* Введение в физику минералов. М., Недра, 1974. 324 с.
- Мейсон Б., Мелсон У.* Лунные породы. М., Мир, 1973. 163 с.
- Мезоношин А. С.* Геохимия и некоторые вопросы генезиса ультраосновных пород Лысанского комплекса. — В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Иркутск, 1972, с. 78—82.
- Мещеряков Р. П., Столбов Ю. М.* Некоторые результаты измерений изотопного состава кальция в природных веществах. — Геохимия, 1967, № 10, с. 1118—1120.
- Минеев Д. А.* Средние составы лантаноидов в минералах. — Геохимия, 1968, № 7, с. 825.
- Михайлов Н. П.* Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. — Труды ВСЕГЕИ. Л., 1962, нов. сер., т. 80, с. 108—218.
- Михайлов Н. П., Полякова Е. Д.* Об одном ошибочно выделенном типе коренных месторождений алмаза. — Сов. геология, 1959, № 6, с. 134—135.
- Михайлов Н. П.* Генетические типы ассоциаций ультраосновных и основных пород. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1. М., Наука, 1972, с. 93—100.

Михайлов Н. П., Богатилов О. А. Базитовые интрузивные (плутонические) формации и их классификация.— В кн.: Проблемы магматических формаций. М., Наука, 1974, с. 60—73.

Морковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала.— Труды ИГЕМ, 1962, вып. 77, с. 130—224.

Морковкина В. Ф. Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. М., Наука, 1964. 250 с.

Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., Наука, 1967. 280 с.

Москалева С. В. О структурном положении гардбургитовой формации Урала.— Сов. геология, 1962, № 12, с. 57—69.

Москалева В. П. Эволюция главных типов магматических формаций в истории развития земной коры.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, 1973. 48 с.

Мурс Э. М., Вайн Ф. Д. Массив Троδος на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973, с. 50—74.

Мясников В. С. Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма.— Геол. рудных месторождений, 1959, № 2, с. 49—62.

Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. Геохимия дифференцированных траппов. М., Наука, 1973. 197 с.

Нестеренко Г. В., Смирнова Н. П. Хром-ванадиевое отношение как поисковый признак рудоносных дифференцированных траппов Норильского типа.— Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 6, с. 1361—1363.

Немцович В. М. Тектоническое положение гипербазитов Алтае-Саянской области.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1973, т. XIVIII, вып. 5, с. 97—99.

Немцович В. М. Структурно-фациальные формы проявлений гипербазитовых интрузий.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 2, с. 70—74.

Никонов О. И., Никонова З. П. Урюшинский массив — представитель габбро-пироксенитовой формации Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1971, № 11, с. 48—59.

Ноккольдс С. Р., Митчелл Р. И. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород.— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952, с. 295—364.

Ноккольдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. М., ИЛ, 1958, 176 с.

Овчинников Л. П. Источники рудного вещества эндогенных месторождений и надежность критериев их установления.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., Наука, 1976, с. 100—120.

Олейников Б. В., Коробейников А. Ф., Чесноков В. Л. К геохимии золота в трапповых образованиях восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М., Наука, 1970, с. 105—119.

Олейников Б. В., Мащак М. С., Одинцова В. М., Сукнева Л. С. Скандий в разновозрастных трапповых интрузиях Сибирской платформы и особенности его поведения при глубинной и внутрикамерной дифференциации.— В кн.: Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М., Наука, 1973, с. 129—163.

Орлов Д. М. Петрология расслоенных титаноносных интрузий Алтае-Саянской области. Л., Недра, 1975. 188 с.

Осборн Е. Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов.— В кн.: Химия земной коры. М., Наука, 1964. 15 с.

Основные черты химизма пород габбро-пироксенит-дуинитовой формации Алтае-Саянской складчатой области /Иванов В. М. и др. Новосибирск, Наука, 1972. 79 с.

Островский И. А. Условия минералообразования в некоторых водосиликатных системах при высоких давлениях и температурах. Вып. 9. М., 1957. 30 с.

Охотников В. М. О возможности проявления щелочно-ультраосновного магматизма на Полярном Урале. Вып. 17, 1972. 87 с.

Павлов Н. В. О происхождении ультрабазитов в связи с их хромитовостью.— Геол. рудн. месторождений, 1975, вып. 17, № 1, с. 14—22.

Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Плотностная характеристика некоторых метаморфических и магматических формаций Восточного Саяна.— Геол. и геофиз., 1965, № 7, с. 105—106.

Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение Восточного Саяна и Южно-Алданских ограничений Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1973. 110 с.

Павлов Н. В., Григорьева И. И., Чупрынина И. И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М., Наука, 1973. 199 с.

Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрие.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5, с. 77—108.

Падалка Г. Л. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала.— В кн.: Петрография Урала. Серия 1. Вып. 7, 1937, с. 55—140.

Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., Наука, 1967. 144 с.

- Пауэлл Л. Дж., Харли Р. М., Ферберн Х. В.* Изотопный состав стронция и происхождение карбонатов.— В кн.: Карбонаты. М., Мир, 1969, с. 314—328.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Петров Б. В., Макрыгина В. А., Повиков В. М.* Стронций и барий в метаморфических породах Патомского нагорья.— В кн.: Стронций и барий в эндогенных образованиях. М., Наука, 1973, с. 116—130.
- Петрология верхней мантии* /Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. М., Мир, 1968. 334 с.
- Печерская Ю. П., Казанский В. Б.* Изучение термического разложения хромового ангидрида на окиси алюминия методом ЭПР.— Журнал физической химии, 1960, т. XXXIV, № 11.
- Пинус Г. В.* О происхождении основных пород, пространственно связанных с интрузиями.— Труды Горно-геол. ин-та ЭС ФАН СССР, 1953, вып. 3, с. 17—26.
- Пинус Г. В.* Некоторые вопросы геохимии кембрийских альпийских гипербазитов юга Сибири.— Геохимия, 1965а, № 12, с. 1450—1459.
- Пинус Г. В.* О возрасте гипербазитов Восточного Саяна и некоторых вопросах геологии, с ним связанных.— Геол. и геофиз., 1965б, № 4, с. 58—65.
- Пинус Г. В.* Тектоническое положение гипербазитовых поясов каледонид юга Сибири и сопредельных территорий.— Геол. и геофиз., 1965в, № 1, с. 3—10.
- Пинус Г. В.* О взаимоотношении габброидов и гипербазитов в офиолитовых сериях.— Геол. и геофиз., 1974, № 5, с. 139—143.
- Пинус Г. В., Велицкий В. В.* Альпийские гипербазиты как индикаторы состава вещества верхней мантии.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, Наукова думка, 1971, с. 302—309.
- Пинус Г. В., Велицкий В. В., Васильев Ю. Р.* Проблемы формаций ультраосновных пород.— В кн.: Проблемы магматических формаций. М., Наука, 1974, с. 108—119.
- Пинус Г. В., Велицкий В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л.* Альпийские гипербазиты Ападырь-Каярской складчатой системы. Новосибирск, Наука, 1973. 320 с.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н.* Альпийские гипербазиты юга Сибири. М., Наука, 1966. 211 с.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М.* Гипербазиты Тувы. М., Изд-во АН СССР, 1955. 135 с.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М.* Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.
- Пироксениты Качканара/Фоминных Г. В., Самойлов П. И., Максимов К. С., Макаров В. А.* Свердловск, 1967. 83 с.
- Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С.* Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М., Наука, 1972. 266 с.
- Полканов А. А.* К вопросу о генезисе титаномагнетитового оруденения габбро-сенитов плутона Гремяча-Вырмес (Кольский полуостров).— Изв. АН СССР. Серия геол., 1944, № 6, с. 34—51.
- Поляков Г. В., Кривенко А. П., Федосеев Г. С.* Раннепалеозойские базитовые интрузии каледонид Восточного Саяна.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., Наука, 1972, с. 85.
- Поляков Г. В., Кривенко А. П. и др.* Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Наука, 1973, с. 87—111.
- Поляков Г. В., Кривенко А. П., Богвибов В. И.* Габбровые формации Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. Новосибирск, Наука, 1976, с. 61—73.
- Полферов Д. В.* Геохимические поиски месторождений Cu-Ni сульфидных руд.— Бюл. НТИ МГОН, 1962, № 1 (35), с. 26—30.
- Полферов Д. В., Сулова С. И.* Геохимические критерии никеленосности основных и ультраосновных массивов.— Геохимия, 1966, № 6, с. 659—663.
- Породообразующие пироксениты* /Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. М., Наука, 1971. 454 с.
- Раковский Э. Е., Серебряный В. Л.* Нейтронно-активационное определение золота в горных породах с использованием субстехиометрического разделения.— Радиохимия, 1968, т. 10, вып. 1, с. 75—81.
- Рамдор П.* О широко распространенном парагенезисе рудных минералов, возникающем при серпентинизации.— Геол. рудн. месторождений, 1967, № 2, с. 32—43.
- Рапкама К.* Изотопы в геологии. М., ИЛ, 1956. 318 с.
- Разин Л. В., Хвостова В. А., Новиков В. А.* Металлы группы платины в породообразующих и аксессуарных минералах ультраосновных пород.— Геохимия, 1965, № 2, с. 159—174.
- Рингвуд А. Э.* Состав и эволюция верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., Мир, 1972, с. 574—588.
- Рингвуд А. Э., Грин Д. Х.* Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968. 334 с.
- Рингвуд А. Э., Грин Д. Х.* Изучение фазовых переходов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., Мир, 1972. 575 с.

- Рингвуд А. Э., Мак-Грегор И. Д., Бойд Ф. Р.* Петрографический состав верхней мантии.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968, с. 272—277.
- Рингвуд А. Э., Мейджер А.* Превращение в пироксенах при высоком давлении.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968, с. 256—262.
- Ронов А. Б., Магдисов А. А.* Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ.— Геохимия, 1970, № 4, с. 403—438.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А.* Химическое строение земной коры.— Геохимия, 1967, № 11, с. 1285—1309.
- Росс И. Т.* Поведение РЗЭ и иттрия в процессе метасоматического изменения ультраосновных пород магматической стадии.— Геохимия, 1972, № 1, с. 89.
- Савельева Г. И.* Геология и петрология гипербазитов Войкаро-Сыбинского массива (Полярный Урал). Автореф. канд. дис., 1973. 31 с.
- Салликов Д. Н.* Габброидные и гранитные интрузивные комплексы Учалинского района Южного Урала. Автореф. канд. дис. Свердловск, 1970. 20 с.
- Салон Л. И.* Геология Байкальской горной области. Т. 2. М., Недра, 1967. 699 с.
- Салон Л. И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. М., Недра, 1973. 309 с.
- Самойлова И. В.* Габброидные породы Северного и Среднего Урала и их петрохимические особенности. Вып. 32. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 19—51.
- Санделл Э. Б., Голдич С. С.* Редкие металлы в некоторых американских изверженных породах.— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952, с. 183—227.
- Сахама Т. Г.* Рассеянные элементы в породах Южно-Финской Лапландии.— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952.
- Семенов А. И., Старуцкий Ю. Г., Шаталов Е. Т.* Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических зон на территории СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. М., Наука, 1967, с. 55—78.
- Сидоренко А. В., Лулева О. И.* О фациях регионального метаморфизма и первичном составе пород.— Сов. геология, 1972, № 6, с. 8—21..
- Скиннер Дж., Бойд Фр.* Глиноземистые энстатиты.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968. 292 с.
- Смит Ф. Г.* Физическая геохимия. М., Недра, 1968. 472 с.
- Смирнов А. Д., Недумов И. Б., Булдаков В. В.* Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей. М., Изд-во АН СССР, 1963. 154 с.
- Смирнов В. И.* Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторождений.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинами. Киев, Наука думка, 1971.
- Смирнов В. И.* О металлогении океана.— Геол. рудн. месторождений, 1975, № 1, с. 3—13.
- Соболев В. С.* Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949. 341 с.
- Соболев В. С.* Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., Недра, 1974. 328 с.
- Соболев В. С.* Образование магм и магматических горных пород.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1976, с. 142—147.
- Соболев В. С., Соболев И. В.* Ксенолиты в кимберлитах Сев. Якутии и вопросы строения мантии Земли.— Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 1, с. 108—111.
- Соболев В. С., Соболев И. В.* О хrome и хромсодержащих минералах в глубинных ксенолитах кимберлитовых трубок.— Геол. рудн. месторождений, 1967, т. IX, № 2, с. 10—16.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев И. В.* Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии.— Геол. и геофиз., 1972, № 12, с. 37—42.
- Соболев В. С.* Строение верхней мантии и способы образования магмы.— В кн.: Чтения им. В. И. Вернадского. М., Наука, 1973, с. 1—33.
- Соболев И. Д.* К петрохимии ультраосновных горных пород.— Геохимия, 1959, № 8, с. 679—695.
- Соболев И. Д.* Ультраосновные массивы и мантия Земли.— В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенеза. М., Наука, 1964. с. 77—81.
- Соболев И. Д., Уханов А. В., Смирнова Т. А., Алиева О. З.* К методике геохимических различий ультраосновных массивов в связи с их хромитовостью.— Сов. геология, 1970, № 1, с. 88—100.
- Соболев И. Д., Уханов А. В., Смирнова Т. А., Алиева О. З.* Хромитовое оруденение Сибири.— В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири. М., изд. ВИМС, 1974, с. 108—116.
- Соболев И. В. и др.* Особенности состава минералов, ассоциирующих с алмазными трубками «Мир», Якутия.— Записки Всесоюз. минер. о-ва, 1971, вып. 5, ч. 100, с. 558—564.
- Соболев И. В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Вып. 183, 1974. 264 с.
- Соболев С. Ф.* Особенности генезиса и составов пород дунит-широксенит-габбро-

вой формации Урала.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., Наука, 1968, с. 187—199.

Соболев С. Ф. Петрология и геохимия базит-гипербазитовых формаций Уральской геосинклинали.— В кн.: Редкие элементы в формациях изверженных пород. М., Недра, 1975, с. 5—37.

Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., Наука, 1970. 311 с.

Состав титаномагнетитов в базитах и ультрабазитах Урала/Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г., Еремина М. В. и др. Свердловск, 1965. 98 с.

Спайс Дж. Химическая связь и строение. М., Мир, 1966. 431 с.

Средние содержания элементов-примесей в минералах/Иванов В. В. и др. М., Недра, 1973. 208 с.

Сутурин А. П., Глазунов О. М. Хромитоносность гипербазитов Восточной Сибири.— В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М., изд. ВИМС, 1974, с. 128—138.

Сутурин А. П., Глазунова А. Д., Арсенюк М. И. Геохимия никеля, кобальта и ванадия в гипербазитах Восточного Саяна.— Геохимия, 1974, № 1, с. 105—111.

Таусон Л. В. Влияние структуры минералов на изоморфные замещения в силикатах изверженных горных пород.— Геохимия, 1958, № 8, с. 735—742.

Таусон Л. В. Проблема потенциальной рудоносности гранитоидов.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Ч. 2. Иркутск, 1971, с. 223—231.

Таусон Л. В. Потенциальная рудоносность и рудная продуктивность гранитных интрузий.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 330—341.

Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977. 279 с.

Таусон Л. В., Дубов Р. И., Козлов В. Д., Кузьмин М. И. Геохимические значения дисперсии концентрации редких элементов в гранитоидах.— В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., Наука, 1965, с. 12—22.

Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1 : 5 000 000. Под ред. А. Я. Яншина. М., Наука, 1966. 487 с.

Терехович С. А. Исследования распределения элементов платиновой группы в рудах некоторых месторождений спектрографическим методом. Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1970, с. 1—16.

Тернер Ф. Д., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961. 592 с.

Тизунов Л. П., Ключанский П. Г., Копылевич И. Л., Барышев А. С. Перспективы рудоносности и направление поисковых работ на титан в Иркутской области.— В кн.: Пути расширения сырьевой базы полезных ископаемых в Иркутской области. Иркутск, 1972, с. 3—5.

Торопов Н. А., Базилевский В. П., Лапин В. В., Курцева И. И. Диаграммы состояния силикатных систем. Двойные системы. Справочник. Вып. 1. М.—Л., Наука, 1975, с. 23—499.

Трофимов В. С. Коренные алмазоносные породы, иные чем кимберлиты.— Сов. геология, 1939, № 4—5, с. 40—60.

Тугаринов А. И. Источник рудного вещества по изотопным данным.— Геол. рудн. месторождений, 1975, т. 17, № 4, с. 30—43.

Тугаринов А. И., Лактионова Н. В., Моханти Р. Распределение ванадия, хрома, никеля, кобальта, меди в титансодержащих магнетитах некоторых месторождений Индии.— Геохимия, 1973, № 12, с. 1813—1822.

Тугаринов А. И., Павленко А. С., Коваленко В. И. Происхождение апогранитов по геохимическим данным.— Геохимия, 1968, № 12, с. 1419—1435.

Турекьян К., Калл Дж. Геохимия стронция.— В кн.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959. 534 с.

Ультраосновные и основные интрузии Печенги /Елисеев Н. А., Горбунов Г. И., Елисеев Э. Н. и др. Вып. 10, 1961. 347 с.

Урванцев Н. П. Северо-Сибирская никелевая область.— Геол. и геофиз., 1974, № 3, с. 3—11.

Уханов А. В. Никель в ультраосновных включениях из кимберлитовых трубок Северной Якутии.— Геохимия, 1968, № 12, с. 1470—1478.

Уханов А. В. К геохимии хрома в верхней мантии по данным исследования ультраосновных включений в кимберлитовой трубке.— Геохимия, 1970, № 9, с. 1053—1065.

Уэдджер Л. Р., Митчелл Р. Л. Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузии Скаергард (Гренландия).— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952, с. 169—182.

Уэдджер Л. Р., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970. 552 с.

Файф У. С. Введение в геохимию твердого тела. М., Мир, 1967. 231 с.

Фации регионального метаморфизма высоких давлений /Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. М., Недра, 1974. 328 с.

- Ферман А. Е.* Геохимия. Т. 1. Л., Госхимтехиздат, 1934. 324 с.
- Ферман А. Е.* Геохимия. Т. 4. Л., Госхимтехиздат, 1939. 355 с.
- Филиппова Н. А.* Фазовый анализ руд цветных металлов и продуктов их переработки. М., Metallurgizdat, 1963. 212 с.
- Филиппов Г. В., Карасева Г. Г.* Минералого-геохимические особенности хромитового оруденения Западного Саяна и Тувы.— В кн.: Полезные ископаемые Ср. Сибири. Красноярск, 1974, с. 115—128.
- Фоминых В. Г.* Состав акцессорного титаномагнетита в магматических породах Урала как один из критериев их генезиса.— В кн.: Тезисы докладов 1-го Уральского петрограф. совещания. Т. 1. Свердловск, 1961, с. 23—24.
- Фоминых В. Г.* Некоторые закономерности распределения металлов группы платины в ультрабазитах Урала.— В кн.: Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ за 1969. Свердловск, 1970, с. 150—154.
- Фоминых Г. В.* Особенности изменения состава и свойств титаномагнетитов при метаморфизме руд Кусинской интрузии.— В кн.: Ежегодник-1970. Свердловск, 1971, с. 68—69.
- Фоминых Г. В., Кроева Ю. П.* Распределение скандия в породах и рудах Гусевгорского месторождения.— В кн.: Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ за 1969. Свердловск, 1970, с. 160—165.
- Фор Г., Паулла Дж.* Изотопы стронция в геологии. М., Мир, 1974. 212 с.
- Фролова Л. П., Глазунов О. М., Новиков В. М.* Формы концентрации калия, натрия в гипербазитах.— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 5, с. 1210—1212.
- Харин Г. С., Богданов Ю. А.* Базальты глубоководной впадины Романи.— Океанология, 1974, т. 14, № 4, с. 677—681.
- Харт С. Р.* Содержание калия, рубидия, скандия, стронция, бария и отношения изотопов стронция в базальтах океанического дна.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973, с. 124—139.
- Хесс Х. Х.* Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 403—422.
- Хильтова В. Я., Крылов И. П.* Докембрий центральной части Восточного Саяна.— В кн.: Докембрий Восточного Саяна. Вып. 18. М.—Л., Наука, 1964, с. 8—122.
- Хитров В. Г., Кортман Р. В.* Основные итоги межлабораторного исследования стандартов магматических пород.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 49.
- Холодов В. И.* Ванадий. М., Наука, 1968, с. 246.
- Худоложкин В. О., Урусов В. С., Тобелко К. И.* Исследование упорядочения Sr и Са по катионным позициям в изоморфном ряду гидроксил — апатит — беловит.— Геохимия, 1972, № 10, с. 1236—1244.
- Хэскин Л. А., Фрей Ф. А., Шмитт Р. А., Смит Р. Х.* Распределение редких земель в литосфере и космосе. М., Мир, 1968. 186 с.
- Цамбал Б., Ярковский Я.* Геохимия никеля и кобальта в пирротинах различных генетических типов.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., Мир, 1972, с. 123—138.
- Цветков А. И.* Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов. М., Изд-во АН СССР, 1951. 106 с.
- Цветков А. И., Еришов З. П., Матвеева Н. А.* Силикаты хрома, аналогичные оливину.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1964, № 2, с. 3—14.
- Цыганский В. Д., Крипберг И. А.* Спектрохимическое определение малых количеств циркония, ниобия, тантала и гафния в горных породах из одной навески.— Изв. АН СССР. Серия хим., 1963, вып. 3, № 11, с. 125—127.
- Чернышев Н. М.* Докембрийские базит-гипербазитовые комплексы Воронежского кристаллического массива и их минералогия.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 2. М., Наука, 1972, с. 194—196.
- Чернышев Н. М., Бочаров В. Л.* Петрохимические критерии никеленосности базит-гипербазитовых интрузий Воронежского кристаллического массива.— Сов. геология, 1970, № 12, с. 55—68.
- Чесноков С. П.* О трехвалентном титане в эклогитах Южного Урала.— Геохимия, 1960, № 1, с. 68—71.
- Шейлманн Ю. М.* Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах.— Записки Всесоюз. минер.-о-ва, 1955, № 2, с. 143—158.
- Шелковников А. Д.* Дифференцированная габброидная интрузия бассейна верховьев р. Кызыр в Восточном Саяне.— Сов. геология, 1958, № 3, с. 85—94.
- Шишкин Н. Н.* О медно-никелевом сульфидном оруденении Икоко-довыренском массиве основных и ультраосновных пород.— Геол. рудн. месторождений, 1964, № 1, с. 93—98.
- Штейнберг Д. С., Булькин Л. Д., Ефимов А. А., Малахов И. А., Фоминых В. Г.* Проблема генезиса ультрабазитов Урала.— В кн.: Глубинное строение Урала. М., Наука, 1968, с. 183—199.
- Штейнберг Д. С., Малахов И. А.* О распределении никеля в ультраосновных породах Урала.— Геохимия, 1963, № 11, с. 982—995.
- Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г.* О распределении элементов-примесей в титаномагнетитах Урала.— Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 6, с. 1449—1451.

- Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г.* О генезисе титаномагнетитов.— В кн.: Междунар. геол. конгр., XXIII сессия, доклады сов. геол., 1968, с. 15—26.
- Штейнберг Д. С., Соболев И. Д.* О магматизме Урала.— В кн.: Магматизм формации кристал. пород и глубины Земли. Ч. 2. М., Наука, 1972, с. 142—143.
- Штейнберг Д. С., Чашулин И. С.* Серпентинизация ультрабазитов.— М., Наука, 1977, 310 с.]
- Шуклоков Б. А., Горохов И. М., Левчиков О. А.* Графические методы изотопной геологии. М., Недра, 1974, 206 с.
- Щеглов А. П., Богникова Р. Т.* О возрасте ультраосновных интрузий Западного Саяна и Тувы.— Геол. и геофиз., 1970, № 2, с. 127—131.
- Щека С. А.* Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. М., Наука, 1969, 135 с.
- Щека С. А., Моисеенко В. Г., Фоминых В. Г.* Основные закономерности распределения золота в интрузивных базитах и гипербазитах.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 2, с. 461—464.
- Щербаков Ю. Г.* Распределения и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., Наука, 1967, 226 с.
- Щербаков Ю. Г.* Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск, Наука, 1974, 276 с.
- Щербина В. В.* Распределение ванадия в титаномагнетитах и во вмещающих породах.— В кн.: Титаномагнетитовые месторождения Урала. Вып. 2. Ч. 2, 1936, 163 с.
- Щербина В. В.* О геохимических условиях выделения окисных соединений из силикатов.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 152—158.
- Щербина В. В.* К геохимии сульфидной серы: взаимосвязь сульфидов и окислов.— Геохимия, 1969а, № 5, с. 536—540.
- Щербина В. В.* Процессы ограничения изоморфизма.— Геохимия, 1969б, № 11, с. 1302—1305.
- Щербина В. В.* К геохимии титана.— Геохимия, 1971, № 3, с. 302.
- Щербина В. В.* Геологические факторы изоморфизма.— В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., Недра, 1972а, с. 30—33.
- Щербина В. В.* Геохимия элементов средней распространенности.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., Наука, 1972б, с. 280—284.
- Эдельштейн И. И.* К геохимии никеля.— Геохимия, 1960, № 7, с. 601—609.
- Эдельштейн И. И., Ильицкий М. М.* Некоторые черты геохимии никеля в альпидотипных гипербазитах.— В кн.: Труды Междунар. конгресса. Т. 1. М., 1971, 177 с.
- Эмиссионный спектральный анализ в геохимии / Райхбаум Я. Д., Костюкова Е. С., Кузнецова А. Н., и др.* Новосибирск, Наука, 1976, 277 с.
- Энгель А. Е., Энгель П. Г.* Горные породы ложа океана.— В кн.: Основные проблемы океанологии, 1966. М., Наука, 1968, с. 183—216.
- Эрданк А.* Связь между содержанием калия и рубидия в земных породах.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., Мир, 1972, с. 71.
- Юдин М. И.* Дуниты хребта Борусс и их происхождение.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1959, № 2, с. 59.
- Юдин М. И.* Жадеитовые и натролитовые породы в гипербазитах хр. Борусс (Зап. Саяны) и их происхождение.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1963, № 4, с. 78.
- Юдин Б. А.* Петрохимические и металлогенические особенности габро-лабрадоритовой формации Кольского полуострова.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып. 1. Апатиты, 1970, с. 40—41.
- Юнг Р. С.* Геохимия кобальта.— В кн.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959, с. 511—534.
- Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В., Разина И. С., Черняев Л. А.* К геохимии элементов платиновой группы.— Геохимия, 1967, № 11, с. 1384—1394.
- Юшкин П. П., Давыдов В. П., Остащенко Б. А.* Магматические образования Центрального Пай-Хоя и их металлогенические особенности, 1972, с. 3—33.
- Яцини А. Т.* Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965, № 5, с. 487.
- Ярошевский А. А.* Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геол. М., Наука, 1968, с. 82—89.
- Ярошевский А. А.* Термодинамическая интерпретация основных понятий изоморфизма (краткий обзор).— В кн.: Проблемы изоморфных замещений атомов в кристаллах. М., Наука, 1971, с. 48—61.
- Яфаев П. Р., Яблоков Ю. В.* Электронный парамагнитный резонанс в некоторых силикатных и фосфатных стеклах.— В кн.: Физика твердого тела. Т. 4. Вып. 6, 1962, с. 1529—1539.
- Ahrens L. H., Pinson W. H., Kearns M. M.* Association of rubidium and potassium and their abundance in common igneous rocks and meteorites.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1952, v. 2, p. 229—242.
- Atkins F. B.* Pyroxenes of the Bushveld intrusion, South Africa.— Journ. Petrology, 1969, v. 10, N 2, p. 222—248.

- Bennett M. C.* The emplacement of a high temperature peridotite in the Seiland Province of the Norwegian Caledonides.— *Journ. Geol. Soc.*, 1974, v. 130, pt. 3, p. 205—229.
- Brooks C. K.* On the distribution of Zr and Hf in Skaergaard intrusion, East Greenland.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1969, v. 33, N 3, p. 357—375.
- Brooks C. K.* The concentrations of Zr and Hf in some igneous and metamorphic rocks and minerals.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1970, v. 34, N 3, p. 411—416.
- Broderick T. M.* Differentiation in lavas of the Michigan Keweenaw.— *Geol. Soc. America Bull.*, 1935, v. 46, N 4, p. 503—558.
- Cameron E. N.* Postcumulus and subsolidus equilibration of chromite and coexisting silicates in the Eastern Bushveld complex.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1975, v. 39, N 6/7, p. 1021—1033.
- Cambel B., Jarkovsky J.* Geochemistry of Ni and Co in pyrrhotines of different genetic types. Rept. 23 ses. Intern. Geol. Congr. Prague, 1968.
- Castner F., Newell G. S. F., Holton W. P., Slicher C. P.* Note on the paramagnetic resonance of iron in glass.— *Journ. Chem. Phys.*, 1960, v. 32, N 3, p. 668.
- Cornwall H. R., Rose H. J.* Minor elements in Keweenaw lavas, Michigan.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1957, v. 12, N 3, p. 209—224.
- Dawson J. B., Powell D. G.* Mica in the upper mantle.— *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1963, v. 22, p. 233—237.
- Dodd R. T., van Schus W. R., Marvin Ur.* Merrihuite, new alkali-ferromagnesian silicate from the Mezo-Madaras chondrite.— *Science*, 1965, v. 149, N 3687, p. 972—974.
- Duchesne J. C.* Quantitative modeling of Sr, Ca, Rb and K in the Bjerkrem-Sogndol layered lopolith (SW Norway).— *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1978, v. 66, N 2, p. 175—184.
- Engel A. E., Engel C. C., Havens R. G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.— *Geol. Soc. America Bull.*, 1965, v. 76, N 7, p. 719—734.
- Faure G., Hurley P. M.* The isotopic composition of Sr in oceanic and continental basalts.— *Journ. Petrology*, 1963, v. 4, N 1, p. 31—50.
- Fiala J.* The distribution of elements in mineral phase of some garnet peridotite from the Bohemian Massif.— *Kristallinikum*, 1966, N 4, p. 31—35.
- Fiala J.* Garnet peridotites in the Bohemian Massif.— In: *Upper Mantle Proj. Program. Czechosl. 1962—1970. Geology Final. Praha*, 1971, p. 15—17.
- Findley D. C.* Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, Southern British Columbia.— *Canad. Journ. Earth Sci.*, 1969, v. 6, N 3, p. 399—425.
- Fuchs L. H., Frondel C., Klein C.* Reederite, a new mineral from the Indareh meteorite.— *Amer. Mineral.*, 1966, v. 51, N 7, p. 949—956.
- Gast P. W.* The isotopic composition of Sr and the age of stone meteorites.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1962, v. 26, p. 927.
- Gast P. W.* Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the composition of the Earth's mantle.— *Science*, 1965, v. 147, p. 856—860.
- Glazunov O. M., Plyusnin G. S.* The distribution and source of elements in gabbroids of different geochemic types.— In: *Second Symposium on The Origin and Distribution of the Elements. Paris — UNESCO, May 10—13, 1977. Abstracts. 60 p.*
- Goldschmidt V. M.* The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks.— *Journ. Chem. Soc.*, 1937, v. 655.
- Goldschmidt V. M.* *Geochemistry*. Oxford. 1954. 730 p.
- Green D. H., Ringwood A. E.* Minerals assemblages in a model mantle composition.— *Journ. Geophys. Res.*, 1963, v. 68, N 3, p. 937—947.
- Green D. H., Ringwood A. E.* The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, v. 3, p. 151—160.
- Green D. H., Nicholls, Viljoen M., Viljoen R.* Experimental demonstration at the existence of peridotitic liquids in Earliest Archaean Magmatism.— *Geology*, 1975, v. 3, N 1, p. 11—14.
- Green D. H.* Genesis of Archaean peridotitic magmas and constraints on Archaean geothermal gradients and tectonics.— *Geology*, 1975, v. 3, N 1, p. 15—18.
- Greenland L., Lovering I. L.* Fractionation of fluorine, chlorine and other trace elements during differentiation of a tholeiitic magma.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1966, v. 30, p. 963—982.
- Haggerty S. E., Boyd F. R., Bell P. M., Finger L. W., Brayon W. R.* Opaque minerals and olivine in lavas and breccias from Mare Tranquillitatis.— In: *Proc. of the Apollo 11 Lunar Science Conf. Houston, Texas, Jan. 5—8, 1970, v. 1. Mineralogy and Petrology*. Pergamon Press, 1970, p. 513—538.
- Hamilton W., Mountjoy W.* Alkali content of alpine ultramafic rocks.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1965, v. 29, p. 661—676.
- Hart S. R., Brooks C., Krogh T. E., Davis G. L., Nava D.* Ancient and modern volcanic rocks: a trace element model.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, v. 10, N 1, p. 17—28.
- Hart S. R.* K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratio of oceanic floor basalts.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, v. 268, N 1192.

- Haskin L. A., Haskin M. A.* Rare-earth elements in the Skaergaard intrusion. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1968, v. 32, N 4, p. 443—447.
- Heier K. S.* Rb/Sr and Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratios in deep crustal material.— *Nature*, 1964, v. 202, N 4931, p. 477.
- Heier R. S., Compston W., Mc Dougall I.* Th and U concentration and isotopic composition of Sr in the differentiated Tasmanian dolerites.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1965, v. 29, p. 643—659.
- Hostettler P. B., Coleman R. G., Mumpton F. A., Evans B. W.* Brusite in Alpine serpentinites.— *Amer. Mineral.*, 1966, v. 51, N 1—2, p. 35.
- Hurley P. M., Pinson W. H.* Whole-rock Rb/Sr isotopic age relationship in Apollo 11 Luna samples. Variation in isotopic abundances of Sr, Ca and Ar and related topics.— Report for 1970 U. S. Atomic Energy Comm. Contract. AT (30—1)—1381, v. 2, p. 1311—1315.
- Kiyoshi, Ishibashi.* Petrochemical study of basic and ultrabasic intrusions in basaltic rocks from North Kyushu, Japan.— *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ. Ser. Geol.*, 1972, v. 20, N 1, p. 223.
- Kuroda Y. e. a.* Ultrabasic rocks in Japan.— *Journ. Geol. Soc. of Japan*, 1967, v. 73, N 12, p. 543—553.
- Kushiro J., Kuno H.* Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks.— *Journ. of Petrology*, 1963, v. 4, N 1, p. 75—90.
- Kushiro J., Yoder H. S.* An-Fo and An-East reaction and their bearing on the basalt-eclogite transformation.— *Journ. of Petrology*, 1966, v. 7, N 3, p. 337—362.
- Mac Gregor J. D.* The system MgO—SiO₂—TiO₂ and its bearing on the distribution of TiO₂ in basalts.— *Amer. Journ. Sci.*, 1969, v. 267-A, p. 342.
- Mac Gregor J. D.* The system MgO—Al₂O₃—SiO₂; solubility of Al₂O₃ in enstatite for-spinel and garnet peridotite composition.— *Amer. Mineral.*, 1974, v. 59, N 1—2, p. 110—119.
- Mason B.* Principles of Geochemistry. Washington, 1966. 300 p.
- Muan Ar.* Phase relation in chromium oxide-containing systems at elevated temperatures.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1975, v. 39, N 6/7, p. 791—802.
- Meyer H. A.* Mineral Inclusions in diamonds.— In: *Carnegie Inst. Year Book-66*. Wash., 1968, p. 446—450.
- Meyer H. O. A., Boyd F. R.* Composition and origin of crystalline inclusion in natural diamonds.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1972, v. 36, N 11, p. 1255—1273.
- Nockolds S. R., Allen R.* The geochemistry of some igneous rocks series.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1953, v. 4, N 3, p. 105—142.
- Nockolds S. R.* Average chemical composition of some igneous rocks.— *Geol. Soc. America Bull.*, 1954, v. 65, N 10, p. 1007—1032.
- Norman J. C., Haskin L.* The geochemistry of Sc. A comparison to the rare earths and Fe.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1968, v. 32, N 1, p. 93—108.
- O'Hara M. J., Mersy E. L. P.* Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotite.— *Roy. Soc. Edinburgh Trans.*, 1963, v. 65, p. 251—314.
- O'Reilly D. E., Mac Iver D. C.* Electron paramagnetic resonance absorption of Cr-Al catalysts.— *Journ. Phys. Chem.*, 1962, v. 66, N 2, p. 276—282.
- Ringwood A. E.* The principles governing trace element behaviour during magmatic crystallization. Pt II. The role of complex formation.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1955, v. 7, N 5/6, p. 242—255.
- Ringwood A. E.* Melting relationships of Ni—Mg olivine and some geochemical implications.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1956, v. 10, p. 297—303.
- Ringwood A. E.* Chemical evolution of the terrestrial planets.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1966, v. 30, p. 41—104.
- Ringwood A. E.* The petrological evolution of island arc systems.— *Journ. Geol. Soc.*, 1974, v. 130, N 3, p. 183—204.
- Roedder E.* Liquid CO₂ inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts.— *Amer. Mineral.*, 1965, v. 50, p. 1746—1782.
- Pääkonen V.* Otanmäki The ilmenite-magnetite ores field in Finland.— *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 1956, N 171.
- Pearce J. A., Cann J. R.* Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and V.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, v. 12, N 3, p. 154.
- Pinson W. H., Schnetzler C. C., Beiser E., Fairbairn H. W., Hurley P. M.* Rb-Sr age of stony meteorites.— In: *Variation in Isotopic Abundances of Sr, Ca and Ar and Related Topics*. 7; M. I. T. Elev. Ann. Rept USA E. C. NYO-10, 1963. 517 p.
- Powell I. L., Faure G., Hurley P. M.* Sr⁸⁷ abundance in a suite of Hawaiian volcanic rocks of varying silica content.— *Journ. Geophys. Res.*, 1965, v. 70, N 6.
- Preruchot A.* Sur la pertage du Ni entre serpentine et brucite du cours de la serpentinisation du peridot.— *C. R. Acad. Sci. (Paris)*, 1971, t. D273, N 2, p. 125—127.
- Seifert F., Schreyer W.* Die Möglichkeit der Entstehung ultrabasischer Magmen bei Gegenwart geringer Alkalimengen.— *Geol. Rundschau*, 1968, Bd 57, S. 349—362.
- Seifert F., Schreyer W.* Stability relations of K₂Mg₅Sr₁₂O₃₀ and end member of the Merrihueite-Roedderite group of meteoritic minerals.— *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1969, v. 22, p. 190—207.
- Seward T. M.* The distribution of transition elements in the system CaMgSi₂O₆—Na₂Si₂O₆—H₂O at 1000 bars pressure.— *Ghem. Geol.*, 1971, v. 7, N 2, p. 73—95.

Scharbert H. G. Garnets from moldanubian garnet pyroxenites and associated pyroclases, Bohemian massif of Lower Austria, Austria.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 20, N 3, p. 415—418.

Smith J. V., Stephenson D. A., Howie R. A., Hey M. H. Relations between cell dimensions, chemical composition, and site preference of orthopyroxene.— *Min. Mag.*, 1969, v. 37, N 285, p. 90—114.

Stueber A. M., Goles G. G. Abundance of Na, Mn, Cr, Sc and Co in ultramafic rocks.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1967, v. 31, p. 75—93.

Stueber A. M., Murthy V. R. Strontium isotope and alkali element abundances in ultramafic rocks.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1966, v. 30, N 12, p. 1243—1261.

Stueber A. M., Ikramuddin Mohammed. Rubidium, strontium and the isotopic composition of strontium in ultramafic nodule minerals and host basalts.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1974, v. 38, N 2, p. 206—216.

Thayer T. P. Serpentinisation considered as a constant-volume metasomatic process.— *Amer. Mineral.*, 1966, v. 51, N 5—6, p. 685—710.

Turekian K., Wedepohl K. Distribution of elements in some major units of the Earth's crust.— *Geol. Soc. America Bull.*, 1961, v. 72, N 2, p. 175—191.

Verhoogen J. Distribution of Ti between silicates and oxides in igneous rocks.— *Amer. Journ. Sci.*, 1962, v. 260, N 3, p. 211—221.

Vincent E. A., Crockett J. H. Studies in the geochemistry of gold. I. The distribution of gold in rocks and minerals of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1960, v. 18, N 1—2, p. 130—142.

Vincent E., Phyllips R. Iron-titanium oxide minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1954, v. 1, N 6, p. 1—26.

Wager L. R., Mitchell L. L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma — a further of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1951, v. 1, N 3, p. 129—208.

Wasserburg C. J., Albee A. L., Lanphere M. A. Migration of radiogenic Sr during metamorphism.— *Journ. of Geophys. Res.*, 1964, v. 64, N 20, p. 299.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
<i>Глава 1. Геохимические типы габброидов и гипербазитов</i>	<i>5</i>
1.1. Методики изучения химизма пород и терминология	—
1.2. Геологическая характеристика массивов	9
1.3. Петрохимия пород	27
1.4. Особенности распределения элементов в массивах и поясах	36
<i>Глава 2. Закономерности распределения рассеянных элементов в габ-</i>	
<i>броидах и ультраосновных комплексах</i>	<i>43</i>
2.1. Титан	44
2.2. Ванадий	52
2.3. Хром	56
2.4. Никель	63
2.5. Кобальт	74
2.6. Элементы группы платины	75
2.7. Золото	78
2.8. Скандий	81
2.9. Ниобий и тантал	83
2.10. Цирконий и гафний	88
2.11. Петрогенные и редкие щелочи	90
2.12. Стронций	102
2.13. Редкие земли	113
2.14. Некоторые общие выводы к геохимии и сопоставления	116
2.15. Особенности поведения элементов в процессе формирования	
массивов габброидов и гипербазитов	125
2.16. Геохимические аспекты генезиса пород	132
<i>Глава 3. Перспективы рудоносности габброидов и гипербазитов и пробле-</i>	
<i>ма источника рудного вещества</i>	<i>144</i>
Заключение	170
Литература	174

Олег Михайлович Глазунов

ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ГАББРОИДОВ И ГИПЕРБАЗИТОВ

Ответственный редактор
Лев Владимирович Таусон

Утверждено к печати Институтом геохимии
им. академика А. П. Виноградова

Редактор издательства *З. Д. Роскина*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *А. П. Смирнов*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *В. А. Князева, В. В. Борисова*

ИБ № 10710

Сдано в набор 20.12.79. Подписано в печать 07.01.81. МН 05352. Бумага типографская № 2.
Формат 70 × 108¹/₁₆. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 16,8.
Уч.-изд. л. 18,5. Тираж 1000 экз. Заказ № 787. Цена 3 р. 20 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

На с. 85 в последней строке подрисуночной подписи следует читать:
... и другие массивы.

Г л а з у н о в О. М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов.

3 р. 20 к.

3482