О. М. ГЛАЗУНОВ

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ГАББРО-ПИРОКСЕНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ

550.4+552.3

О. М. ГЛАЗУНОВ

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ГАББРО-ПИРОКСЕНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук проф. *В. А. Вахрушев*

1197

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1975

Институт геохимии

УДК 551.22+552.321

В работе впервые детально описывается малоизученная габбро-пироксенитовая формация Восточного Саяна. Кроме общегеологических, приводятся сведения о тектонической позиции интрузивных массивов, их петрографическом составе и внутреннем строении, описываются сравнительно редкие минералы (ульвошпинель, троилит и др.), перечисляются характерные парагенезисы, уточняются некоторые спорные вопросы диагностики минералов. Выясняются геохимические особенности формации. Рассматривается модель глубинного строения региона и делается попытка вскрыть закономерности локализации формации в пространстве и времени. Кроме того, освещаются некоторые вопросы локальной и региональной дифференциации магмы, приводится возможная схема эволюции химизма габброидной магмы во времени.

Работа представляет интерес для геологов, занимающихся изучением базитовых формаций и поисками связанных с ними полезных ископаемых.

Г $\frac{20805-743}{055(02)-75}$ 548—74

© Издательство «Наука», 1975.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема геохимии габброидных формаций привлекает все больше внимания. Разрешение ее имеет очень важное значение и для Восточно-Саянской складчатой зоны, так как здесь широко проявлен габброидный магматизм. Комплексы пород основного состава этого региона сопровождают все этапы геологического развития и имеют своеобразную геохимическую и металлогеническую специализацию. Для Вост. Саяна характерна габбро-пироксенитовая формация, массивы которой образуют региональные пояса в зоне сопряжения байкалид с их каледонским обрамлением в северо-западной части Вост. Саяна.

В настоящей работе сделана попытка дать обобщенную петролого-геохимическую характеристику пород этой формации на примере лысанского комплекса, который является эталоном и в то же время отличается высокой потенциальностью в отношении железо-титанового оруденения.

Пироксениты и габбро в бассейне р. Верхний Сисим впервые описал А. Я. Булынников (1925), положивший начало региональной геологии этого района. Значительно позднее они были петрографически охарактеризованы в работах С. С. Ильенка и В. Г. Родионовой. Но обстоятельные сведения о породах габбро-пироксенитового ряда появились только в 1952 г. после площадной съемки Ф. Я. Пана, который наметил не только контуры массивов и совместно с Д. П. Мурзиным открыл среди них известные титаномагнетитовые локализации (Глазунов, 1957), но и выделил сложный по составу шиндинский комплекс. В результате исследований О. М. Глазунова, Ю. А. Нуварьевой и В. М. Степанова в 1954 г. его представилось возможным расчленить на два разновозрастных и самостоятельных комплекса: габбро-пироксенит-серпентинитовый, названный впоследствии лысанским, и гранитоидный балахтисонский. Этими же исследователями, кроме того, была доказана приуроченность массивов к региональной разломной структуре, геологически обосновано фазовое развитие интрузий. Геофизическими методами определены конфигурация тел и распространение их на глубину.

Начиная с 1956 г. габбро-пироксенитовые массивы изучали А. Т. Стеблева, В. И. Герасименко, Б. Ф. Хромых и другие геологи Восточно-Саянской экспедиции Красноярского геологоуправления. Непосредственное участие в этих работах принимал автор, а также сотрудники ВИМСа З. И. Иконникова и С. В. Малинко, работавшие под руководством И. И. Малышева. В течение сравнительно короткого времени были получены ценные сведения, касающиеся условий залегания, структуры массивов и их состава, выяснена их металлогения. Но вопросы петрологии и химизма не нашли достаточно полного отражения в этих работах, так же как не была освещена сколько-нибудь детально вещественная часть самого крупного, Лысанского, массива. Не были изучены фланги отдельных поясов.

В основу настоящей работы положены преимущественно наблюдения автора. Использованы также материалы других исследователей. Основное внимание уделяется распределению и поведению титана, факторам его концентрации и рассеяния. Геохимия других элементов изложена с

различной детальностью. Предпочтение отдано элементам, имеющим индикаторное значение (Sr, Sc).

Поскольку автор изучал главным образом южный, собственно Лысанский пояс, естественно, в работе этому поясу отводится главное место, хотя при характеристике формации привлечены все материалы по Манскому (Жуйко, Чернов) поясу и габброидам смежных районов. В основу стратиграфических построений положена схема В. М. Чаркина с дополнениями Ф. Я. Пана и А. Д. Шелковникова, а структурно-тектоническая основа дана по А. Д. Смирнову.

В работе использованы результаты химических анализов, выполненных в лабораториях Института геохимии СО АН СССР (Л. П. Фролова, Т. К. Бакалейникова, М. И. Арсенюк), Красноярского геологического управления, на кафедре технологии силикатов Томского политехнического института (И. П. Онуфриенок); спектральных анализов — в Томском политехническом институте и Институте геохимии СО АН СССР (А. Д. Глазунова); рентгеновских анализов — в Западно-Сибирском управлении (Б. Г. Эренбург, Т. П. Князева); термических и электронно-микроскопических (Р. И. Тухватулина и автор). Единичные определения абсолютного возраста К-Ar методом сделаны в лаборатории геохимии изотопов Института геохимии СО АН СССР под руководством С. Б. Брандта. Редкие земли определялись в лабораториях Института геохимии СО АН СССР (Г. Селиванова) и радиохимическим методом в Институте ядерной физики Узбекистана (Е. С. Гуреев), изотопы кальция — в Томском институте ядерной физики (Ю. М. Столбов). Также радиохимическим методом определена концентрация золота (Г. Глухов). Структурная позиция ряда элементов в силикатах уточнялась методом ЭПР Е. А. Замотринской и Т. Г. Михайловой в Сибирском физико-техническом институте.

Выполнить весь запланированный объем полевых и лабораторных работ было бы невозможно без содействия администрации Института геохимии СО АН СССР. Нельзя забыть то внимание и ту дружескую помощь, которую оказали сотрудники различных геологических организаций А. Т. Стеблева, В. И. Герасименко, Д. М. Мурзин, Ю. М. Коллеганов, В. И. Богнибов и Б. Ф. Хромых. Большой вклад в работу на последних ее этапах внесли сотрудники Института геохимии СО АН СССР А. Н. Сутурин и А. С. Мехоношин, чьи оригинальные наблюдения привели не только к более углубленному анализу геохимии процессов, но и к пересмотру некоторых прежних представлений автора. Наконец, большой труд по пересчетам анализов и оформлению рукописи взяли на себя Г. В. Бурмакина и Д. М. Волкова. Интерес к работе знатоков геологии Вост. Саяна А. Д. Шелковникова и Г. В. Полякова, несомненно, способствовал более правильному освещению многих вопросов региональной геологии и геохимии массивов. Критические замечания к рукописи, высказанные проф. В. А. Вахрушевым и А. М. Кузьминым, В. И. Богнибовым и В. М. Волоховым, позволили исключить существенные ее недостатки. Всем коллегам, так же как и работникам аналитической службы, хочется выразить глубокую и искреннюю признательность. Автор особенно благодарен члену-корреспонденту АН СССР Л. В. Таусону за предоставленную возможность завершить и опубликовать работу.

Глава I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ РЕГИОНА

Восточный Саян является складчатым обрамлением Сибирской платформы и объединяет область байкальской и частично каледонской складчатости. Структурный план его представляет глыбовую мозаику (рис. 1). По А. Д. Смирнову и другим (1962, 1963), центральную часть региона занимает Восточно-Саянский антиклинорий (Протеросаян), осевой линией протягивающийся в северо-западном — юго-восточном направлении от Енисея до южного берега оз. Байкал. Ядро антиклинория сложено кристаллическими сланцами, карбонатными породами (жайминская и дербинская свиты) нижнего протерозоя, амфиболитами, сланцами и эффузивами кувайской серии верхнего протерозоя, а крылья — отложениями каледонского возраста.

С юга Протеросаян ограничивается типичной геосинклинальной структурой Кизир-Казырского синклинория (область каледонской складчатости), а с севера по шву Главного Саянского разлома он припаян к Канской глыбе, Бирюсинскому и Окинскому горстам — выходам основания Сибирской платформы — и частично перекрывается отложениями Манского прогиба и субплатформенными толщами Рыбинской впадины. Каледонские структуры примыкают к Протеросаяну, как бы ответвляясь от него, и имеют иное — северо-восточное или широтное — простирание. Это различие в направлении ведущих элементов структуры составляет одну из специфических черт тектоники Вост. Саяна. Граница сопряжения Протеросаяна с областью палеозойской складчатости обычно фиксируется продольными тектоническими зонами типа Лысанской, Манской, Канско-Агульской. Кроме того, структуры Протеросаяна рассекаются поперечными нарушениями (Смирнов и др., 1963). Важно указать, что отдельные ветви продольных тектонических зон сопрягаются с Главным Саянским разломом и контролируют размещение массивов габбро-пироксенитовой формации.

Лысанский разлом, к которому приурочиваются массивы формации, находится на юго-западном крыле Восточно-Саянского антиклинория (Протеросаяна). Он протягивается параллельно ведущим геологическим структурам района от истоков р. Дербиной до верхнего течения р. Кизир. В бассейне рек Сисим и Шинда разлом представляет собой систему сопряженных, почти параллельных нарушений, рассекающих породы кувайской свиты на границе сочленения ее с более древними толщами. Ширина активной зоны в плане составляет 3—5 км, преобладающее направление плоскостей сместителей юго-западное, амплитуда нарушения оценивается в 1,5 км. Наиболее ослабленные участки нарушения залечиваются цепочкой массивов габбро-пироксенитового состава, объединенных в лысанский комплекс.

История геологического развития Вост. Саяна очень сложная. По общепринятому мнению, для него устанавливается по меньшей мере проявление трех орогенических циклов (Обручев, 1927). Можно считать доказанным, что антиклинорий Вост. Саяна оформился в жесткую стабилизированную структуру в результате байкальской складчатости и в дальнейшем не испытывал существенной перестройки (Молчанов, 1934). Начиная

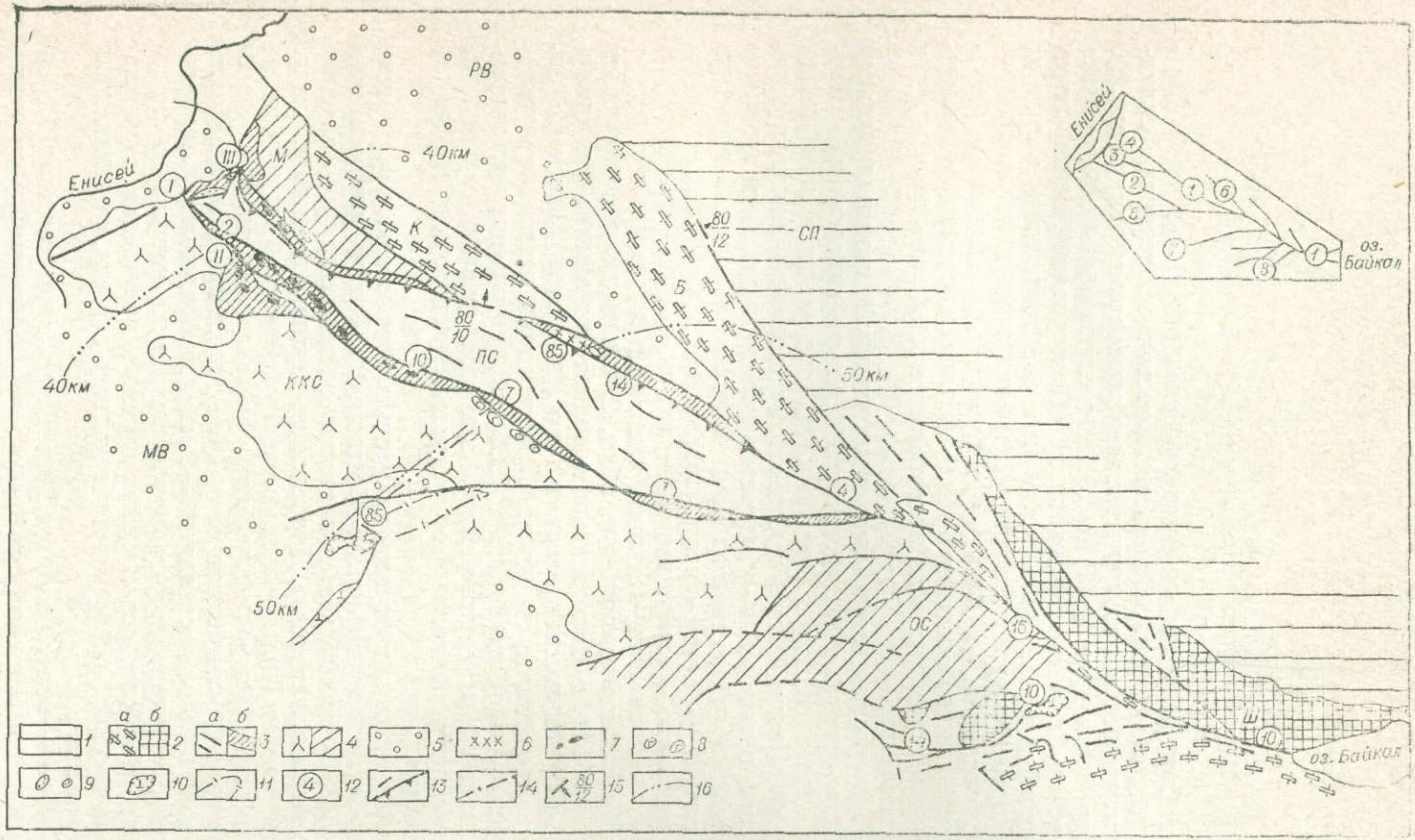


Рис. 1. Тектоническая схема Восточного Саяна (на основе данных А. Д. Смирнова, 1963,и Л. М. Парфенова, 1967).

1 — Сибирская платформа (СП); *2* — *кристаллический цоколь* Сибирской платформы. Комплексы: *а*) шарыжалгайский, *б*) слюдянский. Горсты: *Ш* — Шарыжалгайский (Ангаро-Окинский), *Б* — Бирюсинский, *К* — Канский; *3* — области байкальской складчатости. *ПС* — Протероса́ян (Восточно-Саянский антиклинорий): *а*) ядро, *б*) крылья структуры; *4* — области каледонской складчатости. Синклинории: *ККС* — Кизир-Казырский, *ОС* — Окинский, *М* — Манский прогиб; *5* — *герцинские структуры. Субплатформенные* отложения верхнего палеозоя. Впадины: *РВ* — Рыбинская, *МВ* — Минусинская; *6* — площади развития габбро и габбро-амфиболитов (Pt_1); *7* — пояса массивов габбро-пироксенитовой формации: I — Лысанский II — Колпинский, III — Манский (Pt); *8* — стратифицированные массивы габбро-сиенитовой формации; *9* — массивы габбро-пироксенит-дунитовой формации (по И. М. Волохову); *10* — пояса массивов *гипербазитовой формации* (Cm); *11* — условный контур интрузий на глубине, выделенных по аномалиям (g и ΔT); *12* — глубина (в км) до кровли крупных возмущающих объектов (предполагаемых габброидных интрузий); *13* — разломы: *1* — Главный Саянский, *2* — Лысанский, *3* — Манский, *4* — Канско-Агульский, *5* — Кандатский, *6* — Бирюсинский, *7* — Жомболокский, *8* — Китойский (на дополнительной схеме); *14* — нарушения *Западно-Саянского направления*, выделяемые по геофизическим данным; *15* — угол падения плоскости сместителя и суммарная амплитуда смещения (по гравиметрическим данным); *16* — изолинии рельефа поверхности Мохоровичича и мощность коры (в км) (по Булмасову, 1960; Борисову, 1967; Фотиади и др., 1965).

с верхнего рифея, дальнейшее развитие региона подчиняется первоначальному плану дорифейских деформаций (Смирнов и др., 1963). Основную роль в это время, очевидно, играли разрывные дислокации.

Очень характерно, что каждый из орогенических циклов в Вост. Саяне сопровождался своим собственным габброидным магматизмом. Габброиды достаточно четко подразделяются на формационные типы и отличаются по своему положению в различных геологических структурах, а также по особенностям геохимии (табл. 1). Главными среди них можно считать

Таблица 1

Главные габброидные комплексы Восточного Саяна

Возраст	Этап развития структур	Комплекс	Формационный тип (по Ю. А. Кузнецову)	Геохимическая специализация
Pt_1	Геосинклинальный	Хойто-Окинский	Габбро-диабазовый	Ti
До Cm_1	«	Лысанский	Габбро-пироксенитовый	Ti, Fe, V, Sc, Sr, Nb, Zr
Cm — O	Инверсионный	Кизирский	Габбро-сиенитовый	Ti, Sr, Zr

такие базальтоидные комплексы, как хойто-окинский, лысанский и кизирский. Наиболее древний хойто-окинский габбро-диабазовый и габбро-амфиболитовый комплекс сформировался в раннеорогенную стадию нижнего протерозоя, лысанский габбро-пироксенитовый считается соскладчатым, оформившимся в период замыкания позднедокембрийских компенсационных прогибов. Наконец, инверсионный этап каледонской геосинклинали ознаменовался становлением Кизирских стратифицированных массивов габбро-сиенитового состава. Таким образом, если проследить всю геологическую историю Вост. Саяна, можно прийти к выводу о трехкратном, по меньшей мере, проявлении габброидного магматизма и о тесной соподчиненности магматизма и тектоники (Глазунов, 1964б).

Непосредственно в районе исследования распространены толщи протерозоя и рифея. Породы палеозоя пользуются меньшим развитием (рис. 2). К самым древним образованиям относятся графитистые мраморы дербинской свиты (Pt_1), которые вскрываются в ядре антиклинория и прослеживаются на широкой площади от истоков р. Мана в направле-

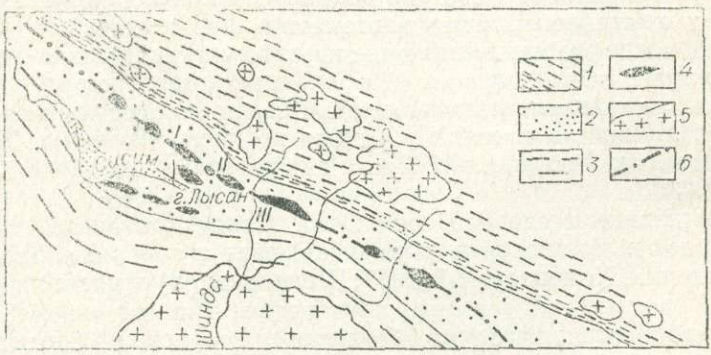


Рис. 2. Схема геологического строения района верхнего течения рек Сисим и Шинда (по Ф. Я. Пану, А. Д. Шелковникову с дополнением автора).

1 — дербинская карбонатная и жайминская (густая штриховка) сланцевая свиты (Pt_1); *2* — кувайская эффузивно-сланцевая (Pt_2) и павловская карбонатная (верхний рифей) свиты; *3* — терригенно-эффузивная толща (Cm_1—$_2$); *4* — массивы габбро-пироксенитовой формации: I — Подлысанский, II — Лысанский, III — Кедрапский; *5* — гранитоиды нерасчлененные (Pz); *6* — тектонические нарушения.

нии к долине р. Дербиной, притока Енисея, и далее на ЮВ к центральной части Вост. Саяна (Дибров, 1964). Указанные мраморы согласно перекрываются кварцитами и кварцево-графитистыми сланцами жайминской свиты (Pt_1). Выше с перерывом в отложениях залегает кувайская свита зеленокаменных эффузивов и амфиболитов с подчиненными маркирующими горизонтами сланцев и известняков (Pt_2). Верхние члены кувайской свиты связаны постепенными переходами с битуминозными известняками павловской (овсянковской) свиты верхнего рифея. Последние, по данным А. Д. Шелковникова, трансгрессивно перекрываются терригенно-эффузивно-сланцевой толщей нижнего кембрия, наиболее высокие части которой представлены рифогенными балахтисонскими известняками (по Ф. Я. Пану — Cm_1^2) с фауной археоциат санаштыкгольского комплекса и трилобитов, определенных Л. Н. Репиной как *Rondocephalus mirandus* Pokr., *Poliellina lermontovae* Polet., *Bonnia* sp. Разрез палеозоя венчается красноцветными гравелитами, лежащими в грабенах или на размытой поверхности пород протерозоя и верхнего рифея. Возраст красноцветов предположительно датируется нижним девоном, хотя не исключается принадлежность их к среднему или верхнему кембрию.

Вмещающими для массивов формации преимущественно являются породы кувайской и жайминской свит и частично павловской. Остановимся подробнее на их условиях залегания, вещественном составе и характере метаморфизма.

Жайминская свита

В западной части Вост. Саяна жайминская свита закартирована на Сисимско-Балахтисонском водоразделе, обращенном к долине р. Балахтисон. Она имеет однообразный фациальный профиль и на всем протяжении от истоков р. Сисим до хр. Кедранского сложена кварцево-графитистыми сланцами и кварцитами с прослоями серых мраморов. В Манском прогибе на северном крыле антиклинория свита представлена серыми полосчатыми мраморами, ритмично переслаивающимися с кварцитами и хлоритовыми сланцами. В центральной части Восточного Саяна многие исследователи описывают пачки плагиогнейсов, амфиболитов, графитистых известняков. К аналогам жайминской здесь можно отнести янгозинскую и уртагольскую свиты (Дибров, 1964).

Жайминская свита связана постепенными переходами с подстилающей ее дербинской свитой, благодаря чему она первоначально описывалась В. М. Чаиркиным в составе дербинской как подсвита. Граница кувайской и жайминской свит повсеместно дизъюнктивная. Нарушение фиксируется морфологически в виде крутого уступа, а также интенсивной плойчатостью, рассланцеванием и окварцеванием пород. Слоистость и рассланцовка кварцитов жайминской свиты падают на юго-запад под $\angle 50$—$60°$. Мощность свиты для района верхнего течения р. Балахтисон Б. Ф. Хромых оценивается в 1800 м, а для истоков р. Казыр А. Д. Смирновым — в 2000 м.

Большинство исследователей Вост. Саяна отстаивает протерозойский возраст жайминской и дербинской свит с той лишь разницей, что одни (Чаиркин, Хоментовский, 1957; Шелковников) относят их к нижнему, а другие (Хромых) — к верхнему протерозою. Аналоги низов жайминской свиты, по данным определения абсолютного возраста по биотиту с учетом возможного омоложения, имеют возраст 1600—1700 млн. лет (Дибров, 1964), что соответствует раннему протерозою (Старик, 1961). Д. И. Мусатов (1962) на основании фациального анализа отложений раннего протерозоя делает вывод о том, что существенно карбонатные отложения дербинской серии, включающие жайминскую свиту, не относятся к нормальному геосинклинальному типу и этот период времени характеризовался стабильными условиями седиментации.

Кувайская свита

Свита была впервые выделена В. М. Чаиркиным в 1947 г. на хр. Манском. По последним стратиграфическим схемам она наряду с манской и урманской свитами образует сложную кувайскую серию. В районе массивов Лысанского пояса отложения свиты в плане образуют полосу шириной 4—5 км, которая протягивается от истоков р. Таежный Сисим до хр. Кедранского, слагая горы Пирамида, Россыпь, Лысан, и уходит в верхнее течение рек Шинда и Кизир (Дибров, 1964). В состав свиты здесь входит пестрый комплекс пород: от основных эффузивов, амфиболитов, карбонатно-хлоритовых и других метаморфических сланцев до известняков. К юго-востоку от этого района узкая полоса кувайской серии прослеживается в истоках рек Казыр и Кижихем. На северном крыле Восточно-Саянского антиклинория свита представлена преимущественно диабазовыми порфиритами и их туфами (Хоментовский, 1957), характеризуется большой фациальной изменчивостью и незначительной мощностью (Берзин, 1967).

Частая перемежаемость указанных пород в разрезе, сильное зеленокаменное перерождение и значительная дислоцированность, не позволяющие во многих случаях отличить в поле эффузивные разности от осадочных, наряду с плохой обнаженностью создают большие трудности при изучении литологии и структуры свиты. Но в результате детального изучения обнаруживается, что, несмотря на такую сложность и пестроту состава, все же отдельные родственные группы пород занимают определенное место в строении свиты. Поэтому с учетом данных по смежным районам она может быть условно расчленена на три подсвиты, отличающиеся как литологически, так и по относительному стратиграфическому положению в разрезе.

1. Нижняя подсвита — зеленокаменные эффузивы, диабазы, порфириты (спилиты) с прослоями известняков, хлорито-серицито-карбонатных и углистых сланцев. Мощность 800 м.

2. Средняя подсвита — амфиболиты, собственно роговообманковые и реже полевошпатовые, эпидозиты, линзы известняков и карбонатно-хлоритовых сланцев. Мощность 550 м.

3. Верхняя подсвита — полевошпатовые амфиболиты (плагиогнейсы), слои кварцитов, битуминозных известняков. Мощность 400 м.

Намеченное нами разделение базируется на опорных разрезах, причем эти разрезы неплохо увязываются между собою. В то же время они не поддаются полному сопоставлению со стратотипами свиты по р. Мана (по В. М. Чаиркину) и синхронными отложениями в других участках Вост. Саяна, что объясняется, с одной стороны, резкой фациальной изменчивостью состава отложений по вертикали и по латерали, а с другой — сильным их метаморфизмом в зоне регионального разлома.

Наиболее распространенными породами свиты являются эффузивы, претерпевшие зеленокаменное изменение. Эффузивы имеют зеленовато-серую окраску, афировую, реже порфировидную или миндалекаменную структуру и несут следы сильного катаклаза и рассланцовки. В обнажениях часто обнаруживается шаровая отдельность, переслаивание с пластами известняков и микрокварцитов. Эффузивы состоят из вытянутых лейст плагиоклаза (№ 5—7), погруженных в чешуйчато-волокнистый базис хлорита и актинолита с примесью кальцита, эпидота, цоизита и сфена. По составу они отвечают диабазам и спилитам. Не исключается присутствие в разрезах авгитовых порфиритов (Шелковников, 1962). Следует подчеркнуть, что в непосредственной близости от цепи массивов габбро-пироксенитовой формации первичная стратификация свиты затушевана метаморфизмом.

Аналогичные по составу и структуре породы описаны во многих районах Алтае-Саянской области. Наиболее широко развиты они в пределах

докембрийских глыб Вост. Саяна и северо-востока Тувы, где также относятся к диабазо-спилитовой формации (Шелковников, 1962; Чернышев, 1964).

В Вост. Саяне верхняя часть кувайской серии именуется бахтинской свитой. Близкой к ней можно считать тиберкульскую свиту А. Г. Вологдина (1929, 1931), возможно, можарскую свиту А. И. Анатольевой и свиту метасланцев Ф. Я. Пана. По своим геолого-петрографическим особенностям отдельные части кувайской свиты имеют много общего с инъекционной полосой Урала, освещенной в работах Н. А. Штрейса (1951), О. А. Воробьевой (1946), В. Ф. Морковкиной, Н. П. Лупановой (1953).

В вопросе о возрасте кувайской свиты нет единого мнения. Все зеленокаменные образования западной части Вост. Саяна А. Я. Булынников (1929) относил к нижнему кембрию, А. Г. Вологдин (1931) на основании широких площадных исследований считал ее возраст переходным от кембрия к ордовику. В. М. Чаиркин описал эту свиту в составе протерозоя. Вслед за ним Ф. Я. Пан, а также В. В. Хоментовский (1957) отстаивают ее протерозойский возраст. Д. И. Мусатов (1964) и В. Г. Никульченко считают, что породы кувайской серии имеют рифейский возраст и со времени их отложения начинается этап развития каледонской геосинклинали Вост. Саяна, сопровождающийся перестройкой структурного плана региона. А. Д. Шелковников (1962, 1965) относит кувайские эффузивы к верхнему протерозою (при двучленном делении), основываясь на согласном подстилании ими рифейских отложений и находках галек этих эффузивов в базальных конгломератах нижнего кембрия.

Взаимоотношение пород кувайской свиты с подстилающими и перекрывающими отложениями устанавливается в районе горы Лысан, где «кувайские» породы налегают на «жайминские» и согласно перекрываются известняками павловской свиты. Кувайская свита залегает на жайминской с угловым несогласием, свидетельство чему — выпадение из разреза мощной пачки метаморфических сланцев, имеющихся в основании кувайской серии в соседнем Сейбинском районе. Стратиграфическое положение пород кувайской свиты в пределах Манского прогиба В. В. Хоментовский (1957) доказывает: а) резко несогласным залеганием на них кембрийских отложений, в нижней части соответствующих алданскому ярусу; б) наличием углового несогласия между кувайской и жайминской свитами, налеганием ее на различные горизонты жайминской свиты; в) находками в перекрывающих ее известняках павловской свиты строматолитов и, наконец, г) идентичностью разреза свиты с протерозойскими толщами в Енисейском кряже и восточной части Вост. Саяна. По мнению Н. М. Чернышева (1964), спилито-диабазовая формация Вост. Саяна отвечает начальному этапу развития рифейско-палеозойской геосинклинали. Значение абсолютного возраста кувайской свиты (450—500 млн. лет) не отвечает ее геологическому возрасту, а отражает время последнего этапа метаморфизма (Хильтова, Крылов, 1964).

Павловская свита

К рифейским образованиям относится толща битуминозных известняков с прослоями графитистых сланцев и песчаников павловской (овсянковской) свиты. Территориально эти отложения картируются по долинам рек Сисим и Павловка (притоки р. Балахтисон). Мощность свиты в разных районах колеблется от 800 до 1000 м. Фациальный профиль не отличается большим разнообразием. В общем монотонный разрез битуминозных известняков иногда оживляется появлением ряда выдержанных по мощности слоев черных микрокварцитов, розоватых доломитов, прослоев фосфоритов (верхнее течение р. Сейба). В Сисимском районе в отдельных линзах можно проследить осветление известняков в контакте с габброидами.

Известняки имеют серый до черного цвет, слоистое или массивное сложение, неравномерно-зернистую структуру, в свежем изломе пахнут сероводородом. В шлифах они очень часто обнаруживают типичный инкрустационный узор, который на поверхности выветривания иногда принимают за разрезы кубков археоциат или водоросли. Цвет известняков зависит от их метаморфизма: с увеличением степени мраморизации известняки становятся светлее. Одна из характерных черт состава известняков рифея — их высокая фосфатоносность и стронциеносность (до 0,5%). Следует подчеркнуть, что возрастание концентрации Sr от древних к молодым известковистым отложениям Вост. Саяна, по-видимому, отражает общие закономерности осадконакопления в этом регионе Сибири. Этот вывод подтверждает представление А. П. Виноградова и А. Б. Ронова (1952) о накоплении элемента в «чистых» карбонатах по мере эволюции Земли.

Контакты известняков павловской свиты с амфиболитами кувайской свиты постепенные — в зоне перехода между двумя толщами наблюдается многократное переслаивание амфиболитовых сланцев и линз известняков мощностью от 1 до 80 м и протяженностью до 1 км. При определении стратиграфического положения павловской свиты мы опирались на разрезы по р. Балахтисон и кл. Кедранскому, изученные Ф. Я. Паном и А. Д. Шелковниковым, где известняки свиты слагают ядро синклинальной складки и располагаются выше эффузивов и амфиболитов кувайской свиты. Это позволяет считать ее нижней возрастной границей Pt_2. Верхний предел, очевидно, определяется несогласным налеганием на данные известняки фаунистически доказанных отложений нижнего кембрия. Рифейский возраст павловских (овсянковских) известняков подкрепляется находками в них водорослей *Osagia* (Репина, 1956; Хоментовский, 1957).

Глава II

СОСТАВ И МЕТАМОРФИЗМ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

В пределах Лысанской и Манской тектонических зон эффузивы сильно дислоцированы и рассланцованы, выборочно катаклазированы. Характерно, что они несут следы более интенсивного метаморфизма, чем аналогичные образования, находящиеся на некотором удалении от разлома. Это обстоятельство, наряду с широким линейным развитием среди полей эффузивов таких пород, как амфиболиты и мигматиты, давно привлекало внимание исследователей и находило в их трудах различное объяснение. Главное внимание при этом обычно уделялось происхождению амфиболитов.

Так, Д. А. Васильев, впервые в 1942 г. кратко описавший метаморфические породы Верхнего Сисима, считал амфиболиты продуктом глубокого регионального метаморфизма и на этом основании относил к самому древнему архейскому комплексу Вост. Саяна. Ф. Я. Пан связывал амфиболиты с контактовым метаморфизмом. Одна из наиболее характерных особенностей Лысанской тектонической зоны заключается в том, что в ней присутствуют породы, принадлежащие различным метаморфическим фациям.

В соответствии с классификацией Ф. Д. Тернера (1951) нами выделяются следующие типы метаморфических образований: а) эффузивы в зеленокаменной стадии изменения; б) альбит-актинолит-хлоритовые сланцы зеленосланцевой фации; в) роговообманковые и эпидот-альбит-актинолитовые сланцы эпидот-амфиболитовой фации; г) амфиболиты собственно амфиболитовой фации. Кроме указанных пород обнаруживаются мигматиты, а также секущие тела габбро, пироксенитов и серпентинитов.

Рассматриваемая зона имеет сложное геологическое строение (рис. 3). В отдельных участках в разной степени метаморфизованные по-

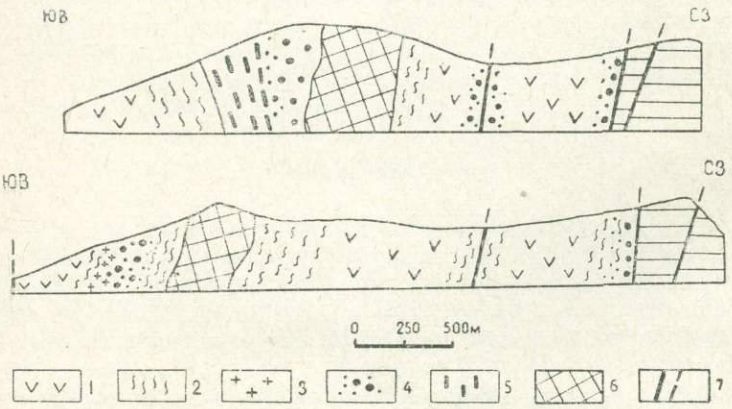


Рис. 3. Разрезы через зону разлома.

1 — эффузивы; *2* — хлорит-актинолит-альбитовые и *3* — эпидот-актинолит-альбитовые сланцы; *4* — амфиболиты; *5* — габбро-амфиболиты; *6* — массивы габбро-пироксенитового состава; *7* — тектонические нарушения.

роды настолько тесно перемежаются друг с другом, что на первый взгляд невозможно выявить какие-либо закономерности их размещения и взаимоотношения. Они не занимают широкой площади, слагая отдельные линейные полосы в наиболее ослабленных участках разлома. При детальном изучении разрезов вырисовывается поясовое строение зоны. Прежде всего, обращает на себя внимание тесная пространственная приуроченность наиболее метаморфизованных пород и продуктов процесса биотитизации и альбитизации к центральной части зоны, которая фиксируется цепочками габбро-пироксенитовых массивов и участками развития мигматитов. Наблюдается также приуроченность амфиболитов к зонам повышенной рассланцовки и трещиноватости.

По мере удаления от центра зоны в направлении, поперечном простиранию, степень метаморфизма эффузивов уменьшается. Амфиболиты сменяются роговообманковыми сланцами. Последние переходят в эпидот-актинолит-альбитовые сланцы, которые, в свою очередь, уступают место хлорит-актинолит-альбитовым сланцам и эффузивам в обычной зеленокаменной фазе состояния.

Остановимся на петрографической характеристике пород, располагая их последовательно от слабоизмененных к более метаморфизованным. Предварительно отметим, что каждой фации метаморфизма присущи свои собственные типоморфные ассоциации минералов, «первое появление которых (при переходе от низкой к более высокой ступени метаморфизма) отмечает наружные границы рассматриваемой зоны» (Елисеев, 1959). Например, для зеленосланцевой фации характерны хлорит, альбит, для эпидот-амфиболитовой — сине-зеленая роговая обманка.

I. Метаморфизм описанных выше эффузивов приводит к возникновению за счет них пород альбит-актинолит-хлоритового состава сланцеватой, очковой текстуры и нематобластовой либо псевдопорфиробластовой микроструктуры. В составе породы существенную роль играют хлорит, альбит, подчиненную — актинолит ($2V = -70°$; $cNg - 16°$), сфен, рутил (иголочки в плагиоклазе), кварц, эпидот.

II. К более метаморфизованным породам фации эпидотовых амфиболитов, по Тернеру, относятся роговообманковые и эпидот-альбит-актинолитовые сланцы. По внешнему виду это сланцевато-полосчатые породы, состоящие из зеленой роговой обманки и альбита. В зависимости от содержания минералов выделяются собственно роговообманковые и альбит-роговообманковые сланцы.

В состав первой группы входят почти мономинеральные образования из сине-зеленого амфибола и примеси эпидота, альбита. Отличительная их черта — высокая рутилоносность. Амфибол эпидот-альбит-актинолитовых и амфиболовых сланцев плеохроирует в зеленых и светло-зеленых тонах, образует шестоватые, игольчатые кристаллы. При увеличении в электронном микроскопе (12 000 раз) обнаруживаются короткостолбчатые кристаллы. По оптическим константам ($2V = (-)82—83°$; $cNg = 16—19°$; $Ng - Np = 0{,}018—0{,}021$) минерал относится к актинолиту или занимает промежуточное положение между актинолитом и граммататитом (Трегер, 1958).

Результаты химического анализа «общего» амфибола (в вес. %) следующие: SiO_2 47,46; TiO_2 0,88; Al_2O_3 6,88; Fe_2O_3 3,36; FeO 7,38; MnO 0,18; MgO 20,48; CaO 9,70; Na_2O 1,76; K_2O 0,20; H_2O 6,64.

В рутилоносных роговообманковых сланцах выделяется несколько разновидностей амфибола. Наиболее распространена сине-зеленая, очевидно, щелочная роговая обманка ($2V = (-)64—68°$; $cNg = 34—37°$), по составу отвечающая эккерманиту. Подчиненное значение имеет амфибол с зелено-коричневыми тонами плеохроизма ($2V = (-)40—56°$; $cNg = 20—23°$), по-видимому близкий баркевикиту. По представлениям Тернера (1951), сине-зеленый амфибол является чувствительным индекс-минералом фаций эпидотовых амфиболитов.

Альбит явно ксеноморфен по отношению к амфиболу, проникает внутрь последнего, образует полосы, чередующиеся с полосами амфибола, или скапливается в замковых частях микроскладок. В совокупности с этими минералами повсеместно встречаются более поздние по времени выделения биотит и кварц. Для пород данной фации характерно присутствие эпидота и цоизита.

Структура пород преимущественно нематобластовая, обусловленная развитием удлиненных призм роговой обманки. В участках, где амфибол содержит включения плагиоклаза, она приближается к пойкилобластовой. Текстура сланцеватая, реже очковая из-за присутствия реликтов первичных эффузивов. Для эпидотовых амфиболитов характерна рутилоносность. Рутил приурочен к породам, сложенным сине-зеленой роговой обманкой. Альбитовые амфиболиты, равно как и «пластующиеся» с ними габбро и габбро-амфиболиты, бедны рутилом или вообще его не содержат. Рутилоносные сланцы оконтуриваются в полосу, простирающуюся более чем на 20 км при ориентировочной ширине в плане 200 м. Распределение рутила в породах в общем неравномерное. Он развивается в форме обособленных игольчатых кристаллов и удлиненных зерен размером до 3 мм на границе плагиоклаза и амфибола, реже — как оторочка вокруг зерен ильменита. Иногда тончайшие иголочки минерала располагаются по спайности плагиоклаза. Почти всегда крупные зерна рутила группируются в цепочки, параллельные сланцеватости. В некоторых шлифах намечается ясная пространственная связь рутила с эпидотом.

III. Эпидотовые амфиболиты обнаруживают постепенные переходы к собственно амфиболитам, которые тяготеют к центральной части зоны. По внешнему виду собственно амфиболиты — темно-зеленые массивные с переходами к полосчатым разностям породы. В составе их, как обычно в амфиболитах, превалирует зеленая роговая обманка ($2V = (-)\ 80—83°$; $cNg = 16—20°$), подчиненное место принадлежит андезину (№ 35—40). Из примесей отмечены эпидот, цоизит, хлорит, сфен. Все минералы отличаются значительной свежестью. Микроструктура пород приближается к гранобластовой. Аналогичные по составу и структуре породы описаны во многих районах Алтае-Саянской области. Наиболее широко развиты они в пределах докембрийских глыб Вост. Саяна и северо-востока Тувы (Другова и др., 1955).

IV. Мигматиты представляют собой конечный продукт метаморфизма эффузивов в тектонической зоне. Они залегают поблизости от габбро, слагая отдельные полосы в толще амфиболитов и эффузивов. Морфологические черты пород довольно однообразны. Все они относятся к типу послойных мигматитов, по Н. Г. Судовикову (1955) и К. А. Шуркину (1957), им присуща полосчатая текстура вследствие параллельного расположения светлых плагиоклазовых полос на зеленом фоне амфиболита либо амфиболизированного эффузива. Темные полосы сложены различной крупности зернами обыкновенной роговой обманки ($2V = (-)\ 76°$; $cNg = 18°$), а светлые — альбитизированным и соссюритизированным плагиоклазом (№ 30—40) с включениями амфибола и кварца. В темных полосах некоторых образцов наблюдаются реликты эффузивов, обволакиваемые струями плагиоклаза и амфибола. Границы полос четкие, прямолинейные. В контакте с плагиоклазом кристаллы амфибола деформированы с разрывом и без разрыва сплошности, частично замещаются хлоритом, пронизываются плагиоклазом. Отдельные кристаллы амфибола отторгаются от субстрата и как бы плавают в массе плагиоклаза, а иногда растаскиваются в шнурочки, создавая узор будинажа (рис. 4).

По химическому составу мигматиты сходны с амфиболитами, но отличаются от них относительной бедностью щелочами, титаном и более высоким содержанием кальция и алюминия (табл. 2). Мигматиты относятся нами к типичным инъекционным образованиям, связанным генетически с конечными продуктами базальтоидной магмы.

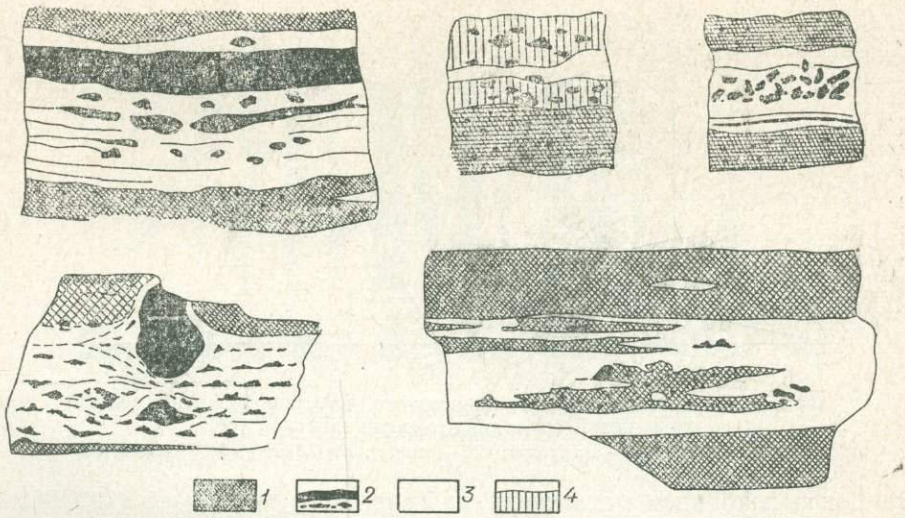


Рис. 4. Текстуры мигматитов.

1 — агрегат плагиоклаза и амфибола; *2* — амфибол; *3* — плагиоклаз; *4* — цоизит.

Для иллюстрации минеральных парагенезисов фаций метаморфизма нами использовались диаграммы состав — парагенезис в виде равностороннего треугольника — основания тетраэдра с виртуальными компонентами (Mg, Fe) O, CaO, Al_2O_3. Подвижные компоненты и примеси в соответствии с минералогическим правилом фаз Д. С. Коржинского (1936) на диаграммах не показаны.

Парагенетическая ассоциация минералов эффузивов и зеленых сланцев (рис, 5, *а*) (актинолит — альбит — эпидот — хлорит) попадет в замкнутое поле равновесия *I*, карбонатно-хлорит-актинолитовые сланцы — в поле равновесия *II*. В минеральном комплексе, образующемся в резуль-

Таблица 2

Химический состав пород, вес %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	46,24	46,70	45,70	45,54	46,04	49,12	42,80	40,00	45,28
TiO_2	2,59	2,81	1,94	2,25	1,57	1,43	4,45	4,80	0,27
Al_2O_3	14,60	12,57	12,72	11,78	10,70	14,84	14,67	14,50	15,27
Fe_2O_3	3,81	2,08	4,07	4,17	3,74	2,63	2,76	3,60	0,59
FeO	8,38	8,64	8,65	8,88	8,43	8,62	11,97	10,90	8,54
MnO	0,16	0,17	—	—	0,21	0,20	0,26	0,20	0,18
MgO	10,34	10,94	11,53	11,67	14,50	6,82	4,86	6,80	11,41
CaO	8,12	9,48	7,78	10,44	9,08	9,21	9,78	11,50	15,45
Na_2O	2,29	2,26	1,76	1,42	1,94	3,65	3,11	2,50	0,87
K_2O	1,01	0,75	0,62	0,58	0,26	0,21	0,84	0,40	0,18
P_2O_5	0,36	0,31	0,22	0,22	—	0,28	0,51	0,60	0,06
П. п. п.	2,70	3,32	5,18	3,98	3,34	2,94	4,26	4,30	2,54
Сумма	100,60	100,03	100,17	100,93	99,81	99,95	100,27	100,10	100,64
MgO/ΣFeO	0,42	0,28	0,41	0,42	0,39				

Примечание. 1 — эффузивы, среднее из 10 анализов; 2 — зеленокаменный эффузив (обр. 1505); 3 — амфиболовый сланец (обр. к-51-2); 4 — то же (обр. к-52-21); 5 — амфиболит горы Лысан (обр. 3001); 6 — габбро-амфиболит (обр. 2404); 7 — габбро (обр. 11); 8 — габбро, среднее из 58 анализов; 9 — мигматит горы Лысан (обр. 1274). Кроме того, V_2O_5 — 0,027; Cr_2O_3 — 0,017%.

Анализы выполнены в лаборатории Красноярского геологического управления. Здесь и далее во всех таблицах: (—) — анализ не производился.

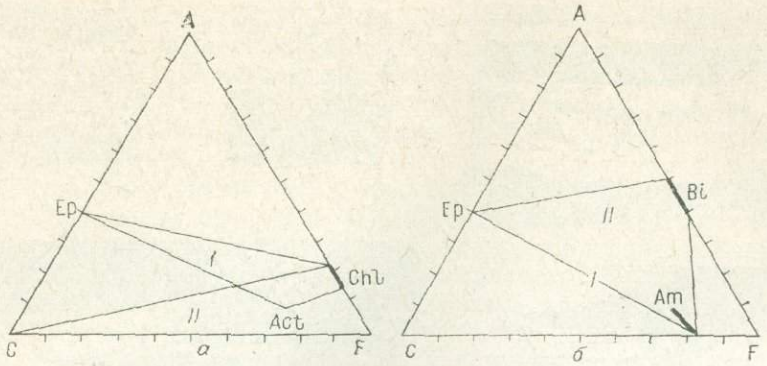


Рис. 5. Диаграммы состав — парагенезис для пород фаций зеленосланцевой (*а*) и эпидот-амфиболитовой (*б*).
Ep — эпидот; Act — актинолит; Chl — хлорит; Bi — биотит; Am — амфибол.

тате более глубокого метаморфизма (рис. 5, *б*), наиболее устойчивым оказывается роговая обманка — эпидот-альбит *I*. Роговообманковые сланцы с эпидотом и биотитом укладываются в поле равновесия *II*. В пределах этой же фации возможна ассоциация эпидот — кварц — сфен. Собственно амфиболитовая фация пород представлена парагенезисом роговая обманка — андезин (рис. 6). Здесь присутствуют и такие низкотемпературные минералы, как хлорит, кальцит, появление которых, по-видимому, следует связывать с процессом диафтореза.

Для решения вопроса генезиса амфиболитов остановимся на сопоставлении химических характеристик эффузивов, сланцев и амфиболитов. Подчеркнем, что при полевых исследованиях нигде не наблюдается переходов от амфиболитов к габбро, тогда как повсеместно фиксируются все стадии превращения эффузивов в амфиболиты. По химическому составу и, в первую очередь, по высокому содержанию щелочей (параметр А. Н. Заварицкого $a=8{,}8$) эффузивы близки спилитам, по Дели, хотя отличаются от последних повышенным содержанием магния, железа, фосфора и относительной бедностью кремнеземом. Спектроскопическое изучение (рис. 7) показывает на присутствие в их составе ванадия, хрома, никеля, кобальта, марганца и других компонентов. Породы амфиболитовой фации химически (см. табл. 2) расположены ближе к эффузивам, чем к габбро. Фигуративные точки амфиболитов и эффузивов (рис. 7) располагаются в самостоятельную и отчетливую вариационную линию, значительно удаленную от соответствующей линии габброидов. Положение роя указывает на заметное изменение состава эффузивов при метаморфизме, заключающееся в обогащении их железистым компонентом, кальцием при одновременном понижении содержания алюминия.

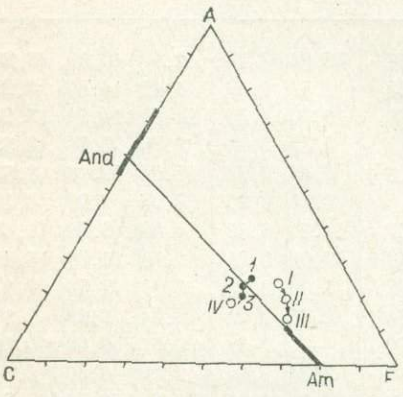


Рис. 6. Диаграмма состав — парагенезис для пород амфиболитовой фации.
I — эффузивы; *II* — роговообманковые и эпидот-альбит-роговообманковые сланцы (среднее из 10 анализов); *III* — амфиболиты; *IV* — мигматиты (обр. 1274); *1* — габбро-амфиболит (обр. 2404); *2* — габбро (обр. 11). *3* — габбро (среднее из 58 анализов). And — андезин, Am — амфибол.

Габбро-амфиболиты в химическом отношении тяготеют к габбро, а не к эффузивам (см. табл. 2, рис. 6). Они в большей степени насыщены щелочами ($a=8{,}5$—12 против 5 в амфиболитах), содержат несколько меньше магния. Количество хрома, никеля, ванадия в них на один порядок ниже, чем

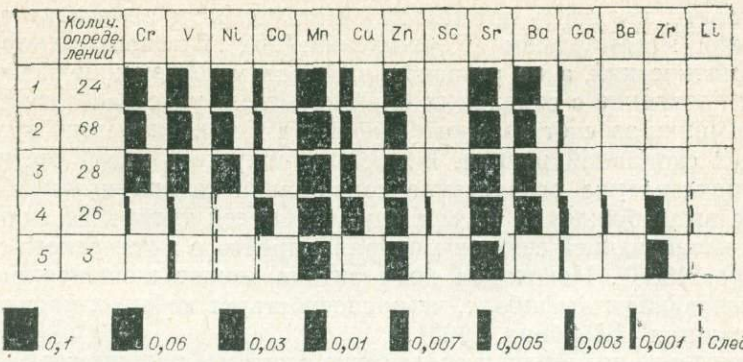


Рис. 7. Диаграмма средних содержаний элементов в метаморфических породах.

1 — эффузивы; *2* — сланцы за счет эффузивов; *3* — амфиболиты; *4* — габбро; *5* — габбро-амфиболиты.

в эффузивах и амфиболитах. Очень важно, что в габбро определены такие элементы, как скандий, бериллий, цирконий, литий, которые для амфиболитов и их субстрата — эффузивов — совершенно не характерны.

Таким образом, изучение химизма пород убедительно подтверждает непосредственные полевые наблюдения о происхождении амфиболитов в зоне Лысанского разлома за счет эффузивов, а не габброидов, как это считалось ранее. Напомним, что Г. В. Пинус и другие (1955) дают почти аналогичное объяснение генезиса амфиболитов, залегающих в зонах глубинных разломов Зап. Саяна и Тувы. На возможность превращения эффузивов в амфиболиты в других районах указывают Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1940), Е. А. Кузнецов (1944) и многие другие исследователи.

Используя имеющиеся результаты анализа пород, мы попытались учесть баланс вещества эффузивов и проследить перемещение его при метаморфизме. С этой целью ряд проб был пересчитан по кислородному методу и по результатам построена диаграмма (рис. 8). Чтобы исключить влияние контактового метаморфизма со стороны габбро-пироксенитовой интрузии, анализы из приконтактовой зоны в расчет не принимались. Наблюдающиеся химические превращения увязываются с изменениями в минеральном составе. В процессе прогрессивного метаморфизма в зоне разлома, т. е. по мере возрастания степени амфиболизации эффузивов, несколько увеличивается содержание в них магния, железа при значительном возрастании кальция и одновременно уменьшается количество алюминия, натрия, титана, кремнезема.

В породах амфиболитовой фации роговая обманка образуется за счет фемической части эффузивов и анортитовой составляющей, которая в этих условиях оказывается неустойчивой. В процессе деанортитизации альбит, по-видимому, остается без изменения, чем и объясняется значительный процент его в породах эпидот-амфиболитовой фации. В то же время возникновение рутилоносных роговообманковых сланцев можно связывать лишь с постмагматической деятельностью базальтоидной магмы, в частности со значительной миграцией из нее натрия.

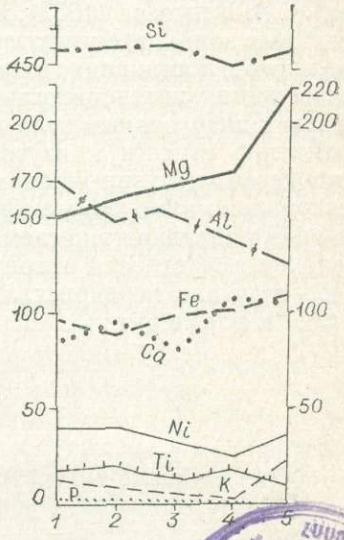


Рис. 8. Изменение содержания компонентов в процессе метаморфизма (№ *1*—*5* — см. табл. 2).

Институт геологии

Можно сказать, что здесь нормальный метаморфизм переходит в метасоматический метаморфизм (Коржинский, 1962). В нашем примере именно метасоматический, а не региональный метаморфизм как раз и обусловливает появление в отдельных благоприятных участках сине-зеленой роговой обманки за счет зеленого амфибола и концентрацию практически важных скоплений рутила. Возможно допустить лишь частичное и очень незначительное возрастание содержания титана в амфиболитах вследствие высвобождения изоморфных примесей титана из силикатов, окислов и последующей связи в минералы простого химического состава (Вертушков, 1956). Некоторая доля титана может концентрироваться в новообразованном амфиболе, чему способствует избыток магния и дефицит алюминия (Щербина, 1963).

В заключение подчеркнем следующие основные положения.

1. Наиболее метаморфизованные породы Лысанского разлома и района развития габбро-пироксенитовой формации относятся к фации амфиболитов и характеризуются равновесной ассоциацией роговая обманка — плагиоклаз.

2. Породы разных ступеней метаморфизма распределяются вполне закономерно. Наблюдается возрастание глубины метаморфизма с приближением к тектоническим нарушениям.

3. Породы, отвечающие фации зеленых сланцев, несомненно, связаны с региональным метаморфизмом (в классическом его смысле), происходившим в условиях протерозойской геосинклинали Вост. Саяна. Что же касается амфиболитов, то характер их изменения в пределах тектонической зоны нельзя относить ни к региональному, обычно охватывающему большие пространства, ни к контактовому, проявляющемуся в непосредственном контакте с интрузивной породой. Вероятно, он соответствует метаморфизму зон рассланцевания и глубинных разломов, описанному В. А. Решитько (1959) для Качканарского района Урала. Много сходных черт обнаруживается при сопоставлении метаморфических пород охарактеризованной полосы и Иртышской зоны смятия в рудном Алтае, а также образований зон глубинных разломов Зап. Саяна и Тувы (Пинус и др., 1955).

4. Амфиболиты в зоне разлома возникают, по-видимому, в результате так называемого локального динамотермального метаморфизма, причем субстратом для них являются эффузивы протерозоя. По представлению Н. А. Елисеева (1959), метаморфизм этого типа фокусируется в узких линейных зонах, где имеются благоприятные условия для одностороннего давления и повышения температуры и где нередко обнаруживается четкая связь между интенсивностью динамотермального метаморфизма и близостью к интрузивным телам. Перечисленные выше факторы можно почти полностью отнести к изучавшейся зоне. Однако базальтоидная магма в процессе интрузии не оказала существенного контактового влияния на регионально измененные эффузивы, если не считать мигматизацию. В то же время активная эпимагматическая миграция из магматического очага щелочей, в частности натрия, в отдельных участках создает благоприятную среду для перекристаллизации амфиболитов и концентрации в них титана в форме рутила.

Глава III

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ МАССИВОВ

Габбро-пироксенитовая формация в западной части Вост. Саяна представлена лысанским и манским комплексами. Они объединяют ряд интрузивных массивов, образующих два параллельных пояса разной ширины и протяженности.

Наиболее крупный из них, Лысанский, располагается на южном крыле Восточно-Саянского антиклинория, простираясь более чем на 150 км от истоков р. Дербиной до верхнего течения рек Шинда, Хамсара, и уходит далее на юго-восток в иркутскую часть Вост. Саяна. В западной части Вост. Саяна (истоки р. Сисим) Лысанский пояс, в свою очередь, виргирует на две ветви: собственно Лысанскую, вытянутую вдоль осевой линии Манского белогорья и хр. Кедранского, и Колпинскую, идущую параллельно водоразделу рек Сисим — Колпа и тупо выклинивающуюся в системе р. Джеби.

В пределах собственно Лысанской ветви выделяется ряд крупных и довольно хорошо исследованных массивов. От р. Сисим на юго-восток массивы располагаются в следующей последовательности: 1) Подлысанский, объединяющий три самостоятельных тела — Скала, Россыпь, Пирамида — на водоразделе рек Сисим и Балахтисон; 2) Лысанский, слагающий вершину и отроги гольца Лысан*; 3) Кедранский, вскрытый на гребне хр. Кедранского и в долинах рек Мал. Шинда и Балахтисон. К западу полоса хорошо прослеживается по цепочке отдельных тел габбро до железнодорожной выемки Крольского туннеля, и этот участок, очевидно, можно считать крайним западным флангом Лысанского пояса. От хр. Кедранского на юго-восток, в долинах рек Жерба и Аямба (приток р. Шинда), вырисовываются несколько мелких тел габбро-пироксенит-серпентинитового состава, принадлежащих к этой же формации. К центральной части Саян полоса габброидов постепенно суживается до полного выклинивания, но в районе р. Дотот (правый приток р. Хамсара) в северо-восточной Туве породы формации снова появляются в аналогичной структурной позиции.

Второй пояс, названный Манским, имеет меньшие размеры, протягиваясь от р. Дербиной до истоков р. Мана. Он находится в сходной с Лысанским структурной обстановке, отмечая границы Манского прогиба и структур Протеросаяна (Ящук, 1970). Состоит пояс из серии мелких массивов. В наиболее типичном виде они наблюдаются в карьерах непосредственно у ж.-д. ст. Жайма.

С некоторыми оговорками к габбро-пироксенитовой формации можно отнести группу массивов габбро, залегающих в пределах зоны главного Саянского разлома (Молчанов, 1934) и в Чатыгайском прогибе (по данным Г. Я. Абрамовича и И. Ф. Свириной). Несмотря на разобщенность, большая часть массивов западной части Вост. Саяна залегает среди разбитых продольными разрывами пород диабазово-амфиболитовой кувайской свиты или на границе ее с карбонатными образованиями жаймин-

* В составе Лысанского массива выделяются обособленные тела Мал. и Бол. Лысан и Безымянное.

ской и дербинской свит. Реже находятся они в поле более древних пород слюдянской серии (Манский район).

Внутри Лысанской и Манской зон разлома массивы располагаются цепочкой либо кулисообразно, часто занимая полосу шириной в плане до 1 км. Особенно густо насыщают они толщи в участках ответвления нарушений от главной линии разлома. Конкордантная с элементами складчатости ориентировка нарушений, контролирующих интрузии, указывает на возникновение дизъюнктивов вслед за складчатостью или во всяком случае на тесную связь с нею во времени.

Все изученные массивы имеют в общем близкий состав и сходное строение. Они сложены габбро, авгитовыми пироксенитами, вебстеритами и промежуточными между ними породами. Значительное место занимают апопироксенитовые серпентиниты. Породы находятся в разном количественном соотношении. Так, в Лысанском и Кедранском массивах габбро составляет основную часть площади, Подлысанский массив состоит преимущественно из ультраосновных пород и подчиненных им габбро. В интрузивных массивах Манской полосы кроме габбро и серпентинитов часто встречаются габбро-диориты и диориты.

Вопрос о возрасте габбро-пироксенитовой формации Вост. Саяна до последнего времени остается спорным. Ф. Я. Пан, определяя возрастное положение массивов Лысанского пояса, связывал их с проявлением каледонского тектогенеза. Верхняя возрастная граница формирования пород формации определяется верхним рифеем на основании находок титаноносных габбро в гальках конгломератов балахтисонской свиты (Cm^{-}) Это же подтверждается И. И. Коптевым (устное сообщение), который на северном склоне Манского белогорья в конгломератах нижнего кембрия также обнаружил гальки габбро с ильменитом. А. Д. Шелковников относит породы габбро-пироксенитовой формации к верхнему протерозою, исходя из комагматичности их с эффузивами кувайской свиты.

Глава IV

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МАССИВОВ

Интрузивные массивы габбро-пироксенитовой формации представляют собой тела линейной, жилообразной и линзовидной формы, которые в плане укладываются в цепочку северо-западного — юго-восточного простирания. На флангах массивы постепенно выклиниваются, реже расщепляются на ряд мелких тел, занимающих пространство между соседними массивами. Наиболее крупный Подлысанский массив имеет длину до 5500 м и мощность 500—650 м, на глубину он прослеживается до 500 м (рис. 9). Массив состоит из трех линз серпентинитов, кулисообразно залегающих среди габбро. Каждая из них известна под собственным названием главным образом как рудное тело. С запада на восток они расположены в следующем порядке: Скала — Россыпь — Пирамида.

Лысанский массив протягивается на 4000 м при мощности от 350 до 700 м и представляет собою крупное тело габбро, в центре которого в соответствии с границами залегают две разделенные эффузивной перемычкой линзы серпентинизированных пород с узкой каймой пироксенитов. Северная линза именуется Мало-Лысанской, а южная — Больше-Лысанской. Иногда их называют собственными массивами. Между Лысанским и Подлысанским массивами залегает линза серпентинитов, названная Безымянной. Длина Кедранского массива до 5000 м, ширина около 300 м. Это сложное интрузивное тело, состоящее из серии перемежающихся, выдержанных по простиранию и мощности залежей габбро, авгитовых пироксенитов и серпентинитов и пород промежуточного состава (рис. 10).

Достоверно определено, что Подлысанский массив падает к юго-западу вблизи поверхности под углом 45—60°, а на глубине — под углом 80—85°. Резкий спад напряженности магнитного поля к северо-востоку при наличии сопряженной отрицательной магнитной аномалии, а также плавное понижение градиента поля к юго-западу прекрасно подтверждают непосредственные полевые наблюдения. Что же касается условий залегания интрузивного тела Бол. Лысан, то широкий плащ курумника не позволяет вскрыть контакты массива и правильно интерпретировать результаты наземной магнитометрии. В то же время последние свидетельствуют о падении двух линз серпентинитов навстречу друг другу и о склонении Лысанского и Подлысанского массивов к юго-востоку. Судя по единичным замерам протополосчатости, контакты Кедранского массива падают на северо-восток под углом 65—80°. Учитывая геолого-геофизические данные и основываясь на распределении петрогенных элементов в поперечных сечениях массивов, удаленных друг от друга, можно заключить, что эти массивы не изменили своего первоначального залегания.

Внутренняя структура разных массивов имеет много общего. Характерной их особенностью является зонально-полосчатое внутреннее строение, обусловленное перемежаемостью полос габбро, авгитовых пироксенитов и серпентинитов в самой различной последовательности как в плане, так и в разрезе. В разобщенных массивах и даже в пределах отдельных частей одного массива она проявляется по-разному, что вряд ли объясняется только глубиной эрозионного среза. Ядра в массивах линзовидной

формы типа Лысанского сложены серпентинитами, а эндоконтактовые оторочки — габбро и габбро-амфиболитами. В жилообразных массивах (Кедранский, Подлысанский) и в участках резкого пережима мощности устанавливается многократное переслаивание полос разного состава. При этом нередко обнаруживается заметное тяготение ультраосновных пород к нижнему контакту, что создает картину асимметричного строения. В этом отношении очень типичен юго-восточный фланг Подлысанского массива (рис. 11), где гофрированная линза серпентинитов в ядре оторочена полосой авгитовых пироксенитов, которые, в свою очередь, залегают в теле габбро (рис. 11). Ориентировка указанных полос совпадает с внешними контактами плутонов, направлением протополосчатости, а нередко и слоистостью вмещающих пород, т. е. устанавливается конформность внутренней структуры массивов со структурой «рамы». Однако в отдельных участках массивы имеют секущие контакты с вмещающими породами. В большей части случаев массивы приурочены к ядрам довольно напряженных складок (см. рис. 9).

Внутренняя структура отдельных мегаполос неодинаковая. Полосы ортопироксенитов и перидотитов слабо анизотропны по составу. Следы первичномагматической гетерогенности в них проявляются лишь в неодинаковой насыщености рудными минералами и, в частности, приуроченности титаномагнетита к лежачему боку залежей. Наблюдающиеся ритмически- или несимметрично-полосчатые текстуры оруденелых пород, несомненно, свидетельствуют о перемещении вещества в магматическую стадию (рис. 12). Но в целом ортопироксениты, перидотиты и авгитовые пироксениты имеют массивное сложение. Особенно это характерно для Манского пояса. В противоположность этому в габбро, главным образом на контакте с вмещающими эффузивами и амфиболитами или ультраосновными породами, прекрасно выражены типичные черты прототектоники в виде грубой и тонкой полосчатости, трахитоидности, гнейсовидности. Полосча-

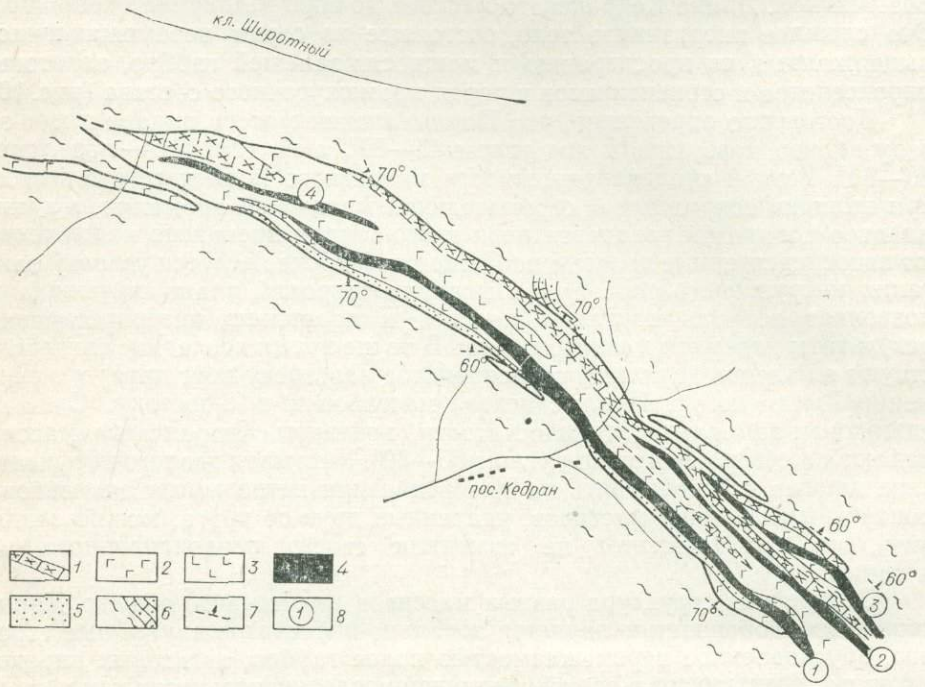


Рис. 10. Схематическая геологическая карта Кедранского массива.

1 — плагиоклазиты; *2* — габбро; *3* — клинопироксениты; *4* — титаномагнетитовые серпентиниты; *5* — ильменитовые пироксениты; *6* — рассланцованные амфиболиты; *7* — элементы рассланцовки; *8* — норма тел титаномагнетитовых серпентинитов.

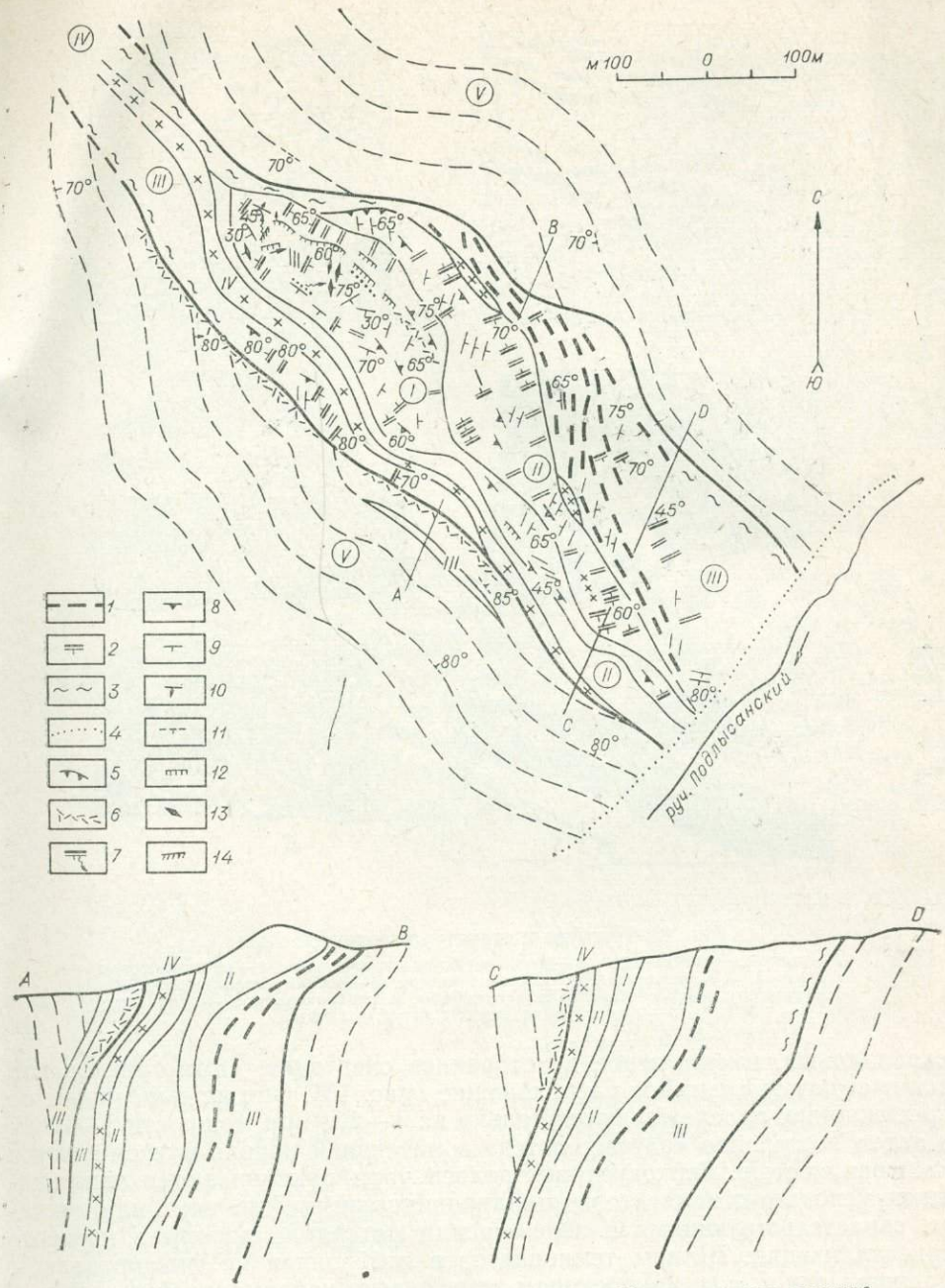


Рис. 11. Структурная схема юго-восточной части Подлысанского массива.

1 — трахитоидность; *2* — протополосчатость; *3* — гнейсовидность; *4* — зонки сидеронитовых вкраплеников; *5* — направление падения контактов; *6* — зона катаклаза. Трещины отдельности: *7* — поперечные, *8* — продольные, *9* — диагональные; *10* — слоистость; *11* — рассланцовка; *12* — зоны серпентинизации; *13* — свиты жил титаномагнетита; *14* — направление штрихов скольжения по трещинам. *I* — серпентиниты апобронзититовые; *II* — клинопироксениты; *III* — габбро; *IV* — плагиоклазиты; *V* — амфиболиты и эффузивы.

тость выглядит тем совершеннее, чем ближе она к контакту. Слои габбро в своем направлении как бы обтекают «выступы» и «заливы» контактов пироксенитов и эффузивов, сглаживая неровности и падая то согласно, то несогласно относительно контактов. В составе полос присутствуют в разном соотношении одни и те же минералы: плагиоклаз и роговая обманка. Различаются соседние полосы также по насыщенности ильменитом. Слои

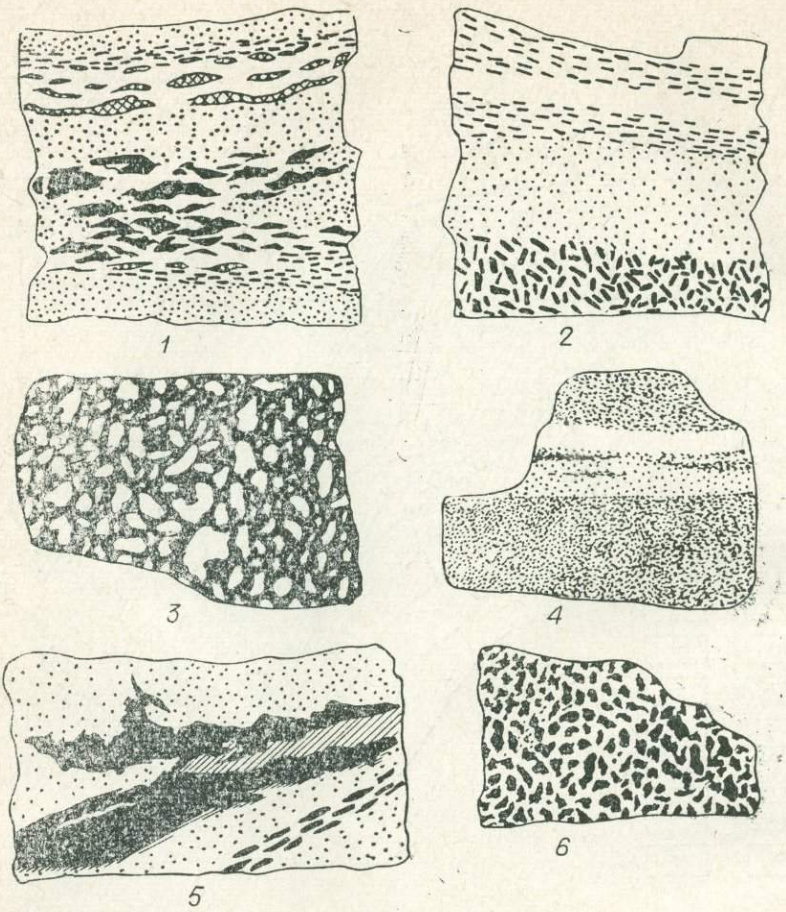


Рис. 12. *Текстура и структура серпентинитов.*

1 — шлирово-полосчатая; *2* — несимметрично-полосчатая; *3* — сидеронитовая структура; *4* — ритмически-полосчатая текстура; *5* — жилки титаномагнетита в серпентините (черное — титаномагнетит, белое и заштрихованное — серпентин); *6* — густовкрапленная. 1/2 натур. величины.

параллельны, имеют ясное двустороннее очертание, симметричное или асимметричное взаимное расположение (рис. 13). Они не выдержаны по простиранию, прослеживаются только на 1—2 м при мощности 1—10 см и затем постепенно «растворяются» в массивной породе или сменяются гнейсовидностью. Лейкократовые полосы часто заканчиваются линзовидными, угловато-птигматитовыми шлировидными выделениями плагиоклаза, свидетельствующими о перемещении материала породы в процессе кристаллизации. Шлиры темноцветов в габброидах не фиксировались. Границы полос под микроскопом отчетливые, непрямолинейные. Как в плоскости полосы, так и в разрезе минералы несколько дезориентированы. В виде исключения наблюдается линейно-плоскостная ориентировка и полосчатость вследствие чередования одинаковых по составу, но разнозернистых габбро.

Несимметричные слои, резко отличающиеся по составу и указывающие, по мнению А. А. Полканова, на гравитационную дифференциацию, в Лысанских массивах отсутствуют. Как известно, А. Н. Заварицкий (1955) происхождение полосчатости объясняет движением в магме в период ее кристаллизации, т. е. внедрением еще незастывших силикатных порций в консолидированную массу. В телах габбро и пироксенитов обнаруживается ясная тенденция возрастания степени дифференцированности полос от нижнего, лежачего, бока тела в направлении к верхнему. В этом

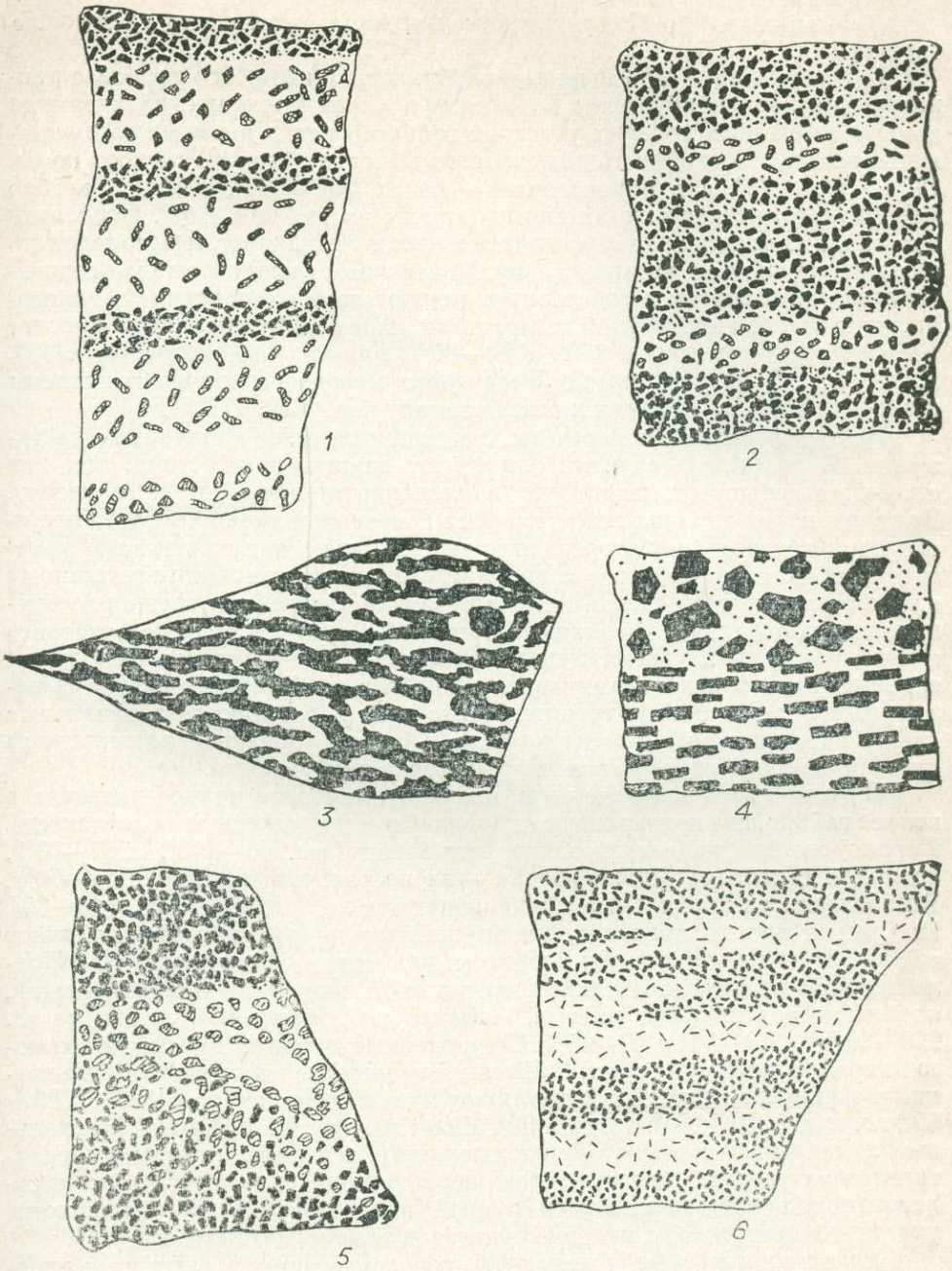


Рис. 13. Текстуры габбро.

1, 2 — симметрично-полосчатая; *3* — гнейсовидная; *4* — трахитоидно-полосчатая; *5* — несимметрично-полосчатая; *6* — пигматито-полосчатая. Лысанский и Подлысанский массивы. Натур. величина.

же направлении увеличивается магнитная восприимчивость пород, содержание ильменита и соответственно титана, апатита, фосфора, натрия, иногда никеля при одновременном понижении хрома. Следует отметить, что концентрация ильменита в верхних участках массивов габбро и авгитовых пироксенитов характерна и для многих дифференцированных интрузий траппов Сибирской платформы (Нестеренко и др., 1966), стратифицированных массивов габбро Вост. Саяна (Лебедев, Богатиков, 1963) и Гренландии (Уэджер, Митчелл, 1952).

В Лысанском и Подлысанском массивах выделяются следующие типы трещин (см. рис. 11).

Поперечные трещины преобладают и являются наиболее ранними. Они перпендикулярны контактам и линиям течения, развиваются предпочтительно в краевых участках габбро и редко выходят во вмещающие породы. В габбро Подлысанского массива трещины падают по аз. 160—170°, ∠75°, а в пироксенитах — по аз. 340—350°, ∠80°. В габбро Лысанского массива они обычно падают на восток под ∠85°. Поскольку простирание трещин в габбро и пироксенитах одинаковое, можно говорить об одной причине их возникновения. Поперечные трещины в телах серпентинитов, бронзититов и вебстеритов меняют свое направление в зависимости от изгибов контактной поверхности, падая в Подлысанском массиве или на северо-запад (аз. 290°, ∠70—80°), или на юго-восток (аз. 120°, ∠60—65°). В серпентинитах Лысанского массива трещины наклонены к востоку под ∠5—10° или к северо-западу (аз. 300°, ∠80°).

По своей природе поперечные трещины относятся к трещинам растяжения. В отдельных случаях они имеют сдвиговый характер, так как стенки их испещрены штрихами, наклоненными под ∠45° к горизонту. Во вмещающих породах лежачего бока поперечные трещины почти отсутствуют, в висячем боку встречаются чаще, причем, как показывают замеры, на горе Лысан они почти совпадают в своем простирании с трещинами в теле серпентинитов. Ограниченное развитие поперечных трещин во вмещающих породах, по указанию Болка (1946), может свидетельствовать о возникновении их до интрузии. Трещины в серпентинитах выполнены сливным титаномагнетитом, серпентином, а в габбро часто остаются незалеченными. По Болку, трещины этого типа зарождаются в начальные этапы затвердевания магмы в связи с куполообразным расширением очага и по своей природе относятся к трещинам разрыва.

Продольные трещины получили наиболее полное развитие в полосе габбро, где подчеркивают первичную магматическую полосчатость. Первая система падает на запад, юго-запад (аз. 250—270°, ∠65—70°), совпадая с полосчатостью; вторая — на восток, юго-восток (∠60—70°). В пироксенитах продольные трещины падают по аз. 200—230°, ∠40—80°. По насыщенности продольными трещинами пироксениты не уступают габбро. Трещины заполнены хлоритом, кальцитом. В серпентинитах Подлысанского массива выделяются две четко обозначенные системы трещин, падающие под разными углами параллельно контактам массива: по аз. 220—225° (∠10—20° и 40—45°). Сопряженные трещины противоположного направления отсутствуют. В Лысанском массиве рассматриваемые трещины образуют несколько отчетливых максимумов: аз. пад. 175°, ∠80—85°; аз. пад. 195°, ∠60°; аз. пад. 30°, ∠80°; аз. пад. 0°, ∠80—85°. Продольные трещины выдержаны по протяженности, всегда заполнены в серпентинитах антигоритом и хризотилом, нередко подчеркиваются зонками сидеронитовых вкрапленников и рудной полосчатостью. В большинстве участков они отражают падение контактов тел серпентинитов.

Диагональные трещины хорошо развиты в авгитовых пироксенитах, хуже в бронзититах, вебстеритах и серпентинитах и почти отсутствуют в габбро. В клинопироксенитах они укладываются в два четких максимума: аз. пад. 95°, ∠60—65° и аз. пад. 295°, ∠70°. В серпентинитах Лысанского массива трещины падают по аз. 245°, ∠65° и аз. 320°, ∠80°, с продольными трещинами сохраняют ∠45° и выполняются тальком.

Итак, в полосах массивов устанавливается собственное направление поперечных, продольных и диагональных трещин, не совпадающее с направлением в соседних полосах. И хотя иногда это несоответствие вуалируется унаследованными трещинками и усложняется блоковостью, в целом оно, несомненно, указывает на неодновременность тектонических нарушений, которые испытали габбро и ультраосновные породы. Таким образом, трещинная тектоника косвенно подтверждает стадийное развитие интрузива.

Глава V

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Габбро — наиболее распространенный член формации. По структурно-текстурным признакам габбро подразделяется на массивное мелко- и среднезернистое, пегматоидное, полосчатое, трахитоидное и гнейсовидное. Из линейных текстур в габбро превалируют полосчатые (Лысанский массив), реже трахитоидные или полосчато-трахитоидные (Подлысанский массив) (см. рис. 13). По составу выделяется габбро роговообманковое, ильменитовое, по отношению фемической части к плагиоклазу — лейкократовое и меланократовое. Нередко в эндоконтакте последние чередуются, образуя полосчатые структуры. Главная часть массивов сложена равномерно-зернистыми габбро. Видимое разнообразие габбровых пород определяется неравномерным распределением и соотношением породообразующих минералов (роговой обманки, плагиоклаза, ильменита, авгита и апатита) (табл. 3) и наложением на них вторичных образований (хлорит, эпидот, цоизит, соссюрит, альбит).

Главный породообразующий минерал габбро — зеленая роговая обманка ($2V = (-)74—84°$; cNg = от 12 до 24) оторочивает зерна авгита и обнаруживает переходы к буровато-зеленому керсутиту.

Плагиоклаз (№ 42—54) в виде идиоморфных кристалликов пойкилитово включен в амфибол, большей частью не сдвойникован. В свежем состоянии редок, обычно альбитизирован или нацело замещен эпидот-цоизитовым агрегатом, нередко образует мономинеральные полосы.

Ильменит всегда образует зерна до 2 мм в диаметре, неравномерно рассеян в породе и окружен венчиком сфена. Обычно находится в срастании с апатитом. В пегматоидных габбро минерал приурочен к выделениям плагиоклаза. По содержанию ильменита габбро Лысанских массивов, за исключением ильменитовой разновидности, содержащей до 7,3% ильменита, уступают рудным авгитовым пироксенитам.

В меланократовых и лейкократовых полосах присутствуют одни и те же минералы. Меланократовые полосы состоят на 65—75% из зеленого и бурого амфибола и псевдоморфоз цоизита и эпидота по плагиоклазу. Интересно, что бурая роговая обманка по краям усыпана агрегатом сфена. В светлых полосах роговая обманка образует редкие порфировые выделения на фоне гранулированного и разложенного плагиоклаза; кристаллы амфибола расщеплены, изогнуты, корродированы в краях и по трещинкам пронизаны плагиоклазом. Роговая обманка из лейкократовых полос габбро представлена более железистой разновидностью по сравнению с амфиболом меланократовой полосы.

Полосчатые разновидности габбро содержат шлиры плагиоклаза (№ 60—70), которые располагаются поблизости от светлых полос или на их продолжении. Шлиры имеют четкие границы, пламевидную, жилообразную или мигматитовую форму и размеры 5 — 10×2—3 см.

Нередко, особенно в контактовой части, можно встретить неравномерно-зернистое, пятнистое или псевдополосчатое габбро (рис. 14) со всеми чертами метасоматического происхождения. «Пятнистость» подчеркивается локальным распределением аксцессорного ильменита, который вследствие перекристаллизации концентрируется то в меланократовом, то в лейкократовом и пегматоидном габбро.

Таблица 3

Минеральный состав пород габбро-пироксенитовой формации, вес. %

Порода	Массив	Плагиоклаз	Оливин	Ромбический пироксен	Моноклинный пироксен	Керсутит	Зеленая роговая обманка	Титаномагнетит	Ильменит	Апатит	Сфен	Серпентин	Хлорит	Тальк	Карбонаты
Габбро лейкократовое	Лысанский	69,4					19,7		7,5	0,3	2,9				
Габбро меланократовое	Подлысанский	24,1			1,0		55,1		6,3	0,5	8,7		5,1		
Габбро полосчатое	Лысанский	35,6					46,3		5,8	6,7	5,4		1,1		
Габбро пегматоидное	Кедранский	45,0				40,0			5,0	7,0	3,0				
Рудный клинопироксенит	Подлысанский				42,0	23,0	8,3		7,3		3,4		15,7		
То же	»				51,4				25,6	1,0	14,9		6,9		
Бронзитит	»			40,0				20,0				38,0	2,0		
Аповебстеритовый серпентинит (рудный)	Лысанский			3,4	5,0	6,2		30,4	2,0			34,4	16,8	2,0	
То же	»							28,3				62,2	1,1	8,4	
Серпентинит	Подлысанский			3,0	0,7	12,0		19,2	3,0	0,1		56,2	5,3		3,8
Апоперидотитовый серпентинит	Жайминский		40,0	20,0	4,0			5,0				31,0			

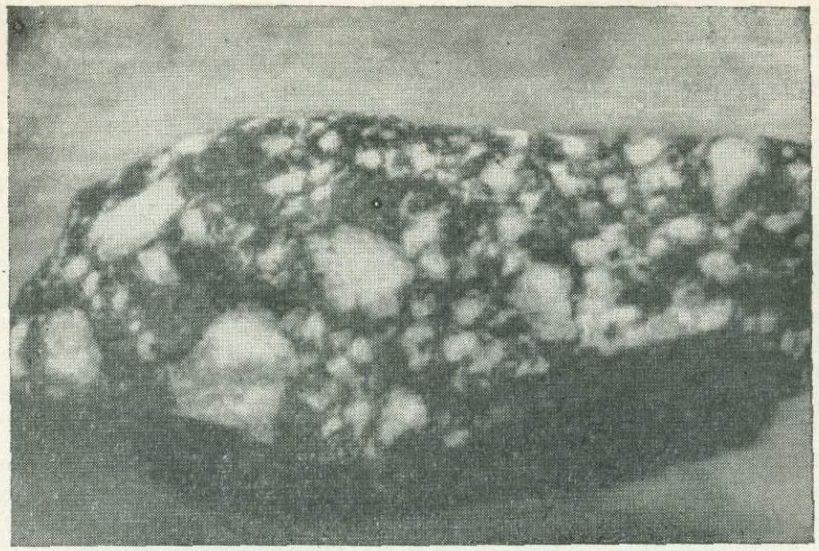


Рис. 14. Пятнистая гибридная порода из контакта габбро с эффузивами, натур. величина. Кедранский массив.

Интересной в отношении титаноносности, но в то же время слабоизученной группой интрузивных образований являются пегматоидные габбро или, как их называют некоторые исследователи (Андреева, 1959), габбро-пегматиты. Они образуют самостоятельные жилообразные тела мощностью до 5 м, секущие ультраосновные породы. Кроме того, габбро-пегматиты слагают эндоконтактовые оторочки тел габбро и связаны с ними постепенными переходами. По внешнему виду пегматоидное габбро хорошо выделяется среди других типов своей гиганто-зернистой структурой и отчетливым идиоморфизмом крупных кристаллов роговой обманки относительно плагиоклаза.

Плагиоклаз в пегматоидном габбро образует струйчатые обособления, корродирующие и как бы проникающие в массу амфибола. Аналогично соответствующим породам Среднего Урала (Андреева, 1959), для габбро-пегматитов формации характерна пространственная ассоциация ильменита и плагиоклаза, что, по-видимому, свидетельствует об одновременности выделения этих минералов. Плагиоклаз пегматоидных габбро более кислый, чем плагиоклаз ильменитовых или меланократовых габбро. Это подтверждается довольно высоким значением отношения $a:c$ (1,0—1,8).

В отличие от полосчатых среднезернистых габбро, в которых темноцветные минералы представлены двумя одновременно присутствующими разновидностями амфибола, в пегматоидных габбро находится или только зеленая роговая обманка ($2V=(-)77—79°$; $cNg=15—24°$) (Подлысанский и Лысанский массивы), или только бурая роговая обманка ($2V=(-)80°$; $cNg=10°$) (Кедранский массив). Все разновидности габбро имеют низкую магнитную восприимчивость (до $700\Delta Z$ в гаммах) и радиоактивность (3,6—4γ).

Гнейсовидное габбро по составу не отличается от охарактеризованных выше массивных и полосчатых разновидностей. Гнейсовидное сложение породы выражается в разлинзовании и деформации амфибола, струйчатом его расположении. Гнейсовидное габбро в некоторых участках Подлысанского массива, на горе Лысан и особенно в районе ст. Жайма, постепенно переходит в габбро-амфиболиты.

Габбро-амфиболиты встречаются в виде послойных тел среди эффузивов и амфиболитов, реже слагают экзоконтакты массивов. Весьма

характерны для них кристаллобластические отношения между породообразующими составляющими. Плагиоклаз (№ 40—55) альбитизирован или замещен эпидот-цоизитовым агрегатом, пойкилитово включен в расщепленную роговую обманку. Даже при беглом сравнении обращает внимание большое сходство габбро-амфиболитов с габбро (см. табл. 2) с той лишь разницей, что габбро-амфиболиты значительно менее титаноносны. Габбро-амфиболиты района обнаруживают сходство с аналогичными породами Северного Урала, где, по мнению В. Ф. Морковкиной и Н. П. Лупановой (1953), они образуются в результате метаморфизма габброидов и эффузивов. Такую же природу имеет, очевидно, часть габбро-амфиболитов и гнейсовидных габбро района верхнего течения р. Сисим. Не исключена возможность, «что такое превращение совершается в момент интрузии под боковым давлением горообразующих сил и является процессом, без перерыва следовавшим за кристаллизацией габбро, подобно тому как возникают некоторые гнейсы при кристаллизации гранитной магмы» (Заварицкий, 1955).

Кроме крупных массивов, в районе закартированы мелкие интрузивные тела габбро (см. рис. 9), которые отличаются от нормальных габбро сильной хлоритизацией, а по химической характеристике — очень низким содержанием двуокиси титана (0,78%).

Пироксениты — наиболее типичные породы формации. Среди пироксенитов Лысанского пояса выделяются клинопироксениты, вебстериты и бронзититы. В составе клинопироксенитов преобладают авгитовые разности (авгититы), из-за специфического состава иногда называемые лысанитами. В тексте эти породы чаще именуются клинопироксенитами в отличие от вебстеритов и бронзититов.

Клинопироксениты пользуются более широким развитием, чем вебстериты и бронзититы, которые встречаются в телах серпентинитов как реликты. В Манском поясе авгититы вообще не обнаружены. Клинопироксениты состоят из авгита или титан-авгита, пижонит-авгита, диопсид-авгита, ильменита, зеленой роговой обманки, сфена, хлорита. В некоторых разновидностях появляется керсутит, плагиоклаз (№ 60), апатит, соссюрит, сульфиды (см. табл. 3). Породы имеют темно-зеленый цвет, массивное сложение и крупнозернистую структуру. Микроструктура гипидиоморфно-зернистая, пойкило-гипидиоморфно-зернистая, благодаря включениям пироксена в керсутите. Моноклинный пироксен кристаллизуется в виде короткопризматических кристаллов, несет пертитовые вростки ильменита или образует графическое срастание с последним, по спайности замещается амфиболом и пенником. Оптические константы ($2V=$ $=(+)44—50°$; $cNg=35—53°$) изменяются как в пределах шлифа, так и по разрезу тел пироксенитов.

Керсутит того же состава, что и в габбро, совместно с ильменитом выполняет пространство между зернами пироксена, замещая и «разъедая» его в краях; широкое замещение пироксена керсутитом иногда приводит к появлению горнблендитов. В пироксенитах Подлысанского и Лысанского массивов керсутит, как и авгит, пигментирован ильменитовой пылью, вследствие чего в отдельных случаях он становится непрозрачным и трудноотличимым от ильменита. В пироксенитах Кедранского массива керсутит также не лишен вкрапленности. Следует отметить, что последний встречается среди всех пород массива и, по А. С. Мехоношину, имеет эпимагматическую природу.

Ильменит является единственным рудным минералом пироксенитов. Он образует ксеноморфные вкрапленники, более или менее равномерно рассеян в породе (рис. 15), замещается сфеном, часто ассоциирует с апатитом.

Устанавливается следующий порядок выделения минералов в клинопироксенитах: моноклинный пироксен — ильменит-I+керсутит — апатит — ильменит-II — плагиоклаз — зеленая роговая обманка+сфен —

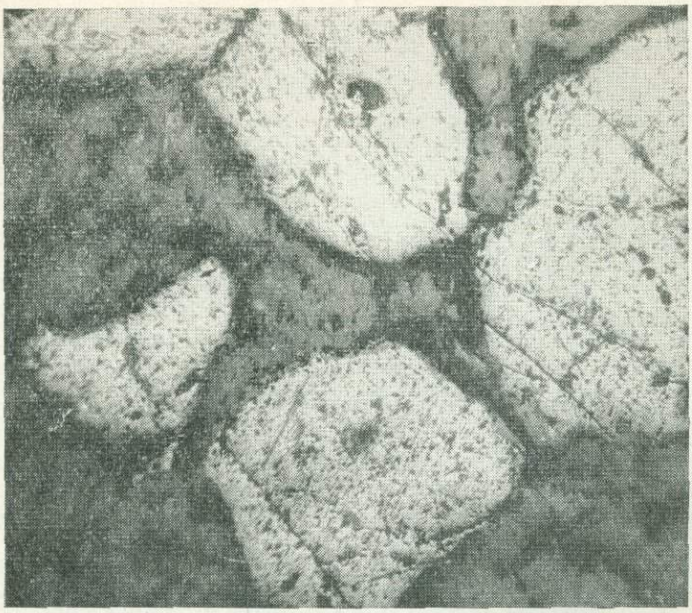


Рис. 15. Вкрапленники ильменита (светлое) в пироксените. Полированный шлиф; × 60.

хлорит. Пироксениты разных массивов имеют в общем близкий минеральный и химический состав. Вторичные изменения пород сводятся к замещению моноклинного пироксена и керсутита гомоосевыми и волокнистыми псевдоморфозами уралита, хлоритом, сфенизации ильменита, развитию соссюрита в интерстициях пироксеновых зерен. Скопления соссюрита внешне имеют облик плагиоклаза, отчего породы ранее именовались полевошпатовыми пироксенитами (Иконникова, устное сообщение; Шурупова, 1964). В. И. Герасименко (1961) описывает их под рубрикой габбро-пироксенитов, считая, что они имеют инъекционную природу. Для габбро-пироксенитов характерно присутствие таких акцессориев, как перовскит, апатит.

При более глубоком перерождении авгитовые пироксениты превращаются в горнблендиты и амфиболитовые сланцы. Эти породы развиты в висячем боку массива Подлысанского и в зоне контакта авгититов и габбро. Амфиболизация сопровождается заметным уменьшением в породах ильменита и падением содержания двуокиси титана. В качестве примера измененных пород можно привести малотитанистые пироксениты Лысанского массива и обособленные тела в верхнем течении р. Шинда.

По минеральному составу отдельные разновидности авгитовых пироксенитов близки якупирангиту с той лишь разницей, что в них не наблюдался нефелин, а типичный для якупирангитов перовскит развит исключительно редко. Эти породы по составу не имеют себе аналогов ни в Сибири, ни на Урале даже в составе Копанского массива, близкого по ряду признаков Лысанскому. Например, в Нижне-Тагильском массиве, несмотря на сходные условия залегания на контакте габбро и ультраосновных пород, пироксениты имеют обычно диопсид-оливин-магнетитовый состав, причем сам пироксен отличается дефицитом кальция и беднее титаном (Малахов, Малахова, 1970). В косвитах Качканарского массива основными минералами являются диопсид и магнетит (Фоминых, 1967, 1969), в этом отношении авгитовые пироксениты формации также оригинальны. Возможно, на этом основании следует выделить их в особую группу и сохранить за ними региональное собственное название — лысанты.

Бронзититы пространственно тесно связаны с серпентинитами и образуют с ними постепенные переходы. На 50—60% породы состоят из бесцветного бронзита ($2V=(+)80°$; $cNg=1{,}570$; $Ng-Np=0{,}012$), редких зерен авгита и пылевидных вкрапленников титаномагнетита. Объем последних возрастает до 40%, и в этом случае породы можно назвать титаномагнетитовыми бронзититами. В свежем виде бронзититы встречаются редко, обычно в результате замещения ромбического пироксена серпентином и хлоритом на месте бронзититов появляются серпентиниты и серпентин-хлорит-магнетитовые породы.

Серпентиниты во всех массивах Лысанского и Манского поясов в общем сходны и по структуре, и по составу. Некоторое различие намечается лишь в количественном содержании титаномагнетита, который присутствует или как акцессорный, или как породообразующий минерал. В последнем случае породы относятся к типу рудных серпентинитов. Серпентиниты — зеленовато-черные, пепельно-серые, плотные, зернистые или узловатые, в различной степени отальк0ванные (до состояния тальк0итов) и карбонатизированные породы. Они состоят из серпентина, титаномагнетита, хлорита, талька, магнезита. Редко в них устанавливаются реликты керсутита, бронзита ($2V=+80°$).

В зависимости от преобладания в составе породы той или иной разновидности серпентина структура породы изменяется от решетчатой до решетчато-листоватой и псевдоморфно-лепидобластовой. В соответствии с этим породы квалифицируются как антигорит-титаномагнетитовые, антигорит-хризотил-титаномагнетитовые. Структура рудных серпентинитов вкрапленная, сидеронитовая, текстура массивная, реже шлирово- или параллельно-полосчатая (см. рис. 12). Кроме этих минералов в первоначальном составе породы принимал участие оливин, о чем свидетельствуют контуры псевдоморфоз, напоминающие типичные сечения кристаллов оливина. Внутренняя часть их заполнена сыпью боулингита и сложнопетельчатым агрегатом хризотила, который по узору ничем не отличается от классических иллюстраций замещения оливина серпентином. Возможное содержание оливина 1—5%. В противоположность этому бронзит замещается параллельно- и решетчато-волокнистым агрегатом антигорита. В центре псевдоморфоз нередко сохраняются реликты ромбического пироксена, а по краям — бурая пылевидная масса из агрегата сфена и хлорита.

Наряду с этим можно видеть участки незамещенного авгита и ферроавгита ($2V=+40—48°$; $cNg=35—45°$), а также магнезиального диопсида (пижонита) ($2V=16—24°$; $cNg=40—42°$), иногда рассеченного листочками антигорита. В породах эндоконтакта тел наблюдаются цепочки зерен и прожилки моноклинного пироксена, окружающие и секущие вкрапленники титаномагнетита.

Титаномагнетит образует вкрапленники размером до 3 мм или плотные массы, неравномерно распределяется между зернами нерудных минералов (рис. 16). Граница титаномагнетита и псевдоморфоз серпентина по оливину более или менее прямолинейная, титаномагнетита и псевдоморфоз по пироксену — бухтообразная. Вкрапленники титаномагнетита рассекаются игольчатым антигоритом, просечками хризотила и прожилками титаномагнетита более поздней генерации. Общий характер контуров псевдоморфоз, особенности размещения реликтов первичных минералов в серпентинитовой массе позволяют допустить, что в неизменном виде серпентиниты Лысанского пояса в основном отвечали составу ортопироксенитов и вебстеритов. В отдельных участках не исключается присутствие среди них верлитов и лерцолитов. В одном из шлифов серпентинитов Манского пояса, отобранных на глубине 50 м из керна картировочной скважины, также обнаружены серпентиниты апоперидотитового состава. Они содержат до 40% оливина, как бы зажатого между зернами серпентинизированного ромбического пироксена (20%) и диопсид-авгита ($2V=-51—57°$; $cNg=32—39°$) в количестве 5—15%. Все серпентиниты отличают-

ся высокой магнитностью, изменяющейся от 3000 ΔZ в гаммах (в нерудных) до 150 000 ΔZ в гаммах (в рудных). Средняя радиактивность их равна 3γ. Намечается следующий порядок выделения минералов: оливин — ромбический пироксен — бурая роговая обманка + магнетит (пигмент) — апатит — титаномагнетит (главная фаза) — серпентин-I (массовая серпентинизация) — серпентин-II (прожилковая рудная стадия).

Дайковые и жильные породы в районе, тяготеющем к титаноносным массивам, представлены альбититами (плагиоклазитами), одинитами и пироксеновыми порфиритами.



Рис. 16. Характер вкрапленников титаномагнетита в серпентинизированном перидотите. Подлысанский массив. Обр. к-30-70. Полированный шлиф; × 60.

Альбититы залегают обычно по контактам различных пород в пределах самих массивов, иногда наблюдаются на границе массивов с вмещающими толщами или во вмещающих породах. В большей части случаев положение даек альбититов предопределяется зонами дробления. Мощность жил варьирует от 1 см до 10 м, протяженность — до 1,5 км. Контакты мелких прожилков четкие. Мощные жилы в зальбандах разветвляются на серии тонких проводничков, инъецирующих вмещающие породы, в результате чего независимо от первоначального состава последние приобретают внешнее сходство с габбро-амфиболитами и инъекционитами. Альбититы в контакте вследствие ассимиляции обогащаются роговой обманкой и хлоритом. Иногда дайки альбитита по простиранию переходят в кварц-полевошпатовые жилы. Минеральный состав даек в общем однообразен. Они сложены сдвойникованным гранулированным альбитом (№ 5—7), к которому в незначительном количестве примешивается кварц; по трещинам в них проникают постериорные биотит, рутил, апатит, хлорит, пирит.

Касаясь практической значимости лысанских альбититов, следует отметить, что среди всех пород комплекса они являются самыми высокотитанистыми: титан присутствует в форме рутила в отдельных пробах в количестве до 16,5% TiO_2. Что же касается генезиса альбититов, то мы допускаем возможность их метасоматического происхождения, но считаем родственными габбро-пироксенитовой формации.

Одиниты в районе встречаются редко. Они образуют маломощные дайки (0,5—1,0 м), рассекающие все интрузивные породы комплекса. Одиниты имеют серовато-зеленый цвет, порфировую структуру. Под микроскопом на фоне войлокообразной основной массы из основ-

ного плагиоклаза и амфибола ($cNg = 15°$) видны призматические разрезы уралитизированного авгита. Аналогичные породы еще в 1924 г. описал в Ольховско-Чибижекском районе А. Я. Булынников (1925), который впервые указал на их генетическую связь с габброидными интрузиями.

Пироксеновые порфириты установлены только в делювии в сильно выветрелом состоянии, поэтому условия их залегания не ясны. По внешнему виду это черные или темно-бурые порфировидные породы с интерсертальной структурой основной массы, крупными порфировидными выделениями свежего авгита ($2V = (+)47°$; $cNg = 50°$), миндалинами и фенокристами сдвойникованного плагиоклаза (№ 45). Химический состав пироксеновых порфиритов не изучен.

Кварцевые жилы, как и дайки альбититов, пространственно тяготеют к выходам пород комплекса и, как правило, приурочиваются к мелким «послойным» нарушениям или к оперяющим трещинам. Кварцевые жилы картируются в виде обособленных скальных выходов высотою до 7 м, которые приурочиваются к отрицательным формам рельефа — долинам ключей, логам. Из-за больших наносов и заболоченности долин контакты жил не вскрыты. Поблизости от обнажений кварцевых жил эффузивы, сланцы, кварциты катаклазированы, рассечены тончайшей сетью кварцевых прожилков с кристаллами пирита и чешуйчатого хлорита.

Тальковые жилы зарегистрированы в Лысанском массиве, где они рассекают серпинтиниты. Жилы простираются согласно контактам тел серпентинитов и падают на юго-запад под ∠60—70°. Мощность жил невыдержанная (от 10 до 50 см). Сложены жилы благородным тальком, кое-где содержащим хорошо ограненные кристаллы ильменита. В зальбандах тальк цементирует рудную брекчию, что свидетельствует о приуроченности жилы к тектонической зоне. Реже встречаются тальковые жилы на Подлысанском массиве и в районе ж.-д. Крольского тоннеля (истоки р. Крол). Во всех участках жилы расположены в полосе оталькованных серпентинитов и отличаются от аналогичных жил горы Лысан незначительной мощностью, расплывчатыми границами, присутствием вместо ильменита сульфидов железа и меди. Жилы не выходят за границы тел серпентинитов.

Из других гидротермальных проявлений в породах формации необходимо отметить повсеместно распространенные кальцитовые и доломитовые прожилки, жилы хлорита, эпидота, благородного змеевика, хлогропита и другие проявления, которые описаны в главе «Минералогия».

Глава VI

МИНЕРАЛОГИЯ

Изучение минералогии представляет большой интерес как для общего познания петрогенезиса магматических формаций, так и для решения сложных вопросов рациональных поисков. В результате комплексного изучения интрузивных и вмещающих пород описано большое число минеральных видов. Из них наиболее полно представлены классы окислов и силикатов. Особое внимание уделяется характеристике практически интересных рудных и редких для формации минералов.

Исследование минералов проводилось методом парагенетического анализа (Бетехтин, 1951), что позволяет увязать процессы рудообразования не только с геологическими условиями, контролирующими размещение пород в пространстве, но и с физико-химическими условиями среды, изменяющимися во времени. Для выяснения последовательности образования агрегатов использовались взаимоотношения магматических тел с вмещающими породами, а также текстурные особенности пород и руд (Шахов, 1961). Однако выяснить достоверную последовательность отложения минералов во времени не всегда удается по той причине, что, во-первых, минералы одной и той же ассоциации повторяются и, во-вторых, ассоциации, характеризующие каждый массив, подвергаются последующим процессам метаморфизма.

Для диагностики минералов кроме наблюдений под микроскопом и бинокуляром, замеров оптических констант в иммерсии использовались химический, спектральный, рентгеноструктурный и рентгеноспектральный методы анализа, в том числе рентгеноспектральный микроанализ, электронная микроскопия, электронный парамагнитный резонанс (ЭПР).

Химический анализ для всех элементов выполнялся по классическому варианту с некоторыми видоизменениями, обусловленными особенностями состава пород. Исключение составляет группа щелочей. Массовое определение K, Na, Li, Rb в породах и минералах выполнялось пламенной фотометрией (регистрациия на приборах ИСП-51, ФЭП-1), обеспечивающей относительную ошибку 7—10%. Содержание Fe определялось бихроматным объемным методом, Ti — колориметрическим с перекисью водорода. В случае низких концентраций титана применялся анализ с использованием двухромотроповой кислоты — 2,7, что обеспечивало получение более надежных результатов. В классическом методе алюминий определялся по разности полуторных окислов (Ti и Fe), в разультате чего в содержании алюминия суммировались ошибки определения других элементов. Чтобы избежать этого, в данном случае анализ на алюминий выполнялся объемным фторидным методом, а при низком содержании, кроме того,— колориметрическим методом, чувствительность и точность которого выше на один порядок. При низком содержании кальция и высоком магния осаждение оксалатом не дает положительного эффекта. Поэтому в таких пробах кальций осаждался вместе с магнием в виде фосфата, затем после ряда операций кальций определялся обычным объемным методом. Для проверки результатов применялся трилонометрический (комплексонометри-

ческий) метод, позволяющий увеличить производительность. Кроме того, для контроля содержание кальция и магния замерялось атомно-адсорбционным методом на приборе «Перкин-Эльмер» модели 290—303. Стандартные отклонения составляли не более двух относительных процентов.

Определение элементов-примесей в большей части проб проводили методами количественного спектрального анализа (Глазунова, 1973). Использовались два способа введения порошка в облако разряда. В первом случае пробу, истертую до 200 мешь, смешивали в отношении 1:1 со спектрально-чистым угольным порошком, затем 200 мг порошка насыпали в специальную вороночку, из которой струей воздуха порошок выдувался в дугу переменного тока между двумя горизонтально расположенными угольными электродами. Дуга питалась от ДГ-2, сила тока 20А. Экспозиция 30 с, давление воздуха 30 мм рт. ст. При введении пробы вдуванием достигалось разделение частиц друг от друга, равномерное поступление и полное испарение материала. При этом повышалась чувствительность определения ряда элементов более чем на один порядок (табл. 4) и улучшалась воспроизводимость анализов

Таблица 4

Границы гарантийного обнаружения элементов, вес. %

Элемент	Аналитическая линия, Å	Граница обнаружения элементов по методике	Интервал определяемых концентраций	Элемент	Аналитическая линия, Å	Граница обнаружения элементов по методике	Интервал определяемых концентраций
Cr	3014,915	$6{,}5\times10^{-5}$	0,0001—0,03	Sc	3273,620	$7{,}0\times10^{-5}$	0,0001—0,03
Ni	3101,550	$6{,}0\times10^{-5}$	0,0001—0,03	Ba	3071,583	$1{,}0\times10^{-2}$	0,01—1,000
Co	3453,500	$6{,}4\times10^{-5}$	0,0001—0,01	Sr	3464,457	$5{,}0\times10^{-3}$	0,01—1,000
V	3102,300	$1{,}5\times10^{-4}$	0,0001—0,03	Pb	2833,069	$4{,}0\times10^{-5}$	0,0001—0,03
Cu*	3273,960	$3{,}4\times10^{-4}$	0,0001—0,10	Sn	3175,046	$2{,}3\times10^{-5}$	0,0001—0,03
Be	3131,000	$3{,}0\times10^{-5}$	0,0001—0,03				

* Измерялась по ослабленной ступеньке трехступенчатого ослабителя с коэффициентом пропускания 10%.

(табл. 5). При анализе мономинеральных фракций порошок пробы вводился в дуговой разряд на движущемся угольном электроде — «метод продвижки» (Онуфриенок, Глазунова, 1962; Глазунова, 1968). Воспроизводимость данного метода характеризуется стандартной квадратичной ошибкой ±18%. Представление о чувствительности определения элементов разными методами дает табл. 6.

Для надежности определения таких элементов, как Sr, Nb, Y кроме спектрального применялся рентгеноспектральный метод анализа на установке КРУС-3, что обеспечивало точность 5—7%. Сравнение полученных спектральных и рентгеноспектральных определений показало допустимую сходимость результатов (дисперсия) 25%). Дифракционная картина силикатов была получена на приборе УРС-80 при следующих условиях съемки: Fe-антикатод, D=57,3, d=0,7, экспозиция 2—4 ч, исправление по NaCl. Отдельные пробы анализировались на дифрактометре ДРОН-1. Термический анализ слоистых силикатов осуществлялся на пирометре Курнакова. Электронномикроскопиче-

Таблица 5

Воспроизводимость метода

Элемент	Число независимых определений	Коэфф. вариации, %
Ni	32	12
Co	32	14
Cr	30	18
V	28	16
Cu	16	17

Таблица 6

Чувствительность определения элементов двумя методами, вес. %

Элемент	Аналитическая линия, Å	Испарение на подвижном электроде	Испарение из канала неподвижного электрода	Элемент	Аналитическая линия, Å	Испарение на подвижном электроде	Испарение из канала неподвижного электрода
Cr	3045,3	5×10^{-4}	3×10^{-3}	Be	2348,6	1×10^{-3}	3×10^{-3}
Ni	3050,8	1×10^{-3}	5×10^{-3}	Zr	3438,2	3×10^{-3}	1×10^{-3}
Co	3435,5	5×10^{-4}	1×10^{-3}	Nb	3163,0	3×10^{-3}	1×10^{-2}
V	3110,7	1×10^{-3}	5×10^{-3}	Sr	3464,4	3×10^{-3}	1×10^{-2}
Cu	3274,0	1×10^{-4}	1×10^{-3}				

ское изучение производилось методом суспензий с визуальным наблюдением или фотографированием объекта на пленку при увеличении до 12 000 раз. Распределение элементов в отдельных минералах изучалось на полуколичественной основе на микрорентгеноспектральном анализаторе MS-46 фирмы Камека. ЭПР выполнялся только в порошковых пробах на отечественном радиоспектрометре РЭ-1301 раздельно при 300 и 77° К. Радиоактивность минералов измерялась на приборе типа «Циркон» с точностью 0,002% при навеске 1 г. Несколько определений абсолютного возраста калий-аргоновым методом по биотиту и плагиоклазу выполнены на отечественном масс-спектрометре. Отношения Sr^{87}/Sr^{86} Sr^{87}/Sr^{88} Sr^{86}/Sr^{88}, а также $Rb^{85}/Rb^{87}+Sr^{87}$ измерялись на модифицированной модели масс-спектрометра НИ-1305.

Подготовительные работы включали разделение минералов в тяжелых жидкостях центрифугированием с применением движущегося магнитного поля, сухой и мокрой электромагнитной и магнитной сепарации, многократного отмучивания в качающемся стеклянном цилиндре между полюсами магнита УЭМ-1. Последняя методика, а также центрифугирование давали особенно хороший эффект при разделении серпентинов и хлоритов от ильменита, магнетита, пирита и др. Большие навески концентратов рудных минералов успешно получались при подборе оптимального режима на барабанном электростатическом сепараторе ПС-1. Удаление стального или чугунного шлама осуществлялось на дросселе переменного поля конструкции Ю. Н. Корнакова.

Пробы из микровключений, а также из микрожилок отбирались под бинокулярном с помощью миниатюрной сверлильной установки, сконструированной на основе зубоврачебной бормашины и электромотора. Чистота отбора проб контролировалась, как обычно, микроскопически или на приборе УРС-55. В отдельных случаях для контроля степени зараженности проб использовался электронный микроскоп. Пробы для длительного хранения и лучшей консервации сразу после истирания запаивались в полиэтиленовые пакеты. Кроме этого, в полиэтиленовых капсулах сохранялись навески истертых проб, предназначенных для раздельного определения в них окисного железа и связанной воды.

Ниже описываются минералы в порядке общепринятой классификации А. Г. Бетехтина (1950).

Сфалерит

Сфалерит относится к числу минералов, встречающихся редко в породах Лысанского пояса. Он наблюдается в виде зерен размером до 0,1 мм или тончайших прожилков, которые располагаются по границе пироксена в пироксенитах. Реже встречаются включения сфалерита в троилите.

Диагностические свойства минерала обычные. Цвет серый, отражательная способность низкая, твердость полирования средняя, внутренний рефлекс желтовато-бурый. В HNO_3 минерал тускнеет, в царской водке приобретает темно-коричневатый оттенок. Другие реактивы стандартного набора действуют на сфалерит отрицательно. Структурное травление показало, что двойниковое строение отсутствует. Ввиду незначительного количественного содержания состав сфалерита и элементы-примеси в нем не определялись. Закономерность распределения сфалерита на изученных месторождениях неясна. По-видимому, слабая зараженность пород цинком обусловлена присутствием сфалерита.

Троилит

Троилит, как известно, представляет собой моносульфид железа и входит в группу пирротина. Впервые он описывался в метеоритах (Дана, 1937). Исследования А. Г. Бетехтина и С. А. Кашина (1937) показали, что его можно считать обычным в породах ультраосновного состава. Между тем, судя по литературным данным, троилит изучен недостаточно

В массивах Вост. Саяна троилит найден и описывается впервые. Он локализуется в рудных серпентинитах в виде прожилков и вкрапленников размером до 3 см в поперечнике. Минерал ассоциирует с доломитом, хлоритом, халькопиритом, реже пиритом и фукситом. Особенно характерно закономерное срастание троилита с халькопиритом (рис. 17).

Отражательная способность минерала высокая, окраска от светло-желтой до розовой, в иммерсии — буроватая. Анизотропия в масле от-



Рис. 17. Червеобразные включения халькопирита в троилите. Подлысанский массив. Аншл. 256; ×65.

четливая. Твердость полирования ниже, чем у пирита, и выше, чем у халькопирита. В HNO_3 троилит буреет и активно разлагается, что отличает его от пирротина, который в HNO_3 разлагается с трудом. При электролитическом травлении в 25%-ной NH_4OH внутренняя структура минерала не обнаруживается. Магнитные свойства переменные. Наблюдаются как сильномагнитные, так и слабомагнитные разновидности, причем присутствуют они совместно и макроскопически друг от друга не отличаются. Плотность минерала равна 4,7—4,8, т. е. выше, чем у обычных пирротинов, удельный вес которых не превышает 4,64.

Таблица 7

Химический состав троилитов, вес. %

Элемент	1	2	3	4
Fe	61,000	58,45	63,32	63,52
S	37,680	36,50	35,23	36,48
Ni	0,001	Н	—	—
Co	Н	»	0,13	—
Ti	0,010	»	—	—
Mn	0,100	»	—	—
V	Н	»	0,37	—
Zn	0,300	»	—	—
Cu	0,001	0,0001	0,03	0,0005
SiO_2	0,380	0,66	0,19	—
Сумма	99,47	95,61	99,27	100,00

Примечание. 1 — троилит (магнитный) из лиственитов Лысанского массива (обр. скв. 13-47а); 2 — троилит (немагнитный) Лысанского массива (обр. скв. 13-48б); 3 — троилит из Халиловского месторождения. Урал (по А. Г. Бетехтину, 1941); 4 — теоретический состав троилита. Здесь и далее в таблицах анализы без ссылки принадлежат автору. Н — элемент не обнаружен.

В серпентинитах минерал рассекается пиритом и выделяется раньше сфалерита и халькопирита. В карбонатных жилах, наоборот, халькопирит сечется троилитом. Это, по-видимому, свидетельствует о наличии на месторождениях, по крайней мере, двух генераций троилита.

Представление о химическом составе минерала дают два анализа, приведенные в табл. 7. Обе пробы отобраны из вкрапленников в одном образце лиственита. Одна из них характеризует собой магнитную, а другая — немагнитную фракцию троилита. Поскольку данные о составе пирротинов в литературе встречаются редко, рассмотрим наши результаты более подробно.

По Э. Н. Елисееву (1958), состав пирротинов изменчив не только в пределах одного массива, но и одного образца. В этом отношении троилиты Вост. Саяна не представляют исключения, в чем можно убедиться, сравнив результаты анализа двух проб. Как видно из табл. 7, в описываемых троилитах устанавливается незначительный избыток серы по сравнению с теоретической формулой и в общем не одинаковое ее содержание в разных пробах. Если сравнить образцы с эталонными, то можно убедиться, что по составу они отвечают природным троилитам с Урала (Бетехтин, 1941) и троилиту из метеорита Биконфильд (Дана, 1937). Специфической их чертой является низкое содержание никеля и меди. Судя по диаграмме состав — парагенезис в системе Fe—Cu—S (Елисеев, 1958), троилит может кристаллизоваться совместно с халькопиритом.

На основании работ Геральдсена (Елисеев, 1958), доказывающих существование зависимости концентрации серы в пирротинах от физико-химических условий его кристаллизации, следует прийти к выводу о том, что троилиты из пород габбро-пироксенитовой формации образовались в условиях сравнительно низких температур (100—200° С) и низкого парциального давления паров серы в растворе.

Пентландит

Пентландит наблюдается только в единичных шлифах. Он образует тончайшие вростки в троилите. В отраженном свете цвет минерала типичный бронзово-желтый, блеск металлический. Немагнитен. Микрохимическая реакция на никель с диметилглиоксином положительная. В HNO_3 минерал растворяется с окрашиванием раствора в зеленовато-синий цвет. В NH_4OH выпадает буроватый хлопьевидный осадок гидроокиси железа. От включающего троилита данный минерал отличается более высокой отражательной способностью, желтоватым цветом.

Халькопирит

В массивах формации халькопирит встречается редко в виде мелких зерен неправильной формы или эмульсионных включений в титаномагнетите, сфалерите, гранате. Характерно срастание халькопирита с пиритом, с которым он имеет четкие без следов коррозии границы. Прожилки халькопирита рассекают ильменит, титаномагнетит, гранат-пироксеновые породы. Почти всегда халькопирит сопровождают такие минералы, как хлорит, эпидот, доломит. Электролитическим травлением с аммиаком признаков внутренней структуры, равно как и элементов ограничений кристаллов, не обнаружено. Исключение представляют пластинчатые двойники, наблюдаемые в отдельных микрозернах. Согласно представлениям Ф. Н. Шахова (1941), такие пластинчатые двойники (по закону шпинели) свойственны халькопиритам высокотемпературной стадии выделения. Кроме того, иногда в халькопирите встречаются включения троилита и сфалерита. Те и другие различимы лишь при большом увеличении. Включения троилита в медном колчедане имеют лепестково-изогнутую форму, резкие границы и обнаруживают ориентированное расположение. По аналогии с известными данными отмеченные включения троилита и сфалерита в халькопирите относятся к структурам распада.

О составе халькопиритов можно судить на основании результатов спектрального анализа двух мономинеральных проб. Оба образца характеризуются постоянством состава и относительной чистотой. Из элементов-примесей в исследуемом минерале определен только цинк (до 0,8%).

Пирит

Пирит является наиболее распространенным минералом среди сульфидов. Он встречается в виде рассеянной вкрапленности со стороны висячего бока интрузивных залежей, но особенно часто приурочен к участкам гидротермального изменения пород. Обычно ассоциирует с хлоритом в одноименных жилах, где образует цепочки кристаллов вдоль трещин рассланцовки. Тончайшие сложноветвящиеся прожилки пирита по зонкам рассланцевания магнезитов создают сетчатую текстуру, а тонкая импрeньяция пирита по спайности приводит к частичному или полному насыщению ромбоэдров доломита. Кроме того, наблюдаются вкрапленники минерала в укрупненные пластиночки ильменита в решетчатой структуре распада титаномагнетита, хотя гораздо чаще пирит замещает в титаномагнетите магнетитовый базис, не затрагивая ильменита. Это свидетельствует о выделении пирита после распада твердого раствора на магнетит и ильменит. В рудных пироксенитах пирит приспосабливается к контурам сфена, оторочивающего ильменит, или совместно с ним выполняет трещинки в зернах пироксена. В лиственитизи-

рованных серпентинитах минерал находится в сочетании с тальком и кварцем.

Как видно, пирит встречается в пределах описываемых массивов в различных геологических условиях. Насчитывается, по меньшей мере, две генерации пирита. Первая из них — пирит-I, выделившийся в магматическую стадию, вторая — пирит-II, тесно связанный с кварцем в лиственитах и хлоритах. Наиболее широким распространением пользуется пирит второй генерации.

По внешнему виду пириты разных генераций не отличаются друг от друга. Все они представлены хорошо образованными кристаллами кубической формы со слабо выраженной характерной штриховкой на гранях. Размер кристаллов от 1 до 10 мм. Очень редко наблюдается комбинация граней (100) и (111). Почти всегда минерал образует ангедральные зерна, более идиоморфные, чем зерна находящегося рядом с ним троилита. Спорадически отмечаются также скелетные фигуры с включениями магнетита, весьма напоминающие описанные А. Г. Бетехтиным (1958) метакристаллы пирита. В аншлифе минерал светло-желтый, с высокой отражательной способностью. Спайность и зональное строение не фиксируются. Пирит из хлорита заметно анизотропен.

Химический состав пиритов Лысанского массива колеблется в заметных пределах. Пересчет химического состава на формулы показывает, что пирит из лиственита имеет состав, близкий к идеальному (табл. 8). Кремнезем следует относить за счет механических примесей. Пирит из хлорита по сравнению с эмпирической формулой характеризуется дефицитом железа и особенно серы. Содержание посторонних примесей, в том числе и таких интересных, как Co, достигает в пирите-II 0,38%. Обращает на себя внимание довольно высокое содержание в пиритах никеля, изоморфно замещающего железо. По данным спектрального анализа, пириты характеризуются также присутствием V, Cr, As и Ti (следы) и Ga — 0,01—0,03%. Селен и теллур не обнаружены. Результаты анализов пиритов из медноскарновых месторождений Кузнецкого Алатау (Зыков, устное сообщение; Кузебный, устное сообщение) и контактово-метасоматических месторождений Вост. Саяна (Шубин, устное сообщение) показывают, что, несмотря на сходство обликовых форм, пириты из породы данной формации обогащены кобальтом, хромом, ванадием, никелем, тогда как пириты из контактово-метасоматических месторождений богаче медью, свинцом, молибденом. Аналогичная тенденция обогащения пиритов и пирротинов никелем и кобальтом по сравнению с этими минералами скарновых месторождений отмечена в работе Камбела и Ярковского (Cambel, Jarkovsky, 1968).

Таблица 8

Химический состав пиритов, вес. %

Компонент	1	2
SiO_2	1,440	1,340
TiO_2	—	0,290
Fe_2O_3	0,980	3,560
MgO	1,670	1,300
CaO	0,640	0,330
Ni	0,033	0,029
Co	0,010	0,380
Zn	0,037	0,310
Cu	—	0,061
Pb	—	—
Fe	44,410	43,040
S	50,990	49,410
Сумма	100,210	100,050
Формула	$Fe_{0,95}$ $S_{1,95}$	$Fe_{0,8}$ $S_{1,56}$

Примечание. 1 — пирит из лиственитов, Лысанский массив (обр. скв. 17-13а); 2 — пирит из хлорититов, Подлысанский массив (обр. РК-13-45а).

Как показывают приведенные материалы, пириты формации своим происхождением обязаны главным образом гидротермальным процессам. По времени образования они близки к сфалериту и выделяются после сфенизации ильменита. Лишь пириты, вкрапленные в магнетит,

следует относить, выражаясь словами Э. С. Дана (1973), «к прямой магматической сегрегации».

Сравнение условий нахождения лысанских и других пиритов формации с геологической ситуацией титаномагнетит-сульфидного Волковского месторождения на Урале позволяет заключить, что магматический расплав и гидротермальные растворы описываемой ассоциации содержали в общем незначительное количество серы. Относительно генезиса пирита, включенного в троилит, по имеющимся материалам нельзя сказать что-либо определенное. Вероятнее всего, он отложился по трещинам в троилите.

Арсенопирит

Арсенопирит впервые отмечен нами на западном фланге Лысанского массива, где он в ассоциации с пиритом и фукситом вкраплен в жильный магнезит. В одном из образцов арсенопирит найден в виде мельчайших вкраплений в хлорит-кальцитовой жилке. Иногда минерал образует деформированные кристаллы короткошестоватого и призматического габитуса, размером по удлинению до 1 см. Реже встречаются сплошные мелкозернистые агрегаты арсенопирита. Цвет оловянно-белый, в изломе серый, под микроскопом — белый с чуть заметным желтоватым оттенком. Слабо анизотропен, чем напоминает глаукодот. Отражательная способность высокая. Электролитическим травлением выявляются неясно выраженные пластинчатые двойники. При большом увеличении в арсенопирите наблюдаются мельчайшие кубические зонарные включения, очень похожие на смальтин. К сожалению, малые размеры этих включений не позволяют провести точного диагностирования.

Анализ минерала показывает, что в нем наряду с железом и мышьяком постоянно присутствует кобальт (до 0,2%), никель (сл. 0,01%), титан (сл. — 0,01%), марганец (до 0,03%), молибден (сл.), реже цинк, свинец, медь. Высокое содержание кобальта дает возможность считать арсенопириты кобальтоносными.

Ильменит

Ильменит является одним из главных акцессорных минералов авгитовых пироксенитов. Выделяются условно следующие генерации минерала: 1 — пластинки в титаномагнетите из серпентинитов; 2 — пылевидная вкрапленность в керсутите и авгите клинопироксенитов; 3 — зерна «свободного» ильменита в габбро и пироксенитах; 4 — обособленные зерна, возникшие за счет собирательной кристаллизации ильменита в титаномагнетите; 5 — ильменит в доломитовых и тальковых жилах; 6 — тонкие пластиночки ильменита в жильном кварце. Из всех разновидностей практически наиболее важен ильменит третьей и частично первой генераций. Ильменит других генераций имеет минералогическое значение.

1. Ильменит первой генерации является составной частью титаномагнетита. Он представлен пластиночками толщиной 0,01—0,003 мм, которые расположены в магнетитовом базисе параллельно {111} и пересекаются между собою обычно под острым углом. Подобная структура выявляется в аншлифах после травления их парами концентрированной HCl. Микрорисунок ее идентичен в титаномагнетитах различных массивов Лысанского комплекса и в общем ничем не отличается от структур, описанных П. Рамдором (Ramdohr, 1926), И. И. Малышевым и др. (1934), И. И. Малышевым (1936а, б), С. А. Кашиным (1948) и др. Вследствие тонкого срастания ильменита с магнетитом

выделить его для количественного анализа не представилось возможным.

2. Ильменит второй генерации образует эмульсионную точечную вкрапленность в титан-авгите (рис. 18) и пластинчатую вкрапленность в керсутите (рис. 19). Часто в керсутите вкрапленники ильменита располагаются с образованием своеобразного решетчатого узора. Кроме того, рудная «пыль» концентрируется в керсутите в виде сплошного, местами зернистого агрегата ильменита.

3. «Зернистый» ильменит является самым распространенным акцессорным минералом пироксенитов и габбро. Он присутствует в виде обособленных зерен среднего (до 2 мм) или крупного (до 5 мм) размера (рис. 20), имеет эвгедральные формы выделений, четкие границы. Минерал распределяется между корродированными зернами авгита и титан-авгита или вкраплен в керсутит, реже приурочивается к плагиоклазу габбро. Часто ильменит окружает или сам включает хорошо ограненные кристаллы апатита (рис. 21).

Состав ильменита данной генерации непостоянный, о чем свидетельствуют расчетные формулы и результаты анализов 1, 2, 4 (табл. 9). Наиболее близким к теоретическому составу оказывается ильменит, вкрапленный в габбро (табл. 9, анализ 1). В переводе на молекулярные количества от состоит из 92,84% ильменита, 6,0 гематита, 1,16% рутила. Кроме того, в его составе рентгенометрически определяются единичные линии, близкие к магнетиту и ульвошпинели.

Ильменит из клинопироксенитов (табл. 9, анализ 2) в значительной степени отличается от ильменита рассмотренной выше генерации пониженным содержанием титана, двухвалентного железа, кобальта, цинка, более высоким содержанием магнезии и серы, отсутствием хрома. Намечается также некоторое различие в значении величин межплоскостных расстояний (табл. 10).

При просмотре справочной и периодической литературы не обнаружено анализа, сколько-нибудь сходного с анализом данного ильме-

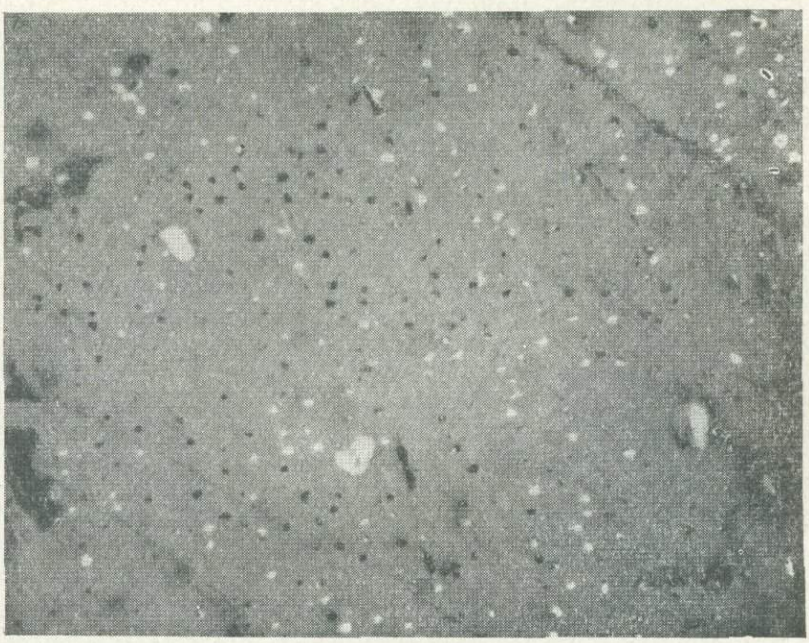


Рис. 18. Эмульсионные включения ильменита в авгите. Клинопироксенит Лысанского массива. Аншл. к-17; ×100.

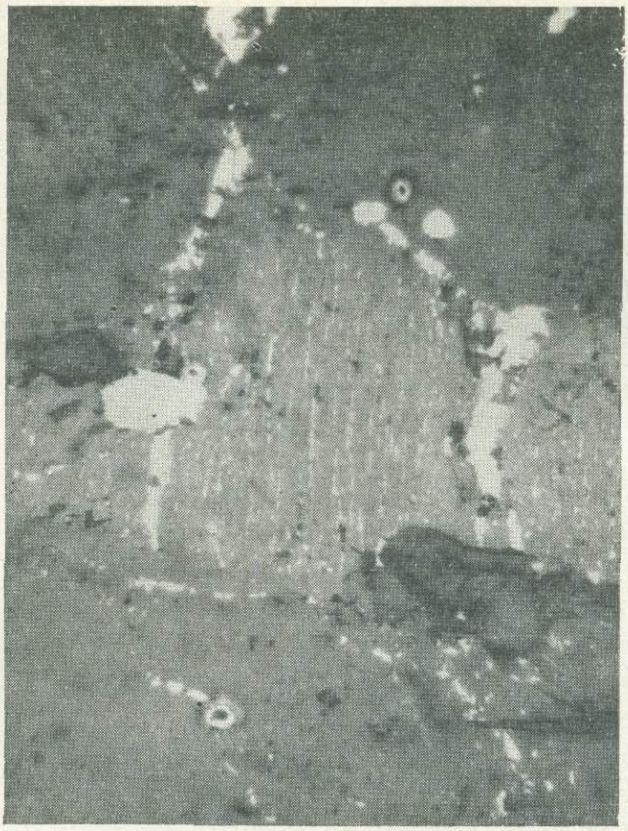


Рис. 19. Пластинчатая вкрапленность ильменита в керсутите. Клинопироксенит. Аншл. 7; × 65.

нита. Если в большей части природных ильменитов содержание двуокиси титана не опускается ниже 48%, а окисного железа — не выше 47%, то в описываемом ильмените содержание двуокиси титана достигает всего лишь 37,86%. Все это указывает на своеобразный состав ильменита выделенной генерации. Присутствие в составе минерала магнезии,

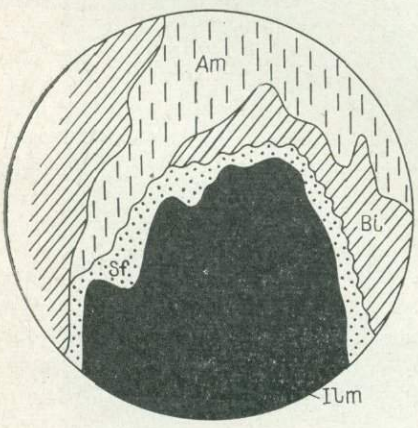


Рис. 20. Кристаллы ильменита (Ilm) в амфиболизированном пироксене (Am). Sf — сфен, Bi — биотит. Клинопироксенит, шлиф; × 160.

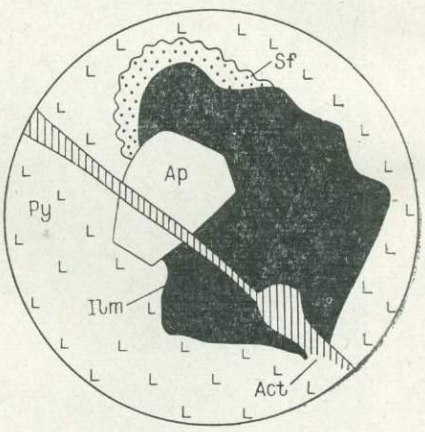


Рис. 21. Взаимоотношение ильменита (Ilm), апатита (Ap) и актинолита (Act). Py — пироксен, Sf — сфен. Авгитовый пироксенит, шлиф; × 160.

Таблица 9

Химический состав ильменитов, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	2,430	6,600	3,12	—	2,600	0,14
TiO_2	47,380	37,860	39,14	51,820	45,700	48,85
Al_2O_3	Н	Н	Н	—	—	0,02
Fe_2O_3	5,680	7,130	0,61	5,250	2,440	6,26
FeO	41,600	39,520	49,72	42,490	41,650	40,39
MnO	0,570	0,480	0,55	1,000	0,200	0,41
MgO	Сл.	2,310	0,85	Сл.	3,750	2,27
CaO	0,110	2,920	1,95	—	0,310	0,34
V_2O_5	Сл.	Сл.	0,10	0,044	0,045	0,18
Cr_2O_3	0,018	Н	Н	0,007	0,0067	—
Na_2O	—	0,160	0,04	—	—	—
K_2O	—	0,070	Н	—	—	—
P_2O_5	—	0,040	0,02	—	—	—
H_2O	—	1,240	0,74	—	—	0,06
CO_2	—	0,320	1,46	—	—	—
Ni	0,002	0,001	—	0,040	0,027	—
Co	0,010	0,001	—	0,002	0,002	—
Zn	0,010	Н	—	0,019	0,020	—
S	Сл	0,350	1,93	—	—	—
Сумма	97,710	99,000	100,23	100,670	96,750	98,92

Соотношение ильменита, магнетита, ульвошпинели, мол. %

Ильменит . .	92,840	85,060	56,80	90,000		
Магнетит . .	—	6,500	0,60	—		
Гематит . .	6,000	8,440	—	5,270		
Рутил . . .	1,160	—	—	4,570		
Ульвошпинель .	—	—	43,00	—		

Примечание. 1 — ильменит из рудного габбро. Подлысанский массив (обр. гл-3); 2 — ильменит из рудных клинопироксенитов. Там же (обр. 12023); 3 — ильменит из клинопироксенитов (авгититов). Подлысанский массив (обр. 9-214); 4 — ильменит из тальковой жилы. Лысанский массив (обр. л-к 17-74а), дополн. п. п. п. 4,68%; 5 — метаморфогенный ильменит (обр. 202), участок Безымянный; 6 — ильменит из габбро Скаергарда в Вост. Гренландии (Vincent, Phillips, 1954).

подтверждаемое не только аналитически, но и рентгеновским анализом по относительно низкому значению $\frac{d\alpha}{n}$, выделяет его среди других разновидностей ильменита и позволяет считать модификацией, промежуточной между обыкновенными ильменитом (кричтонитом по Дана) и гейкилитом. Другими словами, он, вероятно, приближается к так называемому магнезиальному манакканиту Дана или пикроильмениту, по А. Г. Бетехтину (1950), и подтверждает известное предположение первого о существовании непрерывной изоморфной серии ильменит-гейкилит.

Другая интересная особенность изучаемых ильменитов заключается в довольно высоком содержании в них (до 7,0%) трехвалентного железа при отсутствии видимых под микроскопом крупных выделений гематита. Обращает на себя внимание избыток в отдельных пробах ильменитов закисного железа (см. табл. 9, анализ 3). Как будет показано ниже, это объясняется вхождением в ильменит ульвошпинели. Несмотря на отклонение от идеального состава, в целом по набору базисных компонентов ильменит из габбро формации близок ильмениту Скаергардской интрузии в Гренландии (см. табл. 9). Он отличается

Межплоскостные

Номер линии	1			2			3			4		
	I	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$
1				1	(4,13)β	3,74				1	(4,12)β	3,74
2	2	3,70		4	3,750		3	3,73	2,75	5	3,74	
3	3	3,045		3	(3,04)β		3	(3,03)β		5	(3,03)β	2,75
4				2	(2,80)β	2,54				2	2,80	
5	10	2,75		10	2,75		10	2,75		10	2,75	
6	5	2,54*		8	2,53+		8	2,54		8	2,54+	
7				1	2,48	2,24				1	2,47)β	2,24
8	4	2,23		6	2,24*		5	2,24		8	2,24	
9				2	2,10+							
10	3	(2,06)β	1,868	2	(2,06)β	1,869	2	(2,05)β*	1,863	3	(2,05)β*	1,860
11	3	(1,901)β	1,724				3	(1,895)β	1,718	4	(1,898)β	1,720
12	7	1,869		8	1,866		8	1,865		8	1,865	
13	9	1,725		9	1,723		10	1,724		10	1,725	
14												
15				2	1,656	1,502				3	1,652	1,498
16	2	1,638		4	1,630		3	1,632**		4	1,630	
17										4	1,619	1,467
18				3	1,616							
19	6	1,505**		8	1,504**		8	1,504**		9	1,503**	
20				3	1,480+							
21	6	1,469		8	1,466		6	1,467		9	1,464	
22				1	1,372		1	1,370		1	1,369	
23	4	1,341		1	1,341		7	1,340		8	1,339	
24	3	1,270		3	1,270		3	1,270		4	1,269	
25										1	1,241	
26										1	(1,224)β	1,109
27				2	1,207		1	1,203		2	1,204	
28	4	1,186		5	1,185		4	1,185		7	1,183	
29												
30	4	1,151		4	1,151		3	1,152		7	1,152	
31	4	1,116		4	1,116		5	1,114		7	1,114	
32				2	1,089							
33	5	1,074		5	1,073		7	1,073		8	4,072	
34	2	1,049		3	1,048		3	1,049				
35												

Примечание. 1—3 — ильмениты Подлысанского массива. Объяснение см. табл. 9; жилы. Подлысанский массив. (обр. Р-к16-10б); 6 — то же (обр. 291а); 7 — ильменит из доломитовой менит эталонный (Михеев, 1957).

Таблица 10

расстояния ильменита

5			6			7			8	
I	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
						1	(4,13)β	3,75	1	4,50
3	3,71		3	3,74		4	3,75		4	3,70
4	(3,02)β	2,74	3	(3,02)β	2,74	4	(3,03)β	2,75		
						2	(2,79)β			
10	2,74		10	2,75		10	2,75		10	2,74
8	2,53+		6	2,54+		7	2,54+		9	2,53
						2	(2,47)β	2,24		
6	2,23		4	2,23		7	2,24		3	2,23
1	2,095									
1	(2,047)β	1,856	1	(2,06)β	1,856	3	(2,06)β	1,866		2,02
3	(1,889)β	1,713	1	(1,890)β	1,713	3	(1,901)β	1,724		
7	1,859		5	1,865		7	1,867		6	1,865
						10	1,726			
10	1,716		9	1,722					8	1,720
						1	(1,659)β	1,503		
						3	1,635		3	1,630
5	1,622		2	1,623		3	1,621	1,469		
	1,499									
9						8	1,504		7	1,504
2	1,482									
9	1,465		5	1,468		8	1,468		7	1,465
						1	1,374		2	1,375
			3	1,339		7	1,341		1	1,347
2	1,267		3	1,271		4	1,270		3	1,270
						1	1,243		1	2,420
						1	(1,226)β	1,111		
1	1,202		1	1,209		1	1,205		2	1,205
			1	1,184					2	1,185
2	1,178									
2	1,149		3	1,151		5	1,151		2	1,147
2	1,114		4	1,114		5	1,116		2	1,111
1	1,092									
1	1,069		4	1,073		7	1,073		3	1,069
1	1,048					2	1,048		1	1,050
1	0,998								1	0,980

4 — ильменит из хлоритита. Лысанский массив (обр. 1441б); 5 — пикроильменит из хлоритовой жилы (обр. 202). Дифракционные линии: + — магнетита; * — рутила; ** — ульвошпинели; 8 — ильменита и магнетита из титаномагнетита. Характер отмеченного выше преобразования серпентинитов обнаруживает много общего с явлениями собирательной перекристаллизации, описанными на месторождениях Урала В. С. Мясниковым (1959) и на Отонмяки (Финляндия) В. Пааконеном (Pääkonen, 1956). По составу ильменит-IV близок к ильмениту из габбро. В нем обнаруживается присутствие никеля, ванадия в количестве на один порядок выше содержания этих элементов в первично-магматических ильменитах габбро и пироксенитов. Цинк в составе ильменита данной генерации, несомненно, является унаследованным от титаномагнетита в процессе его перекристаллизации. Таким образом, результаты анализа наряду с другими данными лишний раз свидетельствуют в пользу метаморфогенного генезиса рассматриваемой генерации ильменита.

от того же минерала из кимберлитов относительно пониженным содержанием хрома и никеля (Илупин, Нечаева, 1970).

4. К четвертой генерации принадлежит ильменит, который возникает при метоморфизме в результате собирательной кристаллизации пластиночек ильменита в титаномагнетите. Образует цепочки зерен внутри титаномагнетита или венчики, окружающие последний. Иногда на месте слияния частей решетчатой постройки ильменита возникают относительно крупные пластиночки или червеобразные выделения минерала, а также ветвистые прожилки, расположенные вдоль микротрещин или между зернами титаномагнетита. Такие образования достигают 1—5 см (рис. 22).

Характер перераспределения ильменита в титаномагнетите в процессе его метаморфизма отображен на рис. 23, где в пределах одного зерна можно проследить все стадии постепенного высвобождения ильменита из титаномагнетита, начиная с деформации решетки ильменита, слияния отдельных частей ее в широкие таблички и цепочки зерен, расположенные вокруг кристаллов титаномагнетита, и кончая возникновением на месте титаномагнетита обособленных зерен ильменита и магнетита. Метаморфизм приводит к первичной природной сепарации

5. Ильменит пятой генерации всегда встречается в виде включения в доломитовых и тальковых жилах. В пределах жил доломита ильменит слагает шнурочки, параллельные стенкам трещин. Внутри шнурочков и просечек пластинчатый ильменит переплетается с шестоватыми кристаллами доломита, что свидетельствует об одновременном выделении ильменита и доломита. В отличие от ильменита всех описанных генераций,

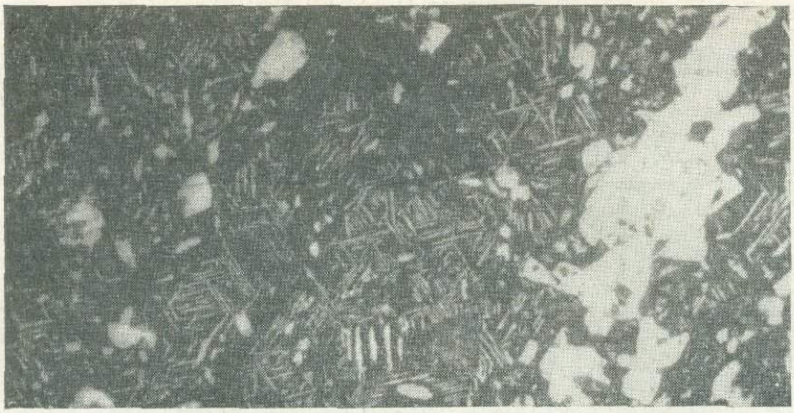


Рис. 22. Субпрожилки метаморфогенного ильменита в титаномагнетите. Аншл. 255; × 35.

ильменит из тальковых жил кристаллизуется в форме толстотаблитчатых сильно деформированных кристаллов. Несмотря на деформацию кристалла, удается установить, что наиболее развиты грани ромбоэдра {1011} и пинакоида {0001}. Кроме того, наблюдается отдельность по {1021}.

Представление о составе ильменита из тальковых жил дает химический анализ (табл. 9, анализ 4). Отсутствие магния отличает данную модификацию ильменита от описанных выше. Пересчет на молекулы после приведения анализов к 100% позволяет установить следующий состав минерала: а) ильменит — 90%, б) гематит — 5,27%, в) рутил —



Рис. 23. Сплошной венчик метаморфогенного ильменита вокруг зерен титаномагнетита. Внутри зерна реликты решетчатой структуры титаномагнетита. На периферии — «свободный» ильменит; окружающий фон — серпентин. Аншл. 256; ×35. Протравлено HCl.

4,57%. Рентгеновский анализ подтверждает присутствие гематита и рутила, а также магнетита.

6. Наконец, к шестой генерации нами относится ильменит в кварце, являющемся агрегатом альбититовых жил. Будучи раскристаллизованным в форме пластинок, толщиной до 0,1 мм, минерал располагается веерообразно по трещинкам в кварце, на границе его с альбитом.

Макроскопически и под микроскопом ильмениты всех описанных генераций различаются незначительно. Микротвердость по шкале Мооса 5,6 — 5,8 (определение на склерометре). Спайность обычно несовершенная, магнитная восприимчивость слабая. Отражательная способность выше, чем у магнетита. Анизатропия в отдельных зернах ясная, в других очень слабая. Наблюдается структура простого двойникования. При травлении парами концентрированной HCl и другими реактивами стандартного набора минерал изменений не обнаруживает. Обычно он лишен каких-либо включений — явление довольно редкое в природных ильменитах. Только в некоторых зернах ильменита устанавливаются зерна ульвошпинели, реже магнетита, рутила, гематита и пирита. Из этих включений особый интерес представляет ульвошпинель, описание которой приводится ниже.

Здесь же коснемся поведения в ильменитах элементов-примесей. Прежде всего обращает на себя внимание присутствие в ильменитах формации тех же примесей, которые характерны для магнетитов — никеля, кобальта, ванадия. Но содержание Ni и Co во всех генерациях ильменита на один порядок ниже, чем в титаномагнетитах. Весьма специфические примеси ильменита Mg и Zr. Магний распределяется довольно равномерно в различных ильменитах, цирконий коррелируется с титаном.

Процесс изменения ильменитов сводится к замещению их бурым и желтым сфеном с образованием венчиков вокруг зерен, скелетных и решетчатых форм. Наблюдается также полное замещение ильменита сфеном с исчезновением следов первичного ильменита. В единичных шлифах ильменит замещается тончайшими, различимыми только под микроскопом иголочками рутила. Как исключение, наблюдается замещение ильменита в титаномагнетите пиритом.

Резюмируя все сказанное выше, отметим следующее.

1. Несмотря на приуроченность различных генераций ильменита к разным породам, физические и оптические свойства их в общем близкие. Посторонние примеси в ильменитах (пироксены, амфиболы, магнетит, пирит) встречаются довольно редко, исключение представляет ульвошпинель, содержание которой в одном случае достигло 43%. Это следует учитывать при разработке способов получения концентратов.

2. Состав минерала не остается постоянным: содержание двуокиси титана колеблется от 37,86 до 51,81%, железа — от 39,52 до 42,49%. Как видно из табл. 9, оно увеличивается от наиболее ранних по времени выделений к наиболее поздним генерациям ильменита. Укажем, что разновозрастным ильменитам Хибин также присуща эта особенность (Бонштедт, 1937). Ильменит из тальковой жилы по составу наиболее близок к теоретическому.

3. Особенность некоторых ильменитов формации заключается в пересыщенности их двухвалентным железом, в связи с присутствием в них ульвошпинели. Ульвошпинель по своей природе первична. Для самого ильменита не исключается возможность образования за счет окисления ульвошпинели, тем более, что нет доказательств существования твердого раствора ильменит — ульвошпинель (Legg, 1969). Такой путь образования ильменита обоснован экспериментами. Можно указать на относительно умеренное содержание в большей части ильменитов Mg, в общем сопоставимое с количеством этого элемента в ильменитах из габбро, связанных с гипербазитами альпинотипной формации.

4. Большинство генераций ильменита имеет первично-магматическую природу, хотя нельзя исключить метасоматический генезис части ильменита в пироксенитах.

5. Кроме ильменита, вкрапленного в пироксениты, практическое значение может иметь ильменит метаморфогенного генезиса, который легко выделяется в концентрат. Можно сказать, что метаморфизм приводит к природной сепарации рудных минералов.

Ульвошпинель

Ульвошпинель $2FeO \cdot TiO_2$, как известно, сравнительно редкий минерал. Впервые в Швеции ее описал Ф. Могенсен. Позднее она была диагностирована П. Рамдором в титаномагнетитовых месторождениях Гренландии, Германии и Южной Африки (Ramdohr, 1953). Ульвошпинель из Хибинского щелочного массива охарактеризовал Е. И. Семенов (1959), в Кузнецком Алатау — Т. А. Никольская (1961). Большинство исследователей описывало минерал как составную часть титаномагнетита. Относительно находок ее в виде вкрапленников в других минералах в литературе имеются лишь отдельные указания (Ramdohr, 1953).

При изучении титаномагнетита рудных пироксенитов Вост. Саяна было установлено, что ульвошпинель находится не только в титаномагнетите, но и в ильмените. Оптические свойства ильменита и титаномагнетита обычные. Титаномагнетит при травлении парами концентрированной HCl обнаруживает решетчатую или пластинчатую структуру распада твердого раствора ильменита и магнетита, ничем не отличающуюся от соответствующего узора классических иллюстраций П. Рамдора (Ramdohr, 1953) и А. Г. Бетехтина (1958). Кроме ульвошпинели, других включений ильменит не содержит, хотя рентгенографически в его составе устанавливаются незначительные примеси магнетита и гематита.

В аншлифах при применении 320-кратного увеличения и больше в масляной иммерсии удается заметить ульвошпинель в виде вытянутых тончайших, но рельефных призмочек с четкими продольными границами и расплывчатыми торцами. Брусочки располагаются параллельно друг другу главным образом в центральной части зерен ильменита и приурочиваются к трещинам отдельности.



Рис. 24. Линзовидные выделения ульвошпинели в ильмените (темно-серое). Вокруг зерна — сфен (серое); в центре — пирит (белое). Пироксенит. Аншл. 8; ×320.

В титаномагнетите заметны единичные очень тонкие изотропные линзочки ульвошпинели, параллельные граням {100} (рис. 24). Они образуют узор, очень сходный с таковым руд кусинского типа на Урале (Мясников, 1959) или руд норвежских месторождений Тафиорд, Роддал (Gjelsvik, 1957).

Согласно подсчетам точечным методом, в аншлифах количество ульвошпинели в ильмените составляет 15—20%, а по результатам химического анализа — 40%, т. е. возможно, ульвошпинель в ильмените присутствует в тонкодисперсном со-

стоянии, трудноуловимом даже при больших увеличениях. Расчет данных анализа титаномагнетита показывает, что в его составе ульвошпинель занимает 6%, 60% принадлежит магнетиту, а остальные 34% приходятся на долю ильменита.

Цвет ульвошпинели в отраженном свете темно-серый до черного, анизотропия весьма слабая, слабее чем у ильменита. Отчетливая световая полоска на границе ильменита и ульвошпинели при поднятии тубуса микроскопа передвигается в сторону ульвошпинели.

Данные рентгенографии перечисленных выше минералов показывают следующее (табл. 11). Из двенадцати дебаеграмм (6—ильменита и 6—титаномагнетита) только на двух фильмах ильменита и одном — титаномагнетита индицируются дифракционные линии, близкие к ульвошпинели. По $\frac{d\alpha}{n}$ они соответственно равны 1,632; 1,504; 1,633 Å. Эталонные линии шпинели на дебаеграммах не фиксируются. Линия 1,504

Таблица 11

Межплоскостные расстояния ильменита, ульвошпинели и титаномагнетита

1		2		3		4		1		2		3		4	
I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
3	3,73	3	4,85	1	4,79	2	4,81	4	1,85			4	1,714	4	1,714
3	(3,03)	2	3,32	1	3,72			3	1,52	9	1,511	3	1,633	3	1,635
10	2,75	7	2,98	1	3,56					1	1,349	9	1,614	8	1,614
8	2,54	10	2,56	1	(3,26)					—	1,287	2	1,501	4	2,509
5	2,24	2	2,33	4	2,96	7	2,97			1	1,232	10	1,48	8	1,486
2	(2,05)	6	2,13	3	(2,78)					1	1,140	2	1,46		
3	(1,89)	1	1,807	3	2,74	4	2,57	5	1,11	8	1,113	1	1,407		
8	1,86			10	2,52	10	2,53	7	1,073	4	1,067	2	1,340		
10	1,724	5	1,738	1	2,42			3	1,049			3	1,32		
3	1,632	8	1,643	2	(2,31)							5	1,279	2	1,282
8	1,504			2	2,23							2	1,266		
6	1,467			6	2,093	8	2,10					3	1,21		
1	1,370			1	(1,89)							2	1,205		
7	1,340			3	1,86							2	1,18		
3	1,270			3	(1,77)							1	1,174	6	1,094
1	1,202			4	1,723										

Примечание. 1 — ильменит из Вост. Саяна (обр. скв. 9-214); 2 — синтетическая ульвошпинель (Щепочкина, 1958); 3 — титаномагнетит из Вост. Саяна (обр. к-16-13а); 4 — титаномагнетит из Хибинского массива (Семенов, 1959).

на рентгенограмме ильменита очень четкая и достигает интенсивности, равной 8 по десятибальной шкале. Линия ульвошпинели 1,633 на фильме титаномагнетита характеризуется слабой интенсивностью. Однако присутствие в изучаемом титаномагнетите ульвошпинели достаточно надежно определяется по повышенному значению параметра элементарной ячейки a, которое колеблется здесь от 8,44 до 8,48 Å, тогда как в титаномагнетитах из тех же пород, но не содержащих ульвошпинели (по Б. Г. Эренбургу), величина параметра a не превышает 8,40 Å. Аналогичные данные для титаномагнетитов из других месторождений приводит Е. Баста (E. Basta, 1957).

Сопоставление межплоскостных расстояний ильменита, изучавшегося нами, и синтетической ульвошпинели, полученной Н. И. Щепочкиной, а также титиномагнетитов с ульвошпинелью позволяет убедиться в достаточно полной их сходимости как по набору, так и по числу дифракционных линий ульвошпинели (табл. 11).

Предпринятая нами попытка подтвердить присутствие ульвошпинели с помощью термического анализа (рис. 25) из-за отсутствия материала

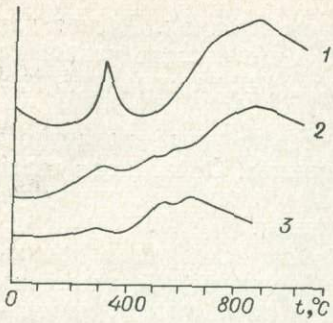


Рис. 25. Кривые нагревания титаномагнетита.

1 — трансвааль (Schmidt, Vermaas, 1954); *2* — из серпентинитов Подлысанского массива; *3* — Хибинский массив (Семенов, 1959).

ильменита, к сожалению, не удалась. На термической же кривой титаномагнетита отчетливо вырисовывается 4 экзотермических эффекта при температурах 330, 520, 600, 900° С. Согласно наблюдениям Е. Шмидта, Ф. Вермаса отчетливые экзотермические пики с максимумами при 360 и 800° можно объяснить окислением закисного железа (Schmidt Vermaas, 1954). Среди отмеченных эффектов незначительный подъем кривой при температуре 520° как раз связан с окислением ульвошпинели. Аналогичным температурным изменением фиксируется ульвошпинель на кривой нагревания Хибинского титаномагнетита (Семенов, 1959).

Результаты химического анализа ильменита и титаномагнетита показывают, что в изучаемых минералах отмечается избыток закисного железа по сравнению с теоретическим составом ильменита и титаномагнетита (см. табл. 9, анализ 3; табл. 12, анализ 6).

Аномальная обогащенность магнетитов двухвалентным железом однозначно истолковывается разными исследователями. Так, Баддингтон, Уилкинсон и другие считают, что повышенное содержание в титаномагнетите двухвалентного железа, несомненно, объясняется примесью ульвошпинели. Более того, разности магнетита, содержащие до 45% двухвалентного железа, Уилкинсон вообще склонен отнести к собственно ульвошпинели (Buddington, 1955; Wilkinson, 1957). По данным Е. И. Семенова (1959), избыток закисного железа в титаномагнетитах Хибинского массива также указывает на присутствие в нем ульвошпинели. Аналогичные рассуждения, по-видимому, можно распространить и на ильменит габбро-пироксенитовой формации. Таким образом, результаты химического анализа, наряду с другими данными, достаточно надежно подтверждают присутствие ульвошпинели как в титаномагнетитах, так и в ильменитах Лысанских месторождений.

Резюмируя сказанное, отметим следующее.

1. Ульвошпинель встречается в ильмените и титаномагнетите, что отличает данные минералы от аналогичных минералов других массивов (Wilkinson, 1957; Мясников, 1959).

2. Включениям ульвошпинели в ильмените и титаномагнетите присущи почти все признаки, предложенные А. Г. Бетехтиным (1958) для диагностики структур распада твердого раствора, а именно: нахождение ее в определенных минералах, в данном случае ильмените и титаномагнетите, закономерная ориентированность и ясное очертание пластиночек относительно базисного минерала.

3. Вхождение ульвошпинели в природный ильменит является, очевидно, вполне закономерным в том случае, если последний при кристаллизации содержал избыток закисного железа. Подтверждением сказанному могут служить экспериментальные работы Н. И. Щепочкиной (1958), получившей эвтектику в виде графического простирания твердого раствора ульвошпинели и ильменита при плавлении шихты из 45 вес. % двуокиси титана и 55 вес. % закисного железа.

Титаномагнетит

Описанию титаномагнетита, одного из главных продуктивных и акцессорных минералов основных пород, в специальной литературе отводится много места. Еще в 1926 г. П. Рамдор (Ramdohr, 1926) выпол-

нил оригинальные работы по минералогии титаномагнетитов. Позднее химизм минерала изучался А. Н. Лабунцовым и Б. В. Искюль (1937), Е. Винсентом и Р. Филлипсом (Vincent, Phillips, 1954), Т. Джельсвиком (Gjelsvik, 1957), В. Г. Фоминых (1961), Д. С. Штейнбергом и В. Г. Фоминых (1965), В. А. Вахрушевым, А. П. Кривенко (1966) и др. Немаловажное значение имеют структурные этюды Е. Баста (Basta, 1957) и Десгапта (Dasgupta, 1967). Большой вклад в изучение природы минерала внесли эксперименты С. Акимоты (Akimoto, 1957), Е. Баста (Basta, 1960), Е. Осборна (1964; Osbopn, 1959), А. Баддингтона с сотрудниками (Buddington, 1955, 1964), И. А. Островского (1957), А. И. Цветкова с сотрудниками (1965), а также обобщающие работы И. И. Малышева и др. (1934, 1936а, б).

Расширились представления о составе, структуре и генезисе минерала, наметились вехи для использования его как индикатора процессов петрогенезиса и рудообразования. Вместе с тем региональные особенности химизма титаномагнетита, весьма важные для оценки потенциальной рудоносности массивов, известны только для некоторых титаноносных провинций (Фоминых, 1961). Отсутствие этих данных в других районах затрудняет корреляцию пород в рамках формаций и осложняет решение проблемы генезиса рудопроявлений титаномагнетита.

В Вост. Саяне выделяются две генетически различные ассоциации титаномагнетита. Одна из них связана с габбро-пироксенитовой формацией (Глазунов, 1957, 1961), вторая — с основными породами кизирского габбро-сиенитового комплекса (Шелковников, 1958; Богатиков, Лебедев, 1965).

В первом случае титаномагнетит распределяется только в ультраосновных членах магматического ряда и отсутствует в габбро и авгитовых пироксенитах, что является следствием процесса глубинной дифференциации (Глазунов, 1961). На основании наблюдаемых взаимоотношений можно выделить следующие генерации титаномагнетита: а) акцессорные выделения, б) густые вкрапления, в) жилы. Встречается гидротермальный магнетит, связанный с хлорититами и жильными серпентинами. Акцессорные выделения титаномагнетита содержатся в перидотитах (1—2%), они распределяются среди серпентинитового базиса как в виде гнезд, так и обособленных кристаллов октаэдрического габитуса. В минерале очень редко обнаруживается решетчатая структура распада, типичная для титаномагнетита других генераций. Густовкрапленный титаномагнетит составляет основную часть рудных скоплений. Он распределяется неравномерно между псевдоморфозами серпентина по ромбическому пироксену и оливину, в отдельных участках окружает силикаты с образованием сидеронитового узора. Меньшим развитием среди других генераций пользуются жилы и прожилки массивного титаномагнетита. Четкие прямолинейные или резко изогнутые, они концентрируются в участках раздува интрузивных тел, залечивая зоны рассланцевания и всегда рассекая вкрапленный титаномагнетит. По простиранию жилы нередко сменяются зонами сидеронитовой или шлирово-полосчатой структуры.

В типичном представителе кизирского комплекса — плутоне того же названия — титаномагнетит образует акцессорную вкрапленность во всех разновидностях габбро (2—8%) и, кроме того, густо насыщает (15—57%) ультрамафические члены габброидной серии — косвиты и перидотиты. Последние выделяются в так называемый аккумуляционный тип (Лебедев, Богатиков, 1963; Богатиков, Лебедев, 1965). Реже наблюдаются пластовые залежи массивного титаномагнетита, конкордантные с элементами протополосчатости массива (Шелковников, 1958).

Характерной чертой большей части титаномагнетитов лысанского комплекса является их решетчатое внутреннее строение, обусловленное включением в магнетите многочисленных косопересекающихся по {111},

выдержанных по длине пластиночек ильменита (рис. 26). Кроме решетчатой иногда устанавливается эмульсионная, или широкотаблитчатая, структура.

По описаниям исследователей, в титаномагнетите из габбро Кизирского плутона присутствует груборешетчатый тип структур с преобладанием магнетитовой составляющей над ильменитовой. Перечисленные типы структур хорошо изучены на примере некоторых отечественных и зарубежных месторождений (Ramdohr, 1926; Малышев, 1934,1936; Кашин,1948), поэтому нет необходимости останавливаться на их детальной характеристике.

В титаномагнетите из габбро-пироксенитовой формации, согласно подсчету точечным методом, ильменит составляет 30—35%, а по рентгеновским данным — 35—40%. Пересчет результатов химического анализа разными методами (Цветков и др., 1965) дает несколько иные цифры: ильменита 20—37%, магнетита 70—60%. Наряду с ильменитом 1—6% площади минерала занимает ульвошпинель, которая исследовалась специально (Глазунов, Кузьмин,1961). В расчетах по методике А. Н. Цветкова (1965) в отдельных пробах обнаруживается до 10% ульвошпинели. Отношение ильменита к магнетиту в раннемагматической и позднемагматической генерациях кизирского титаномагнетита равно соответственно 1:5 и 1:1 (Лебедев, Богатиков, 1963; Богатиков, Лебедев,1965). В титаномагнетитах кизирского комплекса ульвошпинель не наблюдалась. В аналогичных образованиях Кузнецкого Алатау минерал был описан Т. А. Никольской (1961).

Все приведенные цифры фиксируют современное соотношение в титаномагнетите магнетита, ильменита, ульвошпинели (Ramdohr, 1953). Но, как показывают эксперименты (Akimoto, 1957; Basta, 1960; Buddington, Lindsley, 1964), наблюдаемые в природных титаномагнетитах отношения минеральных фаз не соответствуют фазам кристаллизации.

Существование в природе твердого раствора магнетита и ульвошпинели подтверждено недавними экспериментами Рейтлера и Больфы

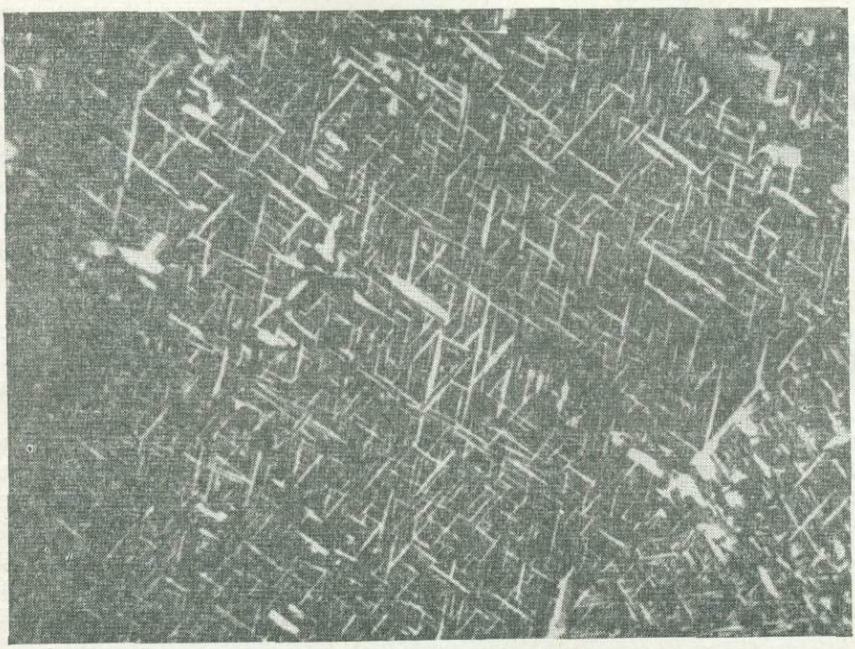


Рис. 26. Решетчатая структура распада твердого раствора титаномагнетита (темно-серое) и ильменита (белое).

(Reithler, Bolfa, 1969), в которых смесь Fe_2O_3 и TiO_2 в различных пропорциях восстанавливалась при 800° С в атмосфере водорода и паров воды. По мнению авторов, процессы восстановления проходят: 1) по пути получения твердого раствора $xFe_2O_3 \times (1-x)FeTiO_3$ и 2) по пути восстановления всего железа с образованием ульвошпинели.

На основании опытов эти исследователи считают первичными для титаномагнетита только магнетит и ульвошпинель. Появление ильменита и гематита объясняется распадом твердого раствора и последующим окислением ульвошпинели, которое может проходить по реакции $4Fe_2TiO_4+O_2=4FeTiO_3+2Fe_2O_3$ или $6Fe_2TiO_4+O_2=6FeTiO_3+2Fe_3O_4$. Такое объяснение комбинированного минерального состава природного титаномагнетита позволяет понять причины кристаллографической несовместимости в одном минерале самостоятельных фаз разной сингонии, в данном случае кубического титаномагнетита и тригирного ильменита. Если исходить из возможностей отмеченной трансформации, то первичный гипотетический состав титаномагнетита из габбро-пироксенитового комплекса будет характеризоваться приблизительно 60% магнетита и 40% ульвошпинели (табл. 12), тогда как в аналогичном минерале из габбро-сиенитового комплекса те же компоненты находятся в соотношении 2 : 1 (Богатиков, Лебедев, 1965).

Состав титаномагнетитов, рассчитанный на магнетит, ульвошпинель, гематит и вюстит, нанесен на треугольную диаграмму (рис. 27). Все пробы титаномагнетита из перидотитов образуют вариационный ряд и располагаются преимущественно внутри поля Mgt—Ilm—Fe_2O_3. Осевая линия ряда проходит под углом к конноде Mgt—Ilm. Крайняя нижняя точка соответствует анализу акцессорного титаномагнетита и характеризуется значительным преобладанием магнетитовой составляющей над ильменитовой. От акцессорного к густовкрапленному и далее к жильному титаномагнетиту возрастает содержание FeO и TiO_2, соответственно увеличивается количество ульвошпинели. Максимальное содержание последней (6%) приходится на густовкрапленный титаномагнетит из пород с сидеронитовой структурой, которые на рис. 27 расположены в пределах треугольника Ulv—Ilm—Mgt. Исключение из этой группы представляет анализ 3, в котором магнетит сильно гематитизирован в гипергенных условиях. Все титаномагнетиты Кизирского массива находятся внутри треугольника Ilm—Ulv—Mgt почти на линии Mgt—Ulv, что свидетельствует о заметном преобладании в их составе ульвошпинели.

В титаномагнетитах Вост. Саяна определяются в разных концентрациях следующие элементы-примеси: V, Cr, Ni, Co, Mg, Zn.

Ванадий. Из всех примесей в титаномагнетите он имеет наибольшее практическое значение (см. табл. 12) Аномально высокое содержание ванадия (0,79 V_2O_5) определено в титаномагнетите из габбро Кизирского массива. Среднее в титаномагнетитах лысанских перидотитов равно 0,18% V_2O_5. Обращает на себя внимание высокая дисперсия распределения ванадия и отчетливо выраженная тенденция к снижению концентрации от титаномагнетита, густовкрапленного, к титаномагнетиту, рассеяному в массе породы.

Если количество ванадия в титаномагнетите первого комплекса приближается к содержанию в аналогичных минералах высокотитанистых пород Волковского массива на Урале (Кашин, 1948) и в траппах Сибирской платформы, то во втором случае оно сопоставимо с ванадиеносностью титаномагнетита оливинитов Качканарского массива (Фоминых, Самойлов и др., 1967).

Вопрос о вхождении ванадия в титаномагнетит был рассмотрен В. М. Гольдшмидтом (Goldschmidt, 1954), который показал, что, благодаря близости ионных радиусов, V^{3+} изоморфно замещает Fe^{3+}. По мнению В. В. Щербины (1936), на концентрацию ванадия влияет присутствие не трехвалентного, а двухвалентного железа и титана. Составленные

Таблица 12

Химический состав титаномагнетита, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
FeO	22,60	26,45	23,00	27,33	33,07	26,31
Fe_2O_3	41,60	54,16	54,30	45,02	42,07	46,62
TiO_2	5,60	10,16	12,25	14,83	13,51	12,26
MgO	12,56	3,78	4,29	6,88	3,20	5,66
V_2O_5	0,28	0,10	0,19	0,36	0,34	0,03
Cr_2O_3	0,69	0,07	0,05	0,06	0,05	0,01
MnO	0,31	0,17	0,37	1,00	0,59	0,10
SiO_2	14,15	2,00	3,78	2,57	3,60	2,60
Al_2O_3	1,45	0,61	1,04	1,17	1,12	2,79
CaO	1,19	0,35	0,28	Н	Н	1,47
Na_2O	—	0,11	0,12	—	—	0,09
K_2O	—	Сл.	Сл.	0,08	0,12	0,13
P_2O_5	Сл.	0,05	0,05	0,05	0,04	—
Ni	0,03	0,04	0,01	0,16	0,07	0,005
Co	0,01	0,01	0,01	0,01	—	0,003
Cu	Сл.	Н	Сл.	Сл.	—	0,001
Zn	Н	Н	Н	0,01	0,001	0,006
S	0,07	—	—	0,02	0,63	—
П. п. п.	—	1,50	0,48	1,54	2,14	0,98
Сумма	100,54	99,56	100,22	101,09	100,5	99,07
$a\overset{\circ}{A}$	—	8,372	8,377	8,380	8,390	
Fe_3O_4	71	65	53	60	60	64
$FeTiO_3$	22	32	37	35	34	35
Fe_2TiO_4		3		5	6	
Fe_2O_3	7		10			10
$\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+}+Fe^{2+}}$	0,45	0,48	0,52	0,43	0,36	0,44
D	0,86	0,50	0,62	0,10	1,80	0,84

Примечание. 1 — концентрат малотитанистого титаномагнетита из серпентинитов Лысанского массива (анализ УФ АН СССР); 2 — титаномагнетит, вкрапленный в оталькованные серпентиниты. Подлысанский массив. Глубина 100 м (обр. СК-7-100); 3 — титаномагнетит, вкрапленный в оталькованные серпентиниты. Подлысанский массив (с поверхности) (обр. 12007); 4 — титаномагнетит с выветрелой поверхности густовкрапленных руд сидеронитовой структуры. Подлысанский массив (обр. р-к 16-13); 5 — то же, в свежем изломе (обр. р-к 16-13а); 6 — титаномагнетит из жил горы Пирамида. Подлысанский массив (обр. 256).

Коэффициент распределения $D = \frac{Fe^{2+}/Fe^{3+}\text{ в кристаллах}}{Fe^{2+}/Fe^{3+}\text{ в «магме»}}$.

ными графики зависимости содержаний (рис. 28) свидетельствуют о заметном возрастании количества ванадия в титаномагнетите всех генераций с увеличением Fe^{3+}, причем дискретный характер кривой, показывающей соотношение V и Fe^{3+}, отражает неодинаковые условия образования титаномагнетитов разных генераций. Что же касается реальной связи V с Ti и Fe^{2+}, то в титаномагнетите габбро-пироксенитового комплекса она отсутствует. Это подтверждает выводы Д. С. Штейнберга и В. Г. Фоминых (1961) по титаномагнетитам Урала.

Хром. По материалам Ф. Уокера, Г. А. Польдерварта (1950) и В. М. Гольдшмидта (Goldschmidt, 1954), высокие значения хрома обычно наблюдаются в раннемагматических магнетитах. Аналогичный характер распределения обнаруживает хром в титаномагнетитах габбро-пироксенит-перидотитовых массивов, где содержание уменьшается от ранних по времени выделения акцессориев к наиболее поздним генера-

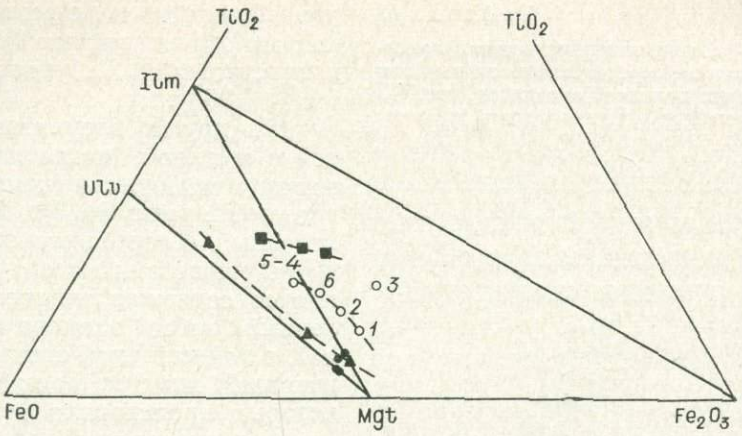


Рис. 27. *Диаграмма состава титаномагнетитов. Номера соответствуют* номерам табл. 12. Mgt — магнетит, Ulv — ульвошпинель, Ilm — ильменит.

○ — из перидотитов данной формации (Глазунов, 1961); ▲ — из габбро и косвитов кизирского комплекса Вост. Саяна (Лебедев, Богатиков, 1963); ■ — из траппов Сибирской платформы (Альмухамедов, 1968); ● — из пироксенитов Качканара (Фоминых и др., 1967) и Кытлымского массива (Воробьева и др., 1962), Урал.

циям соответствующего минерала (см. табл. 12, 13). В магнетитах Кизирского массива хром практически отсутствует. Титаномагнетиты, принадлежащие разным магматическим формациям, не различаются по содержанию хрома. Исключение, по-видимому, представляет титаномагнетит траппов, где среднее содержание хрома почти в три раза ниже концентрации его в титаномагнетите габбро-пироксенитовой формации Вост. Саяна.

Никель и кобальт. Почти во всех генерациях титаномагнетита никеля больше кобальта, причем элементы входят в состав диспергированных сульфидов (главным образом пентландита). Последнее доказывается фазовым анализом (см. раздел «Никель»).

Магний. После пересчета анализов за вычетом части магния, связанного с кремнием в ромбических пироксенах и серпентине, на долю высокотитанистых магнетитов приходится от 0,44 до 4,5% окиси магния (см. табл. 13). Вхождение магния в решетку магнетита в большом объеме, вероятно, несколько замедляет распад твердого раствора (Ramdohr, 1953). Возможно, поэтому некоторые типы титаномагнетитов имеют первично-гомогенный состав.

Цинк. Согласно литературным данным, цинк накапливается в магнетитах поздних генераций и относится к характерным элементам эманационной фазы (Ляхович, 1959). Действительно этот элемент присутствует в титаномагнетитах, выполняющих сидеронитовые структуры и жилы, тогда как в акцессорном титаномагнетите не установлен.

Фосфор. Содержание фосфора в титаномагнетите габбро-пироксенитовой формации (см. табл. 12) не превышает 0,05%. В ассоциации с аккумуляционным титаномагнетитом Кизирского массива находится до 15% свободного апатита,

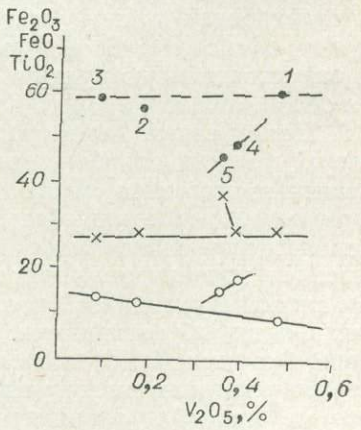


Рис. 28. Изменение содержания ванадия в зависимости от содержания титана и железа в титаномагнетите.

× — FeO; ● — Fe_2O_3; ○ — TiO_2. Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 13.

Таблица 13

Химический состав титаномагнетитов лысанского комплекса, пересчитанный за вычетом механических примесей силикатов, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5
FeO	29,76	28,39	25,24	29,09	36,00
Fe_2O_3	59,96	57,96	59,71	48,01	47,00
TiO_2	8,08	10,90	13,44	15,83	15,14
MgO	—	1,89	0,44	4,49	—
V_2O_5	0,44	0,19	0,08	0,38	0,36
Cr_2O_3	1,18	0,07	0,05	0,06	—
MnO	0,44	0,17	0,38	1,07	0,60
Al_2O_3	0,14	0,43	0,66	2,07	0,90

Примечание. Номера соответствуют номерам табл. 12.

что сближает его с соответствующими образованиями Кольского полуострова (Лабунцов, Искюль, 1937).

Из других элементов-примесей в жильных магнетитах формации спорадически фиксируются следы Ge, реже Ga, Pb, Sc. Приведенный обзор показывает, что титаномагнетиты лысанского комплекса содержат вполне определенный набор элементов-примесей, в той или иной степени отражающий химизм растворов, из которых происходило отложение рудного минерала.

Рентгеноструктурным анализом (аналитик Б. Г. Эренбург) установлено, что в составе титаномагнетита Лысанского пояса кроме дифракционных линий магнетита и ильменита присутствуют характерные линии ульвошпинели — род с сидеронитовой структурой. Это согласуется с расчетными данными 1,504; 1,633. Чаще всего ульвошпинель фиксируется в магнетите из по- и наблюдениями в аншлифах. Параметр элементарной ячейки магнетитовой фазы титаномагнетита a изменяется от 8,37 до 8,39 Å и не выходит за пределы значения этой величины у магнетитов контактово-метасоматических месторождений (Вахрушев, 1965). Колебания величины a вызваны, очевидно, вхождением в структуру магнетита таких примесей, как магний и алюминий (Basta, 1957; Dasgupta, 1967), так как изоморфизм титана в магнетите ограничен. По Е. Баста (Basta, 1957), большой по размерам радиус Ti^{4+} вызывает деформацию связей, но не приводит к нарушению параметров элементарной ячейки. Возможно, этим объясняется обратная корреляция величины a и концентрации титана, которая устанавливается в титаномагнетитах Вост. Саяна.

Опираясь на теоретические положения В. В. Щербины (1969), можно сделать вывод о том, что главной причиной, препятствующей вхождению титана в решетку магнетита, является высокая концентрация элемента в системе. В результате практически весь титан связывается в самостоятельную рудную фазу (ульвошпинель), а оставшаяся часть не обеспечивает широкого изоморфизма.

Приведенные выше результаты минералогического, химического и структурного анализов позволяют уверенно параллелизовать титаномагнетиты из массивов лысанского и кизирского комплексов. Специфическая черта последних — высокое содержание титана при умеренной титаноносности вмещающих пород и обедненность хромом. Характерна высокая концентрация ванадия, что сближает их с титаномагнетитами трапповой формации. Сопоставление титаномагнетитов формации с аналогичными образованиями из Копанского массива на Урале (Штейнберг, Фоминых, 1965) позволяет убедиться в сходстве их состава. Акцессорному титаномагнетиту из перидотитов Вост. Саяна по составу близок тот же минерал оливинитов Качканара (Фоминых, Самойлов и др., 1967), хотя в последнем заметно выше концентрация ванадия и ниже — титана. По сравнению с титаномагнетитами из оливин-диаллаговых пироксенитов Кытлымского массива габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала (Воробьева и др., 1962) изученный минерал габбро-пироксенитовой формации богаче титаном, но почти в три раза беднее вана-

дием. От титаномагнетитов траппов их отличает (Альмухамедов, 1968; Борисенко, Золотарев, 1969) относительно низкое содержание ильменита и ванадия. Титаномагнетиты Кизирского массива по насыщенности титаном, с одной стороны, близки к титаномагнетитам траппов и, с другой — к тому же минералу Кольского полуострова. В то же время не обнаруживается полной аналогии титаномагнетитов из траппов и габбро Кизирского массива, хотя некоторыми исследователями габбро описываются как интрузивные эквиваленты базальтов Сибирской платформы в складчатой области Вост. Саяна.

По содержанию титана минералы из габбро-пироксенитового комплекса ближе всего располагаются к аналогичным минералам из ультраосновных щелочных формаций (7,3—10,40% TiO_2) Кольского полуострова и Карелии (Зак и др., 1969). В целом титаномагнетиты Вост. Саяна характеризуются таким спектром малых элементов, который несколько отличает их от магнетитов контактово-метасоматического генезиса, имеющих иной состав и другой набор примесей (Карасик, 1955; Ляхович, 1959; Вахрушев, 1965).

Распределение примесей в титаномагнетите подчеркивает зональность внутри одного из массивов Лысанского пояса. Обычно максимум содержания титана несут минералы густых вкраплений, приуроченных к центру массивов и фиксирующих возможные пути проникновения рудоотлагающих растворов. По падению тела перидотитов с глубиной в акцессорном титаномагнетите заметно возрастает содержание закисного железа и снижается количество алюминия (см. табл. 12). Для других элементов, включая титан, зональность титаномагнетита не выражена.

Кроме титаномагнетита, в серпентинитах наблюдаются две генерации магнетита. Первая из них образует точечные скопления, рассеянные беспорядочно в массе серпентина, или игольчато-оолитовые выделения в жилах хризотила-антигорита. Магнетит второй разновидности ассоциирует с клинохлором в эндоконтактовой оторочке залежей серпентинитов. Кристаллы размером до 5 мм октаэдрического облика, слегка корродированы в краях. На поверхности граней {111} наблюдаются микромиандровые узоры, которые могут рассматриваться (Фекличев, 1966) как следы труднозамещаемых минералов. После травления парами HCl в магнетите наблюдаются червеобразные включения ильменита, тяготеющие к периферии зерен.

Состав магнетита из хлоритов определяется следующей формулой: $Fe^{2+}_{0,95}Mg_{0,07}Ti_{0,07}Fe^{3+}_{1,93}O_{4,00}$. Судя по расчетам результатов химического анализа, в составе магнетита данной генерации присутствует до 2,0% ильменита. Отношение суммы катионов к кислороду (3,02:4,00) показывает на отсутствие вакансий катионов.

По времени выделения магнетит является самым поздним среди трех генераций титаномагнетита. Это доказывается пересечением прожилками хлоритита вкрапленников и жил титаномагнетита первой и второй генераций. Характерно совместное нахождение магнетита данной генерации с кобальтсодержащим пиритом. Малотитанистые магнетиты из хлорититов сходны с магнетитами гидротермального генезиса Халиловского месторождения на Урале.

Таким образом, в Вост. Саяне выделяются две генетические ассоциации титаномагнетита. Одна из них связана с основными породами Кизирского габбро-сиенитового, а другая — с ультрабазитами лысанского габбро-пироксенитового комплекса. Титаномагнетиты двух типов различаются по химическому составу и соответственно по соотношению магнетита, ильменита и ульвошпинели. На треугольной диаграмме $TiO_2 — FeO — Fe_2O_3$ анализы минералов образуют обособленные вариационные ряды, которые находятся между рядом титаномагнетитов из траппов Сибирской платформы и тем же минералом различных форма-

ций Урала. Специфической чертой титаномагнетита из габбро и пироксенитов кизирского комплекса является повышенное содержание титана и ванадия при умеренной титаноносности самих габброидных пород. В разных генерациях титаномагнетита габбро-пироксенитового комплекса определяются одни и те же элементы-примеси: ванадий, хром, никель, кобальт. В распределении примесей устанавливается отчетливая закономерность, проявляющаяся в снижении концентрации ванадия и хрома от акцессорных вкрапленников к жилам. Наблюдается прямая генетическая связь содержания V и Fe^{3+} и отсутствует прямая корреляция ванадия и титана. Во всех генерациях титаномагнетита содержание никеля преобладает над кобальтом, причем выщелачивание показывает, что эти элементы, а также медь, входят в состав диспергированных сульфидов.

Рентгеноструктурный анализ подтверждает присутствие в титаномагнетите ульвошпинели (до 6%). На основании этих же данных установлено, что параметр элементарной ячейки не превышает значения этой величины у магнетитов контактово-метасоматических месторождений. Отсутствие широкого изоморфизма титана и железа в магнетитовой фазе можно объяснить высокой концентрацией элемента, который в процессе кристаллизации породы стремится сформировать самостоятельную рудную фазу. Обращает на себя внимание высокое содержание ульвошпинели в титаномагнетите габбро Вост. Саяна относительно титаномагнетитов ультраосновных пород. В титаномагнетите перидотитов Вост. Саяна обнаруживается много общих признаков с аналогичным минералом Копанского массива на Урале. По сравнению с титаномагнетитами Качканара они богаче титаном, но беднее ванадием. Изучение состава титаномагнетита и его взаимоотношения с породообразующими минералами позволяют заключить, что в настоящее время нет оснований для пересмотра представления о фузивной его природе как в габбро, так и в перидотитах. Лишь в апатитовых косвитах генезис титаномагнетита можно связать с остаточной жидкостью рудно-апатитового состава (Богатиков, Лебедев, 1965).

На основании экспериментов, которые учитывают влияние давления водяного пара на порядок кристаллизации минералов в базальтах (Иодер, Тилли, 1965), предполагается, что акцессорные титаномагнетиты в ортопироксенитах и перидотитах кристаллизовались до выделения силикатов при температуре не выше 1200° С и давлении порядка $n \cdot 10^{-12}$ бар. Как показывает расчет фактора распределения, представленного в виде $\frac{Fe^{2+}/Fe^{3+}\ \text{кристаллов}}{Fe^{2+}/Fe^{3+}\ \text{«магмы»}}$, по мере эволюции во времени магма прогрессивно обогащается закисью железа, что отражается на составе титаномагнетита.

К региональным признакам химизма титаномагнетитов Вост. Саяна можно отнести умеренную насыщенность их титаном, обедненность ванадием и хромом. По составу они располагаются ближе к аналогичному минералу габбро-перидотитовой формации Урала, чем к титаномагнетиту траппов Сибирской платформы.

Рутил

Рутил встречается в виде двух генераций: а) первичный рутил в альбититах и б) вторичный в амфиболитах протерозоя. В тех и других породах рутил по оптическим свойствам одинаков, поэтому здесь приводится общее описание. Цвет минерала золотисто-желтый, темно-бурый, в скрещенных и параллельных николях не изменяется. Удельный вес приближается к 4,3.

В рутиле альбититов установлены 0,01% хрома, марганца, ванадия, следы свинца и олова. Такие характерные для рутила элементы-примеси,

как ниобий, титан, иттрий, цирконий, в изучавшихся пробах не установлены. Состав рутила амфиболитов не изучался. В альбититах рутил нередко обнаруживает коленчатые двойники и плоские сетчатые двойниковые срастания — сагенит, а также встречается в тончайших игольчатых кристаллах. Последние приурочены к спайности плагиоклаза или совместно с биотитом — к трещинам рассланцовки в альбититах. Альбититы характеризуются наиболее высоким содержанием рутила (до 16%), но распределяется он крайне неравномерно.

Кристаллы рутила в амфиболитах призматические и столбчатые (до 2 мм длиной), присутствуют в виде отдельных индивидов, иногда ассоциирующих с ильменитом. Рутилоносные амфиболиты оконтуриваются в прерывистую линейную полосу протяженностью до 3 км и ориентировочной мощностью 150—200 м. Полоса не имеет четких границ, контуры ее предположительно проводятся по данным подсчета рутила в шлифах и контрольного химического анализа штуфных проб. *Содержание рутила в пределах намеченной полосы как по простиранию, так* и вкрест его колеблется от 1,5 до 4,5%, а в отдельных участках достигает 6,3%. Наибольшей насыщенностью рутилом (до 7,5%) характеризуются рассланцованные или массивные, почти мономинеральные породы, сложенные сине-зеленой роговой обманкой. Перемежающиеся с ними эффузивы, полевошпатовые амфиболиты, габбро-амфиболиты содержат рутил в количестве 1,0—1,5%, но в них отмечается высокое содержание сфена (4,0—5,0%). В кварцитах и эффузивах количество рутила не превышает 1,5%. Единичные кристаллы этого минерала наблюдаются в тесной связи со «струями» хлорита в карбонатно-полевошпатовых прожилках.

Совместно с ильменитом и титаномагнетитом рутил регистрируется в аллювии водотоков, дренирующих склоны Манского белогорья в районе Лысанских массивов. Широкое ореольное распространение рутила (до 120 зерен на шлих) отмечается в системе левых притоков р. Балахтисон (юго-западный склон Кедранского хребта), по р. Таежный Сисим, а также в истоках р. Сейба.

Природа первичного рутила из плагиоклазитов, на наш взгляд, достаточно убедительно может быть объяснена с позиции экспериментальных данных А. Т. Принс (1954). Анализируя физико-химические особенности системы альбит-анортит-сфен, этот исследователь приходит к выводу, что при кристаллизации конечного продукта дифференциации в условиях дефицита кальция более вероятно образование рутила, нежели сфена. Выделение же его в последнюю стадию связано с необходимостью длительной концентрации рассеянного титана.

Активная эпимагматическая миграция из магматического очага щелочей, в особенности натрия, создает благоприятную среду для перекристаллизации амфиболитов и концентрации в отдельных участках титана в форме рутила.

Магнезит

Магнезит приурочен к зонам трещиноватости серпентинитов, где образует жилки и гнезда. В парагенезисе с магнезитом находятся кварц, пирит, арсенопирит, фуксит. Цвет минерала серовато-белый, буроватый. В шлифе — бесцветен. Спайность совершенная по ромбоэдру. Агрегаты зернистые. Твердость 4,5. В HCl порошок минерала медленно растворяется. Ng—1,748; Np—1,546; $Ng - Np = 0{,}222$. Присутствие железа (реакция с KCN) и повышенная величина показателей преломления, по сравнению с нормативными, позволяют диагностировать изучаемый минерал как магнезит с 20—25% $FeCO_3$.

Спектроскопически в составе минерала устанавливается 0,001% марганца, титана, следы цинка, хрома, кобальта, ванадия, мышьяка и олова.

Образование магнезита происходит за счет серпентинитов при воздействии на них гидротермальных растворов. Место магнезита в процессе автометаморфизма интрузии определяется тем, что он проявляется позже массовой серпентинизации, кристаллизации титано-магнетита и раньше отложения кварца, хлорита, биотита.

Брейнерит

Брейнерит в виде тонкой карбонатной сыпи присутствует в серпентинитах совместно с магнезитом, доломитом, кварцем, входит в состав лиственитов, слагает отдельные жилы и породы, которые образуются на месте серпентинитов при замещении последних в процессе автометаморфизма.

Цвет минерала белый и серовато-белый. Твердость 4,5. Удельный вес 3,2—3,30. Ng — 1,748; Np — 1,546. В HCl не вскипает, но растворяется очень медленно. Указанные исходные оптические данные соответствуют 25% $FeCO_3$ (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953; Татарский, 1955).

Мезитит

Кроме брейнерита в рудной брекчии на горе Лысан установлен карбонат бурого цвета, по физическим свойствам близкий мезититу, но отличающийся от него большим содержанием молекулы $FeCO_3$. Минерал находится в тех же геологических условиях, что и брейнерит, ассоциирует с железистым доломитом, тальком. Кристаллизуется в прекрасно ограненных ромбоэдрах.

Кальцит

Кальцит — наиболее распространенный представитель группы карбонатов. В Лысанских массивах он проявляется, по меньшей мере, в трех условно выделенных генерациях. Одной из наиболее ранних генераций является кальцит, рассеянный равномерно в серпентинитах Подлысанского, Лысанского и Кедранского массивов и образованный за счет породообразующих составляющих. Вторая генерация представлена черным кальцитом, который слагает прожилки на контакте серпентинитов и пироксенитов. Третья генерация — кальцит, цементирующий брекчии габбро вместе с хлоритом.

Агрегаты минерала зернистые, кристаллические. Кристаллы преимущественно ромбоэдрического, реже скаленоэдрического габитуса. Наблюдаются полисинтетические двойники. В HCl бурно вскипает. Свойства минерала изменяются аддитивно. Величина показателей преломления варьирует в пределах $Np = 1{,}480—1{,}494$; $Ng = 1{,}660—1{,}666$, что связано с химическим составом кальцита.

Как видно из табл. 14, описываемые минералы несколько отличаются от химически чистых кальцитов состава CaO — 56%, CO_2 — 44% некоторым дефицитом Ca и CO_2. Намечается вполне отчетливое распределение в кальцитах элементов-примесей. Так, ранние генерации, генетически связанные с процессом автометаморфизма ультраосновных пород, содержат хром, ванадий, никель, кобальт. В последующих проявлениях кальцита элементы группы железа (кроме марганца) не устанавливаются. Редко появляется Cu; Pb, Ti. Интересна примесь Mn^{2+}, которая, обладая парамагнитными свойствами в области g-фактора ≈ 2, занимает определенную позицию в решетке минерала. Других парамагнитных центров не обнаруживается. Обращает на себя внимание присутствие в кальцитах стронция и марганца, что указывает на воз-

Таблица 14

Химический состав кальцита, вес. %

Компонент	1	2
CaO	54,28	54,72
CO_2	42,95	43,11
MgO	0,40	0,17
MnO	0,23	0,40
TiO_2	0,005	—
SrO	0,20	0,3
Pb	0,001	0,003
Cu	0,001	0,001
Сумма	98,07	98,70
Формула	$Ca_{0,97}CO_{2,90}$	$Ca_{0,98}CO_{2,91}$

Примечание. 1 — кальцит из прожилка в титаномагнетитовом серпентините. Подлысанский массив (обр. р. скв. 16-127). Доп. V — 0,001%; 2 — кальцит из брекчии габбро. Там же, гора Пирамида (обр. 37, скв. 8-13[в]).

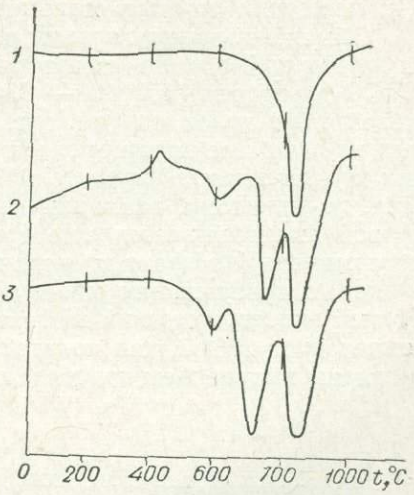


Рис. 29. Кривые нагревания карбонатов.
1 — кальцит; *2* — доломит; *3* — доломит с избыточным содержанием магния.

можность обнаружить разновидности, близко стоящие к стронцио- и мангано-кальциту. Интересна примесь галия, зафиксированного лишь в черном кальците второй генерации.

Кривые нагревания кальцита из Лысанского массива до 1000° С (рис. 29) отличаются простотой и полностью отвечают эталонной кривой этого минерала (по Берг и др., 1944). В последнее время Р. П. Мещеряковым и Ю. М. Столбовым (1967) методом нейтронно-активационного анализа (ошибка ± 0,1%) получены первые изотопы Ca^{48}/Ca^{40} для кальцита, секущего пироксениты формации. Интересно, что величина изотопного смещения (0,53%) гидротермального кальцита в несколько раз превышает данный параметр в кальцитах хемогенного происхождения. Эти данные с определенными допущениями указывают на связь кальция гидротермальных минералов с базальтоидными источниками.

Доломит

Распространен шире, чем кальцит, хотя площадь его развития также ограничивается зонами трещиноватости ультраосновных пород. Условно выделяются следующие три генерации доломита (от ранних к поздним): а) доломит, равномерно замещающий серпентин в серпентинитах; б) доломит тальковых жил (с ильменитом), секущих серпентиниты; в) доломит, совместно с биотитом цементирующий брекчии габбро. По характеру границ ильменита и доломита (цепочки зерен и волосовидные просечки в центре жилок доломита) можно заключить, что ильменит выделяется позже доломита. Биотит рассекает доломит по трещинкам и выделяется после деформации последнего.

Доломит образует плотные, зернистые агрегаты с хорошо ограненными кристаллами ромбоэдрического облика, в HCl вскипает только в порошке. $Ng = 1{,}690-1{,}710$; $Np = 1{,}508-1{,}520$.

В его составе обнаружены (вес. %): CaO—29,02, MgO—19,83, CO_2—45,20, MnO—0,66, Ni—0,017, Sr—0,03, Cu, Pb—0,001, Zn—0,006. Определены также единицы процентов железа, что позволяет отнести минерал к железистому доломиту. Поскольку в доломитах отмечается

присутствие железа, можно утверждать, что среди вторичных образований формации «чистые» доломиты представляют исключение.

Обычно доломит характеризуется двумя эндотермическими эффектами. Первый эффект при температуре 740° С отвечает разложению $MgCO_3$, а второй (850° С) — $CaCO_3$. Кривая нагревания исследованного железистого доломита (см. рис. 29) имеет два отчетливых и почти равных по величине эндотермических пика в интервалах температур, близких к указанным. Незначительное отклонение второго эффекта объясняется, по-видимому, влиянием посторонних примесей. Наряду с этим на кривой вырисовывается еще три дополнительных эффекта. Третий эндотермический эффект по величине уступает двум отмеченным выше и вызван присутствием молекулы магнезита. Слабо выраженные четвертый эндотермический эффект при температуре 410° С и пятый при температуре 280° С, как полагает Сердюченко (1953), могут быть обусловлены выделением кристаллизационной воды.

Апатит

Апатит является единственным минералом из фосфатов и главным источником фосфора во всех массивах. Находится он преимущественно в лейко- и мезократовых габбро, пироксенитах и реже альбито-кварцево-карбонатных жилах. Содержание минерала по простиранию интрузивных тел габбро и пироксенитов выдержанное, но заметно возрастает от лежачего к висячему боку.

В зависимости от того, как относится апатит к окружающим его минералам, мы условно выделяем две его генерации: 1) апатит акцессорный в габбро и пироксенитах и 2) апатит, связанный с гидротермальными образованиями. Нужно сказать, что по составу и обликовым формам не намечается какого-либо существенного различия между апатитом указанных генераций. Апатит первой генерации образует кристаллы бипирамидального габитуса с характерным гексагональным поперечным сечением. Размер кристаллов 0,05—0,5 мм. Апатит тесно ассоциирует с ильменитом, вкраплен в ильменит или сам несет его включения. Такое соотношение минералов наряду с идиоморфными очертаниями апатита и отсутствием следов корродированности границ его указывает на одновременное выделение апатита и ильменита.

Спектральным анализом в апатите из габбро обнаруживается до 1,5% Sr, 0,1—0,3% F, Cl, сотые доли процента Ba, Mg, Na, следы Y, La, Mn, Ti; ΣTR_2O_3 (по данным А. С. Мехоношина) составляет 0,2—0,3%. На основании анализа примесей и дифракционной картины ($a=9{,}30\pm0{,}02$, $c=6{,}84\pm0{,}02$, по З. И. Иконниковой) минерал можно идентифицировать как стронций, содержащий апатит или фтор-апатит (Дир и др., 1965).

Кристаллы апатита второй генерации обычно располагаются в массе альбит-карбонатного агрегата длинной осью параллельно кристаллизационной сланцеватости пород. Цвет, как и у апатита первой генерации, мутновато-белый, водяно-прозрачные разности встречаются редко. Габитус кристаллов бипирамидально-призматический. В составе апатита второй генерации установлены все те же элементы, что и в первой пробе, за исключением иттрия. Присутствие в изучаемом апатите железа, кремнезема, магния и ряда других элементов обусловливается механическими включениями актинолита и хлорита.

Оливин

В неизмененном виде оливин в породах формаций встречается редко. Предполагается, что минерал входил в качестве составной части в ортопироксениты или перидотиты. На его присутствие указывают

псевдоморфозы серпентина по оливину. Псевдоморфозы имеют удлиненную или изометрическую форму с характерными для кристаллов оливина очертаниями (рис. 30). Так, в типичных для оливина разрезах угол между {101} : {101} = 76° и {021} : {021} = 80,5°, тогда как в разрезах ромбических пироксенов угол между {110} : : {110} = 91 °, а между {100} : {010} = 90°. В поперечных разрезах угол между {110} : {110} = 130°. В отличие от псевдоморфоз серпентина по ромбическому пироксену, выполненных антигоритом, в состав отмеченных псевдоморфоз входит не только антигорит, но и хризотил. При этом внутри контуров указанных ограничений развивается сложнопетельчатый узор, ничем не отличающийся от классических иллюстраций замещения оливина серпентином, но не свойственный изменяющимся пироксенам. Кроме того, на присутствие оливина указывает сыпь боулингита, типичного продукта его замещения. Железистость оливина — 10—20% при среднем значении 12%, определенном по трем параметрам ($a = 4{,}82$Å; $b = 10{,}26$Å; $c = 6{,}006$Å).

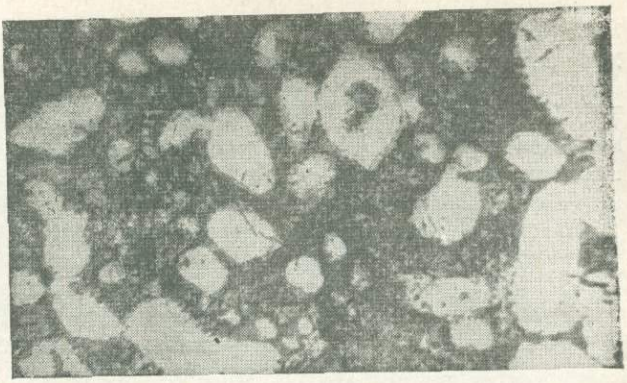


Рис. 30. Псевдоморфозы серпентина по оливину. Лысанский массив. Шлиф. 136; ×30.

Гранат

Из группы граната в массивах формации известны шорломит, гроссуляр и андрадит. Они встречаются в форме тонких прожилков, вкрапленных зерен, мелких кристаллов и друзок по трещинам в телах титаномагнетитовых серпентинитов на контакте их с альбитами; ассоциируют с хлоритом, кальцитом, эпидотом и авгитом. Чешуйчатые агрегаты хлорита селективно замещают гранат, прожилки эпидота его рассекают. Окраска граната — от светлой до темно-бурой. Кристаллы имеют ромбо-додекаэдрический облик. В шлифе все разновидности граната изотропны. Средний показатель преломления, определенный в сплавах, в общем почти отвечает табличным данным у природных гроссуляр-андрадитов (Дир и др., 1965). Пересчет результатов химического анализа двух проб гранатов из разных участков формации (табл. 15) подтверждает оптические данные.

Как видно из приведенных формул (табл. 15), изученные гранаты имеют более или менее одинаковое содержание элементов в кремнекислородном тетраэдре, но характеризуются разным соотношением железа и титана. В титанистом гранате отмечается повышенное содержание кальция и редких земель.

Спектр ЭПР андрадит-гроссуляра, содержащего редкие земли, напоминает спектр иттриево-цериевого граната, где также имеется интенсивная линия с $g = 2$, возможно отвечающая Fe^{3+} в кубическом поле. При съемке образца № 10 в высокочастотном магнитном поле при комнатной температуре спектра ЭПР (и в частности, Fe^{3+}) не наблюдается, что указывает на отсутствие механических примесей и свободных парамагнитных ионов в структуре граната. По А. С. Марфунину и Л. В. Бершеву (1962), в природных гроссуляр-андрадитах фиксируется одна широкая линия, возникающая при большом содержании па-

Таблица 15

Химический состав граната, вес. %

Компонент	1	2
SiO_2	37,24	38,08
TiO_2	1,05	0,46
Al_2O_3	17,08	19,42
Fe_2O_3	6,95	9,57
FeO	3,69	9,16
MnO	0,28	0,2
MgO	0,44	2,69
CaO	32,08	20,16
Na_2O	Сл.	0,10
K_2O	»	0,14
P_2O_5	0,046	Сл.
ZrO_2	0,123	»
П. п. п.	0,66	—
Сумма	99,639	99,98

Примечание. 1 — андрадит-гроссуляр из жилы в рудном серпентините (обр. пк.-3-46) $\left(Ca_{2,71}{}^{Al}{}_{0,29}\right)_{3,00} \cdot \left(Fe^{2+}_{0,24}Mn_{0,02}\right) \cdot Fe^{3+}_{1,25}Ti_{0,20}Al_{1,18}\right)_{2,89} \cdot \left[\left(Si_{2,9} \cdot Al_{0,07}Ti_{0,03}\right)_{3,00}O_{11,7}\right]$. Доп. V_2O_5 — 0,04%, Nb_2O_5 — 0,008, Zn — 0,66, Ni — 0,04, Sn — 0,018, Cr — 0,004, Co — 0,002%; 2 — гроссуляр-андрадит из друзы (обр. 10) $\left(Ca_{1,67} \cdot Al_{1,33}\right)_{3,00} \cdot \left(Fe^{2+}_{0,59}Mg_{0,31} \cdot Fe^{3+}_{0,55}Al_{0,45}\right)_{1,90} \cdot \left[\left(Si_{2,96}Al_{0,02}Ti_{0,02}\right)_{3,00} \cdot O_{12,00}\right]$. Доп. V_2O_5 — 0,092%, Sn — 0,002%.

рамагнитных ионов. В пиропах Якутии и Чехии и альмандинах Украинского щита, содержащих Fe^{3+} и Fe^{2+}, в нормальных условиях съемки никакого спектра поглощения не обнаруживается.

По содержанию главных компонентов описываемые гранаты имеют много общего с аналогичными минералами контактово-метасоматических месторождений. Горной Шории (Вахрушев, 1959) и Алтая (Баженов, 1958). По химическому составу гранаты наиболее близки к гроссуляр-андрадиту (Дир и др., 1965), отличаясь от типичных андрадитов низким содержанием железа и высоким — алюминия. По сравнению с андрадитами из скарнов Урала (Морковкина, 1964) в исследованных минералах фиксируются несколько повышенные значения Al, Fe^{2+}, что в какой-то мере отражает общий геохимический профиль формации. Кроме того, им присущ специфический состав элементов-примесей, из которых определяется магний, цирконий, иттрий, марганец, стронций, ванадий, никель, галлий, германий.

О распределении элементов-примесей в гранатах в печати имеется мало данных, поэтому осветим этот вопрос более детально.

Иттрий. Г. В. Джафф (1952) показал, что иттрий является обычной составной частью спессартиновых гранатов. Вследствие близости кристаллохимических параметров иттрия и марганца может иметь место следующий ряд изоморфизма: $Y^{3+}Al^{3+} \rightleftarrows Mn^{2+}Si^{4+}$. Согласно Г. В. Джаффу, в гранатах, богатых кальцием, таких, например, как описываемые, иттрий, должен быть запрещенным элементом. Но, как показали результаты анализа, во всех образцах гранатов формации этот элемент постоянно присутствует в достаточно большом количестве (0,04—0,09% Y_2O_5). В связи с этим можно сделать вывод о том, что иттрий входит в качестве примеси не только в бедные кальцием гранаты, как это утверждает Г. В. Джафф, но и в гранаты, обогащенные кальцием и марганцем.

Цирконий встречается во всех проанализированных образцах в количестве от следов до 0,12% ZrO_2. В гранатах Лысанских массивов цирконий, вероятно, изоморфно замещает титан по схеме $Ca^{2+}Ti^{4+} \rightleftarrows \rightleftarrows Zr^{4+}Mg^{2+}$ (Соболев, 1949; Кухаренко, 1963) или входит в состав общего изоморфного ряд А. Е. Ферсмана (1934) In—Y—Ce—Zr—Hf——Tl—Sn—Pb. Постоянное присутствие в изучаемых гранатах Zr позволяет считать элемент одной из наиболее характерных примесей гранатов не только гранитоидных пород, но и габброидов.

Из других примесей в гранатах формации часто присутствуют стронций и барий (сл.), реже фосфор (до 0,005% P_2O_5) и уран (0,0002%). В единичных пробах определяются следы галлия, германия, ванадия. Согласно данным А. С. Дудыкиной (1959), для гранатов, генетически связанных с породами кислого ряда, весьма характерна при-

месь олова. Определения В. Легейдо показали, что Sn присутствует в гранатах основных пород в количестве от 0,002 до 0,018%. Очевидно, гранат является своего рода концентратом олова в условиях образования не только кислых пород, но и основных.

Судя по наблюдаемому нами парагенезису, гранаты из описываемой формации образуются в условиях, близких к условиям возникновения метасоматитов (А. Ф. Коржинский, 1958б; Соболев 1952). По В. Н. Лодочникову (1936), локальные находки гроссуляра в ультраосновных породах следует рассматривать как пример для иллюстрации правила полярности.

Сфен

В породах формации обнаружено три генерации сфена. Первая (сфен-1) встречается в виде оторочек вокруг зерен ильменита и каплевидных микроскопических вкрапленников в керсутите, которые также развиваются за счет ильменитового пигмента. Замещение ильменита сфеном-1 приводит к возникновению венчикового или скелетного узоров (рис. 31). Реже образуется решетчатая структура замещения ильменита сфеном, а также полные псевдоморфозы сфена по ильмениту. Сфен-1 проявляется также в форме зернистых и ватообразных агрегатов белесовато-бурого цвета. Между отмеченными агрегатами сфена-1 наблюдаются постепенные переходы, причем ватообразные агрегаты обычно слагают внешнюю часть венчика, окружающего зерна ильменита. Внутренняя часть, обращенная к ильмениту, представлена зернистой массой сфена. Зерна последнего иногда незаметно сливаются в клиновидный монокристалл сфена, содержащий реликты ильменита.

Вопрос о природе различных агрегатов сфена остается открытым. Окончательно не выяснен также их состав. Р. Марсден называет ватообразный агрегат сфена лейкоксеном (Marsden, 1938), Э. С. Дана (1937)—микрокристаллическим рутилом. Некоторые исследователи считают его аналогом сфена (А. Н. и Г. Винчеллы, 1953) или смесью

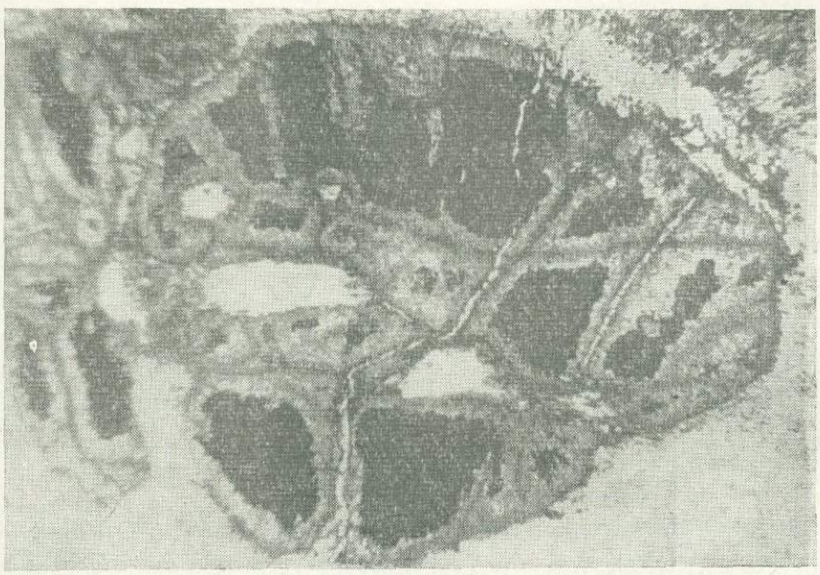


Рис. 31. Скелетная структура замещения ильменита сфеном. Габбро Лысанского массива. Шлиф. 1441; × 140.

остатков измененного ильменита, рутила, анатаза (Зив, 1956; Куковский, Кононов, 1962). Е. Ф. Зив вообще отрицает существование в природе такого самостоятельного минерала, как лейкоксен.

Как свидетельствуют наши наблюдения, размер новообразований сфена-1 зависит от величины кристаллов ильменита. Содержание сфена в неизмененных пироксенитах составляет 1—2%, в хлоритизированных и карбонатизированных пироксенитах — 3—4%. Количество сфена в некоторых разновидностях габбро достигает 8%. Сфен второй и третьей генераций представлен исключительно кристаллами. Минерал образует единичные хорошо ограненные индивиды размером до 1,5 см типичной конвертообразной клиновидной формы или мономинеральные прожилки, иногда гирлянды кристаллов, располагающихся в кальците на контакте габбро и пироксенитов в парагенезисе с хлоритом (сфен-II). Наконец, минерал образует локальные вкрапленники типичных кристаллов альбите (сфен-III). Если цвет сфена-I и III от медово-желтого до светло-бурого, то сфен-II приобретает светло-зеленую окраску. Во всех генерациях блеск минерала обычный, алмазный. Твердость 6,5; спайность ясная по {110}; отмечается заметное удлинение сфена-II за счет роста граней {110} и {100}.

Анализ одной порбы сфена показывает, что в его составе кроме главных компонентов Si, Ca, Ti присутствуют до 0,5 Al_2O_3 и FeO, а также 0,27% Na_2O, 0,13% ZrO_2, сотые доли процента K, Mn, V, Pb (табл. 16, анализ 1). Очень характерной примесью является Zr, обнаруженный как в сфене из габбро и альбититов, так и в сфене карбонатных прожилков. При пересчете анализа сфена-III выявляется ощутимое отклонение состава минерала от теоретической формулы (табл. 16). Наибольший дефицит обнаруживается во второй титановой катионной группе. В первой группе недостаток Ca частично компенсируется суммой Zr и Na. Полное равновесие, возможно, достигается за счет вхождения Mn (Дир и др., 1965), содержание которого в минерале достигает 0,1%.

Таблица 16

Химический состав сфена, вес. %

Компонент	1	2	3
SiO_2	33,50	28,90	30,60
TiO_2	36,00	37,27	40,80
Al_2O_3	0,50	2,74	—
Fe_2O_3	—	1,69	—
FeO	0,50	0,27	—
MnO	0,10	Сл.	—
MgO	0,05	»	—
CaO	27,44	28,32	28,60
Na_2O	0,27	Сл.	—
K_2O	0,05	»	—
Nb_2O_5	—	0,18	—
Ta_2O_5	—	0,18	—
ZrO_2	0,13	0,56	—
П. п. п.	0,66	0,07	
Сумма	99,20	100,00	100,00

Примечание. 1 — бурый кристаллический сфен-III из альбитита. Подлысанский массив, Вост. Саян (обр. 255). Аналитик И. П. Онуфриенок. Доп. $V_2O_5 - 0,05$ $\left(Ca_{0,97}\ Zr_{0,002}\ Na_{0,01}\right)_{0,982}$ $\left(Ti_{0,89}Al_{0,020}Fe^{2+}_{0,01}\right)_{0,92}$ $\left[Si_{1,11}O_4\right]$ $O_{1,02}$; 2 — сфен из жилок и гнезд в крупнозернистом пироксените. Африканда (Кухаренко и др., 1965). Доп. TR_2O_3 — 0,16%; 3 — теоретический состав сфена (Бетехтин, 1950).

Компенсирование недостатка Ti осуществляется за счет Al и Fe, входящих в позицию Ti. Не исключается вероятность участия Mg в компенсации дефицита, а также Nb. Последний определен спектрально в некоторых сфенах формации и, кроме того, на присутствие его указывает замеренная на приборе «Циркон» радиоактивность, несколько превышающая натуральный фон. Из-за ограниченности материала не представляется возможным провести надежное сопоставление сфена, образованного в разных геологических условиях.

А. А. Кухаренко, М. П. Орловой и другими (1965) на примере изучения сфенов Кольского полуострова доказывается, что в решетке сфена Ca обычно замещается цирконием. Опираясь на этот вывод, в рассматриваемом случае можно допустить аналогичный ход гетеровалентного изоморфизма катионов по схеме $Ca^{2+}Ti^{4+}Zr^{4+}Mg(Fe)^{2+}$.

Наиболее полную характеристику получили сфены из щелочных комплексов (Бонштедт, 1937; Кухаренко и др., 1965). Как видно из приведенных анализов (табл. 16), сфен данной формации отличается от сфена щелочных пород отсутствием Nb. Исключение составляет зеленый сфен, где Nb (0,03%) наряду со Sc (0,01%) и Zr (0,03%) является постоянной примесью.

Учитывая существующую неопределенность в диагностике лейкоксена, нами было проведено рентгенометрическое изучение различных агрегатов сфена: а) зернистого и ватообразного (сфен-I) и б) кристаллического (сфен-II). При сравнении вычисленных значений межплоскостных расстояний (табл. 17) и самих фильмов Дебая обнаруживается полная их сходимость как по интенсивности, так и по числу и положению дифракционных линий. На всех дебаеграммах обнаруживаются единичные четкие линии рутила (3,24 Å) и дифракционные линии, приближающиеся к линиям ильменита (1,722, 1,726 Å).

Таблица 17

Межплоскостные расстояния сфена

1		2		3		4		5	
I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
10	3,237	8	3,24	10	3,243	10	3,250	10	3,200
9	2,998	6	2,99	9	3,011	8	3,010	9	2,980
		3	2,90						
9	2,615	7	2,59	8	2,600	8	2,600	10	2,590
5	2,275	4	2,27	5	2,272	5	2,280	7	2,260
2	2,061	2	2,06	3	2,060	5	2,060	6	2,050
4	1,705	2	1,704	2	1,702	3	1,701	7	1,630
8	1,644	5	1,644	7	1,642	9	1,641		
5	1,558	3	1,556	4	1,561	3	1,553	6	1,553
6	1,496	4	1,493	5	1,496	8	1,497	7	1,488
7	1,420	2	1,410	6	1,420	4	1,420	9	1,410
3	1,345	2	1,346	2	1,344	3	1,343	5	1,343
5	1,305	1	1,303	3	1,304	4	1,306	5	1,302
4	1,276					3	1,275	5	1,274
4	1,132	1	1,130	3	1,131	5	1,131	5	1,131
2	1,115	1	1,113	1	1,115	2	(1,114)β		
5	1,101	1	1,105	3	1,105	5	1,107	5	1,106
2	1,041			4	1,042	3	1,042		
5	1,014	2	1,013	4	1,014	4	1,013		

Примечание. 1 — бурый крупнокристаллический сфен-II из альбитита. Подлысанский массив (обр. 255); 2 — бурый мелкокристаллический сфен-I, образующий венчик вокруг ильменита в габбро (обр. скв. 1-94); 3 — ватообразный сфен, окружающий зерна ильменита в габбро. Подлысанский массив. Глубокий шурф 2 (обр. гл. ш-2б); 4 — то же (обр. гл. ш-2а); 5 — сфен (эталон по Михееву, 1957).

Таким образом, тождественные данные рентгенометрии разных модификаций изучаемого минерала (кристаллической, зернистой и ватообразной), наблюдающиеся под микроскопом постепенные переходы между ними и локализация вокруг ильменита позволяют заключить, что они могут быть отнесены к продуктам разных стадий изменения ильменита. Данный вывод совпадает с представлениями А. Н. и Г. Винчеллов (1953) и Е. Ф. Зив (1956).

Пироксены

В породах формации группа пироксенов представлена гиперстеном, бронзитом, авгитом, титанистым авгитом, ферроавгитом, пижонитом, пижонит-авгитом, диопсид-авгитом.

Гиперстен и бронзит обнаруживаются в виде микрореликтов в серпентинитах. В шлифе минералы плеохроируют очень слабо, сво-

Таблица 18

Оптические константы и приблизительный состав некоторых пироксенов

№ п/п	$2V(+)$	cNg	Ng	$CaSiO_3$	$MgSiO_3$	$FeSiO_3$
1	80	—	1,680	—	85	15
2	44—46	40	1,721	37	37	26
3	40—44	40—46	1,706	38	46	18
4	40	42	1,720	34	39	27
5	54	53	1,708	45	40	15
6	40	35	1,722	35	37	28
7	46—48	40—50	1,720	39	36	25
8	16—24	40—42	1,738	5	60	35

Примечание. 1 — *ромбический пироксен из серпентинизированных бронзититов* (С-1); 2—5 — авгит из клинопироксенитов (К-4, К-5-36, скв. 6-13 и 6-34); 6 — ферроавгит (скв. 8-50); 7 — титан-авгит из прожилков, секущих серпентиниты (256); 8 — пижонит (магнезиальный диопсид) из пироксенитов (ЛК-17-11).

бодны от рудных или других включений. $2V = +60—70°$, $Ng = 1{,}690—1{,}720$ (табл. 18).

По диаграмме А. Польдерварта (Poldervaart, 1950) состав минерала можно выразить следующей формулой: En_{85}, Fs_{15}. На диаграмме А. Н. Винчелл и Г. Винчелл (1953) точки, отвечающие замеренным константам, лежат в промежутке между полем энстатита и гиперстена, ближе к последнему. Железистость описываемых пироксенов, определенная по эмпирическим диаграммам (Шемякин, 1968), равна 30.

Судя по структуре взаимных границ, гиперстен-бронзит кристаллизовался позже оливина и раньше титаномагнетита. Изменение минерала сводится к частичному или полному его замещению серпентином и образованию на его месте серпентино-хлоритового агрегата. Отсутствие каких-либо включений в ортопироксене может свидетельствовать о кристаллизации минерала в условиях быстрого остывания (Hess, Phillips, 1940).

Из моноклинных пироксенов в массивах габбро-пироксенитовой формации широко развиты авгит, титан-авгит, ферроавгит. Реже встречаются пижонит, пижонит-авгит и диопсид-авгит. Все пироксены образуют непрерывный изоморфный ряд, тесно связаны общностью происхождения, поэтому нет необходимости описывать их раздельно. Указанные минералы являются главными породообразующими компонентами клинопироксенитов, реже встречаются в габбро и в виде новообразований в серпентинитах. В отдельных случаях титан-авгит совместно с андрадитом и хлоритом слагает прожилки, ответвляющиеся от пироксенитов и секущие серпентиниты.

Выделения клинопироксенов в пироксенитах имеют таблитчатую форму, неправильные или идиоморфные по отношению к ильмениту очертания. Авгит плеохроирует от бледно-розового по Ng до отчетливо розового по Np; $2V = (+)46—48°$; $cNg = 50°$. Титан-авгит плеохроирует в розовато-фиолетовых тонах; $2V = (+)40—54°$; $cNg = 40—53°$. Трещины спайности подчеркиваются цепочками зерен или пластиночек ильменита, струями хлорита, зеленой роговой обманкой. Некоторые кристаллы пироксена сдвойникованы, другие имеют отчетливо выраженную по интенсивности цветов интерференции зональную структуру, обусловленную появлением оторочек авгита вокруг центров титан-авгита. Границы зон внутри монокристалла не параллельны внешним контурам зерен. При измерении угла оптических осей зонального пироксена устанавливается следующее соотношение: угол оптических осей внутренней зоны на 2—5° больше угла оптических осей внешней оторочки. Очевидно, зональность описываемых пироксенов указывает на постепенное уменьшение концентрации титана и железа в процессе кристаллизации минерала.

В пироксене нередко наблюдаются эмульсионные пойкилитовые включения ильменита, располагающиеся в виде характерного графического узора. Некоторые зерна моноклинного пироксена содержат настолько густую сыпь ильменита, что становятся почти непрозрачными. Аналогичные микроскопические включения ильменита отмечаются и

в диопсиде различных массивов. В частности, они встречаются достаточно часто в диопсиде из пироксенитов Гусевогорского массива Урала (Борисенко, 1967). Большое количество тонкодиспергированной примеси ильменита и гематита иногда вызывают у авгита усиление плеохроизма в красных тонах. Эти данные позволяют ставить вопрос о пересмотре природы окраски и плеохроизма титанистого авгита. Известно, что изменение цвета этого минерала ранее связывалось с присутствием Ti^{3+}. Еще в 1949 г. В. С. Соболев (1949) высказал мнение о том, что Ti^{3+} является более сильным хромофором, чем Ti^{4+}. Позднее на активную роль Ti^{3+} как хромофора титанистого авгита указал С. П. Чесноков (1960). В отмеченных исследованиях не содержалось конкретных материалов о форме вхождения титана, как не было окончательно доказано валентное состояние элемента и характер его химической связи в решетке. Эти вопросы решились в последнее время отчасти на других минеральных соединениях, благодаря применению радио- и инфракрасной спектроскопии.

Так, Л. В. Бершов и И. А. Зотов (1968) при изучении кианита методом ЭПР показали, что именно Ti^{3+} в отличие от Ti^{4+} обусловливает появление видимой под микроскопом синей и фиолетовой окраски минерала. На основании изучения спектров ЭПР слюд М. М. Зарипов и другие (1967) фиолетовую окраску слюд относят за счет вхождения Ti^{3+}. По данным Н. Я. Яфаева и Ю. В. Яблокова (1962), Ti^{4+} диамагнитен, не дает спектров ЭПР и почти не влияет на окраску искусственных стекол. Несмотря на эти достаточно конкретные заключения, вопрос о форме вхождения Ti в авгиты остается открытым, так как авгиты не изучались ЭПР.

Между тем решение этой задачи не только уточняет состав минерала и его позицию в систематике, но имеет определенный генетический смысл. С целью изучения позиции титана Е. А. Замотринской и нами снимались спектры ЭПР титан-авгитов на стандартном спектрометре РЭ 1301 в режиме 9500 МГц раздельно при температурах 300 и 77° К. В одной пробе авгита из пироксенитов спектр состоит из ряда линий. При температуре 300° К регистрируется широкая интенсивная линия с $g_{эфф}=4{,}7$, а также линия меньшей интенсивности с $g_{эфф}=2{,}0$, определенно отвечающая Fe^{3+} в октаэдрическом окружении. Наряду с этими появляется третья узкая линия с g-фактором, близким двум. Если физический смысл появления первой линии остается неясным, то характер и поведение третьей линии поглощения близки к спектру ЭПР Ti^{3+} в стеклах, где элемент выполняет роль активатора и входит в состав комплексных силикатных соединений (Абрашитова, Петровский, 1967; Яфаев, Яблоков, 1962). В другом образце при съемке обнаруживается линия с $g=2$, близкая к калибровочной ДФПГ и вызываемая Fe^{3+} в позиции октаэдра, и линии с $g_{эфф}=4{,}27$, возможно соответствующая Fe^{3+} в тетраэдрической позиции. Характерная линия Ti^{3+} во втором опыте не проявляется как при 300° К, так и при температуре жидкого азота, что связано с отсутствием в образце парамагнитных центров, дающих поглощение.

Отрицательный парамагнитный эффект нельзя связать с недостаточной чувствительностью прибора, ибо все исследуемые препараты отличаются повышенным (более 1%) содержанием титана. Ощутимое колебание концентрации титана, зависящее от макроскопически видимой вкрапленности, неустойчивый характер спектров ЭПР при различных режимах съемки,— все это позволяет склониться к выводу о том, что часть титана входит в моноклинный пироксен в форме тонкодиспергированного ильменита или продуктов его изменения.

Изучение пироксена в камере микрозонда системы «Камека» зафиксировало флюктуации в распределении титана в различных разрезах минерала, подтвердив тем самым сделанное выше заключение. Прав-

да, нельзя исключить изоморфизм части Ti с Si в кремнекислородном тетраэдре (Соболев, 1940), что подтверждают и замеры картины ЭПР. Но, как известно, тетраэдрическая позиция элемента обусловливается либо появлением крупных катионов (Ba), либо дефицитом таких элементов, как Al и Fe^{3+}, которые обнаруживают способность легче замещать Si, чем Ti (Hartman, 1969). В данном случае эти условия не соблюдаются. В то же время диамагнитные свойства Ti^{4+} создают большие трудности фиксации его методом ЭПР.

Изучение спектров поглощения авгитом позволило сказать о том, что плеохроизм минерала вызван преимущественно процессом окисления железа, тогда как цвет обусловлен переходами электронов на соответствующие энергетические уровни (Manning, Nickel, 1969). Как показало изучение рентгеновского и инфракрасного спектров железистых авгитов, последние обнаруживают в основном структуру диопсида (Рашин и др., 1971). Можно допустить, что характерные цвета плеохроизма минерала, очевидно, создаются присутствием тонкодиспергированных примесей ильменита и отчасти гематита.

Развивая данное положение, мы вправе предполагать, что минерал, часто описываемый как ферро- и титан-авгит, на самом деле представляет собой обогащенный рудной компонентой диопсид. Сходство дифракционной картины диопсида, ферро- и титан-авгита подтверждает сказанное: не исключается возможность, что такой обогащенный железом и титаном пироксен следует именовать титан-железистым диопсидом или диопсидовым авгитом, как это было принято в классических работах (Левинсон-Лессинг, 1940).

Таблица 19

Химический состав пироксенов, вес. %

Компонент	1	2
SiO_2	44,29	40,10
TiO_2	1,84	5,29
Al_2O_3	10,64	6,19
Fe_2O_3	3,78	7,60
FeO	6,41	8,96
MnO	0,24	—
MgO	10,68	13,18
CaO	21,72	18,86
Na_2O	0,61	0,35
K_2O	0,12	0,14
H_2O^+	0,32	—
H_2O^-	0,03	—
Cr_2O_3	0,01	0,003
V_2O_5	0,05	0,048
ΣFe	7,59	—
П. п. п.	—	—
Сумма	100,74	100,72
Ng	1,721	1,720
$2V(+)$	44—46	46—48
cNg	40	50
Mg/Fe	1,1	0,82

Примечание. 1 — титан-авгит из рудных пироксенитов Подлысанского массива (обр. к-4). Аналитик И. П. Онуфриенок; 2 — титан-авгит из жилок, секущих титано-магнетитовые серпентиниты. Подлысанский массив (обр. 256[3]). Анализ лаборатории КГУ.

Состав клинопироксена, по оптическим данным, колеблется в следующих пределах: Wo_{34-38}, En_{36-46}, Fs_{15-28}.

Аналитическому изучению были подвергнуты объединенные пробы авгита, отобранного под бинокуляром из рудных авгититов, и титан-авгита из прожилков (табл. 19). Приблизительный состав пироксена, по оптическим данным, определялся на диаграмме Уэджера и Дира (моноклинные пироксены; Wager, Deer, 1939) и на диаграммах А. Польдерварта (ромбические пироксены; Poldervaart, 1950).

Химический состав авгита, освобожденного от рудных минералов и практически не содержащего амфибола, можно охарактеризовать следующей формулой: $(Ca_{0,83}Na_{0,02})_{0,85} \cdot (Mg_{0,5}Fe^{2+}_{0,20}Fe^{3+}_{0,05}Ti_{0,05}Al_{0,13})_{1,03} \cdot [(Al_{0,34}) \cdot Si_{1,66})_{2,00} \cdot O_{6,00}]$. Оно, как видно, отличается от теоретической формулы авгита лишь дефицитом кальция. Титан-авгит из прожилков имеет более сложный состав: $(Ca_{0,82}Na_{0,01})_{0,83} \cdot (Mg_{0,84}Fe^{2+}_{0,30}Fe^{3+}_{0,12})_{1,26} \cdot [(Ti_{0,16}Fe^{3+}_{0,11}Al_{0,26}Si_{1,47})_{2,00} \cdot O_{6,00}]$.

В частности, по сравнению с упомянутым выше пироксеном «жильный» авгит характеризуется высоким содержанием железа, титана и магния. Причем Ti совместно с Fe^{3+} здесь входит в тетраэдрическую группу, поскольку количество Si и Al в ней недостаточно для идеальной компановки.

Неидентичность структуры пироксенов, несомненно, вызвана различными условиями происхождения, но уточнить эти детали сейчас не представляется возможным.

Одна из специфических черт пироксенов — высокое содержание Al и Ti. Вероятно, здесь повторяется закономерность, выражающаяся в том, что высокие содержания Al в авгитах присущи пироксенам с повышенными количествами Fe и Ti (Дир и др., 1965). Кроме того, они выделяются по содержанию щелочей. Неслучайно на диаграмме Ca—Al—f (рис. 32) пироксены этого ряда соседствуют с аналогичными минералами ультраосновной щелочной формации.

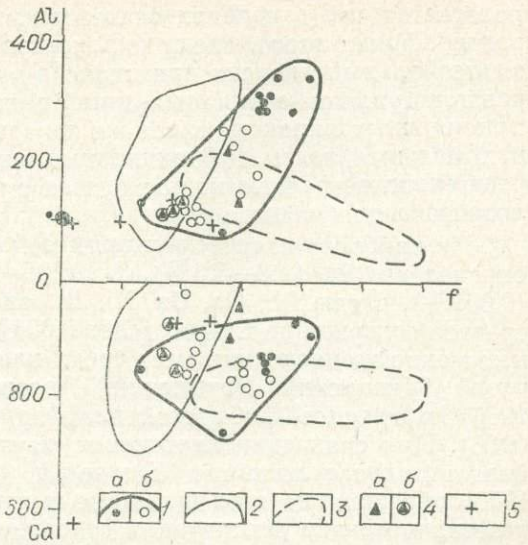


Рис. 32. Состав клинопироксена различных формаций.

1 — габбро-пироксенитовая: *а)* Вост. Саяна, *б)* Кузнецкого Алатау (по Никонову, Минину, 1973); *2* — габбро-пироксенит-дунитовая; *3* — габбро-сиенитовая (*2*, *3* по Добрецову и др., 1971); *4* — щелочно-ультраосновная формация: *а)* Жидойский массив (по Коневу, 1970), *б)* Гулинская интрузия (по Васильеву, 1972); *5* — гипербазитовая формация (Пиннус, Колесник, 1966).

$$f = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg} \cdot 100.$$

В целом описываемые пироксены не выходят за пределы авгитовой группы пироксена и находят себе аналогов среди минералов из титаноносных основных пород Вост. Саяна, Кузнецкого Алатау и Сибирской платформы. Наибольшее сходство по составу проанализированный пироксен обнаруживает с титан-авгитом из габбро Кизирского плутона в Вост. Саяне (Лебедев, Богатиков, 1963), хотя изученные пироксены характеризуются более высокой степенью железистости и меньшим содержанием магния, чем кизирские (рис. 33). В то же время они значительно беднее железом, чем авгиты массивов Патынского (Кузнецкий Алатау) и Бушвельд. Клинопиросены формации почти не отличаются от аналогичных минералов, сформированных при широком участии метасоматических процессов (Бородин, 1963).

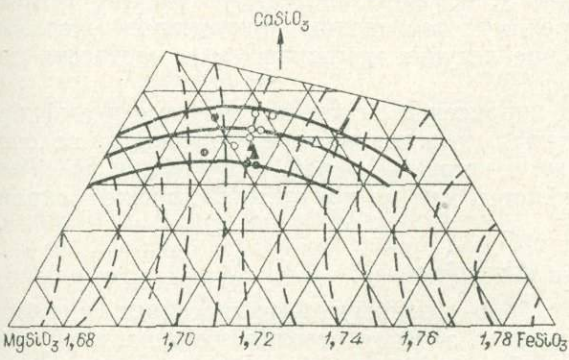


Рис. 33. Состав моноклинных пироксенов на диаграмме Хесса. Из клинопироксенитов описываемой формации:

▲ по данным химического анализа; ● — по оптическим константам; △, ○ — пироксены Кизирского плутона (Лебедев, Богатиков, 1963).

Пижонит в проходящем свете бесцветен, по краям замещается роговой обманкой и хлоритом с сохранением отчетливой спайности. Минерал имеет незначительное распространение в породах Лысанского массива. Это ограничивает возможность подвергнуть его подробному изучению. Замеры по двум зернам показывают, что он характеризуется малой величиной угла оптических осей $2V = (-)$ 16—20°; $cNg = 40$—42°, угол спайности 88°, $Ng - Np = 0{,}028$.

Судя по отдельным значениям констант, пред-

полагается, что в породах формации имеют место пижонит-авгиты. Вероятно, кроме этого, среди пироксенов Лысана следует выделять еще магнезиальный диопсид или диопсид-авгит, имея в виду присутствие на рентгенограммах единичных линий диопсида. Расшифровка дебаеграмм моноклинных пироксенов все же показывает, что в изучавшихся образцах большая часть дифракционных линий принадлежит авгиту (т. е. рентгеновские данные не расходятся с результатами оптического и аналитического изучения).

Из наиболее интересных примесей в составе изученных минералов определены Ti (1,8—5,3%), V (0,05—0,1%), Cr (0,001—0,007%), Sr (0,001%), следы Pb, Ga, Ba, Ni. В моноклинных пироксенах формации среднее содержание Cr достигает 0,004%. В этом отношении они занимают одно из последних мест среди клинопироксенов габброидных интрузий (Кизирский, Патынский, Арсентьевский массивы; Богатиков, 1966) и траппов Сибирской платформы (Нестеренко, Альмухамедов, 1966). При сравнении пироксенов изучаемой ассоциации и типичного базальтоидного лополита Бушвельд (Atkins, 1969; Уэджер, Браун, 1970) обращает на себя внимание высокое содержание в первых Ti, Al и незначительная флюктуация содержания почти всех элементов, не исключая Cr.

Говоря о природе авгита, мы можем подчеркнуть, что большинство исследователей теперь признает и магматический, и метасоматический путь рождения этого минерала. Метасоматическое происхождение клинопироксенов можно считать доказанным в ряде хорошо изученных массивов Урала (Штейнберг, 1958; Ефимов, 1969). В экспериментах Э. Садецки-Кардош (1969), моделирующих метаморфические процессы в карбонатсодержащей глинистой породе при повышении температуры до 450° С и увеличении давления, возникает ассоциация плагиоклаз-авгит. Она остается в равновесии до 650° С. При высоком давлении авгит постепенно замещается диопсидом.

В отношении порядка выделения изучавшихся пироксенов можно высказать только предположение, ибо непосредственные взаимоотношения моноклинных и ромбических пироксенов в шлифах не наблюдались. В перидотитах и ортопироксенитах кристаллизация пироксенов началась с выделения бронзита. Она происходила в условиях резкого недостатка кальция и избытка магния, так как, согласно данным В. С. Соболева (1936), ортопироксены появляются в определенных условиях, когда соотношение Fe к Mg меньше 1. В целом эволюция пироксенов в процессе кристаллизации клинопироксенитов и габбро формации направлена в сторону обогащения их железом и титаном за счет убывания магния. Обращаясь к работам У. А. Дира и Д. Абботта, мы вполне можем допустить, что широкому насыщению пироксенов железом способствовало низкое давление летучих компонентов, в частности паров воды (Deer, Abbott, 1965).

Изменения моноклинных пироксенов формации сводятся к амфиболизации и хлоритизации. По краям и в центре зерен появляется зеленобурая роговая обманка, ближе к краю — зеленый амфибол, а по самому краю, в заливах и по спайности или на контакте с другими вкрапленниками,— хлорит.

Амфиболы

Из числа амфиболов в габбро-пироксенитовых массивах имеются следующие: антофиллит, актинолит, зеленая роговая обманка, керсутит, сине-зеленая роговая обманка. Наиболее распространены моноклинные амфиболы.

Антофиллит найден только на горе Лысан, где он выполняет трещинки в серпентинитах, на контакте с секущими их габбро. Цвет минерала белесовато-зеленый, твердость около 5,5, спайность совер-

шенная по (110), агрегаты пластинчато-волокнистые, иногда асбестовидные. В шлифе антофиллит по Ng — светло-зеленый, по Np — буровато-зеленый ($Ng=1{,}630$; $2V=(-)80°$), от моноклинных амфиболов отличается прямым погасанием. На поверхности выветривания минерал слабо отальк ован.

Керсутит — составная часть пироксенитов и габбро. Реже он встречается в серпентинизированных перидотитах. В рудных пироксенитах минерал совместно с ильменитом «цементирует» моноклинный пироксен, корродируя его в краях, проникая по спайности в авгит в виде субпрожилков и пойкилитовых вростков; относительно плагиоклаза идиоморфен.

Минерал слабо плеохроирует в коричневых и золотисто-желтых тонах. Густота окраски зависит, вероятно, от содержания окисного железа (В. С. Соболев, 1949) и титана (Rosenzweig, Watson, 1954). Оптические измерения ($2V=(-)80°$; $cNg=18°$; $Ng=1{,}708$) указывают на принадлежность минерала к керсутиту с 75 мол. % (Fe^{2+}, Mn, Ti) и 25 мол. % Mg, по В. Е. Трегеру (1958). Почти всегда в той или иной мере керсутит насыщен рудным пигментом, что делает его иногда непрозрачным и почти не отличимым от ильменита, зерна которого наряду с кристаллами апатита пойкилитово включены в керсутит или окружают его. В слабо просвечивающих краях керсутита заметен характерный ребристый узор (см. рис. 19), обусловленный цепочечным расположением ильменитовой сыпи. Местами точечная вкрапленность сливается, образуя как бы один массивный сгусток с отходящими от него микропрожилками. В результате возникает так называемая структура рыбьего хвоста. Количество рудной пыли в минерале увеличивается по мере возрастания степени метаморфизма породы. Поэтому можно согласиться с Рамбергом в том, что часть ильменита и рутила выделяется при сильном метаморфизме титансодержащих силикатов (Ramberg, 1948).

Керсутит различных массивов несколько отличается по химическому составу. С глубиной в керсутите клинопироксенитов возрастает содержание Al и снижается концентрация Fe^{2+} и Ca. Химическая формула «общего» керсутита из пироксенитов, рассчитанная по методу В. С. Соболева (1949), следующая: $(Ca_{2,27}Na_{0,46}K_{0,16})_{2\ 89} \cdot (Fe^{2+}_{1,42}Mg_{2,46}Fe^{3+0}_{0,40}Ti_{0,33} \cdot Al_{0,15})_{4,76} \cdot (OH_{1,46}O_{0,73})_{2,19} \cdot [(Al_{1,96}Ti_{0,26}Si_{5,75})_{7,91} \cdot O_{22,0}]$.

В составе минерала обращает на себя внимание высокое количество титана. Вхождение элемента в анионную часть, очевидно, неслучайно. Изучение химического состава и спектров инфракрасного поглощения свидетельствует о том, что координация титана в синтетических титанистых амфиболах по кислороду равна 4. Обратная зависимость содержания Si и Ti, закономерные изменения в спектрах поглощения и параметрах элементарной ячейки указывают на вероятность изоморфного замещения в структуре амфибола $Ti^{4+} \rightarrow Si^{4+}$ (Ковалев, Христофоров, 1970). Рентгеновский анализ, предпринятый нами с целью выявления состава минерала, к сожалению, показал плохую сходимость значений d/n с табличными данными главным образом из-за различных условий съемки эталонного и изучаемого образцов.

Описанные керсутиты обнаруживают ряд общих признаков с аналогичными минералами Кизирского габбро-сиенитового массива в Вост. Саяне (Лебедев, Богатиков, 1963). Но наибольшее сходство имеют они с керсутитами из верлитовой серии Аризоны * (Prinz, Nehru, 1969), хотя последние несколько богаче Mg и щелочами (табл. 20). Тесное парагенетическое нахождение керсутита с ильменитом, возмож-

* $(Ca_{1,72}Na_{0,86}K_{0,16})_{2,74} \cdot (Fe^{2+}_{1,36}Mg_{2,81}Ti_{0,61}Al_{0,31}Mn_{0,02})_{5,11} \cdot [(Al_{2,18}Si_{5,82})_{8,00}O_{22,00}]$.

Таблица 20

Химический состав амфибола, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	37,00	37,20	38,06	37,16	37,56	36,60	41,18	47,46
TiO_2	7,06	3,92	6,42	5,40	5,25	6,57	3,71	0,88
Al_2O_3	9,64	11,72	12,71	13,25	14,10	14,75	11,47	6,88
Fe_2O_3	5,70	4,56	3,91	2,20	3,93	1,69	5,15	3,36
FeO	11,52	12,57	10,86	9,79	8,97	10,87	13,87	7,38
MnO	0,11	0,09	0,14	0,28	0,44	0,14	0,23	0,18
MgO	10,66	10,63	10,69	10,92	10,79	10,05	8,62	20,48
CaO	14,17	14,38	12,73	14,23	13,47	12,47	11,74	9,70
Na_2O	1,10	1,35	1,42	1,74	1,74	1,70	1,60	0,21
K_2O	0,44	0,84	0,78	0,73	0,79	0,73	0,44	0,13
P_2O_5	—	0,04	0,51	0,11	0,06	0,21	0,11	—
V_2O_5	0,10	—	0,08	—	—	0,08	0,08	0,02
Cr_2O_3	—	—	0,006	—	—		0,001	—
H_2O^+	1,34	1,35	1,42	1,51	1,46	1,19	2,32	2,82
H_2O^-	0,06	—	—	—	—	—	—	0,32
CO_2	—	0,19	—	1,07	0,66	—	—	—
П. п. п.	—	1,38	—	1,07	0,98	2,63	—	1,00
Сумма	98,90	100,22	99,73	99,46	100,20	99,68	100,52	100,82
$FeO : MgO$	0,60		0,56			0,61	0,90	0,20
$2V(-)$	80	80	—	80	67—72	76—79	78	83
cNg	10—14	10	10	13	15—17	19—24	12	19
Ng	1,706	1,718	—	1,710	1,680	1,675	1,676	1,658

Примечание. 1 — керсутит из авгитовых пироксенитов, Подлысанский массив (обр. 12009[а]); 2 — буровато-зеленая роговая обманка (керсутит из пироксенита). Там же (обр. 9-213-215) $(Ca_{2,38}Na_{0,42}K_{0,16})_{2,96}(Fe^{2+}_{1,63}Mg_{2,46}Fe^{3+}_{0,53}Ti_{0,39})_{5,01}(OH_{1,43}O_{0,71})_{2,14}[(Al_{2,15}Ti_{0,07}Si_{5,78})_{8,00}O_{22,00}]$; 3 — то же, СЗ фланг Лысанского массива (гора Мал. Лысан, обр. к-17). Доп. Cu — 0,01, Ni — 0,003, Co — 0,001, Be — сл.; 4 — то же, из габбро на контакте с пироксенитом (обр. скв. 9-254-256) $(Ca_{2,35}Na_{0,52}K_{0,16})_{3,03}(Mg_{2,51}Fe^{2+}_{1,26}Fe^{3+}_{0,25}Ti_{0,62}Al_{0,15})_{4,79}(OH_{1,60}O_{0,80})_{2,40}[(Al_{2,26}Si_{5,74})_{8,00}O_{22}]$; 5 — светло-зеленый амфибол из габбро в 3 м от контакта с пироксенитом обр. скв. (9-257); $(Ca_{2,19}Na_{0,50}K_{0,16})_{2,85}(Mg_{2,44}Fe^{2+}_{1,44}Fe^{3+}_{0,46}Al_{0,23}Ti_{0,61})_{5,18}(OH_{1,48}O_{0,74})_{2,22}[(Al_{2,29}Si_{5,71})_{8,0}O_{22}]$; 6 — зеленая роговая обманка из крупнозернистого габбро. Подлысанский массив (обр. скв. 9-261,8) $(Ca_{2,08}Na_{0,50}K_{0,16})_{2,73}(Mg_{2,32}Fe^{2+}_{1,41}Fe^{3+}_{0,20}Al_{1,14})_{5,07}(OH_{1,25}O_{0,62})_{1,87}[(Al_{1,54}Ti_{0,76}Si_{5,70})_{8,00}O_{22}]$; 7 — то же, Лысанский массив (обр. 1403[а]) $(Ca_{1,88}Na_{0,47}K_{0,07})_{2,42}(Mg_{1,92}Fe^{2+}_{1,73}Fe^{3+}_{0,58}Al_{0,96})_{5,18}(CH_{1,30}O_{0,67})_{1,97}[(Al_{1,40}Ti_{0,41}Si_{6,40})_{8,21}O_{22}]$. Доп. Cu — 0,001, Ni — 0,003, Co — 0,001, Zr — 0,01, Sc — сл.; 8 — актинолит из амфиболитов кувайской свиты (обр. 516), гора Пирамида.

но, свидетельствует об одновременности выделения части этих минералов в позднемагматическую стадию.

Зеленая роговая обманка как первичный породообразующий минерал встречается в габбро и пироксенитах, кроме того, она развивается по моноклинному пироксену, образуя вокруг него реакционную оторочку, насыщенную точечной рудной вкрапленностью. У всех разновидностей зеленой роговой обманки наблюдается четкий плеохроизм по биотитовой схеме: зеленый по *Ng* почти бесцветного по *Np*. Схема абсорбции $Ng > Np$. Кристаллы призматические, столбчатые. В минерале наблюдаются включения плагиоклаза, эпидота, сфена.

Состав минералов изменяется от существенно магнезиальных зеленых до существенно железистых темно-зеленых разновидностей. На ос-

новании изучения более 40 шлифов из различных габбровых пород установлено, что величина $2V$ минерала колеблется от 68 до 88°, cNg в разрезах $\perp Nm$ от 10 до 25°. Подобное колебание оптических свойств минерала отражает неоднородность химического состава пород, что подтверждается аналитическими данными и не противоречит известным общетеоретическим положениям (Гинзбург, 1961; Закруткин, 1968). Особенно наглядно это можно проследить на примере Лысанского массива. Так, при движении по простиранию от западного к восточному флангу в полосе габбро несколько возрастает степень магнезиальности амфибола — с 60 до 80% (Трегер, 1958). При пересечении Лысанского массива вкрест простирания (от центра к южному контакту массива Б. Лысан) состав амфибола, судя по оптическим параметрам, изменяется следующим образом: 1) роговая обманка из габбро, контактирующего с серпентинитами, более магнезиальная, чем таковая из центральной части габбрового тела, и менее магнезиальная по сравнению с роговой обманкой из гнейсовидного и крупнозернистого габбро южного контакта; 2) роговая обманка из эндоконтактовой зоны более магнезиальная, чем амфибол из амфиболитов кувайской свиты. Некоторая обогащенность магнием роговой обманки из габбро на контакте с серпентинитами, вероятно, происходит вследствие ассимиляции ультраосновного материала.

Колебание состава роговых обманок наблюдается также в полосчатых габбро при переходе от лейкократовой к меланократовой полосе. Амфиболы лейкократовой полосы ($2V=(-)74°$; $cNg=16°$; $Ng=1{,}670$; $Np=1{,}650$) сильнее насыщены железом, чем амфиболы меланократовой полосы ($2V=-84°$; $cNg=20°$; $Ng=1{,}654$) (табл. 21).

Химические формулы зеленых роговых обманок из габбро в общем незначительно различаются между собой (см. табл. 20). Рентгеновская картина подтверждает принадлежность минерала к роговым обманкам, хотя в составе фиксируются отдельные линии, типичные для актинолита.

Актинолит развивается в амфиболитах, полевошпатовых инъекционитах, замещает зеленую роговую обманку в габбро и пироксенитах. Иногда минерал образует микропрожилки, секущие серпентиниты (Кедранский массив), или слагает зальбанды кварцевых жил, где волокна минерала располагаются перпендикулярно к стенкам трещины (Лысанский массив). Микропрожилки актинолита рассекают ильменит и апатит. Цвет актинолита в шлифе от светло-зеленого до бесцветного. Агрегаты игольчатые, волосовидные, легко разламывающиеся при изгибе. Проведенное нами изучение актинолита под электронным микро-

Таблица 21

Оптические свойства амфиболов

Номер шлифа	Материал	$(-)2V$	cNg	Ng	$Ng-Np$
		град.			
к-17	Актинолит из кварцевой жилы	82	16	1,679	0,021
1671	Актинолит из амфиболитов горы Лысан	83	19	1,658	0,018
113	Актинолит из мигматитов	78	13	1,676	0,017
1403а	Роговая обманка из крупнозернистого габбро	78	12	1,676	—
1649б	То же	79	15	—	—
24	Роговая обманка из меланократовой полосы габбро	84	20	1,654	0,013
24а	То же, из лейкократовой полосы	74	16	1,670	0,020
1463	Роговая обманка из пироксенита горы Лысан	80	15	—	0,019
Скв. 6-30	То же	76—79	19—24	1,675	0,025
Скв. 6-34	Керсутит из пироксенита	80	~18	1,708	0,025

скопом при увеличении в 12 000 раз показывает, что наряду с игольчатыми кристаллами присутствуют короткостолбчатые формы. Оптические константы актинолитов приведены в табл. 21. Зеленые разновидности актинолита по составу приближаются к ферроактинолиту — 40% Ca_2Mg_5 и 60% Ca_2Fe_5 (Трегер, 1958).

При большом усилении спектра ЭПР в актинолитовой роговой обманке можно зафиксировать слабую линию с g-фактором, равным 2, которая отвечает Fe^{3+}. Очевидно, Fe^{3+} и Ti здесь находятся в кубическом поле.

Химический состав светло-зеленого актинолита № 516 (см. табл. 20) из амфиболитов кувайской свиты может быть выражен в виде следующей кристаллохимической формулы: $(Ca_{1.50}Mg_{4.40}Fe^{2+}_{0,89}Fe^{3+}_{0,36} \cdot Al_{0.97})_{8.12} \cdot [OH_{1,93}O_{0,97}]_{2,90} \cdot [(Al_{0.20}Ti_{0,95}Si_{6.85})_{8.0} \cdot O_{22.5}]$.

В процессе изменения актинолит замещается хлоритом с образованием скелетных форм.

Сине-зеленая роговая обманка входит в состав роговообманковых сланцев и амфиболитов. Наблюдаются случаи совместного присутствия в амфиболитах сине-зеленой и зеленой или сине-зеленой и актинолитовой роговой обманки. К сожалению, не удается подметить какую-либо закономерную приуроченность тех или иных минералов к отдельным разновидностям амфиболитов. Минерал образует удлиненно-лепестковые обычно изогнутые кристаллы, имеет сине-зеленый цвет плеохроизма, типичный для щелочных амфиболов. По оптическим данным, среди этой группы условно выделяются: а) роговая обманка с зеленовато-коричневыми оттенками плеохроизма и малыми значениями угла оптических осей ($2V = (-)40—56°$; $cNg = 20—23°$), приближающаяся по составу к баркевикиту; б) роговая обманка с сине-зелеными оттенками плеохроизма, углами $2V$, изменяющимися от 64 до 68°, и с cNg от 34 до 37°. Она отвечает, по-видимому, магнезиальному гастингситу (табл. 22).

Таблица 22

Оптические свойства сине-зеленых роговых обманок

Конст., град.	1809	1810	1811	2402	2404	2323
$2V$	64	66	68	56	56	40
cNg	37	36	34	20	21	23

О природе сине-зеленых роговых обманок на основании имеющихся данных трудно сделать однозначные выводы. В порядке постановки вопроса можно заметить, что, вероятно, они возникали за счет обыкновенной роговой обманки в процессе перерождения габбро и габбро-амфиболитов под воздействием щелочных постмагматических растворов. Не случайно в ассоциации с этой разновидностью роговой обманки находится рутил. Обращаясь к литературным материалам, мы находим, в частности, что Розенцвейг и Ватсон еще в 1954 г. после изучения щелочных амфиболов Пенсильвании и Делавара убедились в возможности образования щелочных амфиболов за счет обыкновенной роговой обманки (Rosenzweig, Watson, 1954).

Таким образом, сравнение данных, полученных в процессе изучения амфиболов, показывает, что амфиболы из разных массивов формации в общем незначительно различаются по составу. Большая часть из них принадлежит к обыкновенным роговым обманкам.

По содержанию элементов-примесей изучаемые амфиболы сходны друг с другом. Почти во всех пробах отмечается Ni, Co, Cr (0,001—0,003%), Zn, Sr, V (0,01—0,05%). Редко в виде следов устанавливается Ga. В двух образцах роговой обманки из габбро (скв. 9-261) и (к-17) зафиксирован бериллий (сл.), в одной пробе (скв. 9-261) — 0,01% Zr и следы Sc.

Большая часть изученных амфиболов является магматическим образованием. В первую очередь это относится к керсутиту, что соответственно определяет положение амфиболов в генетической схеме минералообразования. Но для некоторых амфиболов не исключается возможность эпимагматического генезиса. Косвенным доказательством их эпимагматического образования может служить присутствие в их составе циркония и бериллия — элементов поздних фаз кристаллизации — и редкая встречаемость хрома и ванадия. Сине-зеленая роговая обманка появляется вследствие изменения первичного амфибола при натровом метасоматозе. Состав некоторых амфиболов сам по себе служит поисковым признаком на титан. Так, если сине-зеленый амфибол указывает на возможное присутствие рутила, то аномальное содержание титана в зеленых роговых обманках из габбро в общем отражает повышенное содержание этого элемента в массивах.

Цоизит

Как продукт изменения основного плагиоклаза наблюдается на Лысанском и Подлысанском массивах в парагенезисе с эпидотом. Реже образует отдельные кристаллы (длиною до 1 см), вросшие в прожилковый кальцит. Цвет цоизита серый. Кристаллы призматического габитуса с хорошо развитыми гранями {110}. На гранях призмы заметна вертикальная штриховка. Спайность по {110} совершенная. $2V = (+)55—60°$; $Ng = 1{,}720$; $Np = 1{,}710$. В цоизите обнаружены следы хрома, циркония, до 0,1% титана.

Используя выводы Секи (Seki, 1959) о неидентичности структур цоизита и эпидота и данные Е. Г. Фесенко, И. М. Рупановой, Н. В. Белова (1955) относительно возможности различать рентгеноструктурными методами минералы группы эпидота, мы подвергли рентгеновскому анализу монокристаллы описываемого минерала и эпидот-цоизитовый агрегат, развивающийся по плагиоклазу. Первый проанализированный образец отвечает типичному цоизиту, второй представляет собой смесь цоизита и эпидота.

Эпидот

Эпидот входит в состав эпидозитов и развивается по плагиоклазу габбро. В форме индивидуализированных мелких кристаллов или друзок вырастает по стенкам трещинок и в пустотках пироксенитов на контакте их с габбро; совместно с кальцитом и хлоритом залечивает трещинки в гранате, обычно образует лучистые агрегаты, реже — зернистые массы. Спайность по {001} затушевана трещинами отдельности. Цвет темно- и буровато-зеленый, у эпидота, вкрапленного в кальцит,— фисташково-зеленый. Минерал обладает высоким рельефом, аномально высокой интерференционной окраской и бледно-зелеными цветами плеохроизма. Погасание в продольных разрезах прямое. Показатель преломления темно-зеленого эпидота почти совпадает с табличными данными и подтверждается графиками зависимости показателей преломления от содержания в минерале окисного железа (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953). У фисташково-зеленого эпидота показатели преломления несколько ниже указанных значений ($Ng = 1{,}750$), что обусловливается меньшей железистостью этой разновидности.

Химический состав эпидота из Подлысанского массива следующий (обр. РК-13-50а): SiO_2—37,2, TiO_2 — 0,25, Al_2O_3 — 23,47, Fe_2O_3 — 13,37, FeO — 0,44, MnO — 0,08, CaO — 22,7, H_2O — 2,0, п. п. п.— 0,08, Y_2O_5 —

0,17, P_2O_5 — 0,03, V_2O_5 — 0,17, Sr — 0,38, Ni — сл., S — сл. Кристаллохимическая формула: $(Ca_{1,80}Al_{1,74}Fe^{2+}_{0,03}Fe^{3+}_{0,74}) \cdot [Si_{2,73}Al_{0,26}Ti_{0,01})]_{7,31} \cdot O_{11,99} \cdot (OH)_{0,98}$.

Как видно из сравнения с теоретической формулой $Ca_2(Al, Fe)_3Si_3O_{12,0}(OH)$, минерал относится к собственно эпидоту, но отличается заметной недосыщенностью железом, кальцием, алюминием (отношение Al:Fe=2,5:1). По составу он приближается к пистациту с содержанием 30% железистого компонента (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953) и почти аналогичен пистациту ряда месторождений (Tempel, 1938; Seki, 1959; Кирьянов, 1953).

Из элементов-примесей в составе эпидота зафиксированы до 0,1% V и Sr, 0,01% Sc, 0,0012% Sn, следы Nb, Ni, Ga, Pb, Zr. Характерной примесью является иттрий (0,0029-0,17% Y_2O_3), а также Rb (0,0009%) и Li — до 0,0005%. Наконец, нельзя не заметить некоторого превышения над фоном радиоактивности эпидотов, очевидно, за счет присутствия Th (U до 0,00010% не устанавливается).

Место эпидота в схеме парагенезиса определяется тем, что он пересекает актинолитовую роговую обманку, гранат, сфен, ассоциирует с кальцитом. Геологическая обстановка и парагенетические ассоциации указывают на образование эпидота и цоизита в связи с процессами низкотемпературного автометасоматоза. Заметное количество в составе эпидота Y, Li, Sn не позволяет допустить, что эти элементы извлекаются из габбро и пироксенитов. Вероятнее всего, их присутствие связано с остаточными растворами, обогащенными редкими элементами. Что же касается V и Sc, то, очевидно, первый извлекается из окисных минералов, где имеется в избытке, а второй — из пироксенов.

Возникновение эпидот-цоизитового агрегата по плагиоклазу относится к периоду автометаморфического изменения интрузивных пород. Характерно, что в контакте с габбро вмещающие эффузивные породы не содержат эпидота. Это отличает массивы Вост. Саяна от Уральских титаноносных габброидных массивов, где в тех же условиях на контактах образуются кристаллы эпидота, разнообразные по цвету и форме. Отсутствие широкой эпидотизации в данных массивах, очевидно, объясняется большей инертностью вмещающей среды (Крыжановский, 1935).

Тальк

Тальк появляется в двух генерациях: как сыпь в оталькованных серпентинитах, переходящих в талькиты, и в виде самостоятельных жил, секущих эти серпентиниты. В серпентинитах минерал рассеян более или менее равномерно, выполняя в парагенезисе с серпентином и доломитом псевдоморфозы по оливину. Иногда равномерное оталькование уступает место прожилковой концентрации талька, которая совпадает с участками интенсивного рассланцевания пород. Крупные жилы талька приурочиваются к дизъюнктивам.

Нами изучались жилы талька на Лысанском, а талькиты — на Подлысанском массивах и в верхнем течении р. Сейбы у западного портала Крольского тоннеля. В Манском поясе и в пределах Кедранского массива сколько-нибудь значительных проявлений талька не отмечалось. Тальковые жилы на горе Мал. Лысан имеют выдержанную мощность до 0,5 м и протяженность 10—20 м. Контакты их с серпентинитами более или менее четкие. В зальбандах жил тальк цементирует обломки рудного серпентинита, причем степень оталькования убывает от периферии обломков к центру. Совместно с тальком в строении жил участвуют доломит и брейнерит. Тальк рассекает эти минералы и по близости от них содержит прекрасно образованные, но деформированные кристаллы ильменита.

Талькиты образуют мощные зоны в поле серпентинитов. Обычно зона талькитов представляет собой полосчатое чередование участков мономинеральных талькитов и в различной степени отальк*о*ванных серпентинитов. Внешние границы зоны отальк*о*вания расплывчатые.

Жильный тальк имеет белый цвет (или зеленовато-белый) с перламутровым отливом и может быть отнесен к категории благородного. В отличие от него талькиты в зоне выветривания несколько загрязнены гидроокислами железа, вследствие чего имеют желтоватый оттенок. Агрегаты удлиненно-чешуйчатые, легко расщепляются по спайности, в талькитах плотные, чешуйчатые. В шлифе минерал прозрачен, обладает высокими цветами интерференции. Константы ($2V = (+)15°$ и $Ng \simeq Nm = 1{,}575$) обычны для природного талька.

Тальк из жил (1) и талькитов (2) по составу почти одинаков, в чем можно убедиться, сравнивая соответствующие кристаллохимические формулы: $Mg_{2,88} \cdot (OH)_{2,10} \cdot [Si_{4,00}O_{10,74}]$ (1) и $Mg_{2,80} \cdot (OH)_{2,50} \cdot [Si_{3,92}Al_{0,01}Fe^{2+}_{0,19}O_{10,60}]$ (2) (табл. 23). Причем теоретической формуле $Mg_3 \cdot (OH)_2 \cdot (Si_4O_{10})$ больше отвечает формула благородного талька. Талькиты имеют значительные расхождения с теоретической формулой. Кристаллическая структура талькитов, по-видимому, характеризуется несколько нарушенной плотнейшей упаковкой в связи с замещенностью части кремнезема алюминием. Повышенное содержание железа обусловливается присутствием гидроокислов железа. По содержанию и набору элементов-примесей выделенные генерации почти не отличаются друг от друга (0,03—0,05% Ni, Sr, 0,001—0,0003% V). Характерно, что тальк, связанный с габбро-пироксенитовой формацией, не содержит хрома, но несет много стронция. Несмотря на сходство состава, эти примеси позволяют отличать изучаемые тальки от аналогичных минералов, связанных с типичными гипербазитами, которые в значительном количестве унаследуют Cr от первичных минералов.

Несколько слов о происхождении талька. Известно, что месторождения талька связаны или контактово-метасоматическими проявлениями, имеющими место на контакте известняков с интрузивными породами, или «чаще всего встречаются как продукт гидротермального изменения богатых магнезий ультраосновных пород» (Бетехтин, 1950). Судя по парагенезису минералов, процесс отальк*о*вания в массивах формации происходил в две разобщенные деформационным перерывом стадии: равномерное отальк*о*вание серпентинитов с образованием талька за счет серпентина и следующее за ним прожилковое отальк*о*вание. Источником отальк*о*вания служили богатые углекислотой гидротермы.

Таблица 23

Химический состав талька, вес. %

Компонент	1	2	Компонент	1	2
SiO_2	61,660	59,920	Na_2O	Н	Н
TiO_2	Н	Н	K_2O	»	»
Al_2O_3	0,100	0,100	P_2O_5	»	»
Fe_2O_3	0,380	0,300	V_2O_5	0,010	0,010
FeO	2,320	3,540	Ni	0,033	0,058
MnO	0,020	0,040	S	0,010	0,014
MgO	29,910	29,130	H_2O	4,940	5,720
CaO	Н	0,520	Сумма	99,380	99,350

Примечание. 1 — тальк благородный из жилы горы Лысан (обр. л-к 17-74); 2 — тальк из талькитов горы Пирамида (обр. 41, скв. 15-3В [а]).

В. Р. Артемов (1958), изучавший ультраосновные породы Сибири, считает, что привнос кремнезема — необходимое условие образования тальков за счет перидотитов. По утверждению С. А. Коренбаума (1967), процесс отальковання обусловливается преимущественно выносом Mg.

Экспериментально изучены также термодинамические параметры образования самого талька (Леонидов, Хитаров, 1967). Используя их, можно сказать, что в данной обстановке тальк образуется при относительно низком давлении паров воды и углекислоты (300—400 атм) и высокой температуре (350—400° С). Обычно для зон отальковання смена зональности серпентин—тальк+магнезит—кварц+магнезит—кальцит возникает в результате снижения температур гидротерм во времени. Как установлено С. А. Коренбаумом (1967), устойчивость парагенных с тальком низкожелезистых карбонатов возможна при суммарной концентрации углекислоты (10^{-8} моль/л).

Равновесие маложелезистого карбоната и гематита — ильменита обеспечивается увеличением щелочности растворов, так же как и возрастанием окислительного потенциала. Последнее очень важно, так как в этих условиях происходит образование ильменита, выделенного нами под названием метаморфогенного. Реакция образования талька в данном случае происходит, очевидно, в переменной окислительно-восстановительной среде, так как совместно с тальком находится такой характерный для окислительной обстановки минерал, как ильменит, и для восстановительной — брейнерит.

Биотит

В породах формации биотит встречается довольно часто. И поэтому на стадии полевой изученности некоторыми исследователями были высказаны мысли о генетической связи процесса биотитизации с глубинными интрузиями гранитоидов. Обычно биотит густой сыпью покрывает стенки трещин в серпентинитах и пироксенитах, образует струи в альбититах и цементирует брекчии габбро. Иногда минерал развивается по роговой обманке, рассекая и замещая ее по спайности резко плеохроирующими листочками. В Подлысанском массиве концентрация биотита совпадает с участками сильной хлоритизации вмещающих пород и соссюритизации плагиоклаза габбро. Из рудных минералов с биотитом иногда ассоциируют троилит и пирит.

На основании изучения оптических свойств и химического состава установлены следующие две разновидности биотита: собственно биотит и натробиотит. Первый распространен повсеместно, второй выполняет лишь роль цемента в брекчии габбро. Поскольку обе разновидности не встречаются совместно, взаимоотношения их остаются невыясненными. В штуфах обе разновидности имеют темно-бурый цвет, под микроскопом обнаруживают обычный плеохроизм по *Ng* — темно-коричневый, по *Np* — золотисто- или светло-коричневый.

Химические формулы биотита (1) и натробиотита (3) приведены в табл. 24.

Постоянными примесями биотита являются Ti, V, Cr, Rb (0,023%) и Li (0,004%). Реже фиксируются Ba (0,01%), следы Cu, Ga, Pb. В одной из проб определен цирконий (0,01%). При масс-спектрометрическом исследовании обнаруживается присутствие газов неясного состава. Таким образом, высокое содержание элементов группы железа, редкая встречаемость циркония и лития — специфические особенности биотитов, относящихся к габбро-пироксенитовой формации. Эти признаки позволяют отличать описываемый биотит от аналогичного минерала

Таблица 24

Химический состав биотита, вес. %

Компонент	1	2	3	Компонент	1	2	3
SiO_2	35,96	36,60	35,74	K_2O	8,75	8,53	0,15
TiO_2	1,73	1,96	1,50	P_2O_5	—	0,02	—
Al_2O_3	14,37	14,24	16,94	Cr_2O_3	0,0001	0,0001	—
Fe_2O_3	2,90	2,01	4,56	V_2O_5	0,02	0,13	—
FeO	19,50	19,75	19,36	BaO	0,01	H	—
MnO	0,02	0,08	—	H_2O^+	3,64	3,56	3,66
CaO	0,14	0,40	0,21	Сумма	100,00	99,52	100,48
MgO	12,66	11,96	11,17	*Nm*	1,642	1,640	1,633
Na_2O	0,30	0,28	7,19				

Примечание. 1 — биотит тонкочешуйчатый из кальцитовой жилы в пироксените. Россыпь (обр. скв. 16-100). Доп. Ni, Co — 0,0001%, Zn — 0,001% $\left(K_{0,85}Na_{0,04}\right)_{0,89}Mg_{1,44}Fe^{2+}_{1,25}Fe^{3+}_{0,17}Al_{0,16}\right)_{3\cdot03}\cdot\left(OH\right)_{1,85}\cdot\left[\left(Al_{1,14}Ti_{0,09}\cdot Si_{2,77}\right)_{4,00}\cdot O_{10,0}\right]$; 2 — то же (обр. скв. 16-110а). Доп. Ni — 0,0001%, Co — 0,001%, Zn — 0,02%; 3 — натробиотит из брекчии габбро. Лысанский массив (обр. скв. 14) $\left(Na_{1,07}K_{0,01}Ca_{0,01}\right)_{1,09}\cdot\left(Mg_{1,28}Fe^{2+}_{1,26}Fe^{3+}_{0,26}Al_{1,41}\right)_{4,21}\cdot\left(OH\right)_{1,87}\cdot\left[Al_{0,14}\cdot\left(Ti_{0,08}\cdot Si_{2,78}\right)_{3,00}\cdot O_{10,59}\right]$.

из гранитов и гранитных пегматитов, где цирконий и литий — устойчивые руководящие примеси, а магний, титан, ванадий, хром, никель отмечаются редко (Таусон, 1958; Рабинович, 1959).

Хлориты

При изучении массивов формации в слагающих породах было установлено широкое распространение магнезиально-железистых хлоритов. Определенные виды хлоритов тесно связаны с определенным парагенезисом минералов и геологической обстановкой. В соответствии с классификацией Д. П. Сердюченко (1953), дополненной исследованиями В. П. Ивановой (1949) и В. И. Михеева (1953), нами выделяются следующие ряды хлоритов: пеннин-клинохлора, клинохлора и прохлорита.

К ряду пеннин-клинохлора относятся зеленые хлориты, которые оторачивают титаномагнетит, иногда совместно с пиритом и ильменитом залечивают трещинки в серпентините. В скрещенных николях минерал почти изотропен и одноосен, в некоторых образцах — отчетливо двуосный с $2V = (-)5-10°$; обнаруживает аномальную интерференционную окраску, почти прямое погасание; *Nm* изменяется от 1,577 до 1,590. Одной из наиболее ярко выраженных особенностей минерала является его хорошая раскристаллизованность, что подтверждается микроскопически и фильмами Дебая.

Пеннин-клинохлоры характеризуются в общем сходными по конфигурации кривыми нагревания (рис. 34) с первым ярким эндотермическим эффектом при температуре 640—650° С и вторым слабым эффектом при температуре 825—830° С, обусловленным выделением воды из бруситового и слюдяного слоев. Резкий экзотермический пик при температуре 850—855° С указывает на полное разрушение структуры минерала (Сердюченко, 1953). По характеру эффектов описываемые хлориты близки к пеннинам. Химический состав одного из представителей данного ряда отображается формулой в табл. 25, анализ 1. Как видно, этот хлорит по составу и оптическим свойствам почти аналогичен нормативному пеннину (Сердюченко, 1953), хотя отличается от него несколько большим содержанием алюминия, входящего в кремнекисло-

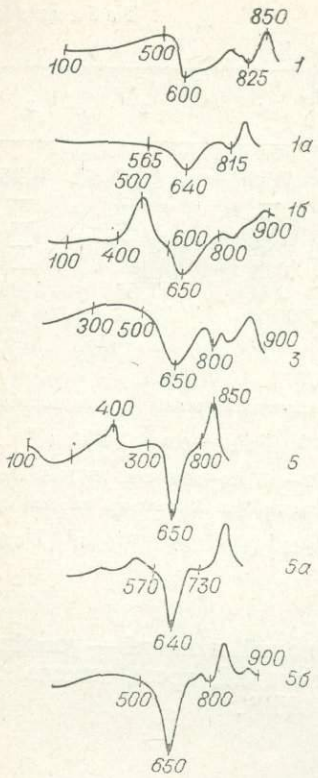


Рис. 34. Кривые нагревания хлоритов.

1 — пеннин; *1а*, *1б*, *3* — клинохлор (*1а* — анализ В. П. Ивановой, 1949); *5*, *5а*, *5б* — рипидолиты из Вост. Саяна (*5б* — анализ А. Ф. Коржинского, 1959).

родный радикал, и меньшей долей магнезии в октаэдрическом слое (табл. 25).

В ряд клинохлора объединяются хлориты, залегающие в эндоконтактовой оторочке тел апоперидотитовых серпентинитов и клинопироксенитов. Цвет минерала темно-зеленый, он образует мелкочешуйчатые или червеобразные агрегаты, содержащие многочисленные октаэдры магнетита. Nm — 1,593—1,617. На кривых нагревания клинохлора первый эндотермический эффект, вызванный выделением основной порции конституционной воды, совпадает с 600—650° С, второй эффект — с 800° С, причем последний по величине в 3 раза меньше первого и вызван высвобождением конституционной воды. Интересно, что на термической кривой одного из клинохлоров, кроме эндотермических эффектов при температуре 600—650° С, обозначается четкий экзотермический пик при температуре 400° С, отсутствующий на термограммах других хлоритов этого ряда (см. рис. 34). Е. Я. Роде и Т. Е. Роде (1940) этот эффект объясняют окислением закисного железа.

По термическим свойствам данный хлорит занимает положение среднее между подгруппой пеннина-клинохлора и прохлорита-корундофиллита (В. П. Иванова, 1949). Наиболее сильные дифракционные линии соответствуют в данном образце линиям клинохлора. На классификационной диаграмме (рис. 35) анализы минерала также попадают в поле клинохлора. Расчет кристаллохимической формулы клинохлора (табл. 25, анализ 3) показывает, что минералы богаче, чем описанные выше пеннины, железистой составляющей и несколько обеднены магнезией. Данные хлориты сходны с метахлоритом из Малкинского ультраосновного массива на Кавказе (Сердюченко, 1953) или с шухардитом из Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале (Михеев, 1957).

К ряду прохлорита относятся хлориты, по времени образования более поздние, чем описанные ранее. Условия их нахождения несколько отличаются от условий распространения хлоритов предыдущих групп. Прохлориты генетически связаны с кварцевыми, кварц-карбонатными, кальцито-биотитовыми и эпидотовыми жилами. Уточняя относительное возрастное положение прохлоритов в общем комплексе сопутствующих минералов, укажем, что они выполняют пустоты в кварце и эпидоте, рассекают кальцит и биотит. Совместно с прохлоритами нередко находится пирит и апатит.

Все относящиеся к этому ряду хлориты обладают густой зеленой или зеленовато-фиолетовой, реже белесовато-зеленой окраской, образуют волокнисто-пластинчатые и сфероидально-пластинчатые агрегаты. Погасание относительно трещин спайности прямое, $2V = (+)10—20°$. Химический состав прохлоритов изменяется в довольно широких пределах (см. табл. 25, анализы 3 и 4), в соответствии с этим колеблется и показатель преломления по Nm от 1,606 до 1,620. По термической характеристике прохлориты приближаются к рипидолитам (Orcel, 1927; Поло-

Таблица 25

Химический состав хлоритов, вес. %

Компонент	1	2	3	4	Компонент	1	2	3	4
SiO_2	33,76	29,18	26,85	24,65	*Кристаллохимические коэффициенты*				
TiO_2	0,77	0,66	0,19	2,02					
Al_2O_3	13,81	16,57	22,15	18,83	Si	3,27	2,92	2,86	2,00
Fe_2O_3	0,95	2,81	1,31	1,82	Al	0,73	1,08	1,33	1,81
FeO	9,31	13,69	15,50	21,59	Fe				0,10
MnO	0,08	—	—	—	Ti				0,09
MgO	28,11	24,70	21,66	17,85	Al	0,84	0,87	1,26	
CaO	0,86	0,40	0,61	1,37	Ti	0,05	0,04	0,01	0,03
Na_2O	0,02	0,02	0,15	0,05	Fe^{3+}	0,08	0,20	0,08	
K_2O	0,02	0,04	—	0,08	Fe^{2+}	0,76	1,14	1,28	1,47
Cr_2O_3	0,08	—	0,003	0,001	Mg	4,05	3,68	3,19	2,16
V_2O_5	0,05	0,05	0,03	0,001	Ca	0,08	0,04	0,06	0,11
Zn	0,053	0,02	0,03	0,01	OH	4,40	7,70	8,0	6,26
H_2O^+	12,37	11,38	12,20	11,50	O	11,80	10,15	9,93	10,85
H_2O^-	0,57	0,34	—	—	*Nm*	1,583	1,594	1,606	1,621
П. п. п.	12,95	11,84	12,54	12,57	*b*	9,20	9,23		9,28
Сумма	100,72	99,98	101,02	100,84	$c \sin \beta$	14,18	14,26		14,12

Примечание. 1 — пеннин из прожилков в серпентините (обр. скв. 16-34). Подлысанский массив. Доп. Ni — 0,01%, Li — 0,025, Zr — 0,006, Co — 0,002, Sr, Ba — 0,0001% $(Fe^{2+}, Mg^{2+}, Ca)_{4,88}(Al, Ti, Fe^{3+})_{0,96}\cdot[(Si, Al)_{4,00}O_{11,80}]\cdot(OH)_{4,40}$; 2 — клинохлор из контакта габбро и пироксенита (обр. РК-11а-6а). Подлысанский массив. Доп. Ni — 0,001%, Cu — 0,001, Li — 0,0019%; 3 — прохлорит из кварц-карбонатной жилы (обр. 110). Лысанский массив $(Fe^{2+}, Mg, Ca)_{4,53}\cdot(Al, Ti, Fe^{3+})_{1,35}\cdot[(Si, Al)_{4,00}O_{9,93}]\cdot(OH)_{8,00}$; 4 — прохлорит из биотит-доломитовой жилы (обр. скв. 17-96). Кедранский массив. Доп. Co — 0,01%, Ni — 0,001, Zr, Be — 0,0001% $(Fe^{2+}, Mg, Ca, Ti)_{3,74}\cdot[(Si, Al, Fe^{3+}, Ti)_{4,00}O_{10,85}]\cdot(OH)_{6,26}$. Анализы выполнены в химической лаборатории Красноярского геологического управления.

винкина, Иванова, 1953) или занимают положение, среднее между рипидолитом и кеммереритом, отобранным из пород, развитых в сходных геологических условиях (А. Ф. Коржинский, 1959). Кривые нагревания прохлоритов в отличие от кривых ранее описанных хлоритов характеризуются очень вытянутым по вертикали эндотермическим эффектом и отсутствием второго эндоэффекта (Сердюченко, 1953). На диаграмме состава (см. рис. 35) хлориты (анализы 3 и 4) занимают верхнюю часть прохлоритов, располагаясь поблизости от линии Sp—At. При нагревании прохлорита вся связанная в нем вода выделяется в один прием при 550—650° С. Так как в составе рассматриваемых хлоритов магний незначительно преобладает над железом, их можно отнести к магнезиально-железистой группе.

Наряду с описанными среди пород комплекса встречены хлориты, обнаруживающие заметное отклонение в сторону железистых разновидностей. Они образуют пятнистые скопления и струи, приуроченные к трещинам дробления и сланцеватости альбититов. Наблюдаются участки почти полного замещения альбитита хлоритом. В результате порода приобретает внешнее сходство с гнейсовидными габбро. Цвет минерала зеленый, агрегаты чешуйчатые, *Nm* — 1,635.

Постоянные примеси всех типов хлоритов — Ti, Zn, V, Cr, спорадически обнаруживаются Zr, Be, Ba, Sr, Li. Различные генерации одного и того же минерала обычно несколько отличаются по содержанию и набору примесей. В частности, хлориты наиболее ранней по времени

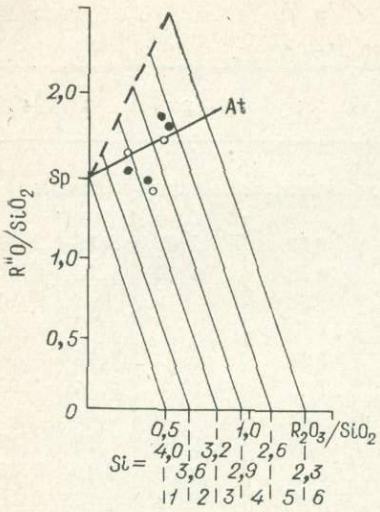


Рис. 35. *Диаграмма состава хлоритов (составлена по методу Д. С. Сердюченко, 1953).*

● — хлориты из пород габбро-пироксенитовой формации; ○ — хлориты, приведенные для сравнения (Сердюченко, 1953). Sp — серпентин, At — амезит. *1* — серпентин; *2* — пеннины; *3* — клинохлоры; *4* — прохлориты; *5* — корундофиллиты; *6* — метахлориты.

кристаллизации пенниновой группы отличаются повышенным значением Cr, V (0,03—0,04%), иногда Ni (0,01—0,03%). Количество этих элементов по мере перехода от магнезиальных к железистым разновидностям снижается. В то же время некоторые пеннины несколько обогащены Zr (0,006%) и Li (0,025%), а прохлориты содержат больше Co (0,01%). Обращает на себя внимание отсутствие во всех разновидностях хлоритов рубидия. Общим для хлоритов формации является постоянное присутствие в их составе цинка. Известные данные пока не объясняют, какое место находит себе элемент в структуре хлорита. Вероятно, он является частью октаэдрического слоя, где входит в позиции Mg или Fe^{2+} вследствие близости их кристаллохимических свойств. Во всяком случае, по мнению Д. П. Сердюченко (1953), присутствие этого элемента дает возможность выделить самостоятельную группу цинкосодержащих хлоритов. Достаточно часто в хлоритах формации фиксируется дисперсное золото в количестве от $9{,}3\times10^{-8}$ до $1{,}7\times10^{-7}$%.

К своеобразной примеси хлорита поздних стадий относится бериллий. Основываясь на представлении геохимической близости элементов можно сказать, что при благоприятных кристаллохимических условиях наиболее вероятна связь Be^{2+} с Si^{4+} (Гинзбург, 1964). Относительному накоплению бериллия в поздних генерациях хлорита, очевидно, способствует не столько повышение концентрации элемента в остаточном расплаве, сколько снижение содержания его петрогенного аналога.

По мере перехода от пеннинов к прохлоритам количество железа в минералах, а следовательно, и показатели преломления увеличиваются. Изменяются также их термические свойства в связи с различным содержанием в хлоритах воды. Если в пеннин-клинохлорах конституционная вода выделяется в два приема в интервале температур от 600° С (бруситовый слой) до 825° С (слюдоподобный слой), то в прохлоритах вода освобождается за одну стадию. При этом температурный интервал дегидратации сужается до 640—650° С. Быстрое и полное высвобождение воды объясняется, видимо, тем, что с увеличением гидроксильной группы ее связь с катионными слоями ослабевает. Как показал рентгеновский анализ, от клинохлора к прохлоритам заметно увеличивается параметр ячейки (табл. 26).

По некоторым данным (Brindley, Gillery, 1956; Дир и др., 1965), величина *в* хлоритов возрастает с увеличением степени изоморфного замещения Mg железом или марганцем и почти не зависит от содержания Al. Эта закономерность, очевидно, имеет место в рассматриваемом примере, но дать ей генетическую интерпретацию пока не представляется возможным.

Таблица 26

Параметры решетки хлорита, Å

Параметр	*1*	*2*	*3*	*4*	*5*
b	9,20	9,23	9,21	9,28	9,33
c sin β	14,18	14,26	14,18	14,12	14,24

Примечание. 1, 2 — клинохлор и 4 — прохлорит из Вост. Саяна; 3 — клинохлор и 5 — рипидолит, по *В. И. Михееву (1957)*.

Следует кратко остановиться на вопросе генезиса хлоритов. Приведенный материал показывает, что в условиях габбро-пироксенитовой формации большая часть хлоритов образовалась в гидротермальных условиях при относительно низком кислородном потенциале и низкой температуре.

Насколько был активен процесс, показывает хотя бы факт образования магнезиальных хлоритов за счет альбититов, в которых содержание магния (0,5—0,6%) далеко не достаточно для кристаллизации из них относительно большого количества хлоритов магнезиально-железистого ряда.

Грубые расчеты потенциала окисления $\left(\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+}+Fe^{2+}}\right)$ хлоритов, по Д. О. Онтоеву (1956), позволяют сказать, что эта величина у пеннинов равна 0,86, клинохлоров — 0,1, прохлоритов — 0,68 и в общем оказывается значительно ниже соответствующих данных у железистых хлоритов и парагенного с ними магнетита.

Различие в величинах окислительного потенциала указывает на изменение парциального давления кислорода при минералообразовании. Если наиболее ранние по времени выделения пеннины, ассоциирующие с титаномагнетитом, имеют повышенный окислительный потенциал, то в поздних прохлоритах он заметно снижается, вероятно, за счет обеднения среды кислородом, что обусловлено кристаллизацией окисных минералов. В результате вместо магнетита совместно с хлоритами при наличии серы часто выделяется пирит, а также карбонаты. Вероятно, в данном случае минералообразующие растворы были все же недосыщены серой, так как во всех пиритах устанавливается дефицит серы по отношению к железу.

Из летучих компонентов в составе постмагматических растворов кроме H_2O, несомненно, присутствовали CO_2, P и S, о чем говорит парагенетическое нахождение с хлоритами карбонатов и апатита. Кристаллизация отдельных хлоритов происходила, по-видимому, при достаточно высокой температуре (Фавсетт, 1969) и в щелочной среде, ибо перестройка их структуры, заключающаяся во вхождении титана в кремнекислородный радикал, в соответствии с теоретическими представлениями Д. П. Сердюченко (1948а) могла произойти лишь в этих физико-химических условиях. При экспериментальном изучении устойчивости фаз в системе $MgO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$ клинохлор синтезируется ниже 710° С и давлении 1400 кг/см² (Yoder, 1952). Дополнением этих данных могут служить эксперименты И. Фавсетта (1969) по определению верхнего предела устойчивости хлорита при P_{H_2O} до 10 кбар. Давление влияет на кристаллическую структуру хлорита и отражается в изменении межплоскостных расстояний. Так, клинохлор, синтезированный при P_{H_2O} =5 кбар, имел базальное расстояние 14,278±0,004 Å, а при P_{H_2O}= 10 кбар—14,265±0,004 Å.

Если эти цифры действительно показывают сжатие решетки минерала в зависимости от давления в период кристаллизации, а не характеризуют степень упорядоченности тетраэдрического слоя, то, следовательно, опираясь на них, можно предположить, что изучавшийся клинохлор из контакта габбро и пироксенитов образовался при давлении паров воды не выше 10 кбар.

В заключение можно отметить, что в изучаемых массивах преобладают хлориты магнезиально-железистого состава, преимущественно клинохлоры и прохлориты. Крайние члены ряда хлоритов, магнезиальные и железистые разновидности, имеют подчиненное значение. По-видимому, для габброидных комплексов они не характерны.

Серпентин

В результате изучения серпентинсодержащих пород формации выделены три морфологических типа серпентина: 1) антигорит, 2) хризотил, 3) серпофит. Характер индивидов серпентина хорошо иллюстрируют электронно-микроскопические фотографии (рис. 36 *а*, *б*). Заметим, что сопоставление фотографий со снимками соответствующих модификаций серпентина Дж. Зусмана и других позволяет убедиться в полном их сходстве (Zussman e. a., 1957). На одной из фотографий (рис. 36*б*) обнаруживается трубчатое строение хризотила, открытое Б. Я. Меренковым и др. (1959). Следует заметить, что для диагностики серпентинов электроноскопия имеет большие преимущества перед другими методами исследования, так как представляется возможным сразу наблюдать форму кристаллических образований, а в некоторых случаях — и их внутреннюю структуру. Однако было бы неправильно ограничивать диагностику серпентинов одной лишь электронной микроскопией.

В прозрачных шлифах антигорит и хризотил бесцветные, не плеохроируют, интерферируют в серых тонах. Из-за отсутствия у изучавшегося минерала определенных кристаллографических элементов и трудности подобрать необходимые сечения надежные определения углов оптических осей получить не удалось. Для измерения показателя преломления серпентина в иммерсионных жидкостях нами отбирались изотропные сечения. *Nm* антигорита по нескольким замерам в среднем равно 1,568, то есть на 0,005 ниже соответствующих значений для антигорита по Ниггли (Niggly, 1926) и В. Трегеру (1958). *Nm* хризотила (1,558—1,564) несколько превышает табличные данные, что объясняется, очевидно, повышенной железистостью минерала.

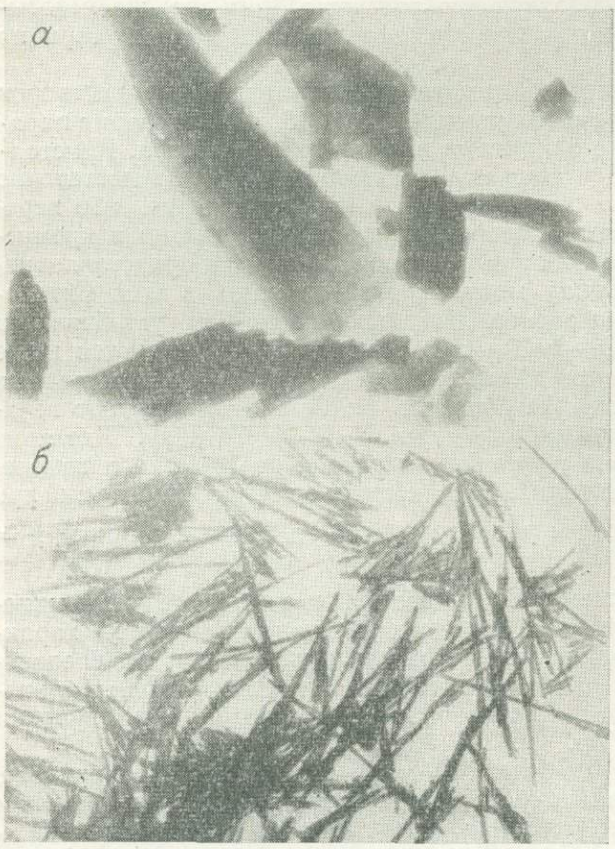


Рис. 36. Серпентин под электронным микроскопом. Метод суспензий; × 12 000.
а — антигорит (обр. СК=18); *б* — хризотил жильный (обр. 218).

Антигорит пользуется наибольшим распространением, являясь главным породообразующим минералом титаномагнетитовых и безрудных серпентинитов лысанского и манского комплексов. Поэтому среди других разновидностей серпентинов так же, как и на хр. Борус и Куртушибинском в Зап. Саяне, изучавшихся нами, превалирует антигоритовый тип. В форме листоватых индивидов антигорит замещает оливин и ромбический пироксен, обусловливая возникновение пластинчатой, решетчатой, чешуйчатой микрострук-

тур породы. Характер расположения листочков минерала в контурах замещаемых зерен зависит от состава первичного минерала. На месте оливина он образует радиально-лучистые, перистые агрегаты. При замещении пироксена листочки антигорита располагаются беспорядочно.

Хризотил занимает в общем подчиненное место в составе серпентинитов, образуя сложнопетельчатые узоры внутри псевдоморфоз серпентина по оливину. Чаще же хризотил слагает жилы и тончайшие прожилки. По расположению волокон можно различать простые поперечно-волокнистые, продольно-волокнистые жилы хризотила со сдвинутыми и деформированными волокнами.

Во многих жилах по цветовому оттенку наблюдается отчетливое поясовое (ленточное) строение, которое отражает первичное расслоеное состояние коллоидного вещества в трещине. Генезис этих ленточных структур детально рассмотрен в работе В. Н. Лодочникова (1936).

Под микроскопом жильный хризотил обнаруживает обычное муаровое погасание, поперечно-волокнистое строение с расположением волокон перпендикулярно зальбандам. В отдельных участках жил хризотил тонко переплетается с волосовидными агрегатами магнетита и доломита, причем ассоциирующий с доломитом серпентин приближается к «благородным змеевикам». Все жилы серпентина нигде не выходят за границы тел серпентинитов, встречаясь как на поверхности, так и на глубине. Проходя через рудные серпентиниты, жилы или рассекают агрегаты вкрапленников титаномагнетита, или раздвигают их.

По химическому составу серпентины формации в общем слабо различаются между собою. В этом можно убедиться, сравнивая приведенные в табл. 27 кристаллохимические формулы. Устанавливается почти одинаковая степень изоморфного замещения магния железом и сходство тетраэдрического слоя разных серпентинов. В то же время обращает на себя внимание вхождение в состав минерала алюминия в количестве до 1/7 части кремнезема. Подобное соотношение считается для серпентина не совсем обычным (табл. 27).

По данным Хесса, Денго и Смита, алюминий необходим для образования антигорита, а в хризотиле элемент практически отсутствует (Hess e. a., 1952). В противоположность этому взгляду другие исследователи (Roy D., Roy R., 1952) склонны считать глинозем обязательной частью всех серпентинов. Присутствие алюминия в хризотиле можно объяснить тем, что минерал развивается за счет ромбических пироксенов, а не оливина. Вероятно, алюминий частично замещает магний, количество которого на 1—2% ниже теоретического.

Из элементов-примесей в серпентине зарегистрированы 0,1—0,2% Ti; 0,02—0,04% V, Ni, Co, Zn; 0,001—0,003% Cr, Sc. Максимальное содержание элементов приходится на хризотил. Антигорит заметно обеднен примесями, что следует связывать с явлением автолизии минерала, происходящим в процессе перекристаллизации.

При расшифровке дебаеграмм выяснилось, что только тонковолокнистый жильный серпентин имеет полное сходство с хризотилом. В других образцах наряду с дифракционными линиями хризотила обнаруживаются линии, присущие антигориту. Вместе с тем не устанавливается полной аналогии этих дебаеграмм с эталонными дебаеграммами антигоритов.

Полученные нами данные рентгеновского и химического анализов не позволяют сделать определенные выводы относительно особенностей состава и внутренней структуры разных модификаций серпентинов, как, впрочем, некоторые аналогичные измерения (Корнилов, 1959) не дают оснований для окончательных заключений по этому вопросу. В то же время известно, что обе модификации серпентина по-разному ведут себя при нагревании (рис. 37). Эта особенность может быть исполь-

Таблица 27

Химический состав серпентина, вес. %

Компонент	1	2	3	4		6	7	8	9	10
SiO_2	39,98	38,19	39,60	38,60	37,78	38,18	39,19	42,24	41,13	44,10
TiO_2	0,22	0,23	0,35	0,29	0,20	0,19	0,28	—	0,04	—
Al_2O_3	2,36	3,88	4,73	1,74	5,77	4,76	3,80	0,36	1,08	—
Fe_2O_3	2,11	3,37	3,30	2,56	2,83	2,20	2,62	0,17	2,90	—
FeO	1,16	4,46	3,77	0,40	0,89	1,17	0,70	0,42	—	—
MnO	0,05	0,13	0,06	—	0,03	—	0,02	—	—	—
MgO	40,30	35,27	34,46	41,24	38,55	39,29	39,72	42,62	40,71	43,00
CaO	0,49	1,26	1,96	0,20	0,10	Н	0,01	—	0,13	—
V_2O_5	—	—	—	0,07	0,08	0,05	0,10	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	0,02	—	Н	—	—	—
Na_2O	—	0,04	0,04	—	—	—	—	—	—	—
K_2O	—	0,04	0,02	—	—	—	—	—	—	—
H_2O^+	13,16	13,05	11,52	13,16	12,56	12,67	12,58	13,39	13,48	12,9
H_2O^-	—	—	—	0,34	0,82	0,59	0,86	0,16	1,03	—
Ni	—	—	—	—	0,034	—	0,02	—	—	—
Zn	—	—	—	0,02	0,030	0,02	0,10	—	—	—
Сумма	99,83	99,92	99,81	98,62	99,69	99,12	100,00	99,36	100,50	100,00
Nm	—	—	—	1,568	1,564	1,558	1,564	—	1,547	—

Примечание. 1 — гора Пирамида (среднее из двух проб 70-71 и 70-72); № 70-71 $\left(Mg_{5,55}Fe^{2+}_{0,22} \cdot Fe^{3+}_{0,15}Al_{0,07}Ti_{0,01}\right)_{5,89} \cdot \left[\left(Si_{3,78}Al_{0,22}\right)_{4,00} \cdot O_{10,00}\right] \cdot \left[OH\right]_{8,00}$; № 70-72 $\left(Mg_{5,74} \cdot Fe^{2+}_{0,07}Ca_{0,017}Fe^{3+}_{0,01} \cdot Ti_{0,02}\right)_{5,86} \cdot \left[\left(Si_{3,73}Al_{0,25}Fe^{3+}_{0,02}\right)_{4,00} \cdot O_{10,00}\right] \cdot \left[OH\right]_{8,00}$; 2 — гора Лысан (среднее из трех проб 68-136, 70-90 и 70-92); № 68-136 $\left(Mg_{4,96}Fe^{2+}_{0,47}Mn_{0,02}Fe^{3+}_{0,20} \cdot Ti_{0,02}Al_{0,16}\right)_{5,83} \cdot \left[\left(Si_{3,84}Al_{0,16}\right)_{4,00} \cdot O_{10,0}\right] \cdot \left[OH\right]_{8,00}$; № 70-92 $\left(Mg_{4,47}Fe^{2+}_{0,58}Fe^{3+}_{0,32}Ti_{0,02} \cdot Al_{0,27}\right)_{5,67} \cdot \left[\left(Si_{3,69}Al_{0,31}\right)_{4,00} \cdot O_{10,00}\right] \cdot \left[OH\right]_{8,00}$; 3 — хр. Кедранский (проба 68-33); 4 — антигорит жильный. Вост. Саян, РК-16-10 с $\left(Mg_{5,90}Fe^{2+}_{0,03}Fe^{3+}_{0,11}\right)_{6,04} \cdot \left[\left(Si_{3,72}Al_{0,19} \cdot Ti_{0,02}\right)_{3,93} \cdot O_{9,88}\right] \cdot \left[OH\right]_{8,20}$; 5—7 — хризотил тонковолокнистый жильный. Там же; 5 — обр. 218с $\left(Mg_{5,45}Fe^{2+}_{0,06}Fe^{3+}_{0,16} \cdot Al_{0,22}Ti_{0,01}\right)_{5,90} \cdot \left[\left(Si_{3,58}Al_{0,42}\right)_{4,00}O_{10,00}\right] \cdot \left[OH\right]_{8,0}$; 6—обр. 219 $\left(Mg_{5,60}Fe^{2+}_{0,09}Fe^{3+}_{0.16}Al_{0,14}\right)_{5,99} \cdot \left[\left(Si_{3,62}Al_{0,38}\right)_{4,00} \cdot O_{10,00}\right] \cdot \left[OH\right]_{8,05}$; 7 — обр. РК-16-9с $\left(Mg_{5,60}Fe^{2+}_{0,05}Fe^{3+}_{0,18}Al_{0,12}\right)_{5,95} \cdot \left[\left(Si_{3,70} \cdot Al_{0,30}\right)_{4,00}O_{10,00}\right] \cdot \left[OH\right]_{8,00}$; 8 — антигорит из восточной части Вост. Саяна (по А. Ф. Коржинскому, 1959); 9 — хризотил-асбест Актовракского месторождения. Тува (по В. П. Еремееву, 1959); 10 — идеальный состав серпентина (по А. Г. Бетехтину, 1953. Cr, K и Na не обнаружены). Анализы 1—3 по А. С. Мехоношину. Аналитик Л. П. Фролова.

зована для диагностики. Выделение конституционной воды у исследуемых антигоритов происходит при более высокой температуре (700—750°) и в течение более длительного времени, нежели у хризотила, дегидратация которого ограничивается интервалом 650—700°. Кроме того, у антигорита при нагревании, видимо, менее активно происходит реакция образования ортосиликата, о чем свидетельствует слабый экзотермический эффект при температуре 900° (рис. 37).

Переходя к сопоставлению, отметим, что серпентины из западных отрогов Вост. Саяна имеют почти тождественный состав с аналогичными минералами Союза и зарубежных стран. В то же время им присуща некоторая специфичность в отношении набора элементов-примесей, которая отражает общую геохимическую специализацию магматического комплекса. В частности, по сравнению с серпентинами известных Баженовского, Алапаевского (Урал), Актавракского (Тува) (Артемов, 1958;

Еремеев, 1959) месторождений изучавшиеся минералы несут более высокое содержание Ti, Fe, Al и пониженное Si, Mg, Cr, Ni. Эти же особенности состава отличают данные серпентины от серпентинов восточной части Вост. Саяна, которые принадлежат к собственно гипербазитовому типу и обычно обогащены хромом, никелем, магнием (А. Ф. Коржинский, 1959).

Итак, серпентинизация пород габбро-пироксенитовой формации в западной части Вост. Саяна происходила, по крайней мере, в две разобщенные во времени стадии — массовую и прожилковую. Массовая серпентинизация завершилась преобразованием бронзититов и перидотитов в антигоритовые серпентиниты. Проявления прожилковой серпентинизации (хризотил) выполнили трещины отдельности, возникшие в массиве позже. Близость химического состава различных образцов жильного хризотила и антигорита свидетельствует о происхождении их от единого источника в стадию автометаморфизма и гидротермального процесса становления интрузии.

Серпентин формации характеризуется рядом специфических особенностей состава (высокое содержание Al, Ti, низкое содержание Cr, Ni), которые отражают геохимическую специализацию комплекса.

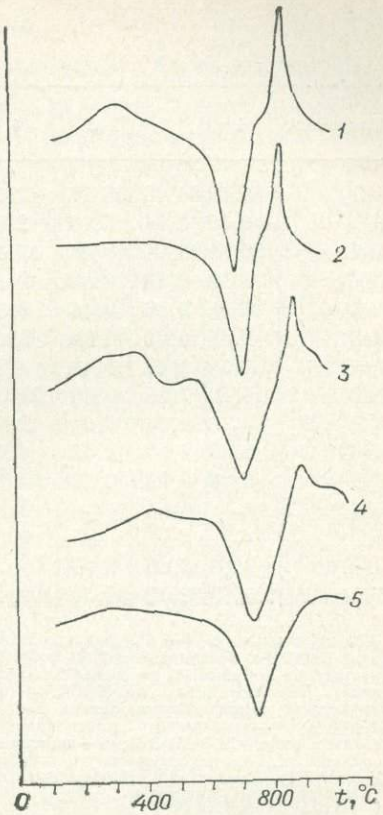


Рис. 37. Кривые нагревания серпентинов.

1 — хризотил (обр. 218); *2* — хризотил (Сердюченко, 1953); *3* — антигорит из серпентинитов (обр. 12 007); *4* — антигорит из жил (обр. 3); *5* — антигорит (А. Ф. Коржинский, 1959). *1, 2* — Подлысанский, *3* — Лысанский массивы.

Плагиоклазы

Андезин и лабрадор — главные породообразующие минералы габбро — в незначительном количестве встречаются в пироксенитах. Они образуют широкотаблитчатые в краях корродированные индивиды, ксеноморфные по отношению к фемическим компонентам. В катаклазированных и гнейсированных габбро минерал пойкилитово включен в амфибол, гранулирован. Плагиоклаз основного состава альбитизирован, частично или нацело замещен эпидот-цоизитовым агрегатом, возникшим при альбитизации за счет анортитовой составляющей. Двойниковая структура наблюдается только в реликтовых зернах. Закон двойникования альбитовый или альбит-карлсбадский. Состав плагиоклаза варьирует от номера 48 до 60. В шлировидных полосах габбро он отвечает битовниту $Ca_{0,85}Na_{0,21} \cdot (Al_{1,65}Fe^{3+}_{0,34}Si_{2,12}O_{7,98})$.

Полную химическую картину неизмененного плагиоклаза из пироксенитов и среднезернистых габбро получить не удалось, ибо тесное срастание минерала с апатитом и новообразование альбита препятствуют получению «чистых» монофракций. Но для качественной характеристики приводим результаты анализа двух проб (табл. 28, анализы 4, 5), из которых видно, что высокое содержание P и Ca обусловлено примесью апатита, а Fe — диспергированного ильменита.

В основных мигматитах плагиоклаз слагает лейкократовые полосы, чередующиеся с полосами существенно роговообманкового состава.

Таблица 28

Химический состав плагиоклаза, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	45,08	64,06	66,77	42,38	39,70
TiO_2	0,32	0,04	0,10	2,95	2,35
Al_2O_3	29,52	20,05	19,44	17,43	17,64
Fe_2O_3	1,93	0,25	0,33	2,16	2,90
FeO	1,18	2,56	0,45	0,53	0,72
MnO	0,05	0,04	0,02	Сл.	Сл.
MgO	0,79	0,42	0,48	1,29	1,83
CaO	16,80	7,28	0,62	24,34	26,01
P_2O_5	—	0,04	0,01	2,99	3,29
Na_2O	2,35	4,10	10,42	4,41	3,82
K_2O	0,48	0,09	0,02	0,14	0,19
CO_2	—	—	—	0,78	0,86
H_2O^+	—	—	—	0,36	0,80
П. п. п.	1,89	0,66	0,65	0,24	0,07
Сумма	100,39	99,19	99,31	100,01	100,18

Примечание. 1 — *битовнит из шлировидных* полос в габбро. Лысанский массив (обр. ПЛ-78-20); 2 — *андезин* (обр. 35-40) из мигматитов (инъекционитов). Там же (обр. ПЛ-80-32); 3 — альбит из альбитовой жилы. Подлысанский массив (обр. РК-11-15); 4 — измененный плагиоклаз из пироксенитов (обр. СК-9-254-256); 5 — измененный плагиоклаз из крупнозернистого габбро (обр. СК-9-257-261). Аналитик Л. П. Фролова, 1968 г.

Состав плагиоклаза изменяется от № 35 до 40. Он корродирует роговую обманку, замещается цоизитом и эпидотом.

Альбит формирует мономинеральные жилы, совместно с основным плагиоклазом входит в состав полевошпатовых амфиболитов, часто развивается по плагиоклазу в габбро и габбро-амфиболитах. В шлифе альбит прозрачен, показатели преломления $Ng = 1{,}535$; $Np = 1{,}530$; $2V = (-)70—75°$. Характерны полисинтетические двойники по альбитовому и альбит-карлсбадскому закону. Альбит из амфиболитов содержит тонкие иголочки рутила, часто сам пойкилитово вкраплен в роговую обманку. Состав минерала из полевошпатовых жил описывается следующей формулой $Na_{1,34} \cdot (Al_{1,52}Si_{2,93}) \cdot O_{8,00}$. Близок к теоретическому составу альбит из полевошпат-карбонатных жил. По набору элементов-примесей плагиоклазы не различаются между собой. В плагиоклазах габбро постоянными примесями являются титан, железо (0,01—0,5%), стронций, барий, никель, хром (следы). В тех же минералах жил часто встречается рубидий (до 0,0005%) и литий (0,00026%).

* *
*

В результате проведеннных исследований выявляются следующие особенности минералогии габбро-пироксенитовой формации.

1. Наибольшим распространением в массивах пользуются силикаты и окислы, подчиненное положение занимают сульфиды. Из вторичных минералов наряду с серпентином достаточно широко развиты магнезиально-железистые хлориты при подчиненной роли железистых хлоритов.

2. Ряд минералов представлен несколькими генерациями. Для многих минералов (титаномагнетит, хлорит) генерации характеризуются разным базисным и примесным составом. Генерации некоторых минералов (пирит, кальцит) выделяются только по возрасту и не отличаются по составу. В отношении отдельных минералов устанавливается прямая зависимость между содержанием элементов и размерами элементарной ячейки, а также зависимость состава минерала от условий выделения (титаномагнетит).

3. Главными рудными минералами являются титаномагнетит и ильменит, образующие несколько генераций. Во всех массивах формации, за исключением Лысанского и Джебского, преобладают высокотитанистые титаномагнетиты.

4. Кроме первично-магматического ильменита в составе пород формации впервые в Алтае-Саянской области установлено широкое распространение метаморфогенного ильменита, который выделяется из

титаномагнетита в процессе собирательной перекристаллизации при локальном динамотермальном метаморфизме (Глазунов, 1965).

5. В титаномагнетите и ильмените отмечается присутствие такого сравнительно редкого и никем не описанного в Вост. Саяне минерала, как ульвошпинель. Особенностью геохимии комплекса является аномальная титаноносность, что отражается в составе почти всех минералов. Высоких концентраций достигают V и другие элементы группы железа. Следует указать также на присутствие Sc, Sr, Zr, Nb, Cu, Zn, редкую встречаемость Be и Y, что в общем случае (Гинзбург и др., 1966) может иметь индикаторное значение и дополнять редкоэлементный профиль формации. Говоря о специфике химизма, нельзя не обратить внимание на присутствие Sr, Sc в большей части породообразующих минералов (титан-авгит, керсутит, зеленая роговая обманка, хлорит, серпентин). Весьма показательно также повышенное содержание в ряде минералов (сфен, авгит) Zr и Nb — элементов, свойственных ультраосновным-щелочным интрузиям и связанным с ними карбонатитам. Следует также указать на отсутствие в троилите таких примесей, как V, Co, Ni, что отличает данный минерал от пирротинов других формаций.

6. Разноименные и удаленные друг от друга массивы характеризуются одинаковыми парагенетическими рядами минералов, близким составом и соотношением минералов в породах.

7. Проведенные исследования позволили сделать более определенные выводы по некоторым спорным вопросам описательной минералогии формации. В частности, микроскопический и рентгеновский анализы показывают, что ватообразный продукт изменения ильменита, именуемый рядом исследователей лейкоксеном, на самом деле, имеет ту же дифракционную картину, что и кристаллический сфен, и, следовательно, принимая во внимание постепенные переходы его с последним, может рассматриваться в качестве одной из модификаций сфена.

Из всего изложенного выше вытекает ряд положений практического характера. Титаномагнетит по сравнению с аналогичным минералом из уральских титаноносных комплексов, имеет более высокое содержание титана. Благоприятным является присутствие в нем таких примесей, как V, Ni, Co, Cr, которые могут извлекаться попутно с основными компонентами, а также низкое содержание вредных примесей (P, S). Метаморфогенные ильмениты в западной части Вост. Саяна при соответствующих скоплениях имеют больше шансов на утилизацию, чем титаномагнетиты, в которых полному разделению ильменита от магнетита препятствует тонкое срастание.

Серьезное затруднение для извлечения Ti может обнаружиться при использовании амфиболизированных и сфенизированных пироксенитов, где основная часть титана находится в трудно раскрываемой силикатной форме (сфен). Некоторое разубоживание концентрата следует ожидать за счет микроскопических включений серпентина в титаномагнетите, пироксена в ильмените, попадания в рудную фракцию частиц керсутита, пигментированных рудной «пылью».

Изучение минеральных парагенезисов позволяет прийти к выводу, что некоторые из них можно использовать в качестве признаков для поисков рудопроявлений титана. Например, амфиболы часто ассоциируют со скоплениями сфена или рутила, авгиты сопровождаются кристаллизацией ильменита.

Глава VII

ПЕТРОХИМИЯ

Главные черты химизма пород

Как видно на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 38), выделяются две обособленные группы пород в одном почти непрерывном поле точек соответствующих всем породам формации: верхняя — габбро-клинопироксенитовая и нижняя — ортопироксенито-перидотитовая. В первой группе пород выделяются две подгруппы — габбро и пироксениты, причем подгруппа основных пород, в свою очередь, делится на ряд меланократовых и лейкократовых габбро, которые различаются содержанием магния, кальция и соответственно отвечают меланократовым $\left(\frac{b}{a+c}=4\right)$ и лейкократовым $\left(\frac{b}{a+c}=2\right)$ разностям. Внутри каждого ряда породы имеют сходный состав, что отображается на диаграмме в кучном расположении векторов и выдержанности их по длине и наклону.

По сравнению с безоливиновыми габбро (например, по Дели), породы первого ряда (табл. 29, анализ 2) отличаются более высоким

Таблица 29

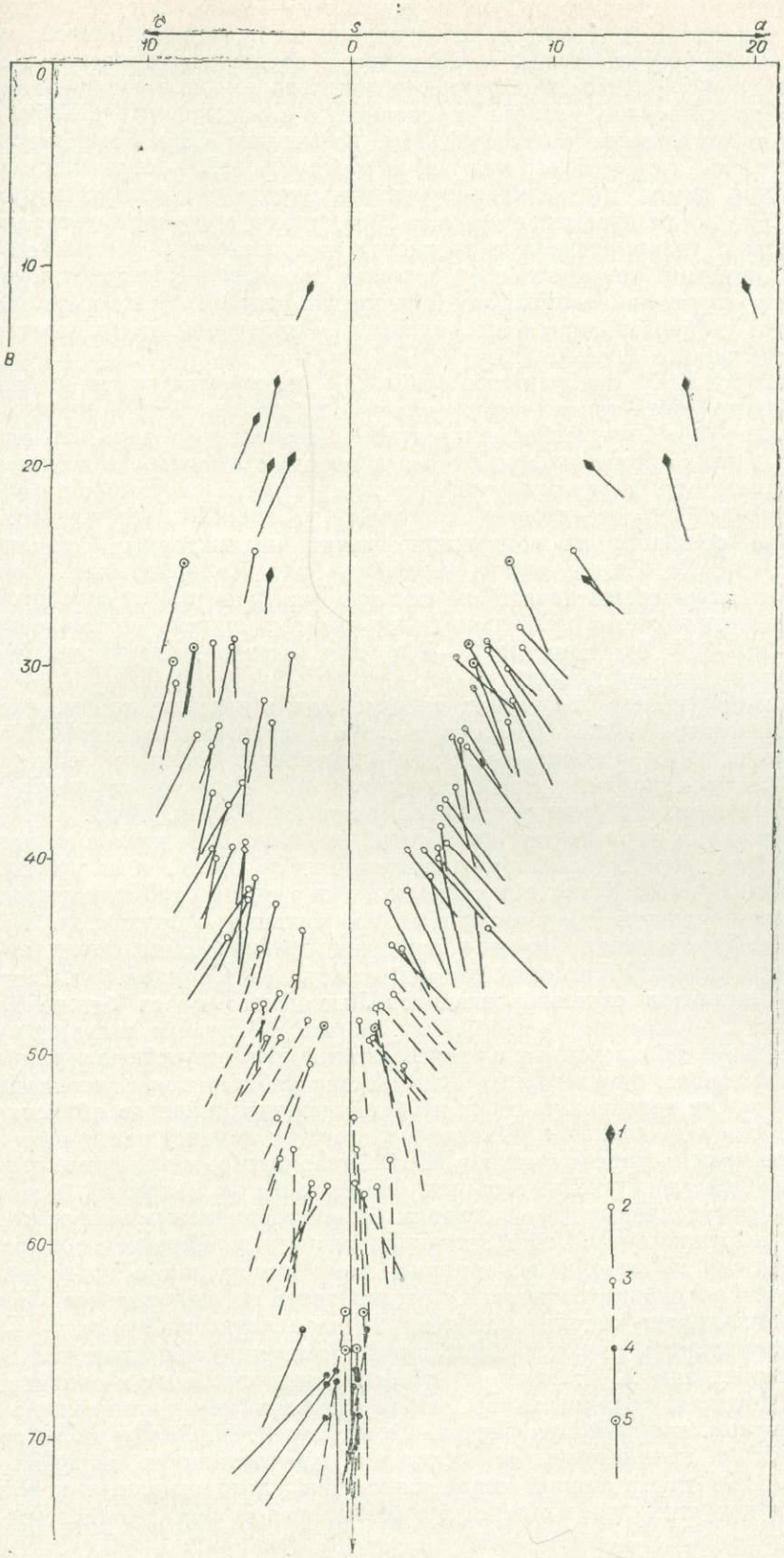
Химический состав габброидов Лысанского пояса, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	42,80	44,30	47,70	34,68	47,10	44,56	40,00
TiO_2	4,45	1,26	3,57	6,49	3,02	5,68	4,80
Al_2O_3	14,67	11,68	15,11	12,72	12,83	14,78	14,50
Fe_2O_3	2,76	1,17	5,90	2,94	3,61	3,76	3,60
FeO	11,91	9,67	6,52	10,67	9,28	10,13	10,90
MnO	0,26	0,16	0,16	0,09	0,17	0,20	0,20
MgO	4,86	14,71	5,36	7,97	8,21	4,81	6,80
CaO	9,78	9,07	5,19	14,44	8,86	10,79	11,50
Na_2O	3,11	1,87	4,02	1,94	3,23	3,02	2,50
K_2O	0,84	0,18	1,50	1,55	0,77	0,04	0,40
P_2O_5	0,57	0,21	0,45	—	0,24	—	0,60
H_2O	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	4,26	6,36	3,90	6,15	3,32	2,09	4,30
Сумма	100,27	100,64	99,38	99,64	100,64	99,86	100,10
Mg/Fe	0,60	2,44	0,81	1,06	1,16	0,63	0,86

Примечание. 1 — роговообманковое габбро (скв. 11, инт. 268 м); 2 — меланократовое габбро (обр. 39, скв. 26, инт. 29 м), оба анализа — Подлысанский массив; 3 — роговообманковое габбро (канава 2, инт. 36—39 м). Кедранский массив: 4 — ильменитовое габбро (скв. 2, инт. 110—115 м); 5 — пегматоидное габбро (канава 18, инт. 36—40 м), оба анализа — Подлысанский массив; 6 — крупнозернистое гнейсовидное габбро (обр. 1403а). Лысанский массив; 7 — габбро, среднее из 58 анализов Подлысанского, Лысанского и Кедранского массивов.

Рис. 38. Петрохимическая диаграмма пород формации.

1 — плагиоклазиты; *2* — габбро; *3* — клинопироксениты; *4* — аповебстеритовые, апоперидотитовые и апобронзититовые серпентиниты; *5* — среднее для габбро, пироксенитов, перидотитов (Заварицкий, 1950).


b
s
a
10
0
10
20
0
10
20
30
40
50
60
70
B
1
2
3
4
5

значением характеристики *b* и пониженным — *c* и *s*. В габбро второй ветви (анализ 6) векторы положе наклонены к горизонтальной оси — *указание на обогащенность их кальцием и обедненность магнием.* Кроме того, лейкократовое габбро несет довольно высокое содержание титана. Низкотитанистое габбро по сравнению с высокотитанистым содержит в своем составе больше Si, Mg, но меньше Ca и Fe. Поскольку между Ti и Ca существует прямая, а между Ti и Si — обратная корреляционная связь, мы не вправе считать первичным только нерудное габбро. Рудная минерализация в габбро, как и в случае ультраосновных *пород, тесно связана с процессом петрогенезиса.* Пегматоидным габбро присуще повышенное содержание щелочей и кремнезема, в отдельных случаях — значительное количество титана. Некоторые разновидности габбро одновременно являются и апатитовыми (содержат до 1,57% пятиокиси фосфора).

Габброиды Манского пояса (табл. 30) отличаются от тех же пород Лысанского пояса только пониженным содержанием Mg, Fe^{3+}, Ti и Ni, *несколько более высоким количеством щелочей и фосфора.* По содержанию других элементов они близки к породам лысанского комплекса. Принадлежность к одному формационному типу подчеркивается также существенно пироксенитовым составом ультраосновных членов. Но особенно сближает их содержание таких индикаторных элементов, как Cr, Sc, Ni, Co, V, о чем подробно будет сказано ниже. Вместе с тем специфическим признаком состава ультраосновных пород Манской *полосы является несколько более высокая степень их магнезиальности* (29—34% MgO против 18—20% для Лысана), пониженная железистость и глиноземистость.

Средний состав лысанских габбро, как и частные пробы, близок к титаноносным габбро Качканарского и Копанского массивов Урала (Малышев, 1936). Отношение Mg/Fe в лысанских габбро колеблется от 0,6 до 1,5, в единичных пробах достигая 2,0. Этот же параметр для *габбро аналогичной формации Урала равен 1,8 (Сирин, 1962).*

Авгитовые пироксениты (авгититы) по основным числовым характеристикам приближаются к диаллагитам, по Дели, и к уральским косвитам. В то же время они отличаются от них высокой титанистостью и несколько повышенным числом атомов кальция в силикатах. Кроме того, обнаруживается большое различие сравниваемых пород по содержанию таких петрогенных элементов, как Si и Ca (табл. 31). Среднее *из 28 анализов клинопироксенитов Лысанского пояса ближе всего* подходит к нормативному вебстериту. Но это совпадение является чисто формальным, ибо в данных пироксенитах почти отсутствуют ромбические пироксены, обязательные для состава вебстеритов. Несовпадение на диаграмме векторов частных и объединенного анализов объясняется возможным попаданием в объединенную пробу измененных и «свежих» пироксенитов. Согласно правилу А. Н. Заварицкого, измененные породы нами на диаграмму не наносились. Но если бы их наложить, то координаты фигуративных точек совпали бы с координатами габбро-пироксенитов. Отношение Mg/Fe типичных авгитовых пироксенитов равно 0,8—2,5, что не выходит за границы этого отношения в габброидных породах. Бронзититы отличаются от авгититов по минеральному составу, а также более высокими значениями характеристик *b* и *m*.

Серпентиниты имеют выдержанный состав и по основным числовым *характеристикам А. Н. Заварицкого формально тяготеют к оливиновым* пироксенитам и перидотитам. Следует отметить перенасыщенность пород титаном, который при расчете по методу А. Н. Заварицкого группируется с кремнеземом и искажает действительную картину химизма. Из-з почти полной серпентинизации ультраосновных пород не удается получить прямых данных о их первичном составе. Расчеты не-

Таблица 30

Химический состав пород Манского пояса, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	44,94	48,80	49,94	48,26	49,96	47,92	47,92	45,08	44,30	45,84	47,00	47,27	47,30	33,54	35,62
TiO_2	1,64	1,10	1,70	1,16	1,82	1,54	1,54	1,43	1,80	1,50	1,50	1,52	1,65	0,07	0,10
Al_2O_3	15,60	14,10	12,90	15,25	15,42	16,47	16,47	15,12	16,87	16,78	17,31	15,66	17,66	0,93	6,62
Fe_2O_3	4,91	0,43	0,80	1,22	1,46	1,08	1,08	4,35	5,53	4,66	4,18	2,70	4,17	10,06	5,83
FeO	8,10	10,10	9,95	8,67	8,82	8,25	8,25	8,25	8,69	7,87	7,30	8,56	6,68	10,20	3,78
CaO	9,90	11,10	8,58	10,33	8,07	10,57	10,57	10,99	0,50	10,27	9,08	9,90	6,62	3,12	0,70
MgO	7,70	6,90	7,99	6,83	6,78	5,99	5,99	6,99	5,90	7,51	5,67	6,75	7,43	29,85	34,60
K_2O	0,43	0,43	0,12	0,15	0,14	0,12	0,12	0,42	1,60	0,78	1,60	0,53	1,72	0,10	0,02
Na_2O	2,49	3,51	3,90	3,37	4,32	3,90	3,90	2,29	2,80	2,51	3,20	3,29	3,15	0,20	0,027
MnO	0,29	0,26	0,26	0,24	0,24	0,25	0,25	0,26	0,17	0,24	0,11	0,23	0,13	0,17	0,28
P_2O_5	0,81	0,78	1,16	1,14	1,12	0,64	0,64	1,07	0,41	0,26	0,11	0,74	0,27	—	0,06
П. п. п.	2,81	2,23	2,35	3,23	1,61	2,78	2,78	2,94	2,58	2,39	2,82	2,50	4,38	11,56	12,44
Сумма	99,62	99,74	99,65	99,85	99,76	99,42	99,42	99,19	100,15	100,61	99,88	99,74	101,16	99,80	100,04
Mg/Fe	0,62	0,66	0,75	0,69	0,66	0,65	0,65	0,57	0,64	0,62	0,51	0,61	0,71	1,55	6,6

Примечание. 1— гнейсовидное габбро с ильменитом (обр. 590); 2 — массивное амфиболизированное габбро (обр. 593); 3 — габбро-амфиболит (обр. 594); 4—6 — гнейсовидное габбро (обр. 596, 597, 598); 7, 8 — гнейсовидное габбро (все анализы относятся к району ст. Жайма); 9—11 — габбро, район ст. Жайма (обр. 4188, 4323, 4174а, по И. П. Жуйко); 12 — среднее из 11 анализов; 13 — габбро-диориты (среднее из двух анализов); 14 — серпентинит (среднее из двух анализов, по И. П. Жуйко); 15 — серпентинит (обр. 1а). Аналитик Л. П. Фролова.

Таблица 31

Химический состав пироксенитов Лысанского пояса, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	32,58	32,07	33,51	33,18	35,32	34,35	35,0	36,10
TiO_2	11,43	10,64	10,60	10,97	9,67	10,81	10,63	6,20
Al_2O_3	6,25	7,07	7,84	7,28	8,15	8,95	8,99	8,10
Fe_2O_3	5,60	5,17	4,45	5,00	7,58	7,58	7,97	7,60
FeO	14,97	15,45	14,50	14,92	12,64	12,90	12,32	11,20
MnO	0,15	0,13	0,30	0,18	0,10	0,21	0,2	0,20
MgO	9,50	9,84	9,75	9,70	9,62	9,72	9,57	14,7
CaO	15,13	14,53	14,96	14,72	12,60	11,30	11,25	8,10
Na_2O_3	0,33	0,29	0,58	0,51	1,32	0,91	0,85	0,80
K_2O	0,33	0,20	0,14	0,23		0,47	0,41	0,40
P_2O_5	0,11	0,10	0,14	0,12	0,20	0,19	0,20	0,30
П. п. п.	3,58	4,57	3,70	3,77	3,13	3,33	1,50	6,30
Сумма	99,96	100,06	100,47	100,58	100,33	100,72	98,91	100,00
Mg/Fe	0,84	0,87	0,93	0,90	0,87	0,87	0,87	1,40

Примечание. 1—3 — авгитовые пироксениты Подлысанского массива: 1 — скв. 9, гл. 219 м, 2 — скв. 9, инт. 199—219 м, 3 — канава 10, инт. 114—130 м; 4 — среднее из трех анализов рудных клинопироксенитов Подлысанского массива; 5 — амфиболовый пироксенит Подлысанского массива, канава 11, инт. 110—130 м; 6,7 — авгитовые пироксениты Кедранского массива, канава 3, инт. 52—73 и 72—94 м; 8 — среднее из 29 анализов клинопироксенитов Подлысанского, Лысанского и Кедранского массивов.

большого числа проб безрудных серпентинитов, по Н. Д. Соболеву (рудные породы не представляется возможным пересчитать на параметры *x*, *y*, *z*), *позволяют предположить, что часть серпентинитов формации* образуется за счет изменения бронзититов и вебстеритов, а часть (табл. 32, анализы 3, 5), по-видимому, имеет перидотитовую природу * (рис. 39).

Попытка объяснить появление описываемых ультраосновных пород в результате преобразования авгитовых пироксенитов (З. И. Иконникова, устное сообщение) не обосновывается фактическим материалом. Оно не поддается, например, объяснению с позиций концепции Боуэна, предусматривающей привнос в серпентинизируемые породы кремнезема и *вынос магния. При серпентинизации авгитов следовало бы ожидать* возрастания кремнезема и вынос магния (Боуэн, цит. по Лебедеву, 1955), что не имеет места на изучаемых объектах. Серпентиниты Лысанского массива отличаются от аналогичных пород Кедранского и Подлысанского массивов несколько увеличенным количеством магния и пониженным содержанием титана и рядом других характеристик (табл. 32).

Наиболее высокий уровень магнезиальности (MgO до 37%; Mg/Fe=3,8) имеют серпентиниты Джебского массива, где отдельные разновидности сопоставимы с гипербазитовой формацией. Для серпентинитов Манской полосы характерна умеренная степень магнезиальности и железистости (MgO до 29%; Mg/Fe=1,5). Низкое отношение Mg/Fe, равное 1—4, резко отличает данные породы от гипербазитов «чистой линии», к которым относятся, например, Зап. Саянские и у которых этот параметр обычно не опускается ниже 7 (см. рис. 39) (Пинус, Колесник, 1966). По схеме Хесса их следует относить к ультраосновным *породам, возникшим из «вторичной ультрамафической магмы»* (Hess, 1938). Пользуясь классификационными признаками Н. Д. Соболева, серпентиниты формации можно отнести к группе ультрафербазитов — ультраосновных пород, дифференциатов габброидной магмы.

* Часть анализов, использованных на диаграмме, в таблицу не вошла.

Несмотря на доказанную геохимическую специфичность серпентинитов формации по сравнению с типичными гипербазитами, все же важно было провести сопоставление по однотипным породам, а не по среднему валовому составу. Прежде всего, следует ответить на вопрос, отражают ли вообще серпентиниты состав первичных магматических образований.

Намечается двоякий подход к его решению. Одна группа ученых, к которым относятся Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов, И. М. Волохов (1958), считает, что серпентинизация не сопровождается выносом компонентов в окружающие породы, а валовый состав компонентов в магме, по-видимому, отвечает составу серпентинитов. Другие исследователи (Тернер, Ферхуген, 1961; Корнаков и др., 1971) допускают миграцию компонентов в процессе серпентинизации.

Хотя выводы этих авторов противоречивы, большую часть работ связывает одна особенность. Она заключается в признании того, что соотношение почти всех петрогенных компонентов, а также Cr и Nn при серпентинизации в общем остается постоянным (Малахов, 1966; Пинус, Колесник, 1966). В отдельных случаях можно говорить лишь об изменении формы нахождения таких примесей, как Cr и Ni (Малахов, 1966). По признанию T. R. Thayer (1966), основывающегося на личных наблюдениях, работах Хесса, Штейнберга и других, серпентинизация ультраосновных пород приводит к минимальному изменению состава, исключая дополнительный привнос воды и увеличение объема. Исходя из этого, можно признать правомерным использование серпентинитов для восстановления первичного состава пород и для суждения о формационной принадлежности этих первичных пород. Надежным индикатором является не только отношение Mg/Fe, но и содержание и дисперсия хрома и никеля. Ультраосновные породы формации приближаются по составу к титаномагнетитовым серпентинам Урала и обнаруживают некоторые общие черты с титаномагнетитовыми перидотитами Кольского полуострова (Бородин, 1961, 1963), а также серпентинитами основания массива Стиллуотер (Hess, 1938).

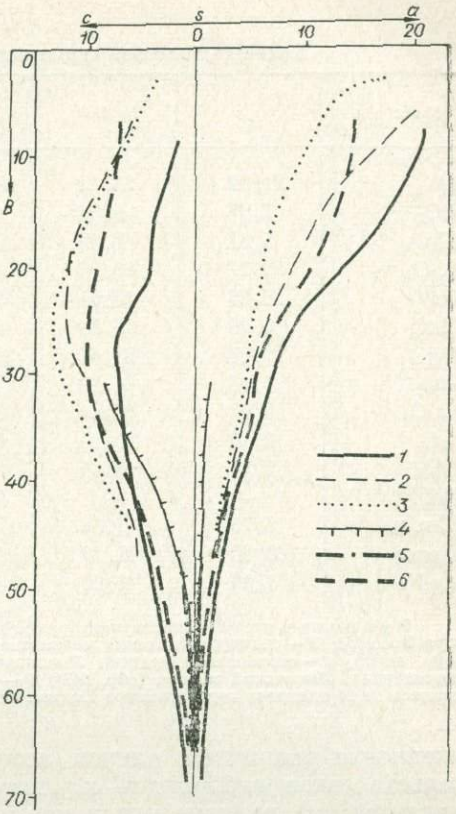


Рис. 39. Диаграмма средних составов пород различных формаций и комплексов.

1 — габбро-пироксенитовая формация, Лысанский пояс; *2, 3* — габбро-сиенитовая формация: *2* — Кизирский (Лебедев, Богатиков, 1963б) и *3* — Патынский (Ильенок, 1961) массивы; гипербазитовая формация: *4* — идарский, *5* — западносаянский комплексы; *6* — дунит-пироксенит-габбровая формация Урала (Штейнберг, 1966; С. Ф. Соболев, 1968; Кашин, 1948).

Альбититы характеризуются высоким содержанием щелочей и алюминия и низким — железа. В составе щелочей заметно преобладает натрий. Это подчеркивает общий химический профиль пород формации. В отдельных участках альбититы обогащаются титаном (табл. 33).

Еще раз следует остановиться на вопросе о генетической связи габбро и ультраосновных пород. Большинство исследователей этот вопрос считает решенным, и обычно дискуссия идет о последовательности

Таблица 32

Химический состав серпентинитов Лысанского пояса, вес. %.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	21,32	24,42	38,43	27,58	35,40	25,66	26,00
TiO_2	7,97	6,64	0,96	3,78	0,91	7,19	6,24
Al_2O_3	5,51	5,52	4,95	3,15	5,70	5,74	5,25
Fe_2O_3	22,27	18,98	1,80	16,95	8,33	16,32	16,06
FeO	15,26	14,81	9,32	11,16	8,49	14,42	14,46
MnO	0,29	0,28	0,18	0,23	0,23	0,26	0,25
MgO	19,80	21,47	26,88	25,93	27,44	21,05	20,43
CaO	1,15	1,19	4,94	0,68	3,20	2,02	2,20
Na_2O	0,07	Сл.	0,14	0,16	0,05	Сл.	0,27
K_2O	0,10	0,10	0,04	—	0,14	0,11	0,15
P_2O_5	0,11	0,14	—	0,11	0,19	0,18	0,13
H_2O	—	—	0,25	—	—	—	—
П. п. п.	6,75	7,53	12,2	10,17	9,42	7,31	8,56
Сумма	100,60	101,08	100,09	99,90	99,50	100,26	100,00
Mg/Fe	1,00	1,20	4,00	1,76	3,03	1,30	1,26

Примечание. 1 — серпентинит рудный. Подлысанский массив, гора Пирамида; 2 — то же, гора Россыпь; 3 — апопироксенитовый серпентинит из юго-восточной части Подлысанского массива (обр. ск-17); 4 — серпентинит рудный. Лысанский массив (обр. к 17-22-212); 5 — апоперидотитовый серпентинит. Лысанский массив (обр. 247); 6 — серпентинит. Кедранский массив (обр. к-53-72); 7 — среднее из 24 анализов серпентинитов Подлысанского, Лысанского и Кедранского массивов.

внедрения различных членов ассоциации. Одним из главных доказательств связи габброидов и ультраосновных пород данной формации является: а) наличие пород промежуточного состава, б) общая повышенная титанистость всех членов формации, в) присутствие в породах разного состава одних и тех же породообразующих минералов (авгит, керсутит).

На сравнительной диаграмме (рис. 40) видно, что породы формации образуют связанную серию, графические выражения которой обнаруживают много общего с ассоциациями, где четко выражена магматическая дифференциация. Эти черты отражают вариации состава первичной магмы. По степени дифференциации данная ассоциация занимает промежуточное положение между ассоциациями с далеко зашедшим (Скергард, Бушвельд) и умеренно прошедшим (Силл Палисейд) процессами фракционирования (рис. 41). Для сравнения на диаграмму нанесена ультраосновная серия Туламин из Аляски, по данным Финдлея (Findley, 1969), для которой характерно отсутствие генетической связи габбро с ультрабазитами. Отчетливо видны черты различия серии Лысана и Туламина.

Таким образом, приведенный материал показывает, что особенности петрохимии формации в целом заключаются в следующем: а) в аномальной обогащенности пород железом и титаном, значительно превышающей региональный кларк для основных пород Саяно-Алтайской области (Абрамович, Высокоостровская, 1963); б) в относительно высоком содержании алюминия и щелочей при постоян-

Таблица 33

Химический состав альбититов, вес. %

Компонент	1	2
SiO_2	64,97	77,67
TiO_2	0,58	0,96
Al_2O_3	18,72	11,57
Fe_2O_3	1,87	0,78
FeO	1,02	1,48
MnO	0,06	0,02
MgO	0,53	0,52
CaO	0,87	0,72
Na_2O	10,04	5,50
K_2O	0,22	0,14
P_2O_5	0,028	0,059
П. п. п.	0,63	0,49
Сумма	99,54	99,91

Примечание. 1 — альбитит Подлысанского массива (обр. 210); 2 — кварцевый альбитит, там же (обр. 2411а).

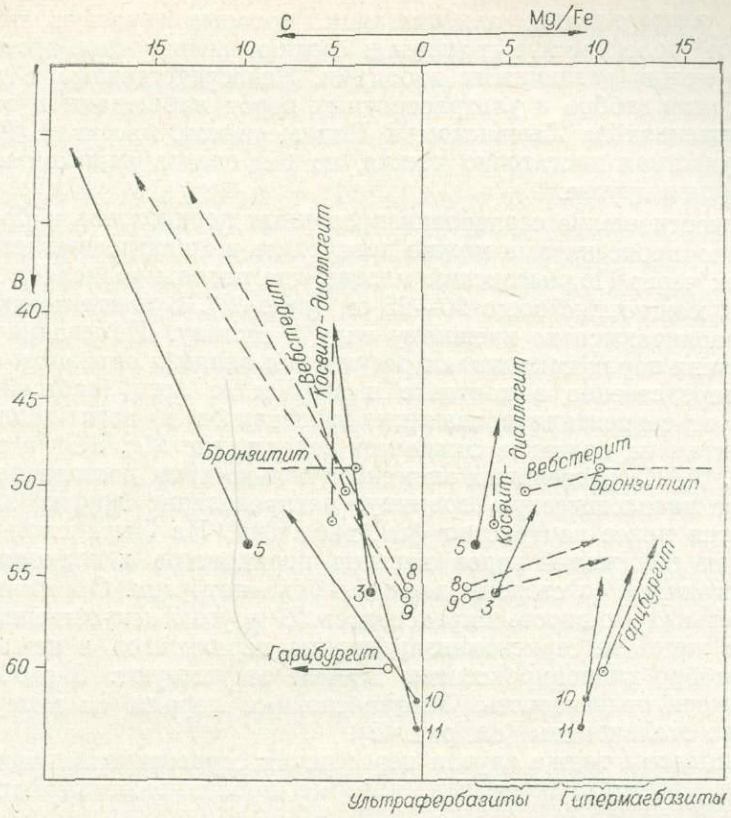


Рис. 40. Петрохимическая диаграмма Н. Д. Соболева.

Бронзитит, вебстерит, косвит, гарцбургит — нормативные анализы, по Н. Д. Соболеву. Номера векторов *3* и *5* соответствуют номерам анализов в табл. 34; *8*, *9* — бронзититы Лысанского массива; *10* — серпентинит Идарского хребта; *11* — гарцбургит, по Дели.

ном соотношении натрия и калия; в) в низком содержании магния и кремнезема. Пространственная перемежаемость пород основного и ультраосновного рядов, полосчатая структура массивов, преобладание габброидов над ультраосновными породами, а также широкое развитие в составе пород моноклинного пироксена (Хесс, 1957), невысокое молекулярное отношение Mg/Fe и характерный набор элементов-примесей — все это указывает на базальтоидную природу формации.

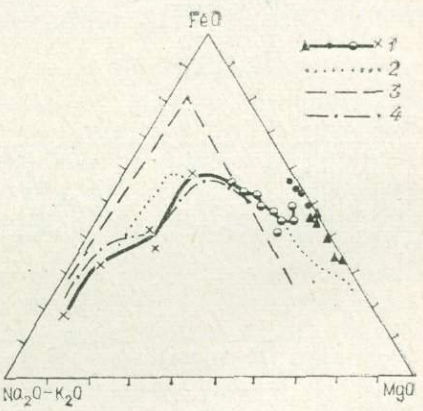


Рис. 41. Направление дифференциации различных серий.

1 — габбро-пироксенитовая формация (перидотиты и пироксениты, габбро, плагиоклазиты); *2* — долериты Карру (Уокер, Польдерварт, 1950); *3* — скаергард (Wager, Deer, 1939); *4* — долериты и толеиты Шотландии и Сев. Англии (Уокер, Польдерварт, 1950).

Химизм контактовых зон

В процессе изучения пород формации нами предпринималась попытка выяснить причины расслоения интрузивных массивов, т. е. установить, возникла ли их мегастратификация в результате дифференциации на месте, или она является следствием многофазного развития. Однако решение этого вопроса затрудняется наложением на первичные породы процессов амфибо-

лизации, хлоритизации, альбитизации, которые зачастую полностью вуалируют геологические границы и создают впечатление постепенного перехода между различными породами. Непосредственные и достоверные контакты габбро и ультраосновных пород наблюдаются в единичных обнажениях на Лысанском и Подлысанском массивах. Контакты во всех участках достаточно четкие, но без следов видимой инъекции одних пород в другие.

Взаимоотношение серпентинизированных перидотитов и бронзититов с клинопироксенитами можно проследить в одной из магистральных выработок через Подлысанский массив, где породы разделяет хлоритовая зонка мощностью всего 20—25 см (рис. 42). В контакте указанные породы различаются по внешнему виду и составу. Изменения химического состава пород показывают результаты анализа образцов, отобранных непосредственно в контакте и в 0,5 м от него (табл. 34). При переходе от серпентинизированных бронзититов к авгит-диопсидовым пироксенитам на контакте снижается содержание Mg, Fe^{3+} и возрастает Ca, Si, Ti. Из рассеянных элементов только хром достаточно хорошо фиксирует литологическую границу, распределение других элементов проявляется менее контрастно (см. табл. 34). На Лысанском массиве в одном из обнажений виден переход перидотитов к клинопироксенитам, залегающим со стороны висячего бока интрузии. Отчетливо видна незначительная мощность пироксенитов. В другом искусственном обнажении на контакте серпентинизированных перидотитов и лежащих выше них габбро клинопироксениты вообще отсутствуют. В габбро хорошо выражена полосчатость. Ультраосновные породы на интервале до 1 м сильно отальк ованы (см. рис. 42).

Установлены также случаи пересечения серпентинитов сложно ветвящимися прожилками авгита, которые пронизывают перидотиты со

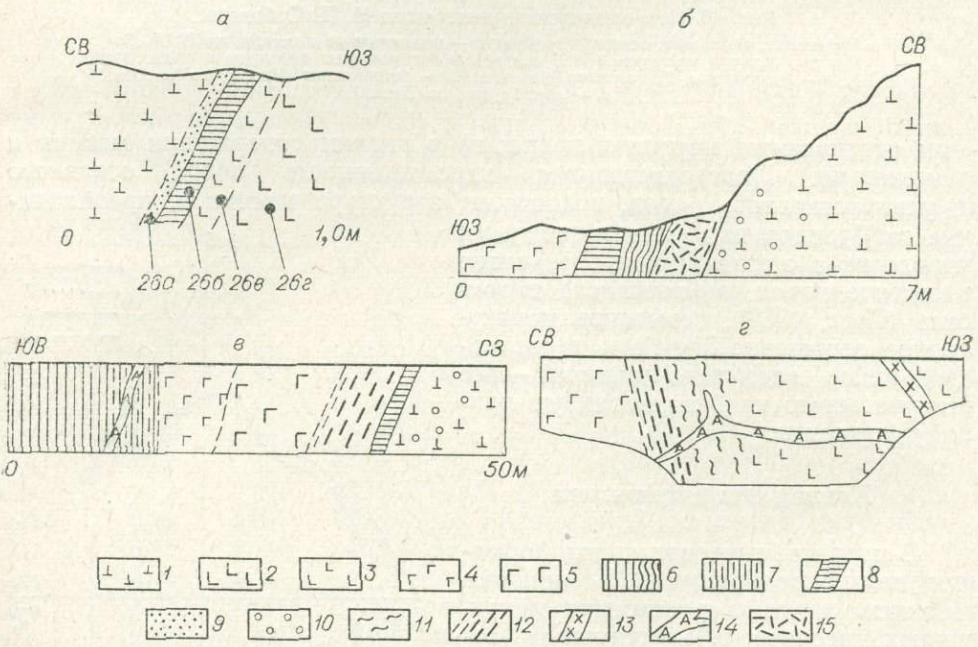


Рис. 42. Зарисовки контакта.

а — обн. к-11, гора Россыпь. Химические анализы проб 26а, 26б, 26г, см. табл. 34; *б* — обн. к-17, гора Мал. Лысан; *в* — обн. к-78, гора Лысан; *г* — обн. к-71, хр. Кедран. *1* — рудные серпентиниты; *2* — рудные крупнозернистые клинопироксениты (авгититы); *3* — то же, мелкозернистые; *4* — габбро массивное; *5* — габбро полосчатое; *6* — амфиболиты; *7* — плагиоклазовые амфиболиты; *8* — хлоритизация; *9* — амфиболизация; *10* — отальк ование; *11* — гнейсовидность; *12* — полосчатость; *13* — кварц-альбитовые и *14* — альбитовые жилы; *15* — катаклазиты.

Таблица 34

Изменение содержания элементов в контакте диопсид-авгитовых пироксенитов и серпентинизированных бронзититов, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	35,32	34,36	29,48	27,32	26,12	22,66	24,70	26,99
TiO_2	9,67	11,04	11,10	11,18	9,14	8,00	7,61	6,35
Al_2O_3	8,15	7,17	8,66	7,64	6,63	4,71	4,40	4,97
Fe_2O_3	7,68	7,05	4,16	10,63	14,91	19,89	17,93	16,55
FeO	12,64	14,44	17,10	14,04	15,14	15,34	14,90	14,13
MnO	0,10	0,12	0,26	0,26	0,23	0,27	0,26	0,27
MgO	9,62	9,53	11,44	13,64	14,44	20,44	21,37	21,59
CaO	12,60	12,16	12,29	8,22	8,00	1,62	1,49	1,70
Na_2O	1,32	1,49	0,48	0,03	0,09	Н	0,25	0,10
K_2O			0,22	0,03	0,03	»		
P_2O_5	0,20	0,21	0,03	0,04	0,03	0,25	0,15	0,21
П. п. п.	3,13	3,39	4,02	6,22	5,26	7,13	7,80	7,62
S	—	—	0,19	0,02	0,01	—	—	—
Сумма	100,43	100,96	99,48	99,27	100,03	100,31	100,86	100,48
CO_2	—	—	0,39	0,20	0,43	—	—	—
H_2O	—	—	1,75	4,48	3,17	—	—	—
Cr	Сл.	Сл.	0,0031	0,0015	0,0040	0,014	—	—
Ni	0,01	0,01	0,02	0,011	0,02	0,06	—	—
Co	0,01	0,01	0,012	0,0038	0,0055	0,02	—	—

Примечание. 1, 2 — рудные (ильменитовые) диопсид-авгитовые пироксениты (пробы 31 и 32); 3 — крупнозернистый и 4 — мелкозернистый рудные пироксениты (пробы 26г и 26б); 5 — хлоритизированный авгитовый пироксенит (проба 26а); 6—8 — титаномагнетитовые серпентинизированные бронзититы — вебстериты (пробы 39, 40, 42).

стороны клинопироксенитов и в 2—3 м от контакта затухают. Авгит прожилков ($2V(+)46-48°$; $cNg=50°$) оптически почти не отличается от породообразующего авгита пироксенитов ($2V=(+)44-46°$; $cNg=40°$), хотя находится в ассоциации с гранатом.

Но, несмотря на непосредственную близость к перидотитам и ортопироксенитам, клинопироксениты нигде не пересекаются жилами хризотила. По указанию Р. И. Шуруповой (1964), в зоне контакта встречаются «скелетные кристаллы» титаномагнетита, частично замещенные хлоритом и сфеном.

На контакте с габбро в отдельных случаях клинопироксениты подвергаются амфиболизации и соссюритизации, иногда превращаются в горнблендиты, ширина полос которых достигает 3—5 м. В зоне контакта с габбро в клинопироксенитах несколько повышается содержание щелочей, Fe^{3+}, Ca, Al, и снижается — Mg, Fe^{2+} (рис. 43). Горнблендиты от внешне похожих пироксенитов отличает низкое содержание двуокиси титана, железа и более высокое — Si, Al, щелочей. В габбро из непосредственного контакта с пироксенитами несколько увеличивается, а в пироксенитах падает содержание ильменита. Наблюдения показывают, что все горнблендиты, за исключением отдельных тел, генезис которых не совсем ясен, развиваются за счет пироксенитов. Аналогичным образом объясняют природу горнблендитов на Урале А. Н. Заварицкий (1932), В. Ф. Морковкина, Н. П. Лупанов (1953), в массиве Юнион Бай — Ракмик и Нобл (Ruckmick, Nable, 1959).

Наряду с отмеченными изменениями, в пироксенитах и серпентинизированных ортопироксенитах и перидотитах на контакте с габбро встречаются инъекции плагиоклаза (№ 40—50), по составу близкого к плагиоклазу габбро. Контакты габбро и серпентинитов вскрыты рас-

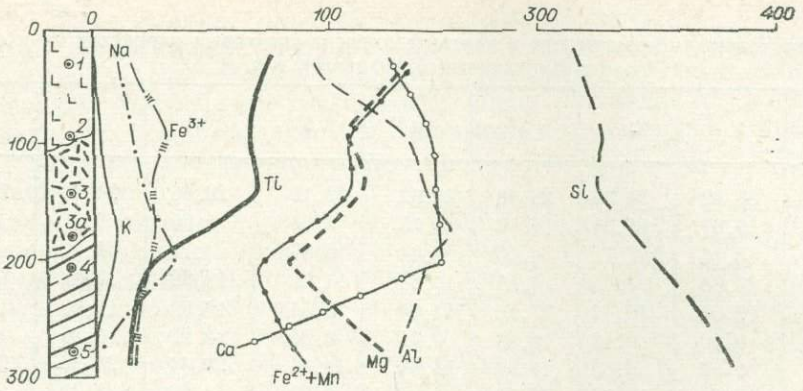


Рис. 43. Изменение состава пород в контакте (данные пересчитаны по методу Т. Барта).

1, 2 — клинопироксениты; *3, 3а* — габбро; *4, 5* — эффузивы. Подлысанский массив.

чистками и очень хорошо прослеживаются по курумнику на вершине гольца Лысан и ряде участков Подлысанского массива. Контакты четкие, извилистые по конфигурации. Следов интрузии габбро в серпентиниты обычно не наблюдается, за исключением случаев прорыва серпентинитов телами пегматоидных габбро. Наряду с этим, в габбро присутствуют неправильной формы тела рудных серпентинитов величиной 5×10 м. Судя по остроугольным очертаниям и относительно беспорядочному взаимному расположению, эти тела можно отнести к типу оторженцев. Как рудные, так и нерудные серпентиниты в непосредственном контакте с габбро рассланцованы, сплоены, рассечены прожилками антофиллита. По данным В. И. Герасименко (1961) и З. И. Иконниковой, титаномагнетит серпентинитов в этих условиях подвергается перекристаллизации с появлением зерен свободного ильменита. На контакте с габбро серпентиниты часто оталькованы до состояния талькитов, но неясно, полностью ли отальк ование обусловлено влиянием габбро или частично связано с процессами аллометаморфического характера.

Весьма интересен контакт серпентинитов с пересекающими их прожилками альбитита. Он наблюдался на горе Пирамида (Подлысанский массив), где на контакте возникают красновато-бурые хлорапиты, состоящие из андрадита и хлорита. Характерно, что в этой ассоциации отсутствуют цоизит и везувиан, столь обычные для хлорапитов Зап. Саяна и других районов (Соболев, 1952). В серпентинитах усматривается незначительное уплотнение серпентинового базиса, сопровождаемое собирательной перекристаллизацией титаномагнетита. По генезису хлорапиты являются типичными реакционными образованиями. Подобное объяснение их генезиса приводится в работах А. Ф. Коржинского (1958) и Н. Д. Соболева (1952).

Если серпентинизированные перидотиты, бронзититы и клинопироксениты испытывают на себе воздействие габбро, то само габбро сохраняет относительно «свежий» облик, будучи измененным в такой же степени, как и вдали от контакта. Как уже говорилось, в непосредственной близости с ультраосновными дифференциатами и эффузивами в габбро, повторяя конфигурацию контакта, развивается полосчатость и трахитоидность, которые затухают по мере удаления от контакта. Реже в эндоконтакте тел габбро наблюдаются характерные пятнистые гибридные породы (см. рис. 14) и мелкозернистые разности. Появление мелкозернистых габбро связано с быстрой кристаллизацией магмы у холодного контакта.

Каких-либо существенных различий в соотношении минералов габбро внутренних и внешних участков тел заметить не удается, хотя в пределах эндоконтакта состав некоторых породообразующих минералов изменяется. Так, в Лысанском массиве амфибол габбро в контакте с ультраосновными породами становится более магнезиальным (80 Mg и 20 Fe, по Трегеру), чем аналогичный минерал пород, удаленных от контакта (60 Mg и 40 Fe). Роговая обманка из габбро, непосредственно контактирующего с серпентинитами, также несколько обогащена хромом (0,003%) и ванадием (до 0,1%) по сравнению со средним содержанием для этих минералов. Следует заметить, что амфибол из габбро апикальной части тел или из контакта с эффузивами не содержит хрома и почти не несет ванадия. Габбро на контакте с вмещающими породами заметно обогащается Si, щелочами, Al и обедняется Ti, Mg, Fe, но эти колебания состава нужно относить за счет дифференциации магмы. И только обогащение магнием амфиболов габбро на контакте с серпентинитами возможно связано с явлениями контаминации.

Проведенный нами количественный учет передвижения вещества путем пересчета результатов химического анализа по кислородному методу указывает на значительную миграцию из габбро в ультраосновные породы K, Fe, Ca (см. рис. 43). Те же элементы, а также вместе с ними Na, Ti и P выносятся из габбро во вмещающие эффузивы. Последние в контакте с габбро испытывают сильное зеленокаменное изменение. Метаморфические сланцы на контакте с габбро приобретают характер пятнистых спилозитов или полосчатых мигматитов (инъекционитов), внешне похожих на габбро-амфиболиты. Р. И. Шурупова (1964) не без основания относит их к апопорфиритовым габбро. Если спилозиты встречаются редко, то мигматиты на юго-восточном склоне гольца Лысан и в районе ст. Жайма образуют широкие поля, тяготеющие к габбро и залегающие в толще амфиболитов и эффузивов протерозоя.

Воздействие со стороны авгитовых пироксенитов и бронзититов на вмещающие породы практически отсутствует. В редких случаях оно выражается в появлении реакционной хлоритовой оторочки мощностью несколько сантиметров или выборочной хлоритизации пород эндоконтакта.

Наиболее важными являются следующие взаимоотношения пород, наблюдавшиеся в поле: 1) пересечение серпентинитов инъекциями крупнозернистого габбро, 2) приспособляемость протополосчатости габбро к неровностям контакта ультраосновных пород, 3) присутствие последних в виде отторженцев — ксенолитов, 4) наличие прожилков антофиллита в серпентинитах, 5) существование самостоятельных тел габбро и серпентинизированных ультраосновных пород. Можно сделать вывод, что становление интрузивных массивов формации происходило в две фазы, следующие с небольшим разрывом во времени от вебстеритов-бронзититов-перидотитов к габбро. Постмагматическая стадия завершилась инъекцией жил альбитита. Следовательно, исходя из этих данных, структура Лысанских массивов не может быть полностью объяснена дифференциацией in situ, как пытаются сделать отдельные исследователи. Фазовые соотношения рассматриваемых пород не представляют исключения и неоднократно описывались в литературе (Падалка, 1936; Заварицкий, 1937; Андреева, 1959; Самойлова, 1959; Абовян, 1963).

Глава VIII

ГЕОХИМИЯ

Одна из главных задач геохимии — выяснение закономерностей распределения (факторов концентрации и рассеяния) и поведения редких и рассеянных элементов на различных стадиях эндогенного процесса (Таусон, 1959). Это особенно касается пород ультраосновного и основного составов не только потому, что они изучены слабее, чем гранитоиды, но и потому, что исследование их может приблизить нас к решению некоторых важных вопросов магмообразования и петрогенезиса. В связи с этим была поставлена цель выяснить особенности геохимии отдельных элементов в процессе эволюции базальтовой магмы на материале изучения массивов габбро-пироксенитовой формации Вост. Саяна.

Своеобразная металлогеническая специализация, отсутствие эквивалентов в Саяно-Байкальской области, хорошая вертикальная расчлененность массивов ставят объект в число наиболее благоприятных для решения ряда геохимических вопросов.

Наиболее информативный материал о первичном составе магмообразующего субстрата может дать исследование геохимии элементов группы железа, так как в силу наиболее высокой удельной энергии связи ($\approx$8,75 МэВ) и устойчивости ядер эти элементы, вероятно, подвергались меньшим временным трансформациям (Ферсман, 1934). Для понимания особенностей миграции ряда элементов и генезиса титановых концентраций очень важно проследить главные черты распределения элементов в массивах и отдельных телах, их составляющих.

Необходимо сразу оговориться, что распределение как петрогенных элементов, так и примесей зависит от состава исходной магмы и в значительной мере определяется формой, мощностью и условиями залегания тел. Некоторые отклонения содержания элементов по сравнению с первичной концентрацией в отдельных случаях могут быть обусловлены проявлением эпимагматических процессов, в первую очередь серпентинизации и регионального метаморфизма.

Картина распределения элементов также осложняется чрезвычайно разнообразным строением отдельных тел. На каждом участке залежи наблюдается свой характер концентрации и рассеяния элементов, но имеются и некоторые общие черты распределения. Например, в пологопадающих участках тел ультраосновных пород максимум насыщенности титаномагнетитом (рис. 44, 45), а следовательно, Fe, Ti, Cr, V, иногда Ni приходится на нижние приподошвенные части (рис. 46). В центре залежи или несколько выше нижнего контакта обычно наблюдается возрастание содержания Mg и Fe^{3+}. Характер распределения Fe, Ti, Mg в пологопадающих участках ультраосновных пород, по-видимому, обусловливается не чем иным, как гравитационной отсадкой части рудных минералов при кристаллизации. Но по сравнению с пологопадающими расслоенными интрузиями платформ или субплатформенных областей (Broderick, 1935; Альмухамедов, 1967; Богатиков, 1966), где этот процесс имеет широкий размах, в интрузиях данного типа он играет второстепенную роль. В ультраосновных породах (пиро-

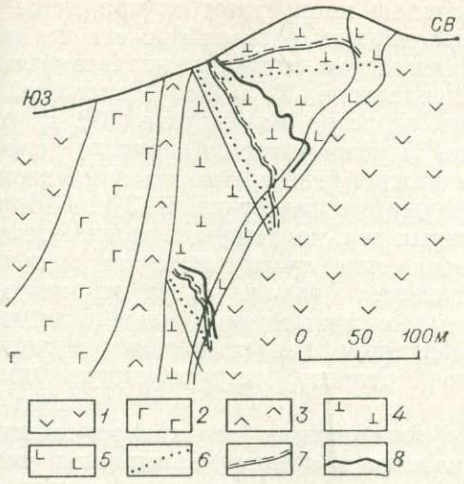


Рис. 44. Распределение компонентов в породах. Подлысанский массив.

1 — эффузивы; *2* — габбро; *3* — альбититы; *4* — серпентиниты; *5* — клинопироксениты. Содержание: *6* — титана, *7* — железа, *8* — титаномагнетита.

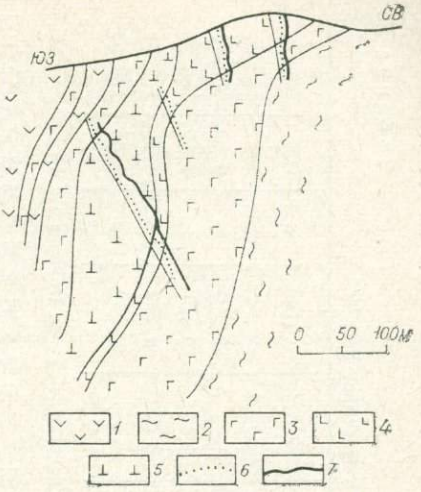


Рис. 45. Распределение титана и железа в породах. Подлысанский массив.

1 — эффузивы; *2* — амфиболиты; *3* — габбро; *4* — клинопироксениты; *5* — серпентиниты. Содержание: *6* — титана, *7* — железа.

ксенитах, перидотитах), слагающих подводящий канал интрузивов, наблюдается обратный отмеченному характер распределения элементов, выражающийся в локализации максимумов титана в висячем боку тел, что связано либо с перемещением рудного материала при одностороннем давлении, либо с перегруппировкой элемента при метаморфизме (табл. 35). Но в большинстве крупных тел ультраосновных пород распределение титана и железа в основном подчиняется закону гравитации.

В телах габбро мощностью не менее 50 м, подстилающих в разрезе ультраосновные породы, в направлении от нижнего контакта к верхнему увеличивается содержание ильменита и соответственно этому Fe^{2+} и Ti (см. рис. 46), а также P, Na, K при одновременном снижении Si, Al. Содержание Cr, Ni, Co обычно изменяется незначительно. Вверх по разрезу возрастает концентрация Mg, что, конечно, трудно совместить с представлением о широком участии здесь процессов гравитационного фракционирования (табл. 36). Несмотря на хорошо выраженную тенденцию роста титанистости вверх по разрезу тел габбро, следует отметить,

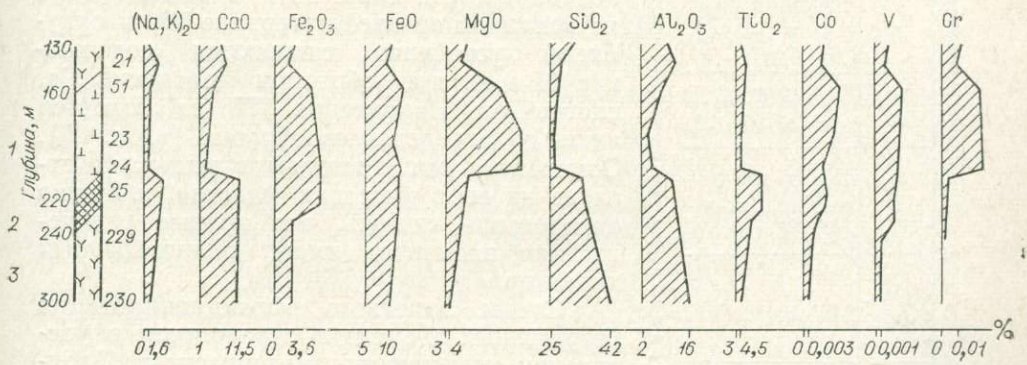


Рис. 46. Вариации химического состава пород по разрезу Подлысанского массива.

1 — серпентиниты; *2* — клинопироксениты; *3* — габбро. Цифры справа от колонки — номера проб,

Таблица 35

Распределение элементов по падению тел рудных серпентинитов Подлысанского массива, вес. %

№ п/п	Число проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	V_2O_5	P_2O_5	S	H_2O	Σ
1	2	21,31	8,17	5,35	22,17	—	15,95	0,270	19,05	1,59	0,07	0,060	—	0,110	—	6,60	100,70
2	4	24,00	6,93	4,04	19,17	0,050	14,27	0,240	20,97	2,99	0,31	—	0,125	0,101	—	7,12	100,30
3	5	26,35	5,23	5,05	13,13	0,035	13,96	0,260	21,52	3,20	0,47	0,005	0,040	0,220	0,034	10,70	100,38
4	2	29,49	6,03	6,32	10,31	—	17,29	0,205	17,09	3,17	—	—	—	0,250	—	9,56	100,03

Примечание. 1 — апикальная часть тела; 2, 3 — центральная часть тела (глубина от поверхности 70 м); 4 — подводящий канал (глубина 170 м).

что в каждом конкретном случае даже в слабо выраженном слое габбро все же наблюдается в общем ступенчато-гравитационное распределение Ti и Fe. Например, в одном из разрезов на отрезке 100 м содержание Ti увеличивается вверх по разрезу, но в каждой отдельной полосе сверху вниз содержание падает на 2—3%. Габбро маломощных тел, являющихся частью сложной залежи или перекрывающих залежи ультраосновных пород, характеризуются низкий титанистостью или более или менее стабильным распределением элементов по разрезу стратифицированной пачки.

В крутопадающих телах пироксенитов выдерживается в общем аналогичная тенденция распределения элементов по разрезам. Особенно отчетливо появляется обогащение верхних участков титаном, железом и магнием, снижение в них доли кальция, кремния и алюминия (табл. 37).

В отличие от крутопадающих тел клинопироксенитов и габбро в пологопадающих телах пироксенитов наблюдается более или менее одинаковое и равномерное насыщение элементами по разрезу. Пироксениты же, залегающие со стороны висячего бока залежей ультраосновного состава, по сравнению с аналогичными образованиями лежачего бока заметно обогащены Ti, Ca, Si и бедны Mg.

Не остается постоянным химический состав пород на разных высотных уровнях интрузивных колонн, а также по простиранию отдельных тел (табл. 38) и Лысанского пояса в целом. В серпентинитах на протяжении 300—400 м с глубиной снижается роль Ti, Fe и в то же время растет количество Si и отчасти Mg, при этом на низких гипсометрических уровнях эти элементы обнаруживают несколько меньшую амплитуду колебаний (см. табл. 35). В телах габбро на вскрытом эрозией интервале 350 м с глубиной устойчиво снижаются содержания Si и Al при обратном поведении Ca, иногда Mg. Накопление Ti наблюдается лишь до определенного уровня (табл. 39). Отмеченная выше тенденция выдерживается не на всех участках массива, и можно определенно сказать, что кривые распределения элементов имеют волнообразный характер.

Следы заметного фракционирования петрогенных элементов отражаются в увеличении кислотности и щелочности габброидов верхнего эндоконтакта по сравнению с центральной частью массива (табл. 40).

Таблица 36

Распределение элементов по разрезу тел серпентинитов, клинопироксенитов и габбро, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	32,72	34,91	47,23	33,14	31,28	32,97	31,16	32,85	33,60	35,00	34,18	34,24	35,74	44,09
TiO_2	4,85	4,09	1,56	10,17	10,37	10,59	10,31	9,35	8,90	8,73	6,91	9,30	6,69	2,36
Al_2O_3	7,53	6,09	11,98	8,23	9,24	6,60	8,10	10,72	11,65	10,40	13,52	10,02	12,77	13,50
Fe_2O_3	6,76	8,44	3,60	2,52	3,69	4,54	4,10	3,97	4,28	4,84	4,01	4,67	4,33	2,78
Cr_2O_3	0,05	0,10	0,016	—	Н	Н	Н	Н	—	Сл.	Н	—	—	0,043
FeO	13,68	13,87	10,76	16,81	15,58	14,90	15,12	13,41	12,94	12,53	11,05	12,79	10,76	6,70
MnO	0,11	0,24	0,15	0,24	0,07	0,13	0,078	0,15	0,21	0,13	0,13	0,13	0,13	0,11
MgO	17,96	18,28	6,54	9,42	9,34	8,97	11,79	7,90	7,67	7,84	7,46	7,91	6,78	5,21
CaO	6,33	4,77	9,90	12,78	15,39	15,50	14,38	15,09	14,09	14,97	14,75	14,68	14,46	16,10
Na_2O	0,97	0,98	4,27	0,60	0,80	0,81	0,83	1,30	0,87	0,97	2,31	0,93	1,83	2,28
K_2O				0,22					0,38	0,31		0,29	0,58	0,72
V_2O_5	0,068	0,06	0,076	—	0,095	0,075	0,076	0,09	—	0,11	0,073	0,09	0,056	0,041
P_2O_5	0,46	0,10	0,11	—	0,14	0,30	0,16	0,10	0,13	0,16	1,81	0,16	1,42	0,57
H_2O	7,98	8,49	3,87	5,75	7,01	4,08	4,18	5,29	4,58	3,59	3,19	4,20	3,95	5,32
S	—	—	—	0,12	—	—	—	—	0,38	—	—	—	—	0,034
Сумма	99,47	100,42	100,06	100,00	100,00	99,46	100,28	100,22	99,68	99,58	99,39	99,41	99,50	99,86

Примечание. 1, 2 — серпентиниты; 3—9 — клинопироксениты; 10—14 — габбро. Номера анализов соответствуют пробам 87, 74, 75, 231, 3, 4, 5, 38, 232, 80, 105, 79, 76, П-6-250.

Таблица 37

Распределение элементов по разрезу тел клинопироксенитов и габбро, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	34,16	34,27	34,44	33,20	38,66
TiO_2	9,40	11,20	10,30	8,34	4,39
Al_2O_3	9,64	7,25	7,57	10,84	15,22
Fe_2O_3	5,87	4,76	5,09	1,50	3,37
Cr_2O_3	Сл.	Н	—	0,008	0,008
FeO	14,44	14,76	14,30	13,97	10,98
MnO	0,22	0,15	0,12	0,14	0,18
MgO	10,18	9,70	9,74	7,84	4,96
CaO	12,46	14,28	14,40	11,77	12,89
Na_2O	1,61	0,86	0,41	1,29	1,26
K_2O		0,26	0,40	0,12	1,38
V_2O_5	0,01	0,088	0,08	0,072	0,029
P_2O_5	0,15	0,15	0,13	0,11	0,53
H_2O	2,81	2,54	2,79	11,00	6,18
Сумма	100,95	100,27	99,77	100,19	100,03

Примечание. 1—4 — клинопироксениты; 5 — габбро (скв. 1, пробы № 2704, 48а, 15а, 72, 92а).

Общим для всех интрузивных тел является заметное обеднение их флангов примесями и обогащение участков раздувов железом, титаном и некоторыми сопутствующими им элементами. В мелких телах нередко можно видеть обратное отмеченному расположение *максимума содержаний* Ti и Fe, но причины этого пока не ясны. Возможно, миграция рудных элементов в этом случае происходила при большом участии летучих.

В большей части крупных наклонно падающих массивов наблюдается концентрация Mg в нижней приконтактовой зоне, в некоторых мелких вертикальных телах Mg накапливается с приближением к обоим контактам, а Fe «отгоняется» в противоположном направлении. Почти везде содержание Mg в породах возрастает с глубиной. По сравнению с крупными телами в маломощных залежах обнаруживаются меньшая дисперсия и наиболее высокое содержание Mg. Окисное железо ведет себя аналогично закисному. Если в таких классических базальтовых потоках, как Мичиган и Бродерик (Санделл, Голдич, 1952), уровень содержания Fe_2O_3 возрастает от подошвы к кровле их, что связано, очевидно, с близостью к поверхности и большой насыщенностью среды кислородом, то в габброидах данной формации содержание трехвалентного железа иногда возрастает с глубиной.

В разрезе тел ультраосновных пород, несущих следы серпентинизации, максимум Fe^{3+} приходится на внутреннюю часть тел, а понижение содержания — на контактовые зоны. Причем участок возрастания концентрации элемента обычно совмещается с участком наиболее высокого содержания в породе связанной воды. Наблюдается резкий спад количества Fe_2O_3 с глубиной по падению тел ультраосновных пород. В ультраосновных породах SiO_2 и Fe_2O_3 находятся в обратной корреляционной связи, чего нельзя сказать об этих элементах в габбро. Процесс окисления пород иногда заметно затушевывает картину распределения железа по вертикали, однако можно с уверенно-

Таблица 38

Изменение химического состава габбро по простиранию Подлысанского массива на расстоянии 500 м, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	35,86	41,96	43,14	43,18	39,96
TiO_2	9,16	3,28	3,41	4,10	5,28
Al_2O_3	12,74	14,55	17,28	16,25	16,04
Fe_2O_3	4,46	3,78	5,35	4,97	4,27
FeO	11,33	8,63	8,48	9,36	9,90
MnO	0,20	0,17	0,19	0,21	0,20
MgO	8,04	8,54	3,93	4,45	4,83
CaO	15,17	14,48	11,74	10,83	14,30
Na_2O	0,63	1,08	2,85	3,28	2,68
K_2O	0,18	0,29	0,57	0,90	0,47
P_2O_5	0,27	0,65	0,90	1,02	1,26
H_2O	2,75	2,34	2,51	2,25	2,34
Сумма	100,79	99,75	100,35	100,80	100,53

Примечание. 1, 2 — *северо-западный фланг* массива (пробы 212, 211); 3, 4 — центральная часть массива (пробы 208, 205); 5 — юго-восточный фланг массива (проба 204).

Таблица 39

Распределение элементов по падению тела габбро, вес, %

Глубина, м	Число проб	MgO	CaO	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2
0—5	4	4,0	11,4	43,0	17,0	3,4
200—210	3	7,5	12,5	35,0	12,0	8,0
300—350	3	7,0	13,5	34,0	12,0	7,0

Таблица 40

Химический состав габбро, вес. %

Номер пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П. п. п.	Сумма
204	39,96	5,28	16,00	4,27	9,90	0,20	4,83	14,30	2,08	0,47	1,26	2,34	100,89
205	43,18	4,10	16,25	4,97	9,36	0,21	4,45	10,83	3,28	0,90	1,02	2,25	100,8
55	34,68	6,49	12,72	2,94	10,67	0,09	7,96	14,46	1,94		—	6,15	98,10
85а	45,50	3,40	15,10	1,64	10,0	0,19	6,00	7,17	4,10	1,33	—	3,59	98,02

Примечание. Габбро внутренней (№ 204, 55) и периферической (№ 205, 85а) частей Подлысанского массива. Пробы 204, 205 отобраны с поверхности, 55 и 85а — с глубины 100 м.

стью отметить, что его влияние сказывается до глубины 10—15 м. Ниже этой глубины кривые содержания элемента, очевидно, уже отражают особенности магматической и эпимагматической миграции железа и, возможно, с известными допущениями рисуют картину различной степени окисленности системы.

Титан

Титан является элементом, который определяет специфичность геохимии формации. Наиболее вероятное средневзвешенное содержание элемента для формации по 237 анализам в несколько раз выше регионального среднего (0,68%) для основных пород Алтае-Саянской области (Абрамович, Высокоостровская, 1963) и мирового среднего (0,5%), по А. П. Виноградову (1962).

По степени титаноносности внутри формации главное место занимают авгитовые пироксениты, вслед за ними располагаются перидотиты, ортопироксениты, вебстериты, а затем — габбро. Содержание TiO_2 в среднем типе габбро приближается к 4%, а в крупнозернистых, пегматоидных или ильменитовых габбро достигает 6%, что значительно выше среднего значения TiO_2 для траппов, в том числе траппов Сибирской платформы (Нестеренко, Альмухамедов, 1966). Ультраосновные члены формации также отличаются повышенным содержание Ti по сравнению с производными ультраосновного субстрата (Абрамович, Высокоостровская, 1963) и региональным средним для ультрабазитов Урала, равным 0,06% Ti (Золоев и др., 1969).

Если рассматривать особенности распределения элемента в региональном плане, то прежде всего обращает на себя внимание высокая титаноносность пород Лысанского пояса по сравнению с Манским поясом и другими массивами, лежащими на его продолжении. Устанавливается также повышенная концентрация Ti во вмещающих эффузивах и амфиболитах протерозоя (Глазунов, 1965). В рамках самого Лысанского пояса максимально насыщены титаном ультраосновные породы

центральной его части с заметным снижением содержания элемента к флангам. В габбро имеет место тенденция обеднения пород титаном *вдоль оси от центра пояса к местам его выклинивания, но амплитуда* колебания концентрации менее резкая, чем в ультраосновных породах.

Основное количество Ti в породах формации сосредоточено в титаномагнетите и ильмените, второстепенное — в *перовските* и сфене. Ультраосновные породы, в том числе и серпентинизированные их разности, несут в своем составе преимущественно титаномагнетит, а авгититы и габбро — только ильменит и развивающийся по нему сфен. В зонах альбитизации эффузивов наряду со сфеном присутствует рутил. К минералам-носителям титана относятся титан-авгит, керсутит и зеленая роговая обманка, содержащие соответственно 3,5; 6,7; 5,14% TiO_2. Другие минералы почти не оказывают влияния на баланс титана. Присутствие в них элемента ограничивается десятыми и сотыми долями процента, но и это количество часто обусловливается механическими примесями рудных минералов.

Титаномагнетит в разной степени насыщен титаном. Ранние акцессорные, а следовательно, и наиболее высокотемпературные разновидности несут до 9% TiO_2; в продуктивной генерации титаномагнетит содержит до 14% TiO_2, а в жильном типе содержание — до 12%. Очевидно, это колебание объясняется тем, что начальные стадии кристаллизации титан не охотно входит в твердую фазу и, оставаясь в расплаве, в основном обогащает продукты поздних стадий кристаллизации. Некоторым подтверждением сказанного может служить почти полное отсут-

Таблица 41

Распределение титана в серпентините Подлысанского массива (технологическая проба)

Минерал	Содержание минерала в породе, %	*Содержание* TiO_2 в минерале	*Содержание* TiO_2, *приходящееся на минерал*	Доля TiO_2, приходящаяся на минерал, %	Отношение TiO_2 рудн. — TiO_2 силикат.
		вес, %			
Серпентин . . .	55,3	0,24	0,11	2,7	
Тальк	5,7	Н	—	—	
Хлорит . . .	7,0	0,77	0,05	1,2	
Карбонат . . .	4,0	—	—	—	24,6
Титаномагнетит .	28,0	9,33	3,89	96,1	
Всего	100		4,05	100	

Примечание. Содержание TiO_2 в породе — 5,22, вычисленное — 4,05.

Таблица 42

Распределение титана в авгитовых пироксенитах

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание TiO_2 в минерале	Содержание TiO_2, приходящееся на минерал	Доля TiO_2, приходящаяся на минерал, %	Отношение TiO_2 рудн. — TiO_2 силикат.
		вес, %			
Авгит	52	1,84	0,97	12,0	
Керсутит . . .	12	6,74	0,73	9,1	
Зеленая роговая обманка . .	12	3,50	0,39	4,9	
Апатит . . .	2	—	—	—	
Хлорит . . .	10	0,66	0,05	0,6	2,76
Ильменит . . .	10	38,50	5,24	65,0	
Сфен	2	36,00	0,68	8,4	
Всего	100		8,06	100	

Примечание. Содержание TiO_2 в породе — 8,41, вычисленное — 8,06.

Таблица 43

Распределение титана в габбро

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание TiO_2 в минерале	Содержание TiO_2, приходящееся на минерал	Доля TiO_2, приходящаяся на минерал, %	Отношение TiO_2 рудн. — TiO_2 силикат.
		вес. %			
Плагиоклаз . .	46,0	0,32	0,13	2,4	
Керсутит . . .	13,0	6,74	0,89	16,2	
Зеленая роговая обманка . .	32,0	3,50	1,19	21,7	
Апатит . . .	4,0	—	—	—	1,5
Ильменит . . .	4,0	47,38	2,93	52,4	
Сфен	1,0	33,30	0,40	7,3	
Всего . . .	100		5,54	100	

Примечание. Содержание TiO_2 в породе 5,12, вычисленное — 5,54.

ствие титана в ромбическом пироксене. Исключение представляют авгиты и амфиболы, которые образуются в условиях, отличных от магматических, где создается благоприятная среда для широкой миграции титана (Мехоношин, Бурмакина, 1971). Из таблиц рассчета баланса титана видно, что по мере перехода от ультраосновных пород к основным отчетливо уменьшается доля «рудного» Ti за счет роста Ti, входящего в силикаты. Так, если отношение весовых процентов элемента, приходящегося на рудную и силикатную части серпентинитов, равно 24—26, то в габбро это отношение — 1,5—2 (табл. 41, 42, 43).

Заметное возрастание количества Ti в нерудной составляющей по мере дифференциации и последующей кристаллизации магмы подтверждается не только прямыми аналитическими данными, но и определенными значениями сил связи, рассчитанными статистически. Рассмотрим отношение Ti к некоторым ведущим петрогенным элементам — Ca, Si, Mg, Fe. В ультраосновных членах формации Ti не обнаруживает положительной корреляции ни с одним из петрогенных элементов, кроме железа (рис. 47, 48, табл. 44). Но здесь четко выражена отрицательная связь Ti с Si, Mg и Sr. Это говорит о том, что содержание титана в ультраосновных породах формации не всегда зависит от основности пород. Действительно, во многих телах серпентинитов кривые распределения Ti и Mg обнаруживают по разрезу отчетливую взаимную дискордантность. Некоторой иллюстрацией обратной связи Ti и Mg может служить факт исключительно низкой титанистости наиболее магнезиальной ветви ультраосновных пород Лысанского массива. Вместе с тем в ряде разрезов наблюдается совпадение максимальных содержаний Ti и Mg. Это может объясняться подавляющим развитием процесса гравитационного фракционирования либо, напротив, насыщением твердеющей силикатной массы оста-

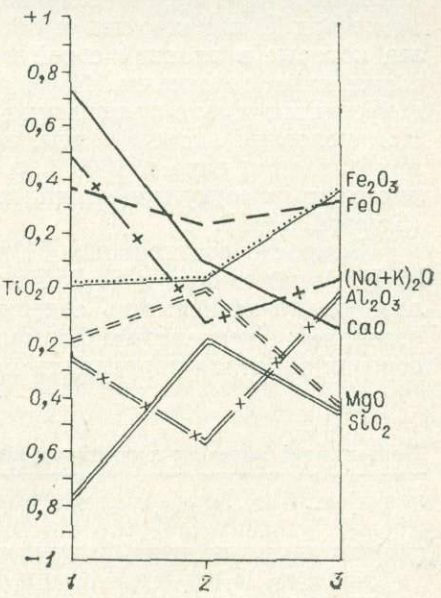


Рис. 47. Корреляция титана с другими элементами.

1 — габбро; *2* — клинопироксениты; *3* — серпентиниты.

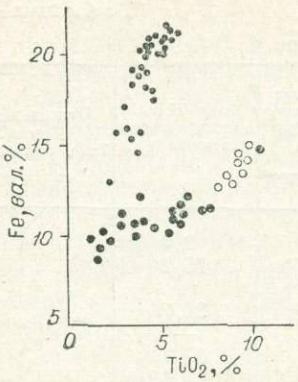


Рис. 48. Зависимость содержания TiO_2 от содержания общего железа.

• — серпентиниты; ○ — клинопироксениты; ● — габбро.

точным рудным расплавом под давлением (по механизму filter pressing).

В габброидах величина отрицательной связи Ti с Si, а также с Al, Cr, Ni заметно усиливается, но ослабевает связь с Mg. В то же время усиливается прямая связь содержания Ti с Fe^{2+}, Ca, Na+K и V. Следует отметить, что положительная связь Ti с Ca и щелочами выдерживается в большинстве габброидных интрузий. Она хорошо вырисовывается в основных породах Урала и других областей (Морковкина, 1964). По-видимому, она имеет не формальный, а природный генетический смысл, поскольку степень титаноносности габбро возрастает с увеличением основности породы. Между Ti и Al в ультраосновных породах не наблюдается надежной корреляционной связи ($r = -0{,}04$). Если приведенные расчеты отражают действительную генетическую картину, то 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. По-видимому, высказанное теоретическое положение В. В. Щербины и эмпирические наблюдения И. И. Малышева (1957) относятся только к породам собственно габброидного ряда и не приложимы к ультраосновным производным.

В клинопироксенитах значимой является только отрицательная связь Ti с Al. Коэффициенты корреляции с другими элементами ниже доверительного значения. В частности, очень слабой является корреляция Ti и Fe^{2+}, хотя известно, что основное количество Ti в авгититах входит в состав ильменита. Необходимо говорить также о парагенном соотношении Ca и Ti в авгититах, которые образуются в процессе метасоматоза при вполне подвижном поведении Ca и части Ti. В случае авгититов Ti привносится и образует самостоятельные рудные минералы, которые в главной своей массе выделяются совместно с апатитом позже клинопироксенов. Изоморфное вхождение Ti в авгиты, очевидно, допускается только в условиях повышенной щелочности (Соболев, 1949). Как показали эксперименты, в системе $CaMgSi_2O_6 — Na_2Si_2O_6 — H_2O$ при давлении пара в 1000 бар, Ti не очень активно входит в кристаллическую решетку моноклинных пироксенов по сравнению с Cr, V и Ni (Seward, 1971).

Вопрос о соотношении Ti и Si в последнее время был рассмотрен И. И. Абрамовичем и Е. Б. Высокоостровской (1963), которые проанализировали зависимость содержания Ti от основности пород в рамках отдельных комплексов и формационных типов. Авторы подчеркнули, что строгая обратная корреляция между Ti и Si выдерживается лишь в ин-

Таблица 44

Парные коэффициенты корреляции между титаном и другими элементами в породах

№ п/п		Si	Al	Ca	Na+K	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mg	Cr	V	Mn	Ni	CO
1	Ti	—0,79	—0,24	0,75	0,51	0,01	0,39	—0,19	—0,67	0,51	—0,28	—0,49	0,02
2	Ti	—0,20	—0,55	0,10	—0,18	0,04	0,22	0,00	—0,07	0,12	0,28	—0,23	0,08
3	Ti	—0,46	—0,04	—0,14	0,08	0,35	0,33	—0,42	—0,38	—0,06	0,38	0,11	—0,12

Примечание. 1 — габбро (21); 2 — клинопироксениты (26); 3 — серпентинизированные ультраосновные породы (30). В скобках — число проб. $r_{0,05}$ соответственно равно 0,47; 0,41; 0,37.

тервале 53—75% SiO_2. С приближением к разновидностям пород, содержащим SiO_2 менее 53%, распределение титана и его соотношение с другими элементами становится более сложным. Например, в гипербазитовой серии, так же как и в ультраосновных породах, производных базальтовой магмы, обнаруживается прямая связь Ti и Ca. В пределах описываемой формации антагонизм Ti и Si наиболее ярко выражен в габбро ($r=-0{,}79$), несколько меньше в серпентинитах ($r=-0{,}46$).

Вопрос связи Ti и Si в расплаве сложен. Можно предположить, что оба элемента в расплаве при определенных условиях входили в состав комплексных анионов, где замещали друг друга. Возможность такого замещения заложена в самих амфотерных свойствах Ti, заключающихся в известной его способности занимать позицию Si с образованием самостоятельного титано-кислородного радикала (Соболев, 1949) и одновременно не терять своего геохимического родства с такими катионами, как Fe.

В связи с отсутствием прямой связи Ti и Mg возникает вопрос о возможном перераспределении Ti в позднемагматическом и метаморфическом процессах. По мнению В. К. Ротмана и Б. А. Марковского (1970), породы щелочно-базальтовой формации обогащаются титаном главным образом в результате его перераспределения и привноса в ходе остывания и автометаморфического преобразования очага. Это подчеркивается широким развитием процессов автометасоматоза при формировании наиболее меланократовых пород, а также сменой авгита ранних стадий магматического этапа постмагматическим титан-авгитом. Наблюдается также избирательная кристаллизация ильменита и сфена в породах с повышенным содержанием калия.

Титан занимает одно из последних мест в ряду подвижности Д. С. Коржинского (1955), чем объясняется ограниченная возможность переноса элемента растворами (Малышев, 1957). Однако трансформация окислов Ti при метаморфизме в сфен и рутил, хлоритизация титаномагнетита обнаруживаются почти повсеместно.

В случае привноса Na в условиях амфиболитовой фации Ti обнаруживает тенденцию к концентрации, что приводит к появлению продуктивных горизонтов рутилоносных амфиболитов (Глазунов, 1965). По мнению С. Л. Халфина (1965), при образовании титаномагнетито-корундовых месторождений Ti ведет себя как вполне подвижный элемент. При этом титаномагнетит и ильменит парагенетически ассоциируют с биотитом. С. Л. Халфин допускает привнос Ti в габброиды или переотложение элемента в автометасоматическом процессе.

Ванадий

Ванадий, как и хром, не образует в породах формации самостоятельных минералов, но благодаря высокой концентрации имеет практическое значение. Порвое место по насыщенности ванадием занимают рудные серпентиниты (0,64%), затем в порядке снижения содержания расположены безрудные серпентиниты (0,05%), авгитовые пироксениты (0,04%), габбро (0,03%) и альбититы (0,006%). Наименее ванадиеносными являются ультраосновные породы Лысанского пояса (0,022%). Геохимические исследования (Борисенко, 1961) показывают, что в процессе серпентинизации содержание элемента не изменяется по сравнению с первичной породой. Поэтому приведенные выше данные по концентрации ванадия в серпентинитах можно считать отвечающими изначальному содержанию в несерпентинизированных породах — перидотитах и бронзититах.

Содержание ванадия не остается постоянным в разных массивах Лысанского пояса и обычно отражает степень насыщенности пород рудными минералами (табл. 45). Максимальная ванадиеносность серпен-

Таблица 45

Отношение $\frac{V}{Fe} \cdot 1000$

Порода	Массивы			
	Россыпь	Пирамида	Безымянный	Лысан
Габбро	3,4	3,8	3,8	3,0
Авгитовые пироксениты	4,0	3,7	1,7	5,0
Серпентиниты	4,5	3,9	7,0	9,0

Таблица 46

Распределение ванадия в рудном серпентините, вес. %

Минерал	Содержание минерала в породе	Содержание V в минерале	Содержание элемента на минерал
Авгит	2,0	0,04	0,0008
Серпентин	41,8	0,01	0,0042
Тальк	4,6	0,0027	0,001
Хлорит	7,3	0,040	0,0028
Карбонат	1,6	—	—
Титаномагнетит	42,7	0,14	0,060
Всего	100,0		0,073

Примечание. Содержание ванадия в породе — 0,07.

Таблица 47

Распределение ванадия в габбро, вес. %

Минерал	Содержание минерала в породе	Содержание V в минерале	Содержание элемента на минерал
Плагиоклаз	41,2	—	—
Керсутит+авгит	13,3	0,09	0,012
Роговая обманка	34,0	0,05	0,019
Ильменит	6,2	Сл.	—
Апатит	4,2	—	—
Сфен	1,1	—	—
Всего	100,0		0,031

Примечание. Содержание ванадия в породе — 0,03.

тинитов приходится на лежачий бок тел, что вполне понятно, поскольку главным концентратом ванадия является титаномагнетит, на который приходится около 80% всей массы ванадия в породе (табл. 46). Установлено, что титаномагнетиты продуктивной стадии богаче ванадием (0,2%), чем титаномагнетиты жил (0,008%) и тем более магнетиты, образующиеся в процессе серпентинизации (0,003%). Ванадий в титаномагнетите обнаруживает прямую связь с Fe^{3+}.

Ионнный радиус V^{3+} больше радиуса иона Fe^{3+}, но электроотрицательность ниже. Это одна из причин обогащения титаномагнетитов ванадием. Правда, Л. Ф. Борисенко и В. В. Щербина (1959) утверждают, что, несмотря на близость ионных радиусов Fe^{3+} (Ri—0,67 Å) и V^{3+} (Ri—0,65 Å), на концентрацию ванадия в титаномагнетитовых породах влияет главным образом присутствие двухвалентного железа. Возрастание ванадиеносности серпентинитов по мере обогащения их рудным железом иллюстрируется графиком (рис. 49) и полностью согласуется с данными по Уралу (Борисенко, Щербина, 1959).

Пироксениты и габбро несут соответственно 0,04 и 0,03% ванадия. При этом содержание ванадия зависит от количества рудного минерала (главным образом ильменита), так как в ильмените накапливается до 0,1% V. В случае низкой общей железистости авгитовых пироксенитов и габбро зафиксированный анализом ванадий, по-видимому, кристаллохимически связан с железом силикатной составляющей породы. В бронзититах связь ванадия с железом силикатной части отсутствует (рис. 50).

К основным минералам-носителям ванадия в габбро в авгитовых пироксенитах принадлежат титан-авгит, ильменит (0,04—0,10% V), керсутит (0,06—0,09% V), бурый сфен (0,03% V), эпидот-цоизит (0,06% V) (табл. 47). Но по сравнению с аналогичными породами наиболее типичных Уральских массивов (Кусинский, Качканарский) породы габбро-пироксенитовой формации Вост. Саяна несколько беднее ванадием (Борисенко, 1967). Наблюдаемая прямая связь V и Ti, очевидно, является опосредствованной (наведенной) и обусловливается тесной зависимостью содержания Ti от Fe (рис. 51).

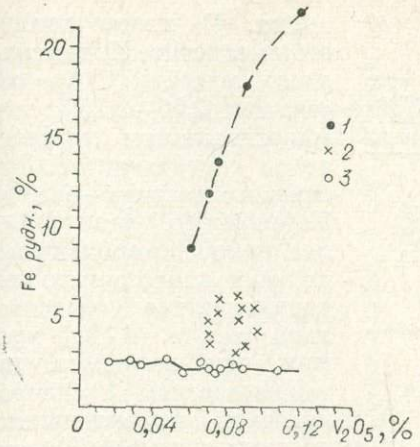


Рис. 49. Изменение количества ванадия в серпентинитах (*1*), клинопироксенитах (*2*) и габбро (*3*) в зависимости от содержания рудного железа.

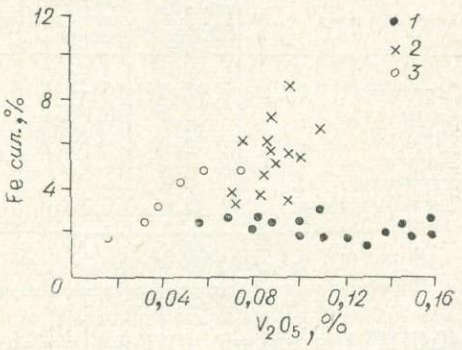


Рис. 50. Изменение количества ванадия в серпентинитах (*1*), авгитовых пироксенитах (*2*) и габбро (*3*) в зависимости от содержания силикатного железа.

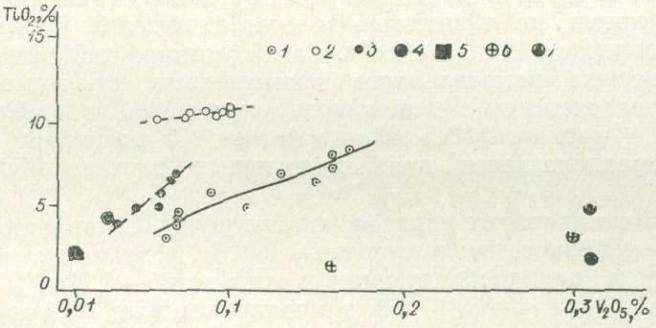


Рис. 51. Зависимость содержания ванадия от содержания титана.

1 — титаномагнетитовые серпентиниты; *2* — авгитовые пироксениты; *3* — габбро; *4* — пегматоидное габбро; *5* — альбититы Лысанского пояса. Титаномагнетитовые серпентиниты: *6* — Качканара и *7* — Первоуральского массива Урала (Кашин, 1948).

Хром

Хром не относится к числу элементов, типичных для пород габбро-пироксенитовой формации (Глазунов, 1961). Но как элемент раннемагматической кристаллизации он позволяет в ряде случаев разграничивать отдельные этапы процесса. Содержание Cr в серпентинитах (0,057%) и габбро (0,015%) ниже среднего для этого типа пород (по А. П. Виноградову, 1962). Повышенным содержанием отличаются габбро Манского пояса (0,025% Cr). Относительный максимум концентрации элемента (0,08%) приходится на ультраосновные породы собственно Лысанского массива, характеризующегося высокой степенью магнезиальности (до 26% MgO). Несомненно, здесь находит свое отражение естественная тенденция концентрации хрома в породах наиболее магнезиальной группы (Ферсман, 1934; Rankama, Sahama, 1953).

В большей части случаев содержание Cr возрастает в лежачем боку залежей серпентинитов, что связано с увеличением насыщенности этих участков вкрапленным титаномагнетитом — главного концентратора

Таблица 48

Распределение хрома в серпентините, вес. %

Минерал	Содержание минерала в породе	Содержание Cr в минерале	Содержание элемента на минерал
Серпентин . . .	41,8	—	—
Авгит	2,0	0,006	0,00012
Тальк	4,6	0,00089	0,00004
Хлорит . . .	7,3	0,010	0,00073
Карбонат . . .	1,6		
Титаномагнетит .	42,7	0,09	0,038
Всего . . .	100,0		0,039

Примечание. Содержание хрома в породе — 0,04.

хрома. В высокотитанистом магнетите Подлысанского массива Cr_2O_3 составляет 0,06—0,28%, а в малотитанистом магнетите из серпентинитов Лысанского массива —0,39%. Установлено, что наиболее ранние по времени выделения акцессорного титаномагнетита относительно богаче (0,1%) хромом, чем, например, титаномагнетиты сидеронитовых вкрапленников (0,018%), жильной (0,09%) и тем более — магнетиты гидротермальной стадии (0,048%). Причем в титаномагнетите хром находится в прямой связи с магнием. Отсутствие самостоятельной минеральной фазы Cr, достаточно низкое его содержание в титаномагнетите, совпадение геохимического цикла в процессе кристаллизации, близость констант поляризации ионных радиусов Cr и Mg позволяют допустить вероятность эндокриптной замены магния хромом по схеме $5Mg^{2+} \leftarrow 2Cr^{3+} + Ni^{2+}$. Компенсация зарядов в данном случае, очевидно, достигается не только за счет хрома, но и частично за счет вхождения никеля, хотя последний в основном связан с Fe^{2+}. Такой изоморфный ряд оправдывается уравнением направленного изоморфизма, предусматривающим повышение валентности замещающего компонента по сравнению с замещаемым (Ферсман, 1934), По-видимому, Cr замещает часть Fe^{3+}, как это предполагается для аналогичных случаев (Cornwall, Rose, 1957).

В других минералах ультраосновных пород Cr присутствует в незначительном количестве: в хлорите — 0,01%, в жильном серпентине — 0,001, в тальке, породообразующем и жильном, — 0,0008% (табл. 48). В клинопироксенитах максимум хрома приходится на моноклинный пироксен (0,001—0,007%). В большей части ильменитов Cr не устанавливается, реже определяется в виде следов. Достаточно большой вклад в баланс элемента вносит хром, содержащийся в хлорите. Самостоятельных минералов хрома в пироксенитах формации не устанавливается.

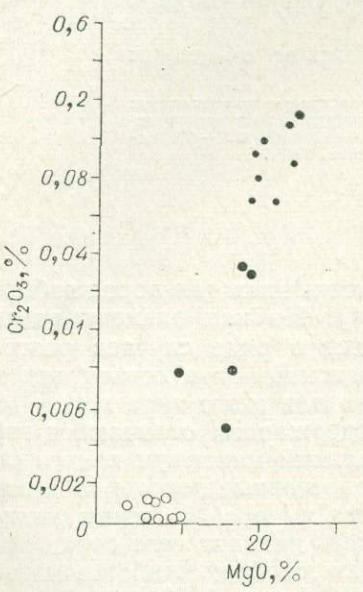


Рис. 52. Изменение содержания хрома от количества магния.
○ — габбро; ● — клинопироксениты; • — серпентиниты.

Содержание хрома в минералах габбро изменяется незначительно (0,001—0,005%). Небольшой положительный «всплеск» концентрации приходится на стадию хлоритизации габбро, что приводит в отдельных случаях к высокой дисперсии содержания хрома (Кедранский массив). Касаясь вопроса о корреляционных связях элементов, следует заметить (рис. 52), что содержание хрома в основном зависит от содержания магния. Коэффициент парной корреляции Cr и Mg в ультраосновных породах и габбро характеризуется почти одинаковой и значительной величиной (0,47—0,48) (табл. 49).

Таблица 49

Парные коэффициенты корреляции между хромом и другими элементами в породах

№ п/п		Si	Ti	Al	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	Ca	Mg	Na+K	P	V	Ni	Co
1	Cr	0,51	—0,67	—0,05	—0,10	—0,14	0,17	—0,44	0,48	0,06	—0,35	—0,43	0,63	0,15
2	Cr	—0,09	—0,07	0,02	0,10	0,07	—0,05	—0,05	0,21	—0,26	0,46	—0,15	0,47	0,07
3	Cr	0,53	—0,38	—0,06	0,27	—0,47	0,09	—0,12	0,47	—0,32	—0,17	0,37	0,25	0,69

Примечание. 1 — габбро (21); 2 — авгитовые пироксениты (26); 3 — аповерлитовые и частично апобронзитовые серпентиниты (30). В скобках — число проб. $r_{0,05}$ соответственно равно 0,47; 0,41; 0,37.

Таблица 50

Дисперсия содержаний элементов в породах Лысанского пояса

Элемент	Габбро				Авгитовые пироксениты				Серпентиниты			
	Россыпь	Пирамида	Лысан	Кедран	Россыпь	Пирамида	Лысан	Кедран	Россыпь	Пирамида	Лысан	Кедран
Cr	0,0005	0,003	0,005	0,0003	0,0003	0,0008	—	0,000001	0,001	0,004	0,002	0,00016
V	0,0001	0,001	0,0005	0,0006	0,0009	0,001	—	0,0006	0,0009	0,0004	0,002	0,0030
Ni	0,0002	0,002	0,0004	0,000003	0,0001	0,002	0,004	0,000007	0,001	0,002	0,001	0,0011
Co	0,000005	0,00001	0,000004	0,00003	0,000007	0,00002	0,00002	0,000012	0,000001	0,0001	0,00001	0,00002
Cu	0,0002	0,00008	0,00007	0,00002	0,0006	0,0004	0,0016	0,0001	0,001	0,0001	0,002	0,0040

Однако, как видно из графика (см. рис. 52), очевидно, существуют другие формы нахождения хрома в ультраосновных породах. Судя по тому, что концентрация элемента возрастает с увеличением содержания силикатного Fe, а сам Cr коррелируется с Si (r=0,53), можно предполагать частичное рассеяние Cr в силикатах при существенной концентрации в окислах.

Рассматривая поведение элемента в гипербазитах, А. Г. Бетехтин и С. А. Кашин (1937) указывали, что в раннемагматические высокотемпературные фазы хром не имеет склонности к изоморфизму в силикатах, но образует соединения группы шпинели. Нами совместно с Е. А. Замотринской и Т. А. Михайловой (1971) показано также, что хром не обнаруживает сродства с Mg оливина в породах гипербазитовой формации. Это объясняется тем, что при избытке элемента в системе последний будет чаще кристаллизоваться в виде самостоятельных минералов, тогда как при дефиците возрастает его связь с кремнеземом (Щербина, 1969). При понижении температуры кристаллизации ультраосновных пород поведение хрома резко изменяется и он проявляет склонность к вхождению в силикаты (Seward, 1971; В. С. Соболев, Н. В. Соболев, 1967).

На графике распределения содержаний Cr и его дисперсии в различных породах массивов Лысанского пояса (табл. 50) видно, что максимальная концентрация хрома приходится на габбро Лысанского массива. К флангам пояса содержание элемента в породах и дисперсия снижаются. Такое распределение хрома обусловливает подобие кривых содержания в ультраосновных и основных породах, что, очевидно, служит косвенным признаком генетического родства этих пород. Наблюдается также совпадение кривых, отражающих дисперсию и среднее содержание элемента.

Никель

Никель относится к числу типичных элементов габбро-пироксенитовой формации. Среднее содержание элемента для ряда габбро — авгитовые пироксениты — серпентиниты следующее: 0,015—0,03—0,068%. Для тех же пород Манского пояса концентрация никеля соответственно равна 0,003—0,003—0,08%. Это ниже кларка никеля для ультраосновных пород (Виноградов, 1962) и ниже содержания в серпентинитах гипербазитовой формации, равного 0,20%. В магме, родоначальной для формации, предполагается присутствие 0,02% Ni, что в несколько раз ниже, чем в гипотетическом мантийном субстрате, рассчитанном для складчатого обрамления Сибирской платформы (Глазунов и др., 1969). Габбро данной деформации в два, а пироксениты и серпентиниты в 10 раз беднее рассеянным никелем по сравнению с находящимися поблизости никеленосным нижнедербинским габбро-пироксенит-дунитовым комплексом (Волохов, Иванов, 1964). Еще менее никеленосными выглядят они относительно рудоносных пород Кольского полуострова (Полферов, 1962).

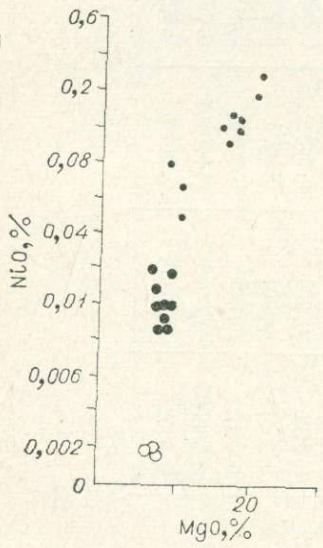


Рис. 53. Корреляция NiO и MgO в породах формации.
○ — габбро; ● — авгитовые пироксениты; — серпентиниты.

Концентрация элемента в отдельных массивах по простиранию Лысанского

пояса не остается постоянной. Содержание никеля во всех типах пород достигает максимума (0,08%) в Подлысанском и Лысанском массивах. Судя по дисперсии содержания, характер распределения элемента в бронзититах и габбро более или менее одинаков ($\sigma^2 = 0{,}001—0{,}002$). Этого нельзя сказать относительно клинопироксенитов, в которых наблюдается наибольшая флюктуация величины дисперсии (от 0,000007 до 0,004), указывающая на неравномерное распределение элемента. Внутри массивов или отдельных тел распределение никеля по латерали и на глубину описывается волнообразными кривыми, причем пики экстремумов в одном случае приходятся на участки вкрапленности сульфидов, в другом (в разрезах серпентинитов) — на приконтактовые зоны, обогащенные магнием. В телах клинопироксенитов повышенной никеленосностью выделяются верхние части залежей.

Статистический подсчет показывает, что серпентинизированные породы, лишенные акцессорного титаномагнетита, иногда несут больше Ni и Co, чем аналогичные породы с густой рудной вкрапленностью. Это обстоятельство склоняет нас к выводу о нахождении никеля в породах формации в силикатной и сульфидной формах. В перидотитах и бронзититах имеют место обе формы вхождения никеля. В одной, наиболее многочисленной группе пород выдерживается прямая связь Ni и Mg, а в другой — такая связь отсутствует (рис. 53). В тех же ультраосновных породах наблюдается довольно высокий (38%) процент избирательного выщелачивания сульфидного никеля*. Но перевес всегда остается на стороне силикатного никеля. В габбро и авгититах содержание Ni не зависит от содержания Mg (см. рис. 53), а число случаев экстрагирования никеля и коэффициент

Таблица 51

Выщелачивание никеля из пород

Порода	I				II				III			
	N	$\frac{n}{N}100$	K	Интервал K	N	$\frac{n}{N}100$	K	Интервал K	N	$\frac{n}{N}100$	K	Интервал K
Дуниты	—	—	—	—	1	—	—	—	23	0	0	—
Серпентиниты	6	67,0	38,5	20—50	14	64,0	57,0	33—80	14	28,0	31,0	20—40
Пироксениты	5	40,0	55,0	40—70	1	100,0	74,0	74	—	—	—	—
Габбро	6	84,0	57,6	40—100	8	87,0	78,0	38—93	9	0	0	—

Примечание. Комплексы: I — лысанский, II — идарский (железистая ветвь гипербазитовой формации), III — ильчирский (магнезиальная ветвь). N — число проанализированных проб, n — число проб, в которых никель выщелачивается, K — коэффициент выщелачивания.

* Для избирательного выщелачивания элементов из сульфидов использовалась перекись водорода как реагент, хорошо растворяющий широко распространенные в природе сульфиды (Доливо-Добровольский, Клименко, 1947; Филиппова, 1964). Пробы, истертые в пудру, заливались раствором перекиси водорода (концентрация 1 : 1) с добавкой по 0,5 г аскорбиновой кислоты и выдерживались в течение 1 ч. Затем раствор отфильтровывался и нерастворимый остаток, предварительно высушенный, подвергался спектральному анализу. Последующие операции по отбору навесок проводились тем же способом от начала опыта через интервалы 2, 4, 6, 9, 12, 24 ч.

Таблица 52

Распределение никеля в серпентините, вес. %

Минерал	Содержание минералов в породе	Содержание Ni в минерале	Содержание элемента на минерал
Авгит	2,0	0,003	0,00006
Серпентин . .	41,8	0,010	0,00400
Тальк	4,6	0,050	0,00230
Хлорит	7,3	0,080	0,00580
Титаномагнетит .	42,7	0,110	0,04700
Всего . . .			0,05916

Примечание. Содержание никеля в породе — 0,06.

выщелачивания (K) заметно выше, чем в перидотитах-бронзититах (табл. 51). Последнее указывает на то, что в основных породах никель концентрируется преимущественно в виде сульфидных соединений: пентландита, пирита (0,03%) и троилита (0,003%). Несмотря на это, доля силикатного никеля в отдельных пробах также остается довольно высокой. О значительном вкладе силикатного никеля свидетельствует направленное возрастание величины Ni/Mg от габбро к авгитовым пироксенитам и перидотитам-бронзититам (3,0—4,0—6,0). Важно отметить, что в этом направлении возрастает параметр Ni/Co (2,6—4,2—5,0), обычно имеющий для гипербазитов индикаторное значение (Абдуллаев, 1967). Сравнение показывает, что по величине Ni/Co серпентиниты формации ближе всего находятся к вебстеритам.

Из породообразующих минералов главным концентратором Ni в перидотитах-бронзититах, вебстеритах является титаномагнетит сидеронитовых вкрапленников и жил, содержащий 0,07—0,16%, носителя-

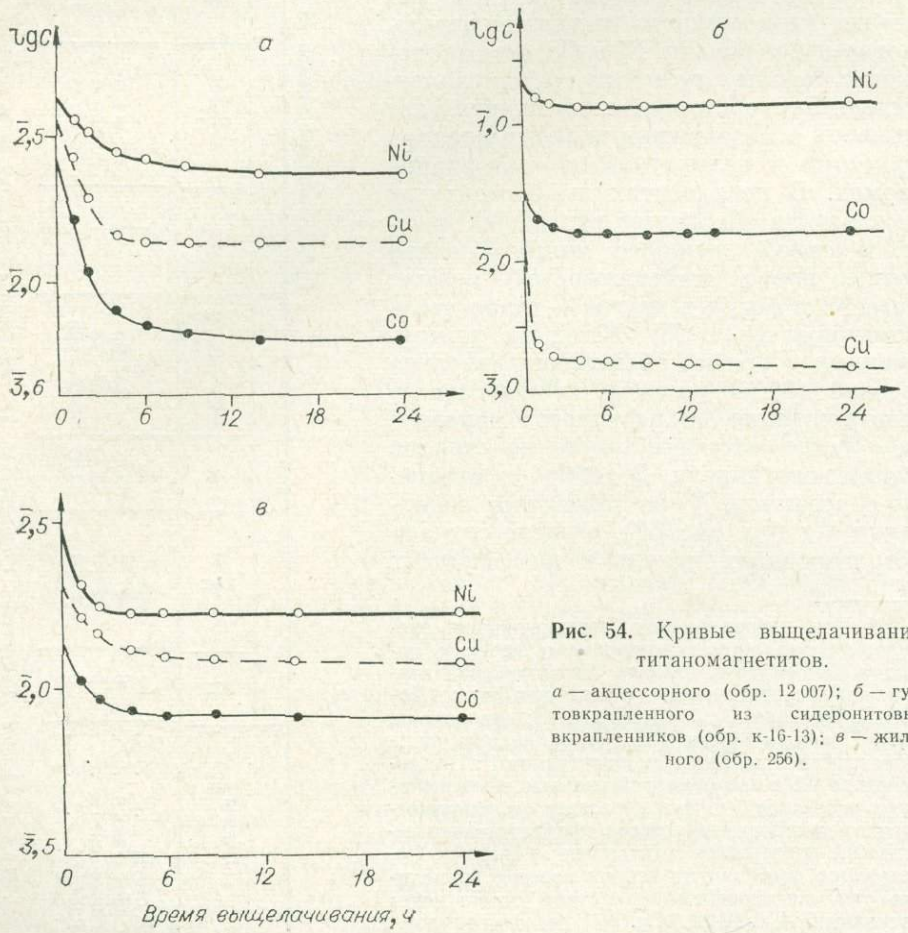


Рис. 54. Кривые выщелачивания титаномагнетитов.

а — акцессорного (обр. 12 007); *б* — густовкрапленного из сидеронитовых вкрапленников (обр. к-16-13); *в* — жильного (обр. 256).

ми — хлорит, тальк и серпентин (табл. 52). И хотя в некоторых монофракциях, хлорита, талька и серпентина содержание Ni превышает 0,1%, все же можно сказать, что средние содержания Ni в них меньше, нежели в аналогичных минералах гипербазитов. Точно так же в породах формации выше коэффициент выщелачивания сульфидного Ni относительно пород железистой и тем более магнезиальной ветвей гипербазитовой формации Сибири (Глазунова и др., 1972).

В габбро и авгитовых пироксенитах элемент в основном накапливается в зеленой роговой обманке (0,036%), в остальных минералах количество его не превышает 0,003%. В титаномагнетите обнаруживается достаточно четкая связь содержания Ni с FeO и менее четкая — с Mg. Наряду с этим выщелачиванием установлена сульфидная форма концентрации никеля.

Таблица 53

Выщелачивание никеля в минералах лысанского комплекса

Минерал	N	$\bar{X}$	Интервал наблюден. содерж., вес. %	$\frac{n}{N}100$	K
Титаномагнетит .	2	0,16	0,15—0,16	10	60
Ильменит . . .	1	0,10	0,1	100	56
Магнетит . . .	4	0,082	0,02—0,15	25	80
Серпентин . .	3	0,11	0,03—0,16	0	0
Хлорит . . .	4	0,20	0,14—0,3	0	0
Тальк	1	0,10	—	0	0

Примечание. Титаномагнетит, магнетит, серпентин, тальк — из серпентинитов, хлорит — из клинопироксенитов, ильменит — из габбро. X — среднее содержание никеля в минерале, вес. %; N, n и K — то же, что в табл. 51.

Результаты опыта показывают, что уже в первые часы в раствор из титаномагнетита переходит основное количество никеля, кобальта и меди (рис. 54). Кривые выщелачивания одинаковых элементов в разных пробах несколько различаются между собой. В акцессорном и жильном титаномагнетите они характеризуются плавным спадом концентрации во времени, что указывает на присутствие никеля и кобальта в труднораскрываемой минеральной форме (пирит). Те же кривые выщелачивания густовкрапленного титаномагнетита имеют разкий наклон и отражают быстрое экстрагирование элементов из минерала. Очевидно, никель и кобальт в них находятся главным образом в виде пентландита, а медь — в виде халькопирита, которые наблюдаются в аншлифах. В целом высокий процент выщелачивания относится к магнетиту и ильмениту. В большей части вторичных минералов Ni, несомненно, присутствует в силикатной форме, о чем свидетельствует нулевое значение коэффициента выщелачивания (табл. 53).

Кобальт

Кобальт присутствует почти во всех породах и минералах формации. Его содержание в ультраосновных разновидностях пород отвечает 0,016%, а в габбро составляет 0,0042%. Пироксениты обычно занимают промежуточное положение по концентрации Co. Содержание кобальта для пород Лысанского и Манского пояса показано в табл. 54.

Таблица 54

Содержание кобальта, вес. %

Порода	Пояс	
	Лысанский	Манский
Габбро . . .	0,006	0,0038
Авгитовые пироксениты . .	0,008	—
Серпентиниты .	0,010	0,011

Намечается слабое возрастание содержания Co в габбро и пироксенитах от северо-западной части Лысанского пояса к юго-востоку до массива

Таблица 55

Распределение кобальта в пироксените, вес. %

Минерал	Содержание минерала в породе	Содержание Co в минерале	Содержание элемента на минерал
Авгит . . .	50,0	0,010	0,0055
Керсутит . .	12,0	0,001	0,0001
Зеленая роговая обманка .	15,1	0,001	0,0002
Ильменит . .	16,8	0,010	0,0024
Сфен . . .	2,1	—	—
Апатит . .	4,0	—	—
Всего . . .	100,0		0,0082

Примечание. Содержание Co в породе — 0,008.

Лысан. Региональная распространенность элемента в ультраосновных породах различных массивов практически не испытывает отклонения от среднего уровня. Несмотря на общую зараженность Co интрузивных и вмещающих их пород, сколько-нибудь заметных концентраций элемента не устанавливается. Участки повышенного содержания Co (до 0,05%) совпадают с проявлением сульфидной минерализации. Самая высокая концентрация Co в раннемагматической стадии приходится на титаномагнетит жильной генерации (0,06%). В акцессорных и сидеронитовых вкрапленниках титаномагнетита содержание элемента не превышает 0,03% (табл. 55). В пироксенитах и габбро Co накапливается в авгите (0,01—0,03%), керсутите, зеленой роговой обманке (0,001—0,04%) и частично в ильмените (табл. 55).

Геохимический цикл Co близок циклу Ni, но кривая распределения элемента в возрастной парагенетической колонке носит более прерывистый характер. Некоторое расхождение в путях распределения элементов находит подтверждение в экспериментах (Seward, 1971). Большая часть локализаций Co обычно связана с гидротермальным процессом (Юнг, 1959). В рассматриваемых условиях из-за специфического состава продуктов этого процесса практически интересных скоплений элемента не обнаруживается.

Скандий

Скандий — характерный элемент формации. Среди различных пород этой природной совокупности самое высокое содержание Sc (0,0040%) фиксируется в авгитовых пироксенитах. Содержание элемента в габбро (0,0029%) почти отвечает среднему для базальтов (по А. П. Виноградову, 1962). Для отдельных массивов максимумы содержания в габбро и авгитовых пироксенитах иногда меняются местами. Нужно заметить, что по сравнению с описываемыми габбро стратифицированных массивов Казырского типа (Лебедев, Богатиков, 1963) беднее скандием (0,002%). Ультраосновные породы формации несколько обогащены скандием (0,003%) относительно расчетного значения (по Борисенко, 1964—0,0005%). Средневзвешенное содержание скандия для формации составляет 0,0028%.

При прослеживании распределения скандия в наиболее изученном Лысанском поясе можно заметить возрастание количества элемента с востока на запад как в габброидах, так и ультраосновных породах. Основным концентратом скандия в первичных минералах является титан-авгит пироксенитов (0,007—0,01%), носителями — керсутит и зеленая роговая обманка (0,0044%). Характер распределения скандия в породах иллюстрируется расчетом баланса (табл. 57). В титаномагнетите и ильмените содержится соответственно 0,0001—0,002% скандия, что почти в два раза ниже, чем в тех же минералах из траппов Сибирской платформы (Б. В. Олейников, устное сообщение).

В эпимагматическую стадию скандий накапливается в эпидоте (0,01%) и карбонатах (0,001%). Достаточно высокие значения скандия обнаруживаются в серпентине (0,0023%) и хлорите (0,0007%). Как и в

Таблица 56

Содержание скандия в минералах, %

Минерал	Число проб	Среднее содержание Sc	Дисперсия, %	Среднее содержание Mg	$\frac{Sc}{Mg}1000$	Дисперсия, % (Таусон, 1959)
Зеленая роговая обманка из габбро	3	0,0044	0,0034—0,01	5,63	0,780	0,0—0,03
Плагиоклаз из шлировых полос в габбро	2	0,0004	—	0,42	0,950	—
Ильменит из габбро	4	0,0020	0,0—0,005	0,51	3,920	—
Титан-авгит из пироксенита	4	0,0080	0,004—0,01	7,24	0,990	0,0—0,038
Керсутит из пироксенита	2	0,0050	0,004—0,07	—	—	—
Титаномагнетит из богатых вкрапленников в серпентините	6	0,0001	0,0—0,0008	3,70	0,035	0,0002—0,001
Серпентин из жил	4	0,0021	0,002—0,0023	23,94	0,088	0,0—0,01
Актинолит из контакта габбро и серпентинитов	2	0,0010	—	12,35	0,081	0,0—0,005
Гранат из серпентинитов (друза)	2	0,00017	0,0—0,00035	0,94	0,180	0,0—0,2
Биотит из брекчии габбро	3	0,00033	0,00030—0,00036	7,18	0,046	0,0—0,01
Эпидот	2	0,0100	—	Н	—	0,0—0,01
Рипидолит из кальцитовых жил	4	0,00075	0,00023—0,0013	13,02	0,058	0,0—0,01

большей части базальтоидов, элемент обнаруживается в плагиоклазе. Содержание скандия в пироксенах изменяется от 0,004 до 0,01%, что в общем не расходится с опубликованными данными. Так, в пироксенах габбро Скаергарда определено 0,008% (Wager, Mitchell, 1951), в базальтах северной части Срединно-Атлантического хребта от 0,008 до 0,01% скандия. В авгите Бушвельда содержится 0,007—0,020% скандия (Atkins, 1969).

Как известно, устанавливается прямая зависимость содержания скандия от количества Mg. Например, такая связь наблюдается для моноклинных пироксенов щелочно-ультраосновной (Кухаренко, Клер, 1962) базальтоидной формации (Greenland, Lovering, 1966). Но, по мнению ряда исследователей, распределение этих элементов не позволяет сделать вывод относительно идентичности их структурного положения. Известно, что вхождение скандия в решетку моноклинного пироксена реализуется по различным схемам гетеровалентного изоморфизма, причем содержание элемента возрастает с ростом железистости пироксена. Отмечается накопление скандия в верхней части Бушвельского лополита, что обусловлено концентрацией элемента в ферроавгитах (Alkins, 1969). Увеличению FeO в авгите габбро с 4,61% до 21,91% соответствует повышение концентрации Sc от 59 до 208 г/т.

По расчетам Б. В. Олейникова (устное сообщение), коэффициенты корреляции Sc—FeO и

Таблица 57

Распределение скандия в авгитовых пироксенитах, вес. %

Минерал	Содержание минерала в породе	Содержание Sc в минерале	Содержание элемента на минерал
Авгит	50,0	0,007	0,0035
Керсутит	12,0	0,004	0,0004
Зеленая роговая обманка	15,1	0,004	0,0006
Сфен	2,1	—	—
Хлорит	4,0	—	—
Ильменит	16,8	—	—
Всего	100,0		0,0045

Примечание. Содержание скандия в породе — 0,004.

№ п/п	Россыпь				Пирамида			
	Число проб	Sc	Mg	$\frac{Sc}{Mg}1000$	Число проб	Sc	Mg	$\frac{Sc}{Mg}1000$
1	11	0,0060	7,83	7,0	15	0,0006	6,5	52,0
2	34	0,0050	1,25	3,5	5	0,0054	—	—
3	11	0,0016	19,0	0,8	12	0,0003	20,0	1,5

Примечание. 1 — габбро; 2 — авгитовые пироксениты; 3 — серпентиниты. Одной звездоч

Sc—MgO в магматических клинопироксенах трапповой формации равны 0,67—0,72, что подтверждает эмпирические данные о вероятном вхождении Sc в железистые клинопироксены, возникающие в заключительный этап главной стадии кристаллизации базальтового расплава. В изучавшихся массивах также наблюдается заметное преобладание Sc в наиболее обогащенных Fe разностях пироксенов и возрастание концентрации элемента от следов до 0,01% на расстояние 100 м по вертикали.

Исходя из возможности гетеровалентного замещения трехвалентного иона скандия двухвалентным ионом Fe и Mg и компенсации дефицита за счет Al по схеме $(Mg, Fe)^{2+}+Si^{4+}\rightarrow Sc^{3+}+Al^{3+}$ не трудно понять причину возрастания концентрации Sc в участках насыщенности пород железом. Отношение Sc/Mg испытывает заметный рост по мере перехода от ультраосновных пород к габбро (табл. 58). Этот факт указывает 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; Никольдс, Аллен, 1958).

Возможно, что именно этой склонностью Sc к концентрации в минералах поздних высокотемпературных стадий (Борисенко, 1964) и объясняется накопление элемента в клинопироксенитах, образовавшихся при участии метасоматоза.

Цирконий

Цирконий принадлежит к числу типичных рассеянных элементов формации. Среднее содержание элемента в целом для формации составляет 0,0096%, что значительно меньше среднего содержания для земной коры (0,025%) (Ферсман, 1939), но почти отвечает содержанию в породах габбро-пироксенитовой формации Урала (0,004% Zr). Наблюдается закономерный рост количества Zr от ультраосновных пород (0,006%) к габбро (0,013) и альбититами (0,057%) (табл. 59). Локальное накопление циркония связано с пироксенитами, где иногда концентрируется до 0,04% Zr и где элемент входит в состав сфена (до 0,4%), авгита, роговой обманки, ильменита (0,015—0,019%). Высоким содержанием циркония обладают гранаты (0,09%) и биотиты (0,01%). В габбро обнаруживается неравномерное распределение элемента (*флюктуация от 0,016 до 0,003%*). *Основным носителем Zr в габбро также* являются сфен и ильменит, эпимагматические гранаты, биотит и эпидот. В меньшем количестве элемент присутствует в амфиболах (0,007%), хотя известно, что в отдельных случаях концентрация Zr в амфиболах достигает 0,01% (Dogenhardt, 1957). Лейкократовая часть габбро относительно обеднена цирконием (0,001%), обеднены им и продукты гидротермальной стадии.

Таблица 58

вес. %, и отношение $\frac{Sc}{Mg}1000$

Безымянный				Содержание скандия			
Число проб	Sc	Mg	$\frac{Sc}{Mg}1000$	Среднее по Лысанскому поясу	Среднее по формации	Среднее по Виноградову, 1962	По Борисенко, 1964
6	0,001	5,6	18,0	0,0026	0,0029	0,0024	0,0020
9	0,003	23,0	0,80	0,0046	0,0040	—	0,0041
12	0,001	27,0	0,35	0,0029	0,0030	0,0005	0,00051* 0,00035**

кой обозначены перидотиты, двумя — дуниты.

Характер рассеяния циркония в ультраосновных породах остается не совсем ясным. Обращает на себя внимание резкое колебание содержания элемента в отдельных участках массивов. Наиболее высокая концентрация, достигающая 0,017%, наблюдается в оруденелых серпентинитах Подлысанского массива, а самые минимальные количества (0,0014%) определены в ряде безрудных серпентинитов собственно Лы-

Таблица 59

Содержание циркония в породах Лысанского пояса, %

№ п/п	I	II	III	IV	Среднее по формации	Среднее по Виноградову, 1962	Содержание, по Догенгардту, 1957
1	$\frac{0,006}{3}$	$\frac{0,016}{13}$	$\frac{0,01}{6}$	$\frac{0,010}{11}$	0,013	0,010	0,0110
2	$\frac{0,002}{28}$	$\frac{0,015}{32}$	$\frac{0,003}{7}$	$\frac{0,007}{11}$	0,100	—	—
3	$\frac{0,00023}{22}$	$\frac{0,003}{20}$	$\frac{0,004}{10}$	$\frac{0,004}{11}$	0,006	0,003	0,0045

Примечание. 1 — габбро; 2 — клинопироксениты; 3 — серпентиниты. Массивы: I — Россыпь, II — Пирамида, III — Лысан, IV — Кедран. В числителе — содержание, %, в знаменателе — число проб.

санского массива. Некоторое ураганное содержание Zr в ультраосновных породах, возможно, образуется в результате накопления сфена и авгит — главных концентраторов циркония в этих породах. Отсутствие циркония в породообразующем серпентине и преимущественное вхождение только в титаномагнетит (0,006—0,008%) и авгит (табл. 60) позволяют допустить частичный изоморфизм элемента с Ti по схеме (Ti^{3+} + $+Mn^{3+} \leftarrow Zr^{4+}+Mn^{2+}$). За счет более интенсивного накопления Ti в разрезе тел габбро и пироксенитов Ti/Zr отношение обычно возрастает с приближением к висячему краю массива. Во всех породах формации, за исключением авгитов, обнаруживается прямая корреляция содержания циркония с титаном. Наиболее четко она выражена в серпентинитах, несколько хуже — в клинопироксенитах и габбро. В некоторых габбро, содержащих ак-

Таблица 60

Распределение циркония в серпентините, вес. %

Минерал	Содержание минерала в породе	Содержание Zr в минерале	Содержание элемента на минерал
Серпентин . .	41,8	Н	—
Тальк	4,6	—	—
Хлорит . . .	7,3	0,0080	0,00058
Карбонат . . .	1,6	—	—
Титаномагнетит .	42,7	0,0063	0,0027
Авгит	2,0	0,0100	0,0002
Всего . .	100		0,00348

Примечание. Содержание Zr в породе — 0,003.

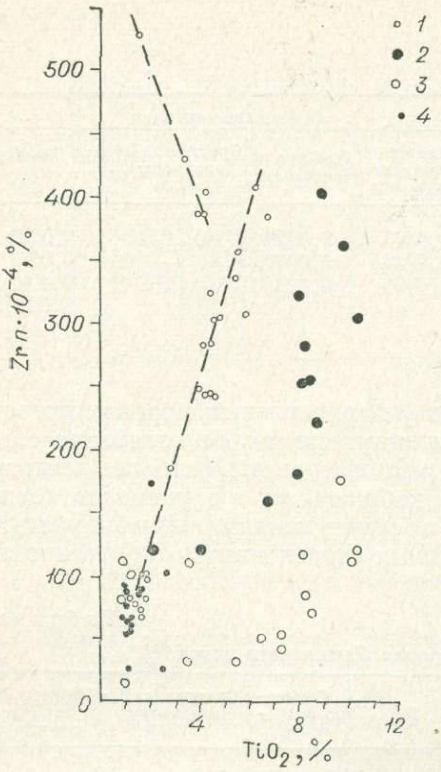


Рис. 55. Соотношение Zr и TiO_2 в породах габбро-пироксенитовой формации (по А. С. Мехоношину, 1971).

1 — габбро; *2* — клинопироксениты; *3* — серпентиниты; *4* — зеленокаменные эффузивы.

цессорный циркон и перовскит, имеет место обратная связь Zr с Ti (рис. 55), так же как и Nb с Ti (рис. 56).

На основании анализа 120 проб по различным участкам Лысанского пояса установлено возрастание содержания Zr в габбро от западного фланга (0,003%) к юго-восточному (0,01%). Аналогичное площадное распределение наблюдается и в серпентинитах, и этот факт можно считать еще одним доказательством комагматичности данных образований. В то же время характер распределения циркония серпентинитов сходен с таковым клинопироксенитов.

Обращаясь к сопоставлению особенностей геохимии циркония в изучавшихся породах и других образованиях, отметим, что содержание элемента для формации ниже, чем для пород ультраосновной щелочной группы, для которой элемент особенно типичен. Ультраосновные породы гипербазитовой формации отличаются достаточно хорошо по содержанию Zr от пород ультраосновной щелочной формации (Кухаренко, Кварцов, 1960).

Стронций

В результатае исследования К. Турекьяна и Дж. Калпа (1959) были вскрыты основные закономерности распределения стронция в базальтах и уточнен кларк в земной коре. Кроме того, К. Турекьян и Дж. Калп наметили характерные особенности региональной геохимии этого элемента, указали на его индикаторную роль и возможное использование для решения ряда конкретных вопросов петрогенезиса.

Последующие работы Г. Фора и Р. Харли (Faure, Hurley, 1963), Куширо и Куно (Kushiro, Kuno, 1963), И. М. Горохова (1968), проведенные на уровне изотопов, подтвердили большую информативность стронция при определении степени контаминированности магмы и выяснении особенностей ее эволюции. Несмотря на такое важное значение стронция, геохимия этого элемента в габброидах складчатых зон изучена в самом общем виде (Глазунов, Глазунова, 1973).

В Саяно-Байкальской области, например, не определена региональная распространенность стронция в породах основного состава и отсутствуют цифры содержания элемента почти для всех эталонотипных массивов; не известно, как изменяется концентрация в различных формационных типах и разновозрастных ассоциациях габбро. Большая часть разрозненных определений стронция выполнена на основе полуколичественного анализа и не отличается достаточной точностью. В связи с этим при выполнении настоящей работы ставилась цель осветить вопросы геохимии стронция не только в породах габбро-пироксенитовой формации, но и в массивах других формаций, а также части гипербазитов.

Для статистического обсчета в основном использованы определения стронция и кальция по пробам, отобранным из разных массивов габбро-пироксенитовой формации Вост. Саяна. Наряду с этим были проанализированы пробы из Курловского и Нюрундуканского массивов габбро-перидотитовой формации Сев. Байкала, а также образцы, любезно переданные нам С. С. Ильенком по массиву горы Патын в Горной Шории, О. И. Пятовым по Кизирским плутонам, Ю. В. Мосиным по горе Осередок в Вост. Саяне. Хотя нами изучалось распределение стронция в большом числе объектов, данные по стронцию не всегда имеют генетический смысл, так как для некоторых массивов пока отсутствуют строго обоснованные петрологические модели. Поэтому приведенные ниже материалы иногда могут оказаться полезными при обсуждении региональных вопросов, а не деталей петрологии конкретных массивов.

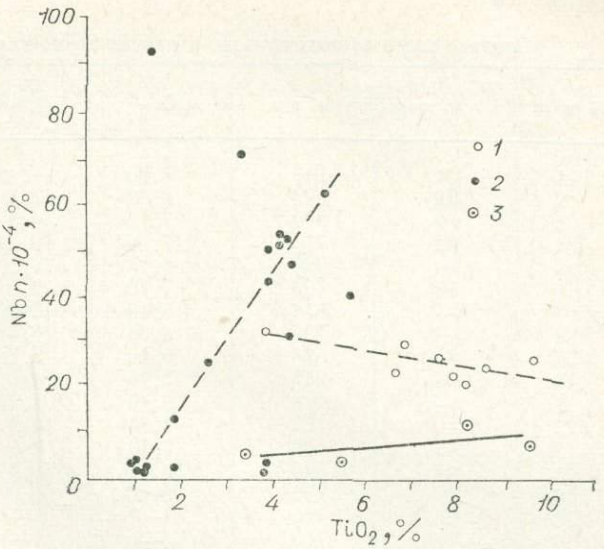


Рис. 56. Соотношение Nb и TiO_2 в породах габбро-пироксенитовой формации.
1 — клинопироксениты; *2* — габбро; *3* — серпентиниты.

Как известно, стронций является типичным элементом базальтоидных формаций (Турекьян, Калп, 1959). В породах основного состава элемент обычно не образует самостоятельных минералов, будучи рассеянным в силикатах и акцессориях (Ферсман, 1934). Содержание стронция в габброидах базальтового происхождения Саяно-Байкальской области достигает 635 г/т, а отношение* Sr/Ca равно 9,5. Эти цифры сопоставимы с содержанием элемента в долеритах трапповой формации Сибирской платформы (табл. 61, Нестеренко и др., 1964). В общем они близки среднему из «первичных» и «поздних» лав Гавайев, базальтов Фенноскандии и оливиновых базальтов северно-западной части Тихоокеанского побережья Северной Америки. В то же время региональный кларк стронция для габброидов Саяно-Байкальской области превышает среднее количество Sr в базальтах (465 г/т), по Турекьяну и Калпу (1959), и мировой кларк в основных породах (440 г/т, см. табл. 61), по А. П. Виноградову (1956). Он почти в 1,5 раза выше содержания элемента в земной коре (385 г/т) и заметно приближается к концентрации стронция в диоритах (Виноградов, 1956).

Остановимся на особенностях распределения стронция в габброидных массивах, месте его в магматическую стадию среди других элементов и соотношении с кальцием.

Среднее содержание стронция для формации в целом, определенное как взвешенное из четырех типов пород (габбро, пироксениты, серпентиниты, плагиоклазиты), равно 390 г/т. Эта величина близка концент-

---

* Геохимия стронция в основном определяется связью с его петрогенным аналогом — кальцием, поэтому отношение Sr/Ca имеет индикаторное значение (Турекьян, Калп, 1959). В дальнейшем для удобства мы выражаем его в виде $\frac{Sr}{Ca} 10^3$.

Таблица 61

Средние содержания стронция и других элементов в различных породах

№ п. п.	Число проб	Sr, г/т	Ca	$\frac{Sr}{Ca}10^3$	Rb, г/т	$\frac{Rb}{Sr}10^3$
1	31	913	8,00	11,4	10,5	11,5
2	42	895	8,00	11,1	12,5	13,9
3	9	340	7,12	4,8	31,0	91,0
4	82	716	7,70	10,14	18,0	38,8
5	—	920	8,15	11,3	14,0	12,4
6	19	690	7,70	9,0	—	—
7	—	815	6,15	13,2	33,0	40,0
8	—	130	8,30	15,7	10,0	7,7
9	22	594	6,10	9,7	—	—
10	—	258	5,40	4,8	—	—
11	—	208	9,40	2,2	—	—
12	—	110	8,50	12,9	10,0	9,1
13	245	465	7,10	6,5	—	—
14	—	440	6,70	65,0	—	—
15	11	450	9,00	5,0	9,0	—
16	5	410	—	—	—	—
17	7	150	—	—	—	—
18	11	209	13,70	16,1	20,0	9,65
19	4	42,5	12,40	3,4	4,0	45,0
20	20	120	4,10	2,8	—	—
21	4	50	—	—	—	—
22	6	357	6,80	5,2	18,0	5,0
23	—	10	0,70	1,43	2,0	
24	2	110	0,55	2,0	8,0	
25	2	830	—	—	24,0	27,0
26	2	900	7,10	12,7	2,0	2,2

Примечание. 1 — габбро стратифицированных массивов Кизирского и Осередок в Вост. Саяне, Патынского в Горной Шории; 2 — габбро из габбро-пироксенитовой и перидотитовой формаций Вост. Саяна и районов Сев. Прибайкалья; 3 — габбро-амфиболиты, массивы Хойто-Окинский в Вост. Саяне, Бюйский в Кузнецком Алатау; 4 — среднее габбро Саяно-Байкальской области; 5 — габбро-нориты, типичные представители габбро-пироксенито-дунитовой формации Урала (С. Ф. Соболев, 1968); 6 — *долериты трапповой формации Сибирской платформы* (Нестеренко и др., 1964); 7 — океанический щелочной базальт (Engel e. a., 1965); 8 — океанический толеитовый базальт (Engel e. a., 1965); 9 — среднее по лавам Гавайских островов; 10 — габбро контаминированное; 11 — габбро пегматоидное (9—11, по Турекьяну и Калпу, 1959); 12 — габбро из гарцбургитовой формации Урала (С. Ф. Соболев, 1968); 13 — базальты Мира (Турекьян, Калп, 1959); 14 — кларк основных пород (Виноградов, 1956); 15 — пироксениты габбро-пироксенитовой формации Вост. Саяна; 16 — пироксениты Нижне-Тагильского массива и 17 — Баронских гор *Урала (Борисенко, 1966); 18 — пироксениты* габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала (С. Ф. Соболев, 1968); 19 — энстатит-бронзитовые пироксениты из гипербазитовой формации Вост. Саяна; 20 — ультраосновные породы габбро-пироксенитовой формации Вост. Саяна; 21 — гипербазиты хр. Борус (Зап. Саян); 22 — перидотиты габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала (С. Ф. Соболев, 1968); 23 — среднее для ультраосновных пород (Виноградов, 1962); 24 — плагиоклазиты габбро-пироксенитовой формации Вост. Саяна; 25 — то же из габбро-перидотитовой формации района Сев. Прибайкалья; 26 — плагиоклазиты гипербазитовой формации Вост. Саяна.

рации стронция в так называемом базальном габбро Турекьяна и Калпа, к кларку основных пород, по А. П. Виноградову (табл. 61). Среди пород формации габбро выделяются присутствием максимального количества стронция — 895 г/т. Другие породы укладываются в следующий нисходящий ряд: пироксениты,— серпентиниты — плагиоклазиты с соответствующим содержанием 450,—120, 110 г/т. Содержание стронция в габбро резко отклоняется от среднего, что приводит к довольно большой дисперсии отношения $\frac{Sr}{Ca}10^3$. Как видно из табл. 61, содержание стронция в габбро формации заметно выше среднего в базальтах (Нестеренко и др., 1964) и континентов, и тем более океанов (Engel e. a., 1965). Наиболее близко оно к уровню концентрации стронция в габбро стратифицированных массивов верхнего палеозоя Саяно-Байкальской области. Расчет баланса показывает, что около 25% всего стронция габбро, независимо от содержания его в массе породы, рассеивается в породообразующих силикатах, таких как авгит, амфибол (10—100 г/т) и плагиоклаз (500 г/т). Основным же минералом-концентратором стронция является апатит, на долю которого приходится 68—90% количества

Таблица 62

Распределение стронция в пироксените, вес. %

Минерал	Содержание минерала в породе	Содержание Sr в минерале	Содержание Sr на минерал	Доля Sr в минерале, %
Авгит	56	0,001	0,00056	8
Керсутит и зеленая роговая обманка . . .	32	0,01	0,0032	
Апатит . . .	3	1,5	0,045	92
Ильменит . . .	9	—	—	—
Всего . .	100		0,049	100

Примечание. Содержание стронция в породе 0,45.

элемента (табл. 62). Дефицит перекрывается стронцием, входящим в карбонаты, эпидот, циозит 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. При этом в отличие от габбро стронций распределяется в пироксенитах с меньшей дисперсией, но отношение Sr/Ca здесь также продолжает изменяться в широких границах (от 0,5 до 11, см. табл. 61).

В ультраосновных породах формации монопольными носителями стронция являются карбонаты (до 0,1%) и сопутствующий им тальк. В серпентинах и хлоритах, равно как в магнетитах и ильменитах, содержание элемента ниже границы чувствительности метода.

Каковы же основные особенности распределения стронция в массивах? Судя по единичным разрезам, в телах габбро содержание стронция возрастает от верхней (0,01%) к нижней части (0,2—0,3%) залежи. В пироксенитах концентрация возрастает в обратном направлении. Ультраосновные породы, независимо от степени карбонатизации, характеризуются монотонной концентрацией элемента. Если обратиться к лысанскому комплексу в целом, то можно заметить, что содержание стронция в серпентинитах различных массивов почти одинаково. Концентрация элемента в габбро не остается на одном уровне, заметно снижаясь от западного к восточному флангу пояса. Аномально высокое значение стронция (820 г/т) фиксируется в габбро и пироксенитах Подлысанского массива. Важно подчеркнуть, что породы этого массива отличаются высоким значением Sr. По средним значениям стронция пироксениты Вост. Саяна приближаются к сходным породам Нижне-Тагильского массива Урала. В то же время концентрация этого элемента в них более чем в два раза выше, чем в пироксенитах габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала (по С. Ф. Соболеву, 1968) и почти в 10 раз превышает уровень в энстатит-бронзитовых пироксенитах, генетически связанных с гипербазитами.

Значительным превосходством содержания стронция и отношения Sr/Ca выделяются серпентиниты изучаемой нами формации по отношению к ультраосновным породам Урала и Зап. Саяна (табл. 61).

Как показали К. Турекьян и Дж. Калп (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 (табл. 63). При этом из-за тенденции стронция долго удерживаться в плагиоклазовом остатке кристаллы, образующиеся в

Таблица 63

Содержание стронция и кальция в плагиоклазах комплекса Стиллуотер, Монтана (по Турекьяну, Калпу, 1959)

Номер плагиоклаза, % Ап	Ca, %	Sr, г/т	$\frac{Sr}{Ca}10^3$
86	12,4	141	1,14
80	11,6	191	1,65
79	11,5	196	1,70
79	11,4	200	1,76
75	10,9	201	1,84
74	10,7	243	2,27
62	9,0	270	3,00

последнюю очередь, имеют самое низкое содержание Ca и высокое отношение Sr/Ca.

Распределение элемента в габбро-пироксенитовой формации Вост. Саяна, очевидно, зависит преимущественно 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 альбиту со снижением основности возрастает содержание Sr и Sr/Ca отношение. Очевидно, стронций так же, как в «расслоенных» базальтоидных сериях, предпочитал до конца процесса оставаться в жидкой плагиоклазовой фазе.

Для определения места стронция в магматическом и эпимагматическом процессах важно знать характер соотношения стронция и кальция. Ранее К. Турекьян и Дж. Калп (1959) подчеркнули, что эти элементы в базальтах не когерентны, тогда как в гранитоидах между ними выдерживается прямая геохимическая связь. По мнению этих исследователей, концентрация стронция в базальтах больше контролируется содержанием его в исходной магме, дифференциацией и фракционной кристаллизацией, чем геохимической близостью с Ca. Эти положения были проверены на материале основных пород формации. На одном из составленных нами графиков Ca—Sr фигуративные точки укладываются в широкую, но достаточно четкую полосу, которая обнаруживает ясную параллельность линии Ca (рис. 57). На другом графике (рис. 58), построенном в координатах Ca — $\frac{Sr}{Ca}10^3$, можно заметить, что в габбро и и пироксенитах при слабом возрастании количества Ca довольно резко падает величина Sr/Ca. Вместе с тем средняя линия для изучаемой группы пород наклонена к горизонтальной оси круче, чем средняя линия для базальтовых серий. Таким образом, в габбро и пироксенитах формации, как и в базальтах, содержание стронция практически не зависит от количества присутствующего в породе кальция. Оценка теснота связи кальция — стронция указывает на равноценные значения коэффициентов парной корреляции в основных породах складчатой области ($r=-0{,}078$) и базальтах платформ ($r=-0{,}048$). В противоположность этому в гибридных породах четко обнаруживается прямая связь содержания Sr и Ca, обычно свойственная гранитоидным сериям (рис. 59).

Отмеченные выше типы пород различаются не только по абсолютному содержанию стронция, но и по характеру его распределения. В основных породах габбро-пироксенитовой формации распределение стронция подчиняется логнормальному закону и характеризуется большой дисперсией (табл. 64). В габбро стратифицированных массивов, так же как и в базаль-

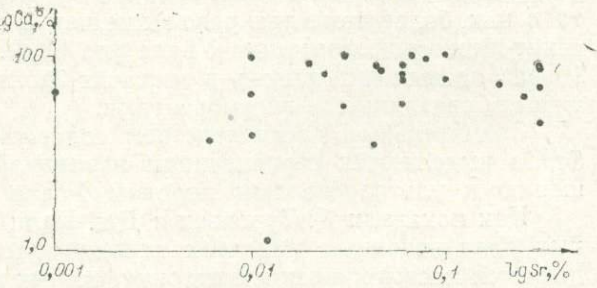


Рис. 57. Диаграмма логарифмической зависимости концентраций Sr от логарифмического значения содержания Ca в основных породах габбро-пироксенитовой формации.

тах платформ, локализация стронция не противоречит нормальному закону, имеет небольшие и в общем сопоставимые параметру дисперсии. Неидентичность функций распределения элемента в габброидах разных формаций, возможно, является отражением различных путей развития магматических очагов в геосинклинальных и субплатформенных условиях.

Привлекая для сопоставления материалы по распределению стронция в основных породах других формационных типов (стратифицированные габбро-перидотитовые, палингенные и др. интрузии), мы замечаем, что по содержанию стронция они достаточно четко разграничиваются между собою и отличаются от габбро габбро-пироксенитовой формации. Наиболее высокой стронциеносностью характеризуется габбро, имеющие базальтоидное происхождение. Среди них ведущее место (913 г/т) занимают стратифицированные конформные массивы, причем внутри формации максимальным содержанием (900—1070 г/т) выделяются габбро массивов Кизирского и Осередок в Вост. Саяне. Содержание элемента в габбро массива Патын не превышает 890 г/т. Отношение же Sr/Ca по разрезу изменяется мало, чего нельзя сказать о Rb/Sr. Повышенной величиной отношения Rb/Sr выделяются лишь Кизирские массивы Вост. Саяна (см. табл. 61). Эта особенность их геохимии обусловлена либо высокой общей щелочностью магмы, либо наложением на габбро процессов калишпатизации, в которых заметную роль играют редкие щелочи. Ближе всего к габбро описываемой формации находятся ее уральские аналоги (920 г/т Sr). Однако среднее для всех габброидов Саяно-Байкальской области (716 г/т Sr) заметно ниже содержания Sr в траппах Сибири и океанических щелочных базальтах и габбро из габбро-перидотитовой формации (см. табл. 61).

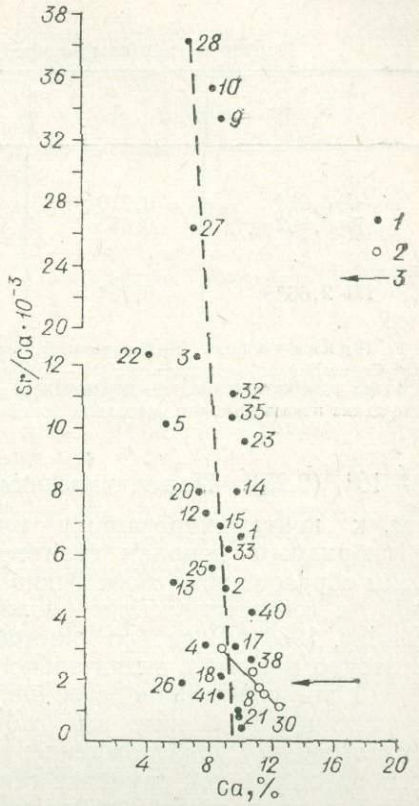


Рис. 58. Диаграмма зависимости характеристики $\frac{Sr}{Ca} 10^{-3}$ от содержания Ca.

1 — основные породы габбро-пироксенитовой формации; *2* — базальты массива (Стиллуотер; *3* — фронт кристаллизации базальтов.

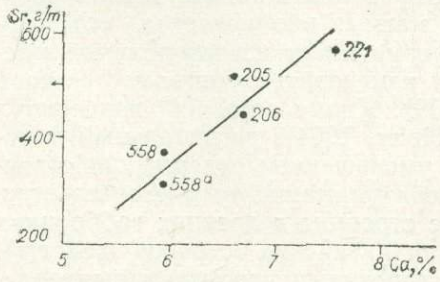


Рис. 59. Соотношения Sr и Ca в гибридных породах гранитоидного массива Артыджек, Вост. Саян. Каждая точка — среднее из трех определений.

Основным породам, пространственно связанным с гипербазитами, в целом присуще низкое содержание стронция (135 г/т) при довольно сильной его дисперсии (от 60 до 210 г/т). Предел его концентраций лишь в 2—2,5 раза выше, чем в силикатной фазе каменных метеоритов (Виноградов, 1962) и в 6 раз ниже кларка (465 г/т) для базальтов (Турекьян, Калп, 1959). Но эти породы отличаются от базальтов также меньшим значением отношения

Таблица 64

Проверка гипотезы распределения стронция в основных породах

$\bar{X}$	S	A	c	Вид распределения
I 0,055	0,029	—0,358	0,79	Близок нормальному закону
II 0,092	0,053	—0,067	0,85	То же
III 2,66*	0,70*	—0,07	0,74	Не противоречит логнормальному закону

Примечание. I — базальты (Кутолин, 1968); II — габбро концентрически-зональных массивов Саяно-Байкальской области; III — габбро из габбро-пироксенитовой формации Вост. Саяна. $\bar{X}$ — среднее арифметическое, S — дисперсия, A — коэффициент асимметрии, c — коэффициент эксцесса. Звездочка показывает, что приведены логарифмы значений $\bar{X}$ и S.

$\frac{Sr}{Ca}10^3$ (2.25). По величине последнего они 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 контаминатов (Faure, Hurley, 1963). В габбро «чистой линии», напротив, величина Rb/Sr достаточно низкая и значительно варьирует.

Если содержание стронция, отношение Sr/Ca и другие геолого-геохимические данные для габбро складчатых зон указывают на их базальтоидное происхождение, то эти же характеристики в палингенных габбро ставят под сомнение генетическую связь последних с базальтоидными расплавами. Зафиксированные в породах повышенные величины отношения Rb/Sr, обычно свойственные гранитоидам, и Mg/Fe, типичные для гипербазитов, лишний раз свидетельствуют о смешанном палингенном пути их рождения. Но генетическая связь палингенных габброидов с гипербазитами доказывается не только этими данными. Они обосновываются аномально низким (0,696±0,1) значением Sr^{87}/Sr^{86}, свойственным обычно производным подкорового субстрата (Глазунов и др., 1971).

По сравнению с габбро базальтоидных формаций, габбро-амфиболиты протерозоя в общем отличаются низкой стронциеносностью. Среднее содержание элемента, равно 340 г/т, почти в два раза ниже *регионального кларка стронция для базитов Саяно-Байкальской области.* В какой-то степени частичное обеднение этих пород стронцием может быть связано с метаморфической дифференциацией, проявляющейся как следствие регионального метаморфизма. Но главная причина низкой концентрации стронция в 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, 1959). Кроме того, как подчеркнул в одной из последних работ Хайер (Heier, 1964), региональный метаморфизм обычно не сопровождается уменьшением содержания стронция в его продуктах. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в большинстве случаев содержание стронция в древних габброидах приближается к содержанию его в лавах Гавайских островов (398 г/т), которые принято относить к наиболее вероятным продуктам выплавления из мантии (Турекьян, Калп, 1959).

При сравнении основных пород Саяно-Байкальской области нельзя не отметить контрастности содержаний стронция в разных регионах (табл. 65). Аномально высокое количество стронция свойственно габ-

Таблица 65

Содержание стронция, кальция и рубидия в основных породах различных районов Саяно-Байкальской области

№ п/п	Число массивов	Общее колич. проб	Sr, г/т	Ca, вес. %	Rb, г/т	$\frac{Sr}{Ca}10^3$	$\frac{Rb}{Sr}10^3$
1	7	76	593	7,80	13	7,6	22,0
2	2	18	630	6,30	14	10,0	22,0
3	2	13	910	8,65	16	10,5	18,0

Примечание. 1 — Вост. Саян; 2 — Кузнецкий Алатау, Горная Шория; 3 — Сев. Прибайкалье.

броидам Сев. Прибайкалья, а минимальное — габбро Вост. Саяна. Величина отношения $\frac{Rb}{Sr}\ 10^3$ достигает 22 в габброидах Вост. Саяна и снижается до 18 в Сев. Прибайкалье. Не менее четко различаются габбро этих регионов по содержанию рубидия (см. табл. 65).

Возникает вопрос, чем объясняется общая повышенная стронциеносность габбро складчатой области и различие отдельных массивов по содержанию стронция. Имеется попытка отнести эту особенность за счет ассимиляции габброидной магмой стронцийсодержащих хемогенных пород, через которые она интрудирует. Однако это объяснение нельзя признать удовлетворительным, так как оно находится в противоречии с рядом геологических факторов. Прежде всего, отсутствует прямая зависимость между насыщенностью габбро стронцием и площадью развития карбонатных пород на современном эрозионном срезе. Так, поля распространения известковистых толщ в Кузнецком Алатау и Вост. Саяне приблизительно одинаковы, а содержание стронция в габбро различное. В районах Сев. Прибайкалья доля карбонатных пород в общем поле осадочно-метаморфических толщ незначительная, а насыщенность габбро стронцием высокая. Более того, в непосредственном контакте с известняками в габбро не фиксируется заметного роста содержаний стронция. В Патынском массиве, залегающем среди известняков, концентрация элемента в габбро ниже, чем в остальных массивах этого формационного типа. Наконец, имеется еще одно возражение против гипотезы обогащения габброидов ассимиляционным стронцием. Как известно из работ А. П. Виноградова, А. Б. Ронова и др. (1952), содержание стронция заметно возрастает по мере аккумуляции все более молодых осадков. На основании этого можно допустить, что карбонатные породы Вост. Саяна, наиболее бедные стронцием вследствие своего древнего возраста, по сравнению с аналогичными образованиями смежных районов должны были обусловить слабую «заражаемость» габбро хемогенным стронцием. В действительности здесь наблюдается противоположная картина. Следовательно, при объяснении эффекта высокой стронциеносности отдельных магматических тел и их природных совокупностей нельзя преувеличивать роль ассимиляции магмой стронция из вмещающих пород в условиях верхних структурных горизонтов земной коры. Очевидно, нужно отдать предпочтение процессам обогащения магмы элементом на больших глубинах. В этой связи достаточно сослаться на работы В. Пинсона (Pinson, 1963) и И. М. Горохова (1968), которые, используя изотропные смещения Sr^{87} и Sr^{86}, приходят к выводу о большом размахе контаминации в глубинных базальтоидных очагах.

В габброидах описываемой формации отношение Sr^{87}/Sr^{86} колеблется от 0,7043 до 0,7054±0,0005.

Распределение некоторых элементов, в том числе и стронция, 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, что от древних к молодым интрузиям заметно возрастает концентрация стронция и отношение Sr/Ca, а величина отношения Rb/Sr снижается. Сейчас не представляется возможным однозначно объяснить особенности распределения элемента в разновозрастных габбро.

Возможно, подмеченная нами контрастность содержания элемента в гротескном виде 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, Ронов и др., 1952).

Однако одна из основных причин изменения количества стронция и рубидия в габбро с возрастом заключается в закономерном сдвиге изотопного состава земного стронция в сторону обогащения молодых по возрасту габбро Sr^{87} за счет распада Rb^{87}.

По данным Ф. Берча (1956), в пределах земной коры от поверхности к глубинным зонам заметно снижается содержание рубидия и других щелочей. Фор и Харли (Faure, Hurley, 1963), Я. Пауэлл (Харли и др., 1969) также указывают на вероятное снижение отношения Rb/Sr с глубиной в материале верхней мантии. Если эти распространенные представления являются справедливыми, то колебания соответствующих величин в габброидах Саяно-Байкальской области, очевидно, следует связывать с зарождением магматических очагов на различных высотных уровнях в субстрате, *неоднородном по химическому составу*.

Можно полагать, что рассчитанный для Саяно-Байкальской области региональный кларк стронция габброидов с известным приближением отражает концентрацию элемента в базальтовом слое, подстилавшем в прошлом сиалическую оболочку Саян и Прибайкалья.

Золото

Известно, что рудопроявления золота нередко генетически связаны с интрузиями основного состава. Поэтому при изучении геохимии формации была поставлена задача оценить фоновое содержание элемента в габбро и других породах и, кроме того, произвести сопоставление особенностей распределения золота с распределением его в породах других формационных типов. Пробы анализировались на атомном реакторе по методике Э. Е. Раковского и Б. Л. Серебряного (1968). Для повышения надежности результатов большая часть проб подвергалась двух-четырехкратному анализу. Анализ контролировался полярографией. Сравнение данных полярографии и радиохимии показало допустимую сходимость, хотя для полярографического метода наблюдалось занижение результатов.

Таблица 66

Распределение золота, вес. %, в габбро различных формаций

№ п/п	Число проб	Среднее содержание	Дисперсия
1	3	$6{,}00 \cdot 10^{-6}$	$(2{,}2—9{,}8) \cdot 10^{-6}$
2	6	$2{,}25 \cdot 10^{-6}$	$(1{,}8—0{,}78) \cdot 10^{-6}$
3	6	$4{,}56 \cdot 10^{-6}$	$(2{,}5—6{,}6) \cdot 10^{-6}$
4	4	$2{,}60 \cdot 10^{-5}$	$(1{,}5—9{,}0) \cdot 10^{-5}$
5	4	$4{,}40 \cdot 10^{-6}$	$(2{,}2—6{,}0) \cdot 10^{-6}$
6	4	$2{,}90 \cdot 10^{-6}$	$(5{,}0—0{,}93) \cdot 10^{-6}$
7	4	$1{,}50 \cdot 10^{-6}$	$(1{,}67—1{,}23) \cdot 10^{-6}$
8	4	$3{,}53 \cdot 10^{-6}$	$(1{,}0—5{,}2) \cdot 10^{-6}$

Примечание. 1, 2 — габбро-пироксенитовая формация (1 — район ст. Жайма, 2 — гора Лысан); 3, 4 — габбро-сиенитовая формация Вост. Саяна (3 — массив Крыжина, 4 — Осередок); 5 — габбро-амфиболитовая формация протерозоя; 6—8 — габбро, ассоциирующие с гипербазитами (6 — участок Кашкарет, Зап. Саян, 7 — Хуша-Гол, Вост. Саян, 8 — Идар, Вост. Саян).

Как показывают результаты анализа (табл. 66), габбро разных формаций незначительно отличаются по концентрации золота. Обычно содержание элемента колеблется около уровня $n \cdot 10^{-6}\%$. Среднее содержание элемента по 27 пробам для габбро-пироксенитовой формации составляет $1{,}20 \cdot 10^{-6}\%$, причем максимум концентрации приходится на габбро ($1{,}92 \cdot 10^{-6}\%$). С повышением основности пород содержание элемента снижается. В авгитовых пироксенитах оно составляет $1{,}46 \cdot 10^{6-}\%$, а в серпентинизированных перидотитах и бронзититах — всего лишь $0{,}37 \cdot 10^{-6}\%$; альбиты содержат $1{,}9 \cdot 10^{-7}\%$ золота, габбро-пегматиты — $6{,}6 \cdot 10^{-8}\%$.

Таблица 67

Изменение содержания золота, вес. %, на глубину вдоль тела авгитовых пироксенов Подлысанского массива (скв. 16)

Глубина, м	Порода	Содержание
100	Хлорито-карбонатный сланец	$1{,}70 \cdot 10^{-7}$
103	Авгитовый пироксенит	$2{,}16 \cdot 10^{-7}$
113	Авгитовый пироксенит	$6{,}06 \cdot 10^{-7}$
126	Авгитовый хлоритизированных пироксенит	$9{,}80 \cdot 10^{-7}$

Таблица 68

Изменение содержания золота, вес. %, по разрезу Подлысанского массива (скв. 9)

Порода	Содержание
Эффузив экзоконтакта	Н
Авгитовые пироксениты верхнего эндоконтакта	$4{,}05 \cdot 10^{-7}$
Среднезернистые амфиболовые габбро	$2{,}25 \cdot 10^{-7}$
Пегматоидное габбро	$6{,}60 \cdot 10^{-8}$

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 авгитовых пироксенитов и габбро (табл. 67, 69), причем эти относительные максимумы фиксируют участки вторичной сульфидной минерализации. Основными носителями золота, несомненно, являются сульфиды, тогда как в других минералах эпимагматической стадии (кварц, хлорит, тальк) золото не концентрируется и распределено в общем равномерно (табл. 69). Нужно подчеркнуть, что в габбро района ст. Жаймы (Манский пояс) содержание золота повышается до $6 \cdot 10^{-6}\%$, но и здесь этот «максимум» связан с тонкой вкрапленностью сульфидов.

Возрастание содержания золота на один порядок фиксируется в габбро мелких статифицированных интрузий. К ним относится в Вост. Саяне массив Осередок. Характерно, что максимум золота по разрезу этих интрузивов также совпадает с проявлением сульфидизации. Последняя встречается в различных частях разреза, хотя накладывается преимущественно на породы основного состава (табл. 70).

Таблица 69

Содержание золота, вес. %, в минералах из пород габбро-пироксенитовой формации

Минерал	Число проб	Среднее	Дисперсия
Кварц	2	$2{,}14 \cdot 10^{-7}$	$(2{,}13—2{,}16) \cdot 10^{-7}$
Альбит	3	$1{,}90 \cdot 10^{-7}$	$(1{,}30—3{,}40) \cdot 10^{-7}$
Хлорит	2	$1{,}80 \cdot 10^{-7}$	$(1{,}40—4{,}30) \cdot 10^{-7}$
Тальк	2	$1{,}41 \cdot 10^{-7}$	$(1{,}00—1{,}80) \cdot 10^{-7}$
Актинолит из жил . .	2	$6{,}80 \cdot 10^{-7}$	$(4{,}60—9{,}00) \cdot 10^{-7}$

Таблица 70

Распределение содержания золота, вес. %, по разрезу массива Осередок (пробы Ю. В. Мосина)

Номер образца	Порода	Среднее	Дисперсия
2319	Верлит	$4{,}10 \cdot 10^{-7}$	$(2{,}2—5{,}9) \cdot 10^{-7}$
1120	Габбро-анортозит	$2{,}14 \cdot 10^{-6}$	—
К-12	Габбро с пирротином	$5{,}00 \cdot 10^{-5}$	$(1{,}45—9{,}03) \cdot 10^{-5}$

Относительно низкое количество золота обнаруживается в габбро, связанных с гипербазитовой формацией. Породы этого ряда отличаются наиболее высокой дисперсией содержания Au, по сравнению с основными производными габбро-сиенитовой и габбро-амфиболитовой формаций.

В заключение следует отметить, что имеется ряд общих черт в характере распределения золота в габбро Вост. Саяна и в габброидах других районов (Моисеенко, 1970), а также в траппах Сибири. Но, насколько можно судить по данным Б. В. Олейникова (1973), в ряде трапповых тел дисперсия содержания золота заметно ниже, чем в габбро, причем, по мнению автора, золото, наряду с другими элементами, фиксирует степень глубинной дифференциации магмы. В отдельных случаях на распределение золота влияет режим серы.

Геохимия золота интересовала многих исследователей. Еще В. М. Гольдшмидт (1938) указал на высокое содержание элемента в глубинных породах основного состава. Винцент, Крокет (Vincent, Croket, 1960) и А. П. Виноградов (1962) установили, что кларк золота в ультрабазитах соизмерим с содержанием его в гранитоидах. Позднее Ю. Г. Щербаков (1967) показал, что в ряде объектов концентрация золота в ультраосновных и основных породах заметно превосходит среднее содержание по А. П. Виноградову (1962). В. Г. Моисеенко (1971) на примере формаций Дальнего Востока также отметил повышенное содержание золота в породах дунит-гарцбургитовой формации. Он же обратил внимание на равномерное распределение элемента в процессе дифференциации и автометаморфизма и заметное накопление его в сульфидном остатке.

Известно, что золото относится к инертным элементам. При высоких температурах, находясь в виде нейтральных атомов, золото предпочитает рассеиваться, вместе с тем при низких температурах, вследствие способности к комплексообразованию, оно весьма охотно концентрируется (Сахарова и др., 1968; Моисенко и др., 1971). Очевидно, именно в этих условиях в гидротермальной среде и происходит накопление золота в сульфидах габброидных пород разных формаций.

Несмотря на низкое содержание и значительную природную дисперсию, связанную с формой вхождения золота, приведенные здесь данные, очевидно, могут быть полезными для регионально-геохимических построений.

*
* *

Отметим следующие основные положения вытекающие из анализа геохимии пород формации. В качестве дополнения приведем некоторые новые данные по распределению редкоземельных элементов, Nb, Ta, Pt. Типичными элементами пород и минералов габбро-пироксенитовой формации являются Fe, Ti, V, Sc, Sr, Zr, Cr, Ni, Co. Аномально высоким содержанием выделяются Ti и Fe, образующие рудные локализации

в перидотитах, бронзититах, вебстеритах и клинопироксенитах (Глазунов, 1957). К элементам, которые могут быть утилизированы, относятся V, Pt, Ti.

Следует указать на индикаторное значение некоторых элементов. Среди них особенно выделяются Sr и Sc. Так, невысокие отношения Sr^{87}/Sr^{86} позволили установить, что родоначальная магма габбро-пироксенитовой формации слабо контаминирована в глубинных условиях. Особенность распределения и поведения Sc подтвердили предположение о первично-пироксенитовом составе большинства серпентинитов. Ряд других элементов также выполняют маркирующую роль, так или иначе оттеняя специфику химизма отдельных этапов эволюции интрузий. Cr и отчасти Sc четко фиксируют метасоматический характер генезиса клинопироксенитов. Zr, Li, Rb, TR и, возможно, Nb наряду с K и Na подчеркивают несколько повышенный режим щелочей.

Несмотря на разобщенность отдельных массивов в габбро и ультраосновных породах средние содержания типичных элементов в общем слабо отклоняются от средних для всей формации в каждом типе пород. Наблюдается закономерное повышение концентрации элементов группы железа с ростом основности пород. Причем максимумы содержания Cr, V, Ni, Co приходятся на ультраосновные породы. В серпентинитах, клинопироксенитах и габбро соответственно имеют место следующие соотношения: Cr>V>Co; V>Cr>Co; V>Cr>Co. Порядок элементов в первом ряду характерен для ранних продуктов дифференциации основной магмы (Higazy, 1954), тогда как в двух других рядах находят отражение более поздние, возможно даже эпимагнические процессы.

По мере перехода от ультраосновных пород к плагиоклазитам процентное содержание элементов группы железа неуклонно снижается (табл. 71). Вместе с тем увеличивается концентрация Sr, Li, Rb, ΣTR. Очень характерной является примесь редкоземельных элементов, так как она достаточно определенно фиксирует специфичность состава пород формации. В целом по сумме TR и $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$ габбро формации занимает ведущее место среди аналогичных пород габбро-сиенитового ряда и габброидов, генетически связанных с гипербазитами (рис. 60). Им свойственна сравнительно низкая степень фракционирования редких земель при высокой их концентрации. В сравнении с этим габрро, ассоциирующие с гипербазитами, имеют низкое содержание ΣTR, но достаточно высокое отношение $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$. Ощутимое различие габброидов разных

Таблица 71

Содержание рассеянных элементов в породах габбро-пироксенитовой формации

Элемент	1	2	3	4
Cr	Сл. (80)	0,015 (78)	0,17 (117)	0,057
V	0,006 (105)	0,032 (140)	0,04 (99)	0,05
Ni	0,003 (78)	0,02 (81)	0,03 (101)	0,068
Co	0,001 (90)	0,0042 (84)	0,008 (100)	0,016
Sr	0,1 (18)	0,088 (40)	0,35 (20)	0,012
Sc	0,0017 (64)	0,0029 (40)	0,004 (60)	0,003
Zr	0,057 (92)	0,013 (40)	0,016 (63)	0,005
Nb	0,002 (42)	0,0016 (35)	0,0027 (35)	0,001
Y	Н	0,0047 (6)	0,0064 (2)	Н
Rb	0,0008 (7)	0,0010 (7)	0,0006 (7)	0,0004
Li	0,002 (7)	0,0016 (7)	0,0004 (7)	0,00016

Примечание. 1 — плагиоклазиты; 2 — габбро; 3 — клинопироксениты; 4 — серпентиниты. В скобках — число проб.

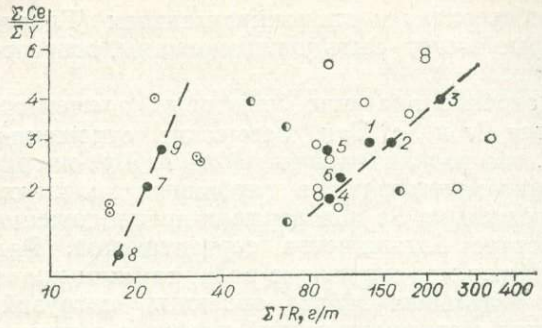


Рис. 60. Диаграмма зависимости содержания TR от $\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$. Породы основного состава.

⊙ — связанные с гипербазитами; ◐ — габбро-сиенитовая формация; ○ — габбро-пироксенитовая формация; ● — среднее для каждой группы (*1* — габбро-пироксенитовая формация, *2* — Кедранский и Подлысанский массивы, *3* — Подлысанский, *4* — Кедранский, *5* — Жайминский и *6* — Кизирский массивы, *7* — западносаянский и идарский комплексы гипербазитов, *8* — идарский и *9* — западносаянские комплексы.

формационных типов по концентрации и фракционированию редкоземельных элементов связано с неодинаковой общей щелочностью пород (определена по сумме K и Na), которая обычно регулирует распределение редкоземельных элементов в габброидных массивах (Балашов и др., 1969). Различие во фракционировании TR в породах габбро-пироксенитовой и габбро-сиенитовой формаций указывает на неодинаковые пути и механизмы их формирования. По сравнению с элементами группы железа в отмеченной выше ассоциации пород ряд элементов (Be, Mo) определяется спорадически только в габбро и плакигоклазитах. Напротив, такие элементы, как бор, индицируются лишь в бронзититах, вебстеритах, перидотитах и развивающихся по ним серпентинитах в количестве ниже среднего для ультрабазитов (Виноградов, 1962), но отсутствуют в клинопироксенитах и габбро.

Среди пород формации по составу несколько выделяются клинопироксениты. На их долю приходится максимальное количество Sc при почти идентичном содержании элемента в габбро, перидотитах и вебстеритах. Эти же породы выступают на первый план по концентрации Nb, Zr и Hf (табл. 72). При этом нужно заметить, что относительный максимум элементов приходится на Подлысанский массив (табл. 73). Если некоторые петрогенные элементы сопровождают только отдельные этапы становления массивов, то основной руководящий элемент формации — Ti выделяется в течение всего периода их образования. Наряду с широкой распространенностью рудных локализаций это свидетельствует о высокой потенциальности родоначальной магмы в отношении Ti, что находит подтверждение также в больших значениях коэффициента концентрации Ti, достигающего на флангах Лысанского пояса 1,5—2.

Обращает на себя внимание стремление Ti в ранние стадии собственно магматического и матасоматического процессов выделяться в окисно-рудную фазу, а затем по мере понижения общего содержания входить в силикаты. Но основным препятствием для тесной связи Ti и Si являлся избыток в системе Ti. Исследование электронной картины авгитов методом ЭПР показало, что в них мала доля силикатного Ti. Точно также ограничено вхождение элемента в решетку слоистых силикатов (Сердюченко, 1948).

За исключением Ti, Zn и Ni большинство отмеченных элементов не образуют самостоятельных минералов, а входят в качестве примесей в кристаллическую решетку. Поэтому содержание их нередко зависит от содержания самого минерала — концентратора или носителя. Все элементы группы железа предпочитают

Таблица 72

Среднее содержание элементов в породах габбро-пироксенитовой формации, $n \cdot 10^{-4}$%

№ п/п	Число проб	Nb	Ta	Hf
1	35	15,76	1,79	3,92
2	35	13,40	2,86	3,65
3	35	9,08	1,34	2,83
4	—	1,00	0,48	1,00
5	—	20,00	0,018	0,10

Примечание. 1 — габбро; 2 — клинопироксениты; 3 — апоперидотитовые и апобронзититовые серпентиниты; 4, 5 — габбро и ультраосновные породы, по А. П. Виноградову (1962).

Таблица 73

Содержания элементов, $n \cdot 10^{-4}\%$

Массив	I			II			III		
	Nb	Ta	Hf	Nb	Ta	Hf	Nb	Ta	Hf
Жайминский . .	14,33	0,76	3,16	—	—	—	—	—	—
Подлысанский . .	22,00	3,20	6,50	19,50	5,62	6,37	15,00	1,87	5,25
Лысанский . .	—	—	—	14,00	1,97	2,60	3,80	1,10	1,25
Кедранский . .	10,95	1,22	2,10	6,70	1,00	2,00	8,46	1,06	2,00

Примечание. I — габбро; II — клинопироксениты; III — апоперидотитовые и апобронзититовые серпентиниты.

входить в состав ранних минеральных фаз кристаллизации магмы (титаномагнетит, керсутит, роговая обманка). Но достаточно высокий уровень их в отдельных генерациях вторичных минералов (карбонаты, тальк) объясняется стемлением к унаследованию состава базисных минералов. В парагенезисе с минералами ранней кристаллизаци, вероятнее всего с титаномагнетитом, находятся элементы группы Pt. В основном они зафиксированы в вебстеритах, перидотитах и бронзититах Лысанского пояса в количестве $>0{,}05$ г/т *, что близко к процентному значению этих металлов в ультраосновных дифференциатах габброидных интрузий и в частности массива Бушвельд (Юшко-Захарова и др., 1967). Следы Pt и Pd отмечены также в пироксенитах Кедранского массива.

В минералах метасоматической и гидротермальной стадий элементы группы железа встречаются эпизодически или отсутствуют совсем, уступая место другим элементам. В ильмените клинопироксенитов концентрация Ni и Co на порядок ниже, чем в титаномагнетите. Такой элемент, как хром, в большинстве проб ильменита вообще не устанавливается. Наряду с этим здесь накапливается до 0,019% Zr. В апатите из этих пород концентрируется до 0,3% TR. В эпидоте и гранате в связи с их эпимагматическим образованием кроме Zr появляются Sn, Y, Nb. В некоторых поздних хлоритах отмечаются Be, Zr, Zn, Li. Основное количество Rb концентрируется в биотите (до $235 \cdot 10^{-4}\%$). В гидротермальную стадию также в связи с сульфидами накапливается Au, а также Ni и Co. Но, как показывает избирательное выщелачивание, часть Ni в хлоритах и в серпентинах присутствует в силикатной форме.

Содержание тех или иных элементов не остается постоянным в одноименных минералах разных генераций. Справедливость этого тезиса иллюстрируется примером изучения титаномагнетита, где от ранних по времени выделения акцессорных вкрапленников к жильной генерации снижается количество V, Cr, Ni и одновременно увеличивается содержание Zn и Cu. В жильном титаномагнетите появляются такие специфические для него примеси как Ge, Ga, Sc.

Набор рассеянных элементов и их содержание, характерные для базальтоидов магматического генезиса (Wager, Mitchell, 1951; Nockolds, Allen, 1953), незначительная миграция элементов в экзоконтакте — все это отличает описываемые ультраосновные породы и связанную с ними раннемагматическую титаномагнетитовую минерализацию от контактово-метасоматической, где имеет место более сложная картина распределения элементов (Овчинников, 1959). Вместе с тем, процесс метасоматического образования клинопироксенитов приводит к иному распределению элементов по разрезам, необычному для тел магматического генезиса. Кроме того, он накладывает свой отпечаток

* Полевская лаборатория Уральского геологоуправления. Пробирно-спектральный метод. Навеска 50 г, чувствительность 0,05 г/т.

на состав клинопироксенитов, что выражается в аномально высоком содержании из них Ti, повышенной концентрации Zr, Nb, Ta, Hf, Sc, Y (см. табл. 72, 73).

Касаясь состава габбро-вебстеритов и перидотитов-бронзититов, еще раз подчеркнем, что особенности распределения в них примесных элементов, несомненно, отражают черты первичного и достаточно глубоко зашедшего фракционирования, которое проявилось в ходе эволюции магмы в глубинном очаге и отчасти in situ.

Можно допустить незначительную перегруппировку элементов в связи с явлением последующего автометаморфического изменения пород либо вынос Ti и Na за пределы массива. Но эти процессы не затушевали общую картину магматической дифференциации, которую пережила интрузия и которая привела к образованию целой гаммы пород, различающихся по минеральному и химическому составу, но в то же время объединенных между собою рядом общих геохимических признаков. Важность этого вывода в данном случае заключается в том, что он подчеркивает возможность широкого проявления процессов глубинной дифференциации габброидной магмы в тектонически напряженной обстановке складчатой области.

Глава IX

ГЕНЕЗИС ПОРОД ФОРМАЦИИ

При рассмотрении вопросов генезиса сделан акцент не геохимию, так как с этих позиций они еще не рассматривались. Особенно много внимания уделяется происхождению клинопироксенитов, содержащих легко извлекаемые концентрации титана. Но, прежде чем перейти к рассмотрению геохимической и отчасти физико-химической стороны вопроса, приведем некоторые данные о механизме и глубине интрузии, а также о насыщенности ее летучими компонентами.

Как признается большинством исследователей, западная часть Вост. Саяна в конце протерозоя — начале кембрия представляла собой область, в которой уже наметились основные структурные направления, унаследованные в дальнейшем более молодыми структурами. По-видимому, в это время на границе Центрального Восточно-Саянского антиклинория (Протеросаяна) и Кизир-Казырской синклинали зарождается Лысанский разлом. В период до нижнего кембрия произошло размещение магматических масс, о чем говорит расположение цепочкой интрузивных тел и катаклазированность пород в экзоконтакте. Участки максимальной стрессовой активности, совпадающие с пережимами структур, были неблагоприятными для интрузии, и поэтому последние там не фиксируются (район долины р. Балахтисон).

Предполагается, что становление массивов было стадийным с интрузией в неоднократно раздробленные вмещающие породы отдельных порций магмы последовательно от ультрамафитов к жильным альбититам с промежуточным положением габбро*. Такая последовательность внедрений определила характерную зональную форму массивов.

Самые ранние и менее дифференцированные ультраосновные порции инъецировали по коротким линейным трещинам в эффузивы и амфиболиты и кристаллизовались в условиях действовавшего одностороннего давления. Движение затвердевающей массы в сторону удлинения, видимо, ограничивалось жесткостью рамы, на что может указывать, согласно Лизсу, Бечеру, Болку и др. (цитир. по Болку, 1946), преобладание в телах ультраосновных пород диагональных трещин над поперечными и слабое проявление расслоенности. Наблюдения над другими трещинами и жилами показывают, что инъекция материала в трещины массивов происходит по мере их зарождения. Наиболее ранними, по-видимому, являются поперечные трещины, возникающие после кристаллизации краевых частей массивов. Они послужили местом размещения для жил титаномагнетита. Следующее за этим ослабление сжатия приводит к появлению продольных трещин и залечиванию их магнетитом и серпентином. Приуроченность к продольным трещинам прожилков титаномагнетита и зон сидеронитовых вкрапленников свидетельствует о возникновении их раньше полного остывания тела и в то же время говорит о том, что процесс рудообразования закончился выделением бедных титаном магнетитовых жил. Наступившее вслед за тем

* Не исключается возможность нарушения этой очередности в отдельных массивах.

растяжение тела по длинной оси вследствие бокового сжатия приводит к повторному приоткрыванию поперечных трещин и выполнению их магнетитом.

В целом тектоническое положение массивов, видимо, не отвечало условиям, необходимым для образования крупных жил, вследствие этого последние не получили здесь широкого распространения. Динамические условия формирования интрузии габброидной магмы, очевидно, не отличались от условий консолидации ультраосновных порций. Но габброидный ингредиент магмы дольше, чем ультраосновной, оставался в состоянии движения, причем он обладал большей «интрузивной силой», так как смог сформировать удаленные от главной полосы самостоятельные дайкообразные тела. Более или менее свободное скольжение сдавленной массы в сторону приводит к появлению в габбро элементов течения и к преобладанию поперечных трещин над диагональными. Отдельные, особенно краевые, части массивов вследствие механического трения поднимающейся магмы приобретают гнейсоватое сложение. При этом во вмещающих породах появляются линзовидно-птигматитовые узоры, обусловленные скоплением плагиоклаза.

Глубина формирования различных массивов формации в общем соизмерима. Подтверждением этого может служить относительное сходство их внутренней структуры и в общем небольшое различие в составе однотипных пород.

По современным представлениям, базирующимся на экспериментах Осборна (1964), Фудали (Fudoly, 1965) и Кеннеди (1950), насыщенность системы летучими компонентами (парами воды, CO_2, F, Cl) оказывает определяющее влияние на направление дифференциации магмы. При этом главное значение отводится влиянию воды и колебаниям парциального давления кислорода (Осборн, 1964). При рассмотрении условий образования пород траповой формации (Виленский, 1967) или стратифицированных габброидов (Богатиков, 1966) кроме парциального давления кислорода учитывают режим щелочей, что, вообще говоря, вполне оправдано, особенно если в магме проявляется щелочная тенденция.

При кристаллизации и плавлении габбро-пироксенитовой магмы Восточного Саяна особенно большую роль летучие играли в эпимагматический этап (образование авгититов), о чем будет сказано ниже. Но и в собственно магматическую стадию, на наш взгляд, они определяли и порядок выделения, и степень концентрации рудных минералов. Известно, что при прочих равных условиях процесс дифференциации базальтоидной магмы проходит по различным направлениям и приводит к различным результатам. Еще К. Н. Феннер (Fenner, 1929) указал, что в отдельных случаях дифференциация толеитовой магмы, если она не нарушается какими-либо посторонними процессами, завершается прогрессивным накоплением железа, что приводит к кристаллизации богатых окисными минералами пород.

Н. А. Боуэн (1934) в своих первых экспериментах с безжелезистыми системами показал, что в случае нормального фракционирования остаточные расплавы обычно обогащаются кремнекислотой и щелочами. Позднее им получены аналогичные результаты, с тем лишь дополнением, что непременным условием он считает присутствие летучих (1947). В последующих экспериментах на природных базальтах Г. Кеннеди приходит к заключению об определяющем значении роли воды и в режиме давления кислорода. А. Муан, Е. Осборн в ряде своих работ подтвердили взгляды Кеннеди, Феннера и Боуэна. В результате экспериментального исследования в системе $MgO — FeO — Fe_2O_3 — SiO_2$ они показали, что магматический расплав оливиновых толеитов в процессе дифференциации обогащается железом (направление Феннера) при постоянстве валового состава в закрытой системе и — лейкократовой составляющей

(направление Боуэна), если давление кислорода увеличивается или остается постоянным (Muan, Osborn, 1956).

Осборном (1964) при плавлении базальта Колумбиа Равер из коллекции Фудали установлена смена порядка кристаллизации минералов в зависимости от трех различных значений давления кислорода. При высоком давлении кислорода (P_{H_2O}—1000 атм, $P_{O_2} - n \cdot 10^{-4}$ бар), регулируемом магнетит-гематитовым буфером, твердая фаза обедняется силикатами, при этом первым начинает кристаллизоваться магнетит (t=1200° С и выше), вслед за ним — пироксен (t=1095° С) и плагиоклаз (t=1065° С). При понижении давления кислорода в равновесной ассоциации $Fe_2SiO_4 - Fe_3O_4 - SiO_2$ первым выделяется пироксен (t — 1040° С), затем — плагиоклаз (t — 1015° С) и, наконец последним — магнетит (t — 1010° С). Как подчеркивает Осборн (1964), в этом опыте обнаруживается широкий интервал температур кристаллизации магнетита, а также падение температуры кристаллизации пироксена и плагиоклаза с уменьшением давления кислорода. Увеличение общей железистости остаточной жидкости при относительно низком парциальном давлении кислорода в базальтовых сериях обычно приводит не только к увеличению железистости силикатов, но и к возрастанию количества окислов.

Итак, формирование массивов формации началось с внедрения порций магмы, по составу отвечающих среднему для вебстеритов — перидотитов — бронзититов. Магма проникала по трещинам в эффузивах и кристаллизовалась в условиях слабого движения. Дифференциация в процессе интрузии была, очевидно, незначительной, так как элементы протополосчатости имеют в породах фазы ограниченное развитие, а сами породы характеризуются довольно выдержанным составом. В случае габбро-пироксенитовой формации Вост. Саян эволюция силикатно-рудного расплава, обогащенного железом в результате фракционирования, протекала таким образом, что в начальные стадии кристаллизации выделялись в форме титаномагнетита основное количество железа и часть титана. В этот же период концентрировалось основное количество Cr, V, Ni, Co. Главная масса титаномагнетита выпадала из расплава позже ромбического пироксена и оливина, что доказывается ксеноморфизмом его зерен по отношению к нерудным минералам. Незначительная часть титаномагнетита кристаллизовалась одновременно с силикатами или несколько раньше их. Судя по экспериментальным данным И. А. Островского (1957), эвтектика, необходимая для одновременной кристаллизации силикатов и рудного минерала, наступила при отношении 18—20% титаномагненита и 80—82% силикатов, что согласуется и с положением кривой ликвидуса в системе $Fe_3O_4 - Fe_2SiO_4$.

Как и в ряде других титаномагнетитовых месторождений (Иванов, Латыш, 1955), образование рудных вкрапленников здесь не выходит за границы позднемагматической стадии. В процессе выделения титаномагнетита в междузерновом пространстве силикатов под влиянием динамических усилий происходит его перегруппировка и своего рода отжимание (filter pressing Осборна) в определенном направлении с последующим обособлением. Особенно благоприятными для аккумуляции рудных, отжатых давлением, являлись участки раздувов ультраосновных пород. В некоторых случаях размещение рудной массы контролировалось ослабленными зонами.

Если указанная миграция рудных компонентов в сходных массивах Урала протекала в обстановке тектонически-напряженной, о чем свидетельствуют текстурные признаки, то в габбро-пироксенитовых массивах Вост. Саяна основная масса титаномагнетита кристаллизовалась в относительно спокойных условиях. Зернистость титаномагнетитовых локализаций и ограниченное развитие полосчатых текстур — убедительное доказательство этого (Глазунов, 1964).

По-видимому, одновременно с кристаллизацией титаномагнетита в связи с автометаморфизмом начинается процесс массовой серпентинизации, который заканчивается выделением прожилкового серпентина. В это же время деформационного перерыва часть титаномагнетита заполняла трещины в консолидированных частях тел серпентинитов с образованием жил. Условия кристаллизации титаномагнетита не оставались постоянными во времени, о чем говорит различие в общем и примесном составе генераций минерала.

Осборном (Osborn, 1959), Иодером и Тилли (1965) установлено, что в базальтовой магме направление дифференциации, характер и последовательность выделения главных минеральных парагенезисов в основном определяются степенью окисленности магмы, другими словами, зависят от парциального давления кислорода. Правда, нельзя отрицать влияние изначального состава расплава и фактора температуры, но учесть эти парметры сейчас не представляется возможным.

На основании экспериментальных данных по базальтовым системам (Akimoto, 1957; Busta, 1960; Buddington, Lindsey, 1964; Осборн, 1964), можно допустить, что в габбро-пироксенитовой формации акцессорные титаномагнетиты кристаллизовались при температуре около 1200° С и давлении водяного пара порядка $n \cdot 10^{-4}$ бар (рис. 61). При

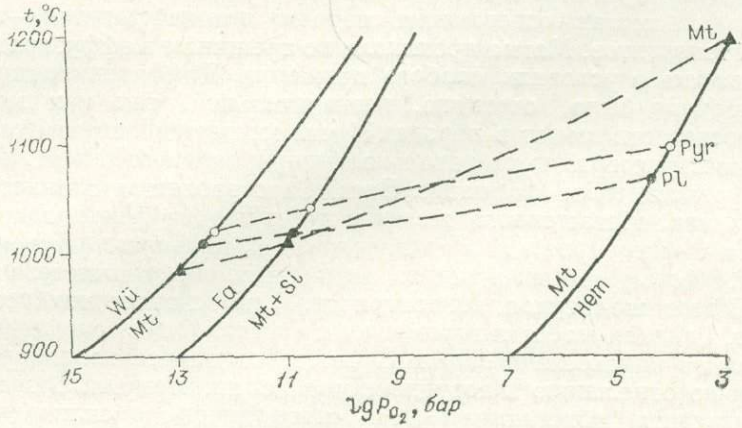


Рис. 61. Влияние давления водяного пара на порядок кристаллизации минералов в базальтах (по Осборну, 1964).

Wü — вюстит, Si — кремнезем, Mt — магнетит, Pl — плагиоклаз, Pyr — пироксен, Fa — фаялит, Hem — гематит. Сплошные линии — величина давления кислорода, регулируемого различными буферами.

снижении давления первой твердой фазой может быть ромбический пироксен или оливин, и только при температуре около 1000° С выделяется титаномагнетит. Принимая во внимание опыты П. Рамдора (1962) и факты появления структуры распада в титаномагнетите из гидротермальных жил (Singh, Beg, 1968), мы не исключаем возможности кристаллизации этого минерала при температуре более низкой, чем указанная.

В дополнение к этим качественным характеристикам можно привести некоторые упрощенные расчеты кислородного потенциала и фактора распределения железа. Установлено, что соотношение окисного и закисного железа в магнетите можно использовать для приближенной оценки состояния окисленности силикатной системы (Бетехтин, 1949, 1958; Vincent, Phillips, 1954; Osborn, 1959). Поскольку распределение компонентов, в частности железа, между магмой и выделяющимися из нее кристаллами магнетита при данной температуре и давлении определены, то фактор распределения, представленный в виде

$\frac{(Fe^{2+}/Fe^{3+})\text{ кристаллов}}{(Fe^{2+}/Fe^{3+})\text{ «магмы»}}$, может иметь индикаторное значение (Иодер, Тилли, 1965). Судя по расчетам (см. табл. 12), в период выделения акцессорного титаномагнетита в минерале связывается больше Fe^{3+} в сравнении с Fe^{2+}, чем остается в магматическом расплаве. Вследствие этого по мере эволюции магма обогащается закисным железом, а выделяющиеся из нее титаномагнетиты густовкрапленной (сидеронитовой структуры) и жильной генераций несут отчетливые следы относительного снижения активности кислорода. Не случайно именно на этот этап в титаномагнетитах формации приходится максимум содержания ульвошпинели (Глазунов, Кузьмин, 1961б), которая, как известно, выделяется в условиях относительно закисной среды. Процессу восстановления железа, возможно, способствовало накопление таких летучих, как сера и фосфор. Анализ материала дает возможность А. П. Лебедеву и О. А. Богатикову (1963) связать генезис титаномагнетитов в косвитах с остаточной легкоподвижной жидкостью рудно-апатитового состава, отликвированной от силикатной части.

Действительно, в рассматриваемом нами конкретном случае изменение условий кристаллизации в ультраосновной порции магмы в глубинной камере отразилось на химизме титаномагнетита. Оно привело к тому, что ранние и, следовательно, наиболее высокотемпературные генерации титаномагнетита в перидотитах оказались более емкими для вхождения хрома, никеля и ванадия, чем аналогичные минералы жильной стадии.

Генезис клинопироксенитов и причина концентрации титана остаются также недостаточно ясными. Многие исследователи считают эти породы типичными магматическими образованиями (Воробьева и др., 1962; Борисенко, 1961, 1966). Но в последнее время представление о пироксенитах как продуктах камерной дифференциации габбро-ультрабазитовой магмы подвергается серьезной критике. Гипотеза А. Н. Заварицкого (1928, 1948), касающаяся их метасоматической природы, продолжает поддерживаться многими геологами (Ефимов, Иванова, 1963; Штейнберг, Малахов, 1961; Морковкина, 1962, 1965; Фоминых, 1966). В то же время отнесение этих пород к разряду реакционно-метасоматических не всегда бывает обосновано (Коржинский, 1966).

Рассматриваемые в работе клинопироксениты до недавнего времени описывались как магматические образования, которые возникли либо в результате внедрения самостоятельной порции базальтовой магмы (Глазунов, 1961; Герасименко, 1961), либо как следствие дифференциации in situ (Шелковников, 1965; Шурупова, 1964). Последующее изучение массивов показало, что эти выводы нуждаются в уточнении, так как даже структурное положение клинопироксенитов не всегда можно объяснить с позиций магматической дифференциации, не говоря уже о специфических чертах их химизма.

Картина распределения некоторых элементов по разрезам клинопироксенитов отличается от той, к которой приводит обычно магматический процесс в базальтовой системе (Wager, Mitchell, 1951; Волохов, Иванов, 1964). Материалы по геохимии, дополняемые изучением контактовых зон габбро и серпентинитов, позволяют не только доказать метасоматическую природу клинопироксенитов, но и уточнить факторы, приводящие к накоплению в них титана.

Не останавливаясь на геологическом строении, подчеркнем, что клинопироксениты характеризуются вполне определенным положением в пределах массивов. В отличие от габбро, серпентинизированных вебстеритов, перидотитов и бронзититов, они не образуют самостоятельных тел и всегда располагаются в промежутке между габбро и ультраосновными породами, обычно со стороны висячего бока габброидов. Наблю-

дается прямая зависимость мощности тел клинопироксенитов от угла наклона их контакта с габброидами. Мощности тел клинопироксенитов и серпентинитов, слагающих пластообразное тело, находятся в обратной зависимости (см. рис. 11). Увеличение мощности клинопироксенитов сопровождается уменьшением мощности тел серпентинитов. При этом раздувы тел того и другого состава приурочены только к пологонаклоненным частям контакта. В крутопадающих его участках пироксениты обычно отсутствуют либо прослеживаются в виде узких прерывистых тел. Подобные структурные взаимоотношения считаются характерными для образований, имеющих метасоматическую природу (Коржинский, 1953). Как уже отмечалось, габброиды и ультрабазиты имеют ряд общих черт химизма, что позволяет считать их единой генетически связанной природной ассоциацией. В то же время ряд фактов указывает на фазовое становление массивов, заключающееся в последовательном внедрении вначале ультраосновной, а затем основной порции магмы (Глазунов, 1961а).

Следует напомнить о морфологии и составе контактовой зоны клинопироксенитов с другими породами. В контактовой зоне с пироксенитами отмечается некоторое преобразование габброидов, которое проявляется в увеличении к контакту меланократовости породы, а также магнезиальности роговой обманки, смене структур на массивные и мелкозернистые. В серпентинитах на контакте с клинопироксенитами часто отмечаются ветвящиеся мономинеральные авгитовые или авгито-ильменитовые прожилки (Герасименко, 1961).

При изучении контактовой зоны обращает на себя внимание различие аповебстеритовых и апоперидотитовых серпентинитов и клинопироксенитов по составу рудных минералов. Если в первых рудный минерал представлен титаномагнетитом и реже — свободным ильменитом, рассеянным в массе породы, то в пироксенитах единственным рудным минералом является ильменит с реликтами титаномагнетита. Взаимоотношение рудных минералов выясняется лишь при изучении узкой контактовой полосы. В клинопироксенитах титаномагнетит несет на себе черты перекристаллизации, сопровождающейся высвобождением из него зерен свободного ильменита. Превращения аналогичного характера в контактовых зонах пироксенитов в связи со сходными процессами описываются для ряда массивов Вост. Саяна и Кольского полуострова (Герасименко, 1961; Шурупова, 1964; Кухаренко и др., 1965). В то же время в клинопироксенитах Вост. Саяна не отмечается какого-либо обогащения рудным минералом нижней части тел, а плагиоклазом — верхней, как это установлено, например, в авгитовых пироксенитах магматического генезиса из классических интрузивов Печенги (Елисеев и др., 1961).

Известно, что в контакте большей части интрузивных тел образуются зоны закалки. В описываемых клинопироксенитах такое явление не отмечается. Пироксениты обладают аномальной крупнозернистостью по сравнению с габбро и гипербазитами. Более того, в контакте с последними в них заметно возрастание крупности зерен породообразующих минералов (до 1 см и более). Это само по себе указывает на широкое проявление здесь процессов, сопровождающихся переносом вещества.

Таким образом, петрографические и геологические наблюдения позволяют прийти к выводу о метасоматической природе части клинопироксенитов формации. В какой-то мере этот вывод подтверждается В. Н. Лодочниковым (1936), который отмечал, что для кристаллизации изверженной породы с величиной зерна в сантиметр и более была необходима диффузия компонентов, исключительная по интенсивности и радиусу действия.

При сравнении химического состава пород формации выясняется, что в клинопироксенитах таких компонентов, как CaO, и TiO_2, значи-

тельно больше, чем в вебстеритах, перидотитах и бронзититах. По содержанию других петрогенных элементов они приближаются к габбро, но тем не менее несут отдельные качественные черты, свойственные типичным ультраосновным породам, в частности заметно обогащены MgO, FeO, Fe_2O_3, чем отличаются от соответствующих магматических пород из других районов.

В поперечных разрезах тел серпентинизированных вебстеритов-перидотитов и ортопироксенитов от висячего к лежачему боку обычно увеличивается содержание магния и параллельно с ростом количества титаномагнетита — железа и титана. Такое распределение элементов указывет на то, что в период формирования тел в основном действовал принцип гравитационной дифференциации. В габброидных массивах, независимо от того, залегают ли они поблизости от других пород или образуют обособленные тела, распределение элементов преимущественно подчиняется ходу кристаллизационной дифференциации.

Непосредственно в контактовой зоне габбро и ультраосновных пород обнаруживается закономерное распределение отдельных петрогенных и примесных элементов. Так, по мере приближения к контакту с клинопироксенитами, в серпентинитах заметно уменьшается содержание Ti, V, Ca, увеличивается количество алюминия и железа (см. рис. 46). Такая картина распределения элементов становится понятной, если учесть, что с приближением к клинопироксенитам в составе ультраосновной пачки все чаще наблюдаются кристаллы авгита и диопсид-авгита, увеличивается степень магнезиальности породы. В пироксенитах максимум концентрации кальция и щелочей приходится на нижние окологаббровые участки, а магния — на прикровельные части тел.

Фиксируют ли некоторые элементы особенности метасоматического генезиса клинопироксенитов? В ультраосновных породах изучение особенностей геохимии титана затруднено, вследствие того что элемент *находится не в стадии геохимического рассеяния, а в стадии концентрирования*. Этим объясняется неравномерное распределение и, следовательно, большая дисперсия содержания Ti. Содержание Ti в авгитовых и диопсидовых пироксенитах находится в зависимости от содержания его в ортопироксенитах, вебстеритах и перидотитах (рис. 62). В отличие от титана такие элементы, как хром, ванадий и стронций, не образуют собственных минералов. В связи с этим, *на основании теоретических представлений* Л. В. Таусона (1958) по вопросу кристаллохимического рассеяния, их можно считать характерными индикаторами химизма процесса.

Метасоматический генезис клинопироксенитов наиболее четко фиксирует поведение хрома. Классические работы А. Е. Ферсмана (1939), В. Гольдшмидта (Goldschmidt, 1954) показывают, что хром является элементом ранних этапов магматического процесса. Уэджер и Митчелл (1952), изучив моноклинные пироксены из расслоенной габброидной серии Скаергардской интрузии, установили, что в этом массиве наиболее магнезиальные пироксены ранней стадии кристаллизации содержат больше хрома, *а также ванадия, никеля и кобальта*, нежели аналогичные минералы из сильно дифференцированной магмы, которые обогащены литием, лантаном, иттрием, стронцием (Goldschmidt, 1954).

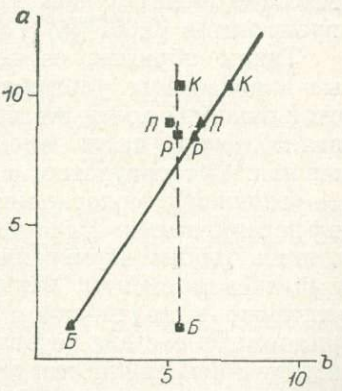


Рис. 62. Диаграмма отношений концентраций титана (вес. %) в породах.

▲ — в клинопироксенитах и серпентинизированных перидотитах; ■ — в клинопироксенитах и габбро. Массивы: Б — Безымянный, Р — Россыпь, П — Пирамида, К — Кедран. Обозначения осей координат: *а* — содержание (вес. %) Ti в пироксените; *б* — то же, в габбро и серпентинизированном перидотите.

В рассматриваемых интрузиях максимальное содержание хрома приходится на нижние эндоконтактовые участки тел серпентинитов, обычно обогащенных вкрапленным титаномагнетитом, куда входит более 90% хрома (ранние малотитанистые акцессорные вкрапленники титаномагнетита более насыщены хромом, чем аналогичные минералы жильной или шлировой стадии). В авгититах и габбро носителем хрома являются моноклинный пироксен, причем обнаруживается низкое содержание элемента в авгитах по сравнению с пироксенами типично магматической серии Скаергарда (Wager, Mitchell, 1951).

Для понимания условий образования клинопироксенитов важно выяснить поведение хрома внутри тел. Оказывается, картина распределения хрома по разрезу клинопироксенитов не совпадает с характером его распределения в серпентинизированных ультраосновных породах. Относительно высокая насыщенность клинопироксенитов — авгититов хромом близ контакта с серпентинитами позволяет считать хром в них унаследованным от ультраосновных пород. Этот вывод кажется более убедительным, если принять во внимание относительно слабую миграционную способность хрома (Коржинский, 1953; Ферсман, 1939).

Ванадий, как и хром, относится к элементам ранней кристаллизации ультрамафической магмы. Элемент обнаруживает стремление накапливаться в диаллагитовых и других магматогенных пироксенитах в количестве до 0,09% V_2O_5 (Борисенко, Сердобова, 1965). Пироксениты и перидотиты изучаемого комплекса характеризуются близким содержанием ванадия, что не совсем согласуется с литературными данными. Следует указать, что некоторые клинопироксены из описываемых авгититов содержат ванадия в два раза больше, нежели аналогичные минералы из пород базальтоидных массивов (0,03% V), стратифицированных в магматическую стадию.

Со времени В. М. Гольдшмидта (Goldschmidt, 1954) известно, что скандий, благодаря кристаллохимическому сродству с магнием и двухвалентным железом, охотно накапливается в моноклинном пироксене. По данным М. Ф. Борисенко, благодаря концентрации в авгитах до 0,3% скандия, новые продукты нормальной магматической дифференциации базальтоидной магмы обычно заметно обогащены скандием. В противоположность этому в пироксенитах формации содержание скандия несколько ниже уровня этого элемента в среднем типе магматогенных пироксенитов (0,007%) (Глазунов, 1961).

Таким образом, изученный материал показывает, что магматогенные пироксениты ультраосновной серии, сложенные пироксеном с высокой мольной долей железа, алюминия и кальция, способны захватить значительную часть элементов-примесей, обогащающих остаточный расплав. Следовательно, в таких пироксенитах должно отмечаться резкое увеличение содержания малых элементов, по сравнению с другими дифференциатами. Клинопироксениты формации аномально обогащаются лишь одним элементом — титаном, тогда как другие типичные для комплекса элементы, включая и унаследованные хром и ванадий, присутствуют в подчиненном количестве (см. табл. 71). Эта особенность химического состава позволяет их отличать от сходных по минеральному составу образований магматическго генезиса.

Баланс вещества при метасоматическом образовании клинопироксенитов может быть ориентировочно оценен с помощью изохорической реакции замещения 100 $см^3$ перидотита (его состав определен с помощью диаграммы Н. Д. Соболева) с соотношением бронзита, оливина и титаномагнетита как 4 : 4 : 2 на 100 $см^3$, пироксенита с соотношением диопсид-авгита и ильменита как 17 : 3 (табл. 74).

Из расчета видно, что для образования пироксенитов необходим привнос Ca, Al, Ti, Na, K и вынос Mg, Fe и Si. При расчете баланса вещества наиболее сложно зафиксировать следы выносимых компонен-

тов. Высказано предположение о локализации их в верхних, к настоящему времени эродированных, частях интрузивов. Но имеются и некоторые следы миграции таких элементов как Fe и Mg. Встречная диффузия магния, возможно, приводит к заметному обогащению этим элементом тыловой части колонны самих пироксенитов, а также эндоконтактов габбро, что выражается в повышенной магнезиальности пород и слагающих их породообразующих минералов (роговые обманки).

По данным Д. С. Коржинского (1952, 1953, 1957, 1962), диффузия компонентов в поровых растворах обычно завершается образованием маломощных реакционных зон, а инфильтрационные метасоматические процессы заканчиваются изменением мощных толщ пород. Так как в процессе просачивания через породы сквозьмагматические растворы в граничном интервале незначительно изменяют свой состав, то при инфильтрации минералы обнаруживает стремление к стабильности состава. ва. Если учесть, что тела клинопироксенитов внутри массивов имеют значительную мощность, выдержаны по составу, то как будто бы не возникает сомнения относительно превалирующей роли инфильтрационного метасоматоза в процессе их образования. В этой связи весьма существенным является факт более широкого развития клинопироксенитов в лежачем боку перидотитов-вебстеритов, нежели в висячем и, в первую очередь, в участках

Таблица 74

Баланс вещества при пироксенитизации перидотитов

	Серпентинизированный перидотит			Пироксенит			
	Оливин	Бронзит	Титаномагнетит	Авгит	Ильменит	Привнос	Вынос
	$Mg_{1.6}Fe_{0.4}SiO_4$	$Mg_{1.8}Fe_{0.2}\cdot Si_2O_6$	$Fe^{2+}_{1.12}Mg_{0.19}Fe^{3+}_{1.26}Ti_{0.4}O_4$	$(Ca_{0.8}Na_{0.02})\cdot Mg_{0.6}Fe^{+3}_{0.4}Al_{0.5}\cdot Si_{1.5}Ti_{0.005}O_6$	$Fe^{2+}_{0.94}Mg_{0.09}Fe^{3+}_{0.18}Ti_{0.81}O_{2.99}$		
Объем, см³	40	40	20	85	15		
Вес, г	140	132	100	255	70,5	—	46,5
SiO_2	55,0	74,3	—	105,5	—	—	23,8
MgO	58,6	39,7	3,3	28,2	1,7	—	49,8
FeO	26,4	18,0	81,1	33,7	38,4	—	53,4
Al_2O_3	—	—	—	29,8	—	29,8	—
CaO	—	—	—	52,4	—	52,4	—
TiO_2	—	—	15,6	4,7	30,4	9,5	—
$(Na, K)_2O$	—	—	—	0,7	—	0,7	—

пониженной мощности последних. Именно эти участки наиболее благоприятны для просачивания сквозьмагматических растворов. В случае механизма диффузии интенсивность развития метасоматических пород вряд ли будет коррелироваться с морфологией контактов.

Изучение минералогии и геохимии формации позволило рассмотреть генезис клинопироксенитов с позиции теории метасоматоза Д. С. Коржинского. Парагенетические ассоциации показали, что минеральный состав метасоматических пород зависит от количественных соотношений виртуальных инертных компонентов магния, железа, кремния. Что касается натрия, калия, воды, то они ведут себя вполне подвижно в большинстве метасоматических процессов, в том числе и в процессе пироксенитизации перидотитов. Калий и натрий входят одновременно в состав одних и тех же минералов, поэтому для удобства расчета они в дальнейшем объединяются в общий показатель щелочности (натрий + калий).

Вопрос о поведении кальция является одним из важных, так как выбор факторов состояния и тип системы зависят от подвижности этого элемента. Повсеместное образование моноклинного пироксена, происходящее с привносом кальция, свидетельствует о вполне подвижном поведении элемента. Одним из показателей подвижности кальция является

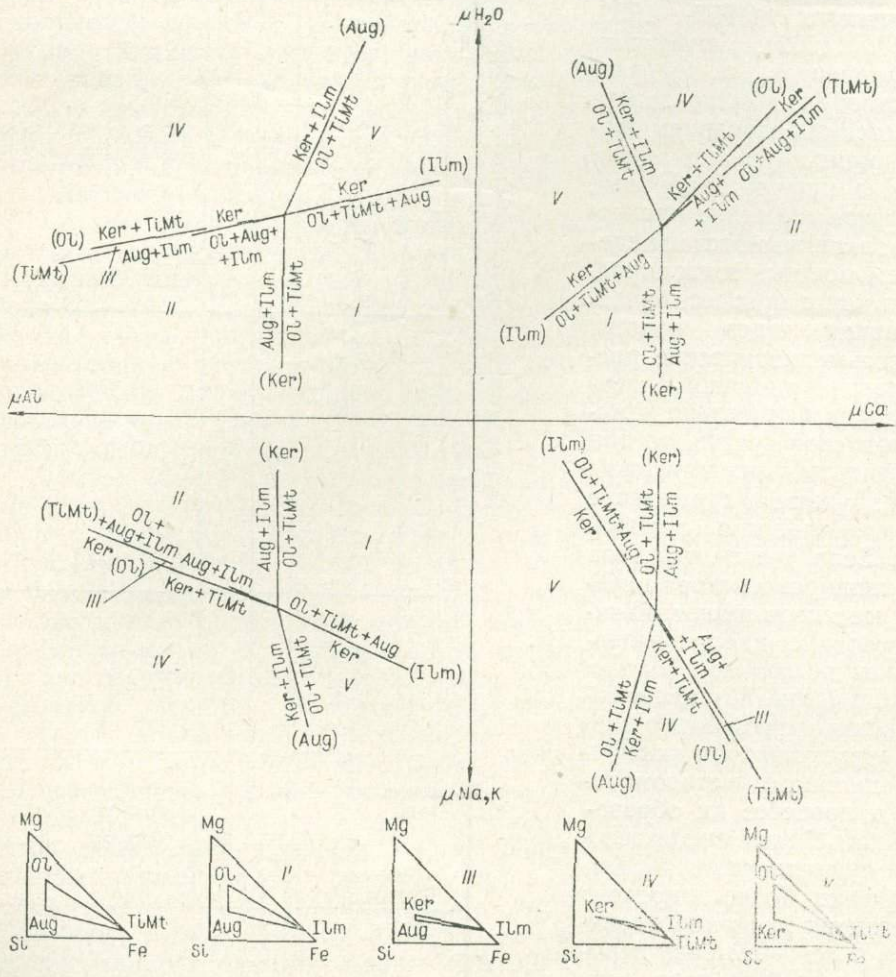


Рис. 63. Равновесия между минералами клинопироксенитов на диаграмме химических потенциалов Al, Ca, (Na, K) и H_2O.

также наличие жильного кальцита. Следует отметить, что кальцит в этом случае выступает в роли регулятора объема и кристаллизуется при уменьшении последнего в результате замещения одной минеральной ассоциации другой (Коржинский, 1953, 1957). Вполне подвижным при метасоматических процессах в ультраосновных породах также оказывается алюминий *. Подвижность алюминия в метасоматическом процессе обусловливает образование минералов с высокой мольной долей алюминия. В данном случае ими являются авгит и керсутит.

Для понимания кинетики образования метасоматических пироксенитов большое значение имеет правильная расшифровка поведения титана. Изучение геохимии Ti позволяет сделать вывод о том, что фактором состояния, является не концентрация титана в первичных породах, а его потенциал в метасоматических растворах. Во время образования клинопироксенитов происходит не только частичное превращение первичного титаномагнетита перидотитов в ильменит, но, что самое важное, появление значительного количества новообразованного ильменита за счет отложения титана, привносимого метасоматическими растворами. Это и выдвигает клинопироксениты в разряд наиболее титаноносных пород формации. Правда, на заключительной стадии процесса часть титана выносится, но это уже относится к стадии амфиболизации. Эпимагматические процессы вносят трудности в выбор минеральных парагенезисов начальных стадий пироксенитизации. Но с целью максимального приближения к истинной картине метасоматического процесса были выбраны наиболее реальные парагенезисы (нонвариантная ассоциация, на треугольнике Mg — Fe — Si; рис. 63). Составы минералов даны в табл. 75. В расчеты мы условно вводим метасоматический оливин, полагая, что именно этот минерал будет легко развиваться при метасоматическом преобразовании серпентина. Мы воспользовались условной формулой, приняв содержание фаялитовой молекулы 20% (см. табл. 75).

Чтобы полностью охарактеризовать процесс, следовало построить диаграммы в различных координатах вполне подвижных компонентов H_2O, O_2, Na, K, Ti, Ca, Al. На рис. 63 дана диаграмма, показывающая зависимость минеральных парагенезисов от основных компонентов кальциево-алюминиевых растворов, а также от щелочности и температуры (μH_2O является величиной, обратной T^0) (Коржинский, 1953). На второй диаграмме (рис. 64) сведены потенциалы компонентов, характеризующих физико-химические условия образования пироксенитов, а также влияние μTi. Диаграмма (рис. 65) дает информацию о взаимо-

Таблица 75

Инертные и подвижные компоненты в минералах и реакции равновесия

Минерал	Индекс	Инертный компонент			Подвижный компонент					
		Mg	Fe	Si	Al	Ca	Na, K	H_2O	Ti	O_2
Оливин	Ol	1,6	0,4	1,0	—	—	—	—	—	2
Титаномагнетит	Ti-Mt	0,2	2,4	—	—	—	—	—	0,4	2
Авгит	Aug	0,6	0,4	1,5	0,5	0,8	0,02	—	0,05	3
Ильменит	Ilm	0,1	0,9	—	—	—	—	—	1	1
Керсутит	Ker	2,5	1,8	6,0	2,2	2,3	0,6	1	0,33	11,5

(Aug) $2Ol+2|1TiMt+141O_2+480,3Ti+4,4Al+4,6Ca+1,2Na, K+2H_2O=2Ker+564Ilm.$
(Ker) $9Ol+160TiMt+Al+4,8Ca+0,12Na,, K+364,3Ti+108O_2=6Aug+428Ilm.$
(Ol) $6Ker+7TiMt+5,4Ca+16,4Ti+9O_2=24Aug+20Ilm+1,2Al+6H_2O+3,1Na. K.$
(Ilm) $15Ol+17TiMt+846Aug+47,8Al+111,5Na, K+21,5Ti+214H_2O=214Ker+141O_2+184,6Ca$
(TiMt) $21Ol+1266Aug+681Im+71Al+176,7Na, K+320H_2O=320Ker+276,8Ca+228O_2+25,7Ti.$

* Сходные выводы о поведении алюминия в процессе замещения ультраосновных щелочных пород сделал А. С. Бородин (1961).

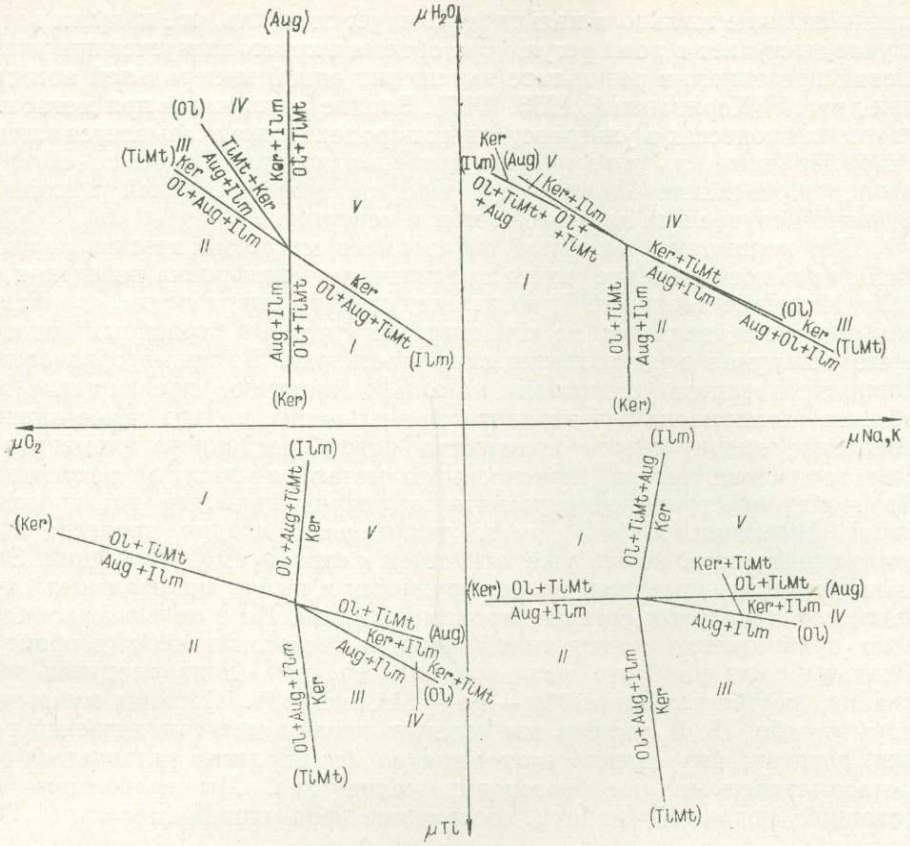


Рис. 64. Диаграмма химических потенциалов O_2Ti, (Na, K), H_2O для равновесных отношений между минералами пироксенитов.

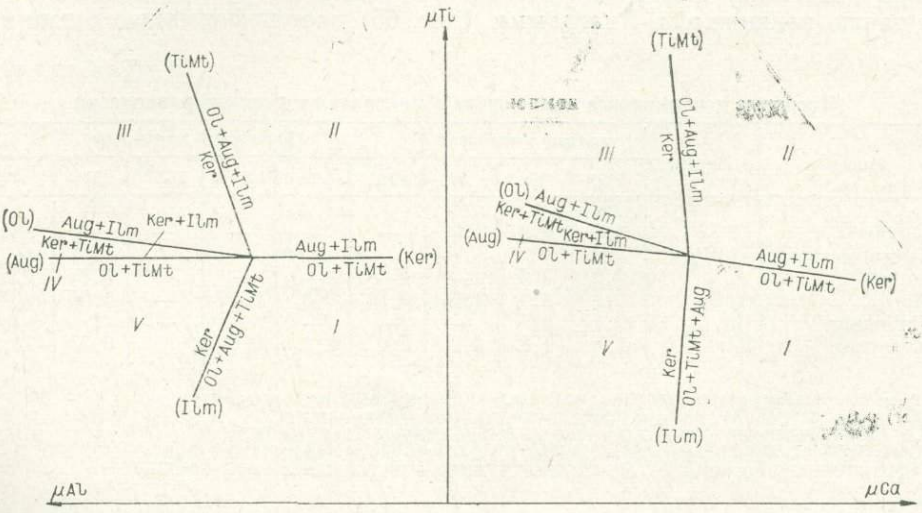


Рис. 65. Диаграмма химических потенциалов Al, Ca, Ti.

связях μAl μCa с потенциалом Ti. И, наконец, на диаграмме (рис. 66) представлены парагенезисы минералов в зависимости от потенциалов Na, K, O_2. Для последовательного анализа парагенезисов используются реально-допустимые парагенетические ассоциации. Так, в контактовой зоне серпентинитов установлен парагенезис Aug+TiMt *. Предполагается также присутствие вторичного оливина (Ol) по серпентину (C). В непосредственном контакте серпентинитов и клинопироксенитов установлен переход титаномагнетита в ильменит, поэтому для этой зоны характерен парагенезис Ol+ +Aug+Ilm. В зоне пироксенитов наиболее стабилен парагенезис Aug+Ilm, к которому присоединяется также и керсутит (Ker). В заключительную стадию процесса образуются керсутитовые горнблендиты, для которых характерен парагенезис Ker+Ilm.

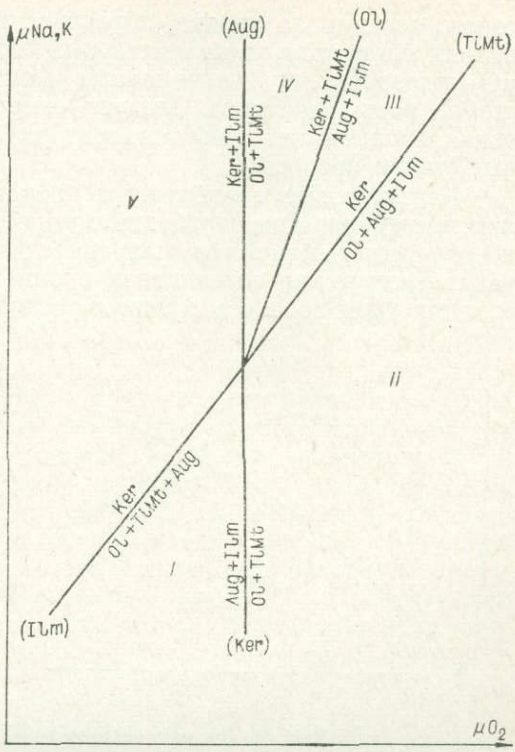


Рис. 66. Равновесие оливина, титаномагнетита, авгита, ильменита и керсутита на диаграмме химических потенциалов (K, Na) и O_2.

Этим парагенезисам отвечают определенные поля, обозначенные соответственно I, II, III, IV, V. Поле V характеризует условия образования парагенезиса Ol+Ker+TiMt, стабильного при высоких потенциалах щелочей и низких μCa и Ti. Поскольку в действительности такой ассоциации в метасоматических породах встречено не было, в дальнейшем разбор условий образования этого парагенезиса производиться не будет. Показательно то, что при общем изменении площади различных полей и перемене наклона лучей моноварнантного равновесия относительно осей координат, взаиморасположение этих линий не изменяется. Это позволяет на диаграммах отмечать цифрами лишь поля, а пять треугольников составов для этих полей построить отдельно, что значительно упрощает чтение диаграмм. На треугольниках составов указаны лишь главные парагенетические ассоциации. Одним из подтверждений правильности выбора физико-химических факторов процесса достоверности парагенетических ассоциаций является закономерное расположение природных парагенезисов в температурных полях, приближающихся к истинной зональности массивов формации.

Парагенезис Ol+Aug+TiMt стабилен при наиболее высоких температурах, средних потенциалах кальция, низкой щелочности растворов и минимальных для данного процесса потенциалах алюминия и титана. Образование второй зоны, характеризуемой в основном трансформацией титаномагнетита в ильменит, происходит в результате резкого увеличения μTi, O_2, Ca, а также повышения потенциалов Al (Na, K) и незначительного снижения температуры. Главная стадия процесса (образование пироксенитов ассоциации Aug+Ilm) характеризуется сохранением вы-

* Обозначения минералов см. в табл. 75.

сокого потенциала титана, обусловленного преимущественным образованием ильменита, незначительным понижением потенциала кальция, μO_2 и возросшими потенциалами алюминия и щелочей, что обеспечило стабильность керсутита. Следует отметить, что собственно пироксенитизация происходила при температурах несколько меньших, чем начальные стадии процесса.

Керсутитовые горнблендиты образуются в условиях наиболее низких температур при снижении химических потенциалов кальция, титана и кислорода и максимальных значениях μAl и (Na, K). Характер изменения химических потенциалов вполне подвижных компонентов в метасоматическом процессе можно проследить по рис. 67. Как видно из ди-

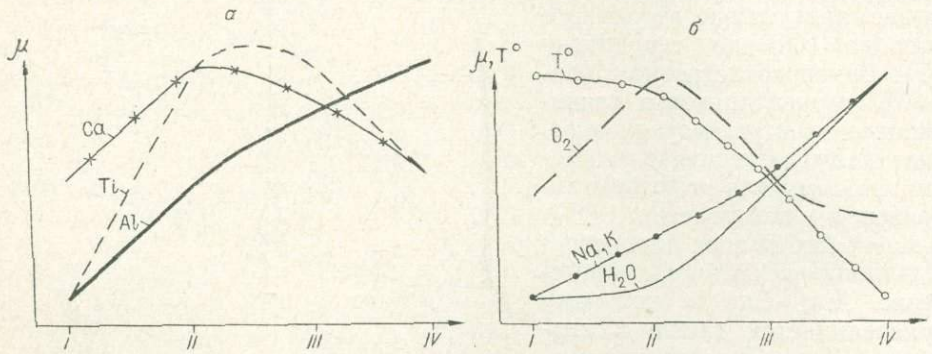


Рис. 67. Диаграмма изменения химических потенциалов.

а — Al, Ca, Ti и *б*) H_2O, (T°), Na, K и O_2 на различных стадиях метасоматического процесса.

аграмм, от начала к концу процесса закономерно снижалась температура растворов. Отмечается синхронное изменение потенциалов титана и кальция, достигающих максимальных значений во второй и третьей зонах. Совершенно иначе ведут себя алюминий и щелочи. Наблюдается закономерное возрастание их потенциалов до максимума при образовании керсутитовых горнблендитов. Если на двух ранних этапах процесса высокотемпературные растворы имели преимущественно кальциевый состав, то в главную стадию процесса при сохранении высоких значений потенциала кальция существенную роль начинают играть μAl и (Na, K), обусловившие стабильность в этих полях керсутита. И наконец, в заключительную стадию процесса происходит инверсия химических потенциалов. Растворы становятся алюминиевыми и максимально щелочными. Снижение потенциалов кальция к концу процесса обусловлено тем, что по концентрации кальция изученные пироксениты приближаются к составу метасоматических растворов, что существенным образом влияет на величину потенциала кальция. Одним из факторов различного поведения кальция и алюминия является, по-видимому, различная степень их подвижности, вследствие чего в начале процесса растворы характеризуются максимальной химической активностью кальция, а на заключительных стадиях — активностью алюминия.

Мы не рассматриваем в данном разделе физико-химических условий кристаллизации плагиоклазитов, так как их инъекции несколько разорваны во времени с основным этапом становления массивов. Но комагматичность плагиоклазитов с габброидами обосновывается не только геолого-геохимическими данными. Приведенные в данном разделе расчеты также подтверждают это. Более того, они доказывают, что высокая щелочность растворов на заключительной стадии становления массивов может привести к образованию даже типичных щелочных пород.

После рассмотрения условий образования пород на различных стадиях метасоматического процесса следует еще раз акцентировать внимание на поведении титана и некоторых факторах его концентрации в метасоматических пироксенитах. Главной особенностью химизма самих пород формации и, очевидно, метасоматических растворов является аномально высокое содержание в них титана. В серпентинитах титан связан преимущественно в титаномагнетите. Если в начальной стадии процесса, для которой характерно образование метасоматического оливина (?), моноклинного пироксена (авгита, диопсид-авгита), титаномагнетит остается стабильным, то на последующей стадии происходит его трансформация в ильменит. Это достигается в условиях резкого повышения потенциалов титана и кислорода при аналогичном поведении потенциалов алюминия и кальция. Высокие химические потенциалы алюминия, кальция и титана, инертных почти во всех метасоматических процессах, отражают специфичность метасоматоза ультраосновных пород, происходящего с увеличением подвижности этих элементов. В период образования клинопироксенитов и керсутитовых горнблендитов титан фиксируется не только в рудной фазе, но некоторая его часть входит в решетку силикатов. В главную стадию процесса — стадию образования пироксенитов — основная доля титана (привносимого растворами и реликтового) шла на образование ильменита. Последующий спад температуры одновременно с увеличением щелочности и химического потенциала алюминия в растворах привел к замещению пироксена керсутитом. В этих условиях отмечаются понижение потенциалов титана и кальция, перераспределение титана с выходом его в раствор и выносом из зоны горнблендитов. Оставшийся титан в большей степени захватывается кристаллической решеткой керсутита и в небольших количествах идет на образование ильменита.

В опубликованных работах мы находим примеры, почти идентичные описанным. Метасоматические титаноносные пироксениты из дунито-троктолитовых интрузивов Станового хребта описал С. А. Щека (1969). В этих массивах клинопироксениты также слагают прерывистую реакционную оторочку на контакте дунитов и троктолитов с габбро-норитами. Состав новообразованных пироксенитов зависит от литологии базиса. В пироксенитах по дунитам широко развит гиперстен, в апотроктолитовых пироксенитах преобладает диопсид. Зарождение пироксенитов начинается с возникновения крупных кристаллов диопсида, переполненных реликтами минералов замещаемой породы. Причем особенностью как моноклинного, так и ромбического пироксена является интенсивный плеохроизм в красных тонах за счет обилия включений гематита.

А. М. Ленников (1968) описал близкие по составу породы в Джугджурском анортозитовом массиве. В их составе кроме авгита всегда присутствуют гортонолит, плагиоклаз, а также ильменит в срастании с апатитом. Пироксениты в своем залегании тонко переслаиваются с перидотитами, габбро и габбро-пироксенитами. Ферроавгит часто обволакивает оливин, образуя полное подобие реакционных оторочек. В габбро наблюдаются вростки авгита в гиперстене, для которых не исключается метасоматический генезис согласно реакции $3{,}5\,Hyp_{43} + (1{,}3\,CaO) = 3{,}3\,Aug_{30} + (0{,}2\,SiO_2) + (0{,}9\,FeO) + (0{,}6\,MgO)$. И хотя многие исследователи рассматривают подобные срастания как результат распада первоначального твердого раствора, А. М. Ленников связывает образование мирмекитов и оторочек авгита около гиперстена с воздействием на первичные минералы поровых растворов, содержащих кальций. Наиболее железистые ассоциации пироксенитов возникали в условиях высокого потенциала кислорода и имели метасоматический генезис.

Возможность образования реакционно-метасоматических пород в результате воздействия более молодых интрузий на гипербазиты под-

тверждается также в работе М. А. Богомолова (1968) по петрологии массивов Алданского щита. Здесь на контакте дунитов с кольцевой интрузией гранитоидов залегают реакционные аподунитовые породы, сложенные тремя минералами: пироксеном (хромдиопсид-авгит), оливином (Fe_{15-25}) и магнетитом. Основными признаками метасоматического генезиса оливин-пироксеновых и магнетит-пироксеновых пород М. А. Богомолов (1968) считает залегание их на контакте дунитов и гранитоидов, существование прямой зависимости между мощностью пироксеновых пород и размерами тел гранитоидов, выдержанная зональность пород, простота минерального состава и отсутствие характерных для изверженных пород акцессорных минералов. Широкое проявление авгитизации первичных пород (дунитов, перидотитов) наблюдал С. С. Зимин (1965) при изучении дунит-верлитовой ассоциации Тихоокеанского пояса.

Итак, вполне определенное положение клинопироксенитов между габбро и вебстеритами-перидотитами-бронзититами, преимущественно со стороны висячего бока последних, отсутствие обособленных тел, изменение их мощности в зависимости от угла наклона контакта, тенденция к мономинеральности и крупнозернистость, пересечение «прожилками» моноклинного пироксена серпентинизированных ультраосновных пород — все эти признаки склоняют нас к мнению о метасоматическом генезисе части клинопироксенитов формации.

Таким образом, из анализа истории развития массивов видно, что в разные периоды их становления концентрация рудных компонентов обусловливается неодинаковыми факторами. Если при формировании вебстерит-перидотит-бронзититовых тел действовала гравитационная аккумуляция, точнее кинетически-гравитационная дифференциация А. А. Полканова (1944, 1953), и отжимание рудного вещества, и поэтому в настоящее время нет основания пересматривать представление о фузивной природе титаномагнетита в ультраосновных дифференциатах формации, то в процессе образования клинопироксенитов концентрация ильменита в основном контролируется деятельностью агентов метасоматоза и в том числе летучих компонентов. Основываясь на теоретических выводах К. О. Кратца (1954, 1957) и В. А. Масленникова (1957), мы приходим к заключению о кристаллизации пород формации в условиях медленного охлаждения.

Предлагаемая модель образования клинопироксенитов неуниверсальна, и наблюдаемые следы метасоматоза не служат доказательством метасоматического генезиса всех без исключения клинопироксенитов формации. Точно также она не обосновывает метасоматический путь рождения габбро и тем более крайних ультраосновных производных. Но даже асимметричное строение тел последних является некоторым возражением против возможности применения одной только теории гравитационной дифференциации для объяснения их генезиса.

Глава X

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ РОДОНАЧАЛЬНОЙ МАГМЫ

Прежде чем оценивать средний химический состав магмы, исходной для конкретной габбро-пироксенитовой формации Вост. Саяна, заметим, что совокупность всех геолого-геохимических данных указывает на ее базальтоидный профиль.

Средний состав исходной магмы вычислялся с учетом объемных отношений различных пород (габбро, клинопироксениты, вебстериты-перидотиты-бронзититы, плагиоклазиты) с минимальными следами метаморфизма. При этом учитывались и серпентиниты, так как процесс серпентинизации не приводит к существенному изменению первичного содержания большей части петрогенных и примесных элементов. Влияние глубинной контаминации магмы фиксировалось по изотопам Sr, а также по особенностям распределения ряда элементов, на чем следует остановиться более подробно.

Начало широким исследованиям изотопов Sr было положено работой Фора и Харли (Faure, Hurley, 1963). С тех пор появились многочисленные публикации, итоги которых позволили считать изотопные отношения Sr^{87}/Sr^{86} ценным индикатором источника и генетического типа пород (Kovach, Balogh, 1968; Stueber, 1969; Hurley, Pinson, 1970; Глазунов и др., 1971). Исследование методом изохрон показало, что изотопный состав первичного нерадиогенного Sr определяется отношением Sr^{87}/Sr^{86}, равным 0,6930. Близкие к этому значения имеют место в метеоритах и породах подкорового происхождения. Для земной коры в целом Sr^{87}/Sr^{86} приближается к 0,7250 вследствие обогащения радиогенным Sr^{87}, являющимся продуктом распада Rb^{87} и обладающим значительной подвижностью в геологических процессах. Отдельные породы, метаморфизованные в коровых условиях, могут обладать и более высоким отношением Sr^{87}/Sr^{86}, так как явление гранитизации и регионального метаморфизма приводит к перераспределению радиогенного Sr между минералами.

При изучении габброидов Вост. Саяна на масс-спектрометре (Глазунов и др., 1971) обнаружилось, что габбро Лысанского и Манского поясов имеют в общем невысокое отношение Sr^{87}/Sr^{86}, равное $0{,}7049\pm0{,}0005$. Максимальная величина параметра ($0{,}7067\pm0{,}0005$) характерна для основных пород габбро-сиенитовой формации (Кизирский плутон), а минимальная — для габброидов, связанных с гипербазитами (0,702).

Исходя из теоретических предпосылок, можно сказать, что невысокое значение величины Sr^{87}/Sr^{86} в породах габбро-пироксенитовой формации является достаточно обоснованным доказательством сравнительно умеренного обогащения первичной магмы кислым материалом, чего нельзя сказать о магме, изначальной для пород габбро-сиенитовой формации. Большие масштабы процесса контаминации в габбро последнего типа привели к высокому содержанию и высокой дисперсии концентрации Li, Rb, Zr, а также большому колебанию отношений Cr/V, Rb/Sr, Sr/Ca (табл. 76).

Таблица 76

Содержание некоторых элементов-примесей, 10^4%, и геохимические параметры габброидов различных формационных типов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Ni	40,00	60,00	60,00	110,00	120,00	200,00	500,00	170,00	200,00	294,00	140,00	15,05						
Co	40,00	5,00	50,00	34,00	42,00	40,00	300,00	40,00	30,00	155,00	50,00	50,00						
Cr	140,00	60,00	110,00	180,00	150,00	70,00	52,00	130,00	1000,00	545,00	400,00	130,0						
V	100,00	70,00	130,00	190,00	320,00	200,00	30,00	150,00	540,00	339,00	300,00	490,00						
Li	18,00	5,00	7,00	16,00	6,00	12,00	12,00	3,00	180,00	4,00	12,00	15,00						
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1380	4000	2170	2120	1510	1160
Rb	21,00	2,5	7,00	16,00	10,00	16,00	14,00	9,00	5,00	17,00	16,00	19,00	33	8	3,2	5,9	3	1,1
Sr	853,00	770,00	1070,00	690,00	880,00	910,00	920,00	210,00	60,00	900,00	190,00	440,00	815	330	250	175	165	136
Cr/V	1,40	0,86	0,85	0,95	0,47	0,35	1,73	0,87	1,85	1,61	1,33	0,26						
Ni/Co	1,00	12,00	1,20	3,23	3,00	5,00	1,67	4,25	6,67	1,90	2,80	0,30						
$Rb/Sr \cdot 10^2$	2,33	0,32	0,65	2,60	1,13	1,758	1,52	4,28	8,33	1,89	8,43	4,30						
K/Rb	77,00	2200,00	1343,00	256,00	620,00	81,00	286,00	589,00	380,00	218,00	756,00	326,00	420	500	680	360	500	1050
$Sr/Ca \cdot 10^2$	1,34	0,82	1,21	0,89	1,11	1,06	0,97	0,27	0,63	0,81	0,32	0,65						
$\frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO} 100$	46,36	66,98	69,34	64,48	66,34	46,34	65,18	55,96	33,79	53,24	63,20	67,43						

Примечание. Габбро-сиенитовая формация: 1 — Кизирский и 2 — Патынский массивы, 3 — массив Осередок (по Ю. В. Мосину); 4 — траппы Сибири (Нестеренко и др., 1964); 5 — габбро-пироксенитовая формация Восточного Саяна (Глазунов, 1961а); 6 — габбро-перидотитовая формация Сев. Прибайкалья (Грудинин, 1965); 7 — дунит-пироксенит-габбровая формация Урала (Соболев, 1968). Габбро, генетически связанные с гипербазитами: 8 — участок Кашкарет, Зап. Саян; 9 — Хуша-Гол, истоки р. Китоя; 10 — Идар, Вост. Саян; 11 — габбро-амфиболитовая формация Вост. Саяна; 12 — габброиды гранитного ряда, г. Аргыджек в Вост. Саяне; 13 — щелочные базальты (по Engel e. a., 1965); 14 — толеитовые базальты океанов и островов; 15 — низкокалиевые базальты Японии, Гавайских и Командорских островов; 16 — средний состав архейских базальтов; 17 — базальты Луны; 18 — базальты океанических потоков (14—18 по Hart, Brooks, 1970).

Таким образом, все материалы по изотопам Sr и рассеянным элементам свидетельствуют в пользу относительно слабой зараженности магмы габбро-пироксенитового состава посторонним материалом на глубине. Причины этого возможно в том, что магматические очаги последнего хотя и находились на низких уровнях по сравнению с очагами габбро-сиенитовой формации, но в своем движении вверх быстро преодолевали сопротивление коры, в главной своей массе сложенной базальтоидами, тогда как интрузии габбро-сиенитового состава проходили участки более мощной и гранитизированной коры.

Важно знать также, насколько отличаются абсолютные значения концентраций элементов в рассчитанной магме и «закаленной фации» габбро, которая, по общему признанию, должна отвечать составу первичной магмы. В эндоконтактовом габбро Лысанского пояса ведущую роль играют Si, Ti, Al, Ca и P. В противоположность этому исходная магма обогащена Mg, Fe, V, Ni, Co. Обнаруживается несовпадение концентраций элементов в габбро эндоконтакта на поверхности и глубине (табл. 77).

В нашем примере не наблюдается соответствия в химизме эндоконтактового габбро и исходной магмы, как нет сходства с габбро, средним для всей формации. Отсюда следует, что аналогия состава «закаленной фации» и среднего выдерживается не для каждого типа интрузий. В интрузиях габбро-пироксенитового ряда по составу «закаленной фации» габбро нельзя говорить о составе родоначального субстрата.

Состав родоначальной магмы приведен в табл. 78 и нанесен на диаграмму $MgO—FeO+Fe_2O_3—K_2O+Na_2O$ (точка 7, рис. 68). Точка, отвечающая этому составу первичной магмы, лежит в поле габброидов базальтоидного происхождения. Обращает на себя внимание заметная

Таблица 77

Состав закаленной фации габбро и родоначальный состав магмы

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	41,50	36,28	38,89	44,15	38,14	44,59	46,58
TiO_2	4,54	6,11	5,32	4,11	5,06	2,31	1,97
Al_2O_3	16,35	13,87	15,11	15,29	10,82	17,61	14,74
Fe_2O_3	4,54	3,79	4,16	2,64	6,95	5,18	1,60
FeO	9,17	10,95	10,06	10,43	10,59	7,12	9,13
MnO	0,20	0,15	0,17	0,17	0,19	0,22	0,14
CaO	12,35	14,20	13,27	10,20	8,35	11,38	10,90
MgO	4,85	6,47	5,66	7,01	12,33	6,97	11,41
K_2O	2,65	1,61	1,62	2,90	1,88	2,41	1,94
Na_2O	0,61			0,38		0,71	0,21
P_2O_5	1,27	1,38	1,37	0,30	0,26	0,54	0,12
V_2O_5	0,006	0,035	0,025	0,005	0,09	—	—
Cr_2O_3	Сл.	0,001	—	—	0,024	—	—
Ni	0,001	0,005	0,001	0,002	0,021	—	—
Co	0,001	0,003	0,003	0,002	0,009	—	—
H_2O	—	—	—	—	5,18	0,96	0,02
П. п. п.	2,57	4,00	3,28	2,94	—	—	0,60
Сумма	100,60	98,85	98,94	100,53	99,89	100,0	99,36

Примечание. 1 — среднее из четырех анализов закаленной фации габбро (поверхность); 2 — среднее из четырех анализов габбро (глубина 100 м); 3 — среднее из восьми анализов закаленной фации габбро поверхности и глубины; 4 — среднее из двух анализов габбро висячего бока контакта; 5 — средний гипотетический состав магмы габбро-пироксенитовой формации, вычисленный по средневзвешенным составам; 6 — исходный состав габброидной магмы габбро-сиенитовых комплексов, вычисленных по средневзвешенным составам (Богатиков, 1966); 7 — беербахит (силикатный сухой расплав) Кизирского плутона (Богатиков, 1966).

Таблица 78

Химический состав габброидов базальтового и перидотитового субстрата

Компонент	I		II				III	IV	V	IV	VI		VII			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	41,65	44,15	31,66	37,32	37,18	29,55	38,14	44,59	45,01	47,74	44,66	43,04	44,30	43,06	58,23	49,58
TiO_2	4,26	4,11	6,05	6,07	6,47	3,50	5,06	2,31	1,81	0,75	0,17	0,05	0,28	0,58	0,90	1,51
Al_2O_3	13,61	15,29	8,36	11,37	10,86	3,53	10,82	17,61	15,48	17,15	1,96	1,51	3,98	3,99	15,49	17,13
Fe_2O_3	4,13	2,64	9,42	5,92	8,43	14,22	6,95	5,18	5,76	4,46	5,57	3,58	4,19	1,66	2,86	2,02
FeO	9,81	10,43	13,38	11,46	10,89	11,13	10,59	7,12	7,64	6,30	4,67	5,09	5,30	6,66	4,78	6,84
MnO	0,18	0,17	0,21	0,18	0,21	0,20	0,19	0,22	0,19	0,10	0,12	0,12	0,12	0,13	0,19	0,17
CaO	9,74	10,20	5,65	10,17	6,97	0,78	8,35	11,38	9,70	11,75	0,94	0,65	2,92	2,65	6,05	11,75
MgO	7,95	7,01	13,43	9,32	11,61	25,46	12,33	6,97	9,09	7,16	41,27	45,22	38,19	39,32	3,85	7,21
Na_2O	2,16	0,38	1,18	1,82	1,57	0,64	1,88	2,41	2,93	2,59	0,10	0,06	0,16	0,61	3,10	2,75
K_2O	0,80	2,90	0,59		0,56	0,053		0,71		0,59	0,10	0,03	0,12	0,22	2,58	0,18
P_2O_5	0,48	0,30	0,28	0,50	0,29	0,099	0,26	0,64	0,41	0,01	0,09	0,07	0,04	0,08	0,30	0,17
V_2O_5	—	0,005	0,097	0,090	0,12	0,044	0,09	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—
Cr_2O_3	—	—	0,054	0,030	0,0005	0,098	0,024	—	—	—	0,15	0,35	0,22	0,42	—	—
Ni	—	0,002	0,046	0,037	0,011	0,022	0,021	—	—	—	0,19	0,22	0,17	0,31	—	—
Co	—	0,002	0,011	0,027	0,008	0,003	0,009	—	—	—	0,008	0,008	0,008	0,016	—	—
П. п. п.	5,14	2,94	9,96	5,22	4,66	11,88	5,18	0,96	4,69	1,39	—	—	—	0,28	1,00	0,69
Сумма	99,9	100,5	100,40	99,53	99,83	101,20	99,89	100,10	102,71	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00		
MgO (Привод. к 100%)	32,5	30,3	36	33	36	50,8	39,8	31,9	36,7	34,8	81,8	85,0	80,6	82,0	37,2	21,8
FeO (Привод. к 100%)	55,4	55,5	59	60	57	47,8	54,2	53,9	51,5	50,0	18,8	14,8	19,2	17,0	46,0	43,6
Σ щелочей (Привод. к 100%)	12,1	14,2	5	7	7	1,4	6	14,2	11,8	15,2	0,4	0,2	0,2	1,0	15,5	33,6

Примечание. I — средний состав основных пород: 1 — габбро-пироксенитовая формация, 2 — закаленная фация габбро той же формации; II — средневзвешенный состав отдельных тел и массивов габбро-пироксенитовой формации: 3 — Россыпь, 4 — Пирамида, 5 — Кедран, 6 — Лысан; III — исходный состав магмы габбро-пироксенитовой формации, вычисленный по средневзвешенным составам (7); IV — то же для формаций: 8 — габбро-сиенитовой (Богатиков, 1966) и 10 — дунит-пироксенит-габбровой формации Урала (С. Соболев, 1968); V — гипотетический состав базальтового «слоя» под Байкалидами Вост. Саяна (9), определенный по средневзвешенным составам пород следующих формаций: габбро-сиенитовой (массивы Кизирской, Осередок, Патын), габбро-пироксенитовой (массивы Лысанского и Манского поясов) и габбро-диабазовой (Хойто-Окинской и Агульский массивы); VI — средние составы ветвей гипербазитовой формации: 11 — железистая, 12 — магнезиальная (Глазунов, Корнаков, 1968); VII — гипотетические составы вещества верхней мантии: 13 — южного складчатого обрамления Сибирской платформы (Глазунов, Корнаков, 1968), 14 — пиролит Грина и Рингвуда. Составы океанических и континентальных базальтов, условно принятые за составы «базальтового слоя» в областях с земной корой, 15 — океанического и 16 — континентального профиля (Ронов, Ярошевский, 1967).

обогащенность первичной магмы магнием и титаном по сравнению с гипотетической магмой габбро-сиенитовой формации Сибири, рассчитанной по средневзвешенным составам пород (Богатиков, 1966). Возможно, этим обусловлена аномально высокая потенциальность массивов формации в отношении титаномагнетито-ильменитового оруденения. Концентрация железа, магния и титана в магме габбро-пироксенитовой формации также выше концентрации этих элементов в субстрате платиноносной дунит-пироксенит-габбровой формации Урала (С. Ф. Соболев, 1968).

Основываясь на расчетах, можно заключить, что по абсолютному содержанию ведущих компонентов родоначальная магма находится ближе к океаническим, чем к континентальным базальтам (Ронов, Ярошевский, 1967). Кроме того, она приближается к генеральному среднему, в которое включены составы габброидов всех формаций, известных в Саяно-Байкальской области, такие, как габбро-диабазовая, габбро-пироксенитовая, габбро-сиенитовая. Это генеральное среднее можно считать соответствующим составу «базальтового слоя» южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Полученные данные сопоставимы со средним составом базальтового слоя Земли (Ронов, Ярошевский, 1967).

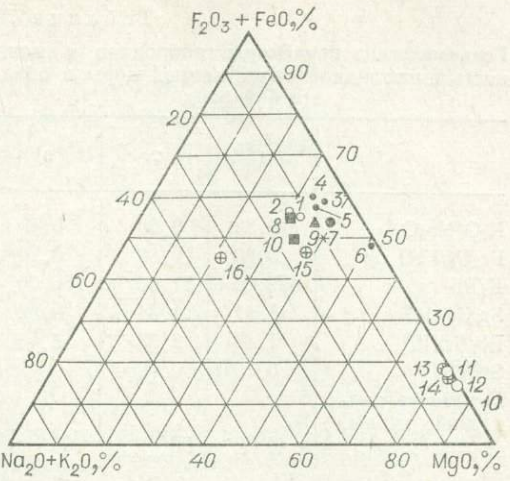


Рис. 68. Треугольник состава $MgO—Fe_2O_3+FeO—K_2O+Na_2O$.

○ — средний состав основных пород (*1* — габбро-пироксенитовая формация, *2* — закаленная фация габбро той же формации); ● — средневзвешенный состав отдельных тел и массивов габбро-пироксенитовой формации (*3* — Россыпь, *4* — Пирамида, *5* — Кедран, *6* — Лысан); ● — исходный состав магмы габбро-пироксенитовой формации, вычисленный по средневзвешенным составам (7); ■ — то же для формации (*8* — габбро-сиенитовой; Богатиков, 1966, *10* — дунит-пироксенит-габбровой формации Урала; С. Ф. Соболев, 1968); ▲ — гипотетический состав «базальтового слоя» под байкалидами Вост. Саяна (9), определенный по средневзвешенным составам пород следующих формаций: габбро-сиенитовой, габбро-пироксенитовой и габбро-диабазовой; ○ — средние составы ветвей гипербазитовой формации (*11* — железистая, *12* — магнезиальная ветви; Глазунов, Корнаков, 1968); ⊕ — гипотетические составы вещества верхней мантии (*13* — южного складчатого обрамления Сибирской платформы; Глазунов, Корнаков, 1968; *14* — пиролит Грина и Рингвуда, 1963). Составы океанических и континентальных базальтов, условно принятые за составы «базальтового слоя» в областях с земной корой: *15* — океанического, *16* — континентального профиля (Ронов, Ярошевский, 1967).

В сравнении со средним для земной коры «базальтовый слой» под Байкалидами, видимо, обогащен Fe, Ti, Mg, но беднее Si и щелочами. И наконец, совершенно очевидно, что по содержанию элементов он не имеет ничего общего с гипербазитами железистой и тем более магнезиальной ветвей, а также с региональным субстратом мантии сектора Байкалид (Глазунов, Корнаков и др., 1969) и пиролитом Рингвуда (1968). Резкое несовпадение состава родоначальной магмы габбро-пироксенитовой формации и гипербазитов не оставляет сомнения в том, что они относятся к продуктам плавления «слоев» Земли разного уровня глубинности. Но ранее указывалось на достаточно высокую долю Mg в составе пород изучаемой формации, поэтому уже одно это наводит на мысль о возможной связи ее магматических центров с эволюцией очагов мантийного питания.

Мы рассмотрели модель эволюции химизма магмы во времени и акцентировали внимание на закономерности возрастания от древних к молодым интрузиям габбро концентрации щелочей, стронция и снижения в этом направлении содержания рубидия, хрома и других элементов. Важно также ответить на вопрос о том, есть ли корреляция между изменением химизма пород в пространстве и мощностью и степенью

Таблица 79

Геохимические параметры габброидов и мощность консолидированной земной коры в области байкалид

	1	2	3
K_2O/Na_2O	0,32	0,20	0,40
Fe_2O_3/FeO	0,40	0,50	0,70
K/Rb	620,00	77,00	756,00
$Sr/Ca \cdot 10^2$	1,11	1,34	0,32
$Rb/Sr \cdot 10^2$	1,13	2,33	8,43
Sr^{87}/Sr^{86}	0,7049	0,7067	
Мощность земной коры, км	40	50	60

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

гранитизированности земной коры. Для этого были привлечены данные по геохимии массивов единой формации из одной структурной зоны и по разным массивам разных структурных зон. В первом примере рассмотрен Лысанский пояс, где, как уже отмечалось, не наблюдается четко направленного изменения минерального и среднего химического состава пород, если не считать роста содержания общего железа и снижения магния от Лысанского массива к флангам. Мы не принимаем во внимание также некоторой тенденции роста величины K/Na и суммы щелочей в направлении к северо-западному флангу пояса, полагая, что в них запечатлены больше эпимагматические и, возможно, даже метаморфические процессы, хотя эта тенденция проявляется на основании идентичного распределения щелочей в породах разного состава. Таким образом, если сравнить изменения химизма вдоль пояса с изменением строения и мощности земной коры в этом секторе, то четкую корреляцию между ними найти невозможно.

Во втором примере взяты габброидные массивы, расположенные на отрезке в 100 км вдоль Лысанского разлома с запада на восток в такой последовательности: Лысанская группа — Крыжинская группа, Агульская (Хойто-Окинская) группа. Сопоставление средних составов трех групп массивов показывает, что они неидентичны, о чем говорилось выше. Так, в направлении от северо-западной к юго-восточной части Протеросаяна, т. е. по мере повышения мощности базальтового слоя с 40 до 60 км и возрастания степени консолидированности коры, в габброидах не обнаруживается закономерного изменения содержания элементов и соотношений между ними (табл. 79). Следует сделать вывод, что попытка сравнить геохимические параметры габброидов и мощности земной коры оказывается безуспешной. Возможно, для решения этого вопроса требуется иной подход.

Глава XI

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ОБ ЭВОЛЮЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГАББРОИДНОЙ МАГМЫ ВО ВРЕМЕНИ

Вопросы эволюции состава магмы во времени относятся к наиболее интересным и одновременно слабоизученным. В литературе давно публикуются данные, касающиеся изменения химизма продуктов дифференциации основной магмы с течением геологического времени. Известно, что еще А. Н. Заварицкий (1950) обратил внимание на различие состава последовательно излившихся порций лав Везувия и Ключевской сопки. Г. С. Горшков (1964) на материале Армении и смежной *области Мал. Кавказа показал, что в период* от мезозоя до четвертичного времени произошло ощутимое возрастание щелочности эффузивных формаций. Такие же особенности колебания состава отмечены А. Н. Заварицким (1945) для эффузивов Урала и Казахстана. По Е. К. Устиеву (1958), древние лавы островных дуг (геосинклинальная стадия) имеют известково-щелочной состав, а молодые лавы континентов — типично щелочной. Аналогичная тенденция подмечена Г. С. Горшковым (1958) в областях завершенной складчатости, где по мере созревания складчатых структур происходит смена известково-щелочных океанических лав щелочными лавами континентов.

В последнее время Е. К. Мархинин (1967), изучая роль вулканизма в процессе формирования земной коры, указал на рост кремнекислотности и щелочности в изверженных породах от мела к палеогену. По устному сообщению А. Д. Шелковникова, при сопоставлении химизма интрузивных и эффузивных пород в Алтае-Саянской области с целью выяснения их комагматичности обнаруживается заметное возрастание общей щелочности базальтовой магмы от древних протерозойских к раннепротерозойским комплексам. В. Л. Масайтис (1970) на основе сравнения составов разновозрастных базальтов и с учетом связи их с определенными типами структур показал, что от островных дуг к платформенному этапу в базальтах снижается содержание Si, щелочей и возрастает количество Mg, Fe, Al. Т. И. Фролова (1970) указывает, что петрохимические особенности базальтовых магм изменяются от формации к формации по мере развития геосинклинали. В ранний этап базальтоиды имеют много общих черт химизма с континентальными толеитами, которые позднее, в орогенную стадию, обогащаются глиноземом вплоть до образования особого типа высокоглиноземистых базальтов.

На основании общетеоретических предпосылок С. П. Соловьев (1964) заключил, что «общий характер продуктов магматической деятельности в различные геологические эры и периоды был не однообразен». *В последнее время Л. Д. Канищев (1969), изучая химизм интр*узивных пород Забайкалья, показал, что в составе основных пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации от верхнего палеозоя до юры также возрастает содержание Al, щелочей и снижается количество Mg, Fe, Ti, Si. Раскисление основных пород автор объясняет ростом сиалической оболочки и активизацией процессов ассимиляции базальтовой магмой кислых осадочных и других пород. Вместе с тем в природе

известны такие формации, как трапповая, характеризующаяся удивительной монотонностью состава, что послужило основанием Грину и Польдерварту (Green, Poldervaart, 1955) сделать вывод об отсутствии закономерности изменения химизма базальтовой магмы в течение отдельных геологических эпох.

Все приведенные данные в известной степени носят эмпирический характер. Они относятся к молодым вулканогенным сериям, формирование которых обычно нетрудно увязать с историей геологического развития молодых структур. Значительно сложнее представить изменение состава магмы с течением времени в складчатой области, так как это изменение зависит от большего числа факторов. В частности, не всегда можно учесть влияние состава рамы на развитие очагов, фациального уровня интрузии. Важно также, с каких позиций рассматривать зарождение и дальнейшие этапы жизни магматического очага. Однако необратимый и направленный характер магматических процессов в эволюции геологической истории земной коры (Кузнецов, 1964) позволяет с известным основанием подойти к реставрации возможного пути закономерного изменения химического состава габброидной магмы во времени не только в районах молодого вулканизма, но и в геосинклинальных областях.

Несомненно, что для получения общей картины следует пренебречь рядом второстепенных факторов. В первом приближении проблема может быть рассмотрена в двух аспектах. С одной стороны, при изучении зависимости химизма формаций от геологического возраста сравниваются одинаковые по составу, но различные по возрасту магматические образования в разобщенных между собой районах. С другой — сопоставляются однотипные и неодинаковые по возрасту формации, находящиеся в рамках одной структурно-геологической единицы (Абрамович, 1966). Второй путь изучения нам кажется наиболее правильным, ибо историю магматизма, по-видимому, вообще нельзя рассматривать в отрыве от трансформации конкретных тектонических структур. Для решения задачи в данном случае выбирались районы с перманентным развитием вулканизма (в понимании И. В. Лучицкого, 1968), где на протяжении многих геологических периодов наблюдалось устойчивое сохранение общего состава разновозрастных продуктов основного магматизма и где габброидные интрузии сопровождают все главные стадии развития геосинклинальных структур. К таким областям в Сибири можно отнести Вост. Саян и Кузнецкий Алатау. Очевидно, этот перечень следует дополнить складчатыми структурами восточного склона Урала, учитывая известное сходство их исторического развития с развитием Саяно-Алтайской области (Мамаев и др., 1968).

Нужно подчеркнуть, что для изучения эволюции состава во времени габброидные формации — наиболее подходящий объект, поскольку, как отмечено Ю. М. Шейнманом (1963), базальтовая магма представляет собой практически неизмененный продукт больших глубин. По мнению Ю. А. Билибина (1955), магма основного состава отличается слабой химической активностью.

В названных районах для сравнения нами отбирались только те габброидные массивы или комплексы, которые несут отчетливые признаки базальтоидного происхождения, хорошо аттестованы в отношении возраста, пространственно сближены и залегают в пределах единой тектонической зоны. В Вост. Саяне поставленным условиям удовлетворяют древнейший габбро-амфиболитовый хойто-окинский комплекс (Pt_1), эталонотип габбро-пироксенитовой формации — лысанский комплекс рифея и самый молодой кизирский габбро-сиенитовый комплекс. Все перечисленные комплексы приурочены к нарушениям, входящим в систему Лысанского разлома. Хотя нет оснований относить все плутоны трех разновозрастных комплексов к продуктам единого магматического оча-

га, все же можно полагать, что они являются комагматичными в широком понимании этого слова и образовались в результате магмообразования, пульсационно развивавшегося от древних этапов к молодым. По предположению Ю. М. Шейнмана (1970), это допущение не лишено основания.

Поскольку во всех комплексах первичному составу магмы соответствует габбро, анализы по всей группе пород принимались за исходные. Построение графиков производилось в прямоугольной системе координат (рис. 69). На горизонтальной оси с равными интервалами показан средний состав габбро различных формационных типов, под горизонтальной осью — этапы развития структуры Вост. Саяна, соответствующие современным представлениям. По вертикальной оси откладываются числовые характеристики А. Н. Заварицкого *a*, *b*.

Как видно из графика, вариация степени темноцветности и щелочности пород в общем описывается параболическими кривыми с выпуклостями, обращенными в противоположные стороны. Важно отметить, что максимальный подъем *b* приходится на средний этап проявления магматизма. В Вост. Саяне он совпадает со временем перехода собственно геосинклинального режима к геоантиклинальному, который ознаменовался заложением целой серии компенсационных поднятий и прогибов.

Несмотря на флюктуацию содержания щелочей, общая щелочность магмы по мере перехода от древних к молодым комплексам заметно возрастает.

Для сопоставления аналогичного вида диаграммы были построены для разновозрастных комплексов Кузнецкого Алатау, области с близкой к Вост. Саяну геологической историей (рис. 70). Для Кузнецкого Алатау в качестве самых древних взяты габбро бюйского комплекса (Мусатов, 1961; А. Ф. Коробейников, устное сообщение), к промежуточным отнесены габбро горы Когтах, по данным С. Л. Халфина (1965), к самым молодым —

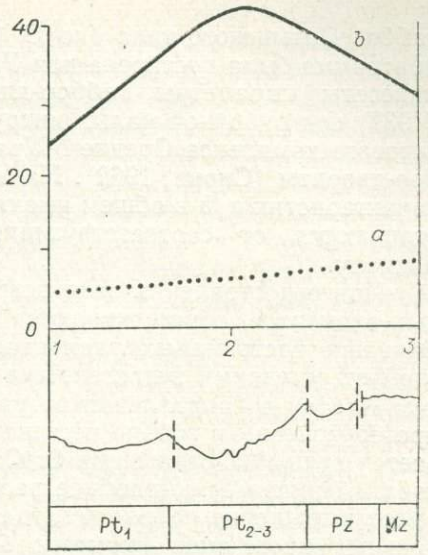


Рис. 69. Изменение состава габброидной магмы во времени. Вост. Саян.

1 — габбро-диабазы, габбро-амфиболиты (хойто-окинский комплекс, Дибров, 1964); *2* — основные породы габбро-пироксенитовой формации. Лысанский пояс (Глазунов, 1961а); *3* — габбро стратифицированных массивов кизирского комплекса (Шелковников, 1958; Лебедев, Богатиков, 1963); *a*, *b* — параметры А. Н. Заварицкого.

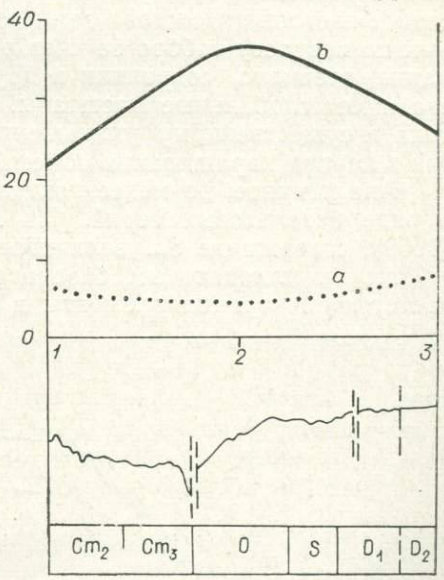


Рис. 70. Изменение состава габброидной магмы во времени. Кузнецкий Алатау.

1 — габбро бюйского комплекса (Мусатов, 1964); *2* — габбро массива Когтах (Халфин, 1965); *3* — габбро массива Патын (Ильенок, 1961).

габбро Патынского типа (по С. С. Ильенку, 1961). Наконец, подобная диаграмма была построена для Урала, где в той же последовательности нанесены параметры габбро-диабазов, ранее описанных Падалкой (1937) под рубрикой малых интрузий, габбро известного габбро-перидотитового комплекса Среднего Урала и интрудирующие их габбро и габбро-диориты (Сирин, 1962). На диаграммах Кузнецкого Алатау кривые характеристик *a*, *b* в общем имеют близкую конфигурацию, но несколько отличаются от соответствующих кривых Вост. Саяна по ширине и наклону.

При сопоставлении разновозрастных габброидов по набору примесных элементов обнаруживаются следующие черты их распределения. Большая часть малых элементов находится в состоянии рассеяния и следует за своими петрогенными аналогами. В Вост. Саяне и Кузнецком Алатау в направлении от раннепротерозойских интрузий к позднепротерозойским в габбро постепенно нарастает содержание Sr, увеличивается величина отношения Sr/Ca и параллельно снижается Rb/Sr (см. табл. 61, рис. 71). Подобное распределение элементов нашло особенно яркое выражение на рис. 71, где вместо разновозрастных массивов отдельных провинций показаны более крупные категории — формации, начиная от древнейшей габбро-диабазовой и кончая габбро-сиенитовой. Наряду с ростом концентрации Sr в этом ряду по мере снижения возраста интрузий отчетливо падает содержание Rb от 31 до $10{,}5 \cdot 10^{-4}$% и параллельно уменьшается отношение Rb/Sr с 11,3 до 10,6. Аналогичная картина взаимно исключающего распределения Sr и Rb установлена в разновозрастных базальтах океанических областей (Hart, Brooks, 1970).

Подмеченная на примере Саяно-Байкальской области тенденция обогащения Sr молодых интрузивов по сравнению с древними в общем виде повторяет осадочный цикл Sr в ходе развития Земли (Виноградов, Ронов, 1952). Основные же причины изменения концентрации Sr и Rb в габбро разного геологического возраста заключаются в закономерном сдвиге изотопного состава земного Sr в сторону обогащения Sr^{87} молодых по возрасту габбро за счет распада Rb^{87}. Следы такой трансформации, очевидно, сохранили и другие геологические объекты, так как она имеет глобальные масштабы. Очевидно, эта трансформация приводила к существенному уменьшению величины Rb/Sr в материале мантии в период наращивания объема земной коры (Горохов, 1968).

Аналогичное, но менее контрастное распределение Sr фиксируется в ряде базальтовых серий. По данным К. Турекьяна и Дж. Калпа (1959), содержание Sr увеличивается от эоценовых (формация Кларно, 407 г/т) к плиоценовым базальтам (620 г/т) Сев. Америки. Заметно растет концентрация элемента в «поздних» лавах Гавайев (1091 г/т) по сравнению с содержанием его в так называемых «первичных» лавах. Наконец, расчеты показывают, что в целом среднее содержание Sr в базальтах древних платформ (476 г/т) заметно ниже такового (494 г/т) в тех же породах молодых платформ (траппы Декана и Сибирской платформы).

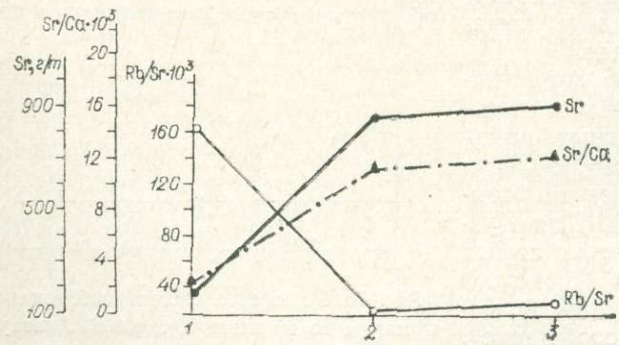


Рис. 71. Изменение содержания Sr и отношений других элементов в габброидах Вост. Саяна.

Формации: *1* — габбро-диабазовая, (Pt_1), *2* — габбро-пироксенитовая (Rf); *3* — габбро-сиенитовая (O—S).

Поведение прочих элементов в идентич-

ных по составу разновозрастных сериях из-за недостатка материала остается неясным, хотя и здесь уже начинают появляться дополнительные наблюдения. Например, И. И. Абрамович (1966) на материале изучения трахибазальтовой формации Сибири обнаружил ощутимое обогащение Ti и возрастание отношения Mg/Fe по мере перехода от древних комплексов к молодым. Аналогичную мысль высказал Н. С. Соловьев (1968) на основании изучения разновозрастных базальт-андезитовых серий Забайкалья. Н. И. Ненашев (1971) показал, что от древних к молодым проявлениям в траппах Сибирской платформы возрастает концентрация Al, K, Na, Li, Rb. Судя по нашим данным, протерозойское габбро Саяно-Байкальской области содержит больше Cr, чем сходные образования палеозоя.

На территории Зап. Камчатки В. К. Ротманом, Б. А. Марковским (1970) установлено обогащение Fe и Ca и обедненность Mg и Ti базальтоидной магмы геосинклинального этапа по сравнению с таковой посторогенной стадии.

Итак, общее для всех рассматриваемых петрологических диаграмм — отчетливое подобие кривых характеристики *b*, отображающей тенденцию возрастания на определенном рубеже показателя темноцветности. Отмечается также заметное увеличение щелочности от древних комплексов к молодым. Наблюдаемое колебание состава габбро разного возрастного диапазона вряд ли может быть обусловлено неодинаковой степенью метаморфической дифференциации, проявляющейся вследствие регионального метаморфизма, поскольку известно, что последний, если он не сопровождается привносом, обычно не приводит к существенному изменению химического состава конечных продуктов (Тернер, Ферхуген, 1961; Елисеев, 1959). Как показали работы Хайера по Sr и наши наблюдения (Глазунов, 1970), этот вывод с равной вероятностью можно распространить и на ряд редких элементов (Heier, 1964). Изменение состава габброидов, очевидно, также не зависит от абсолютного возраста интрузии, так как в Вост. Саяне, например, «фемический» максимум приходится на верхний протерозой, в Кузнецком Алатау — на ордовик, а на Урале он относится ко времени ордовик — девон. Одинаковая для удаленных друг от друга областей направленность изменения химизма габброидной магмы, по-видимому, имеет общее значение. Но это не значит, что такая картина будет повторяться в структурах с различной геологической историей. Известны примеры иной направленности химизма магматических продуктов, но они относятся к регионам, пережившим тектонические инверсии (Kopečny and oth, 1970).

Наконец, есть мнение Грина и Польдерварта об отсутствии закономерного изменения состава магм в течение отдельных геологических эпох (Green, Poldervaart, 1955). Однако, как указывалось выше, расчеты Д. Грина и А. Польдерварта касаются только молодых базальтов и не затрагивают древних интрузивных пород. Кроме того, они не учитывают структурного положения интрузии (Масайтис, 1970). Причины указанного выше изменения химизма пород во времени пока остаются неясными. Вряд ли можно объяснить этот эффект только геохимической неоднородностью базальтовой «постели», как это пытаются сделать отдельные исследователи.

Не дают на него ответа также, вероятно, теория рождения и развития магмы в обособленном самостоятельно живущем очаге, а также явления глубинной дифференциации и особенно ассимиляции. В этом случае следует ожидать возникновения магматических пород с исключительно резко выраженными специфическими чертами геохимии (например, большие дисперсии содержания элементов), а это наблюдается в природе довольно редко. Несомненно, изменение состава магмы во времени, так же как и проявление различных классов магмы, по

Ю. М. Шейнману (1963), находится в причинной связи с тектоникой, что неоднократно подчеркивалось А. П. Лебедевым (1958), Ю. А. Кузнецовым (1964), Ю. М. Шейнманом (1963) и Т. В. Гзовским (1963). Снова обращаясь к конкретному фактическому материалу укажем, что для всех рассматриваемых регионов возрастание степени темноцветности габбро совпадает со временем активности троговых зон, своими корнями уходящих в верхнюю мантию. В тектоническом смысле это возрастание фемичности соответствует времени замыкания геосинклинали и зарождения геоантиклинальных структур. Ю. А. Кузнецов (1964) считает геоантиклинальный режим наиболее энергоемким для проявления любого, в том числе и базальтоидного, магматизма. Развивая этот тезис, можно прийти к выводу о том, что магматические продукты этого этапа, будучи прямо связанными с разломами, имели наиболее глубинное происхождение по сравнению с производными предшествующих и следующих за ними этапов.

Глава XII

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ГАББРО-ПИРОКСЕНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Различные аспекты проблемы соотношения мощности и состава земной коры и подкоровых областей с геологическим строением регионов часто обсуждаются в литературе (Розниченко, Косминская, 1963; Борисов, 1967; Моисеенко, 1969). Рассматривались они, в частности, и для Вост. Саяна (Булмасов, 1960; Фотиади, Коротаев, Моисеенко, 1965; Павлов, Парфенов, 1965).

Ниже кратко остановимся на этих вопросах, учитывая важность их для понимания закономерностей проявления базальтоидного магматизма, в частности данной формации, в Вост. Саяне и смежных районах.

Заранее оговорим, что геофизические данные могут быть использованы только частично, так как нет уверенности в унаследованности развития магматизма и тектоники во времени в различных зонах.

В результате интерпретации геофизических данных Э. Э. Фотиади, Г. И. Коротаевым и Ф. С. Моисеенко (1968) составлена схема строения земной коры Сибири, куда входит Вост. Саян. В основу положена модель, представляющая земную кору из осадочного, гранитного (Г) и базальтового (Б) слоев, ниже которых после раздела Мохоровичича (М) залегает перидотитовый субстрат. Каждой из этих зон соответствуют разные скорости прохождения продольных сейсмических волн (5,6—6 км/с, 6,3—7 и 8 км/с).

По Ф. С. Моисеенко (1965), земная кора в Вост. Саяне состоит из верхнего метаморфического и диоритового слоев, соответствующих мощности 3—7 и 8—15 км и базальтового слоя мощностью от 8 до 35 км. В пределах поля каледонид Южной Сибири наиболее распространенная мощность «базальтового» слоя (15—20 км) соизмерима с мощностью «гранитного» слоя.

В Вост. Саяне, как это видно из анализа материалов Ф. С. Моисеенко (1965), по плотностным характеристикам слой Б залегает на глубинах не менее 15 км, причем максимальное погружение его кровли приходится на восточную и центральную части Протеросаяна. По приближенной оценке глубина залегания подкорового слоя в Вост. Саяне изменяется от 40 до 50 км на юго-восток.

Результаты ГСЗ показывают, что поверхность подкорового слоя М также плавно погружается от р. Енисея в западной части Вост. Саяна в сторону южного продолжения Байкальской впадины и Монгольского прикосогорья. По А. П. Булмасову (1960), в Прибайкалье и особенно в зоне рифта Байкала кора утолщена до 70—80 км. Гравитационные наблюдения позволяют подметить плавное изменение мощности коры от 40 км в приплатформенном участке до 48 км под Протеросаяном (Парфенов, 1967). По К. А. Савинскому (1969), для этого участка характерно наиболее глубокое залегание поверхности М. На площади максимального развития пород габбро-пироксенитовой формации эта глубина достигает 45 км, а в районах сопряжения структур Вост. Саяна с каледонскими структурами иного направления (истоки рек Иркута, Китоя, Урика) она превосходит 70 км, причем изогипсы рельефа поверхности М

как будто пересекают элементы структуры Вост. Саяна. Если изображаемая кривизна поверхности М, действительно, хотя бы в общих чертах приближается к реально существующей, то в этом случае можно говорить о некотором секущем отношении геофизических (сейсмических) границ с геологическими. Это явление в крупном плане в различных районах земного шара неоднократно отмечалось исследователями (Лис, 1959; Розниченко, Косминская, 1963; Моисеенко, 1969). Вместе с тем на фоне общего погружения подошвы базальтовой «постели» под байкалидами Вост. Саяна ближе к Иркутскому амфитеатру вырисовывается широкая впадина, протягивающаяся параллельно осевой линии антиклинория Протеросаяна в направлении сопряжения восточной окраины структур Енисейского кряжа и Тунгусской синеклизы. В непосредственной близости от последней находится целое ожерелье траповых интрузий повышенной магнезиальности (Виленский, 1967). Не исключена вероятность, что это может прояснить специфичность состава габброидного магматизма в северо-западной части Вост. Саяна.

В процессе районирования земной коры на подтипы обнаруживается, что земная кора под Вост. Саяном имеет преимущественно основной состав, хотя содержит астенолиты гнейсового фундамента, базифицированного под воздействием мантийных потоков. Даже диоритовый слой под центральным антиклинорием характеризуется заметно повышенной плотностью (Моисеенко, 1969). На основании расчетов Ф. С. Моисеенко (1965) можно предположить, что базальтовый слой в центральной части Вост. Саяна в основном сложен габброидами, но не исключено наличие в нем небольших блоков метаморфических пород, близких по составу и плотности к габбро. Что же касается мантийной субстанции в Вост. Саяне, то пока высказано одно мнение о близости ее по составу к пиролиту Грина и Рингвуда с той лишь разницей, что она находится в более разуплотненном состоянии и обеднена хромом и щелочами (Глазунов, Корнаков, 1969).

По аналогии с хорошо изученными горными районами (Резанов, 1967), где под хребтами фиксируется разуплотненное, а во впадинах — уплотненное вещество мантии, под осевой структурой Вост. Саяна также можно допустить наличие вещества верхней мантии в разуплотненном состоянии. Если это так, то достаточно ясным становится вопрос о широком развитии здесь формации промежуточного типа, какой является габбро-пироксенитовая. С другой стороны, наличие разуплотненной мантии, по-видимому, лишний раз указывает на имевшее здесь место перемещение подкоровых и коровых масс, что облегчает объяснение широкого проявления в Вост. Саяне габброидного магматизма.

В региональном плане в Вост. Саяне выделяется ряд магнитных полей, характеризующихся неодинаковым характером и увязывающихся с породами основного состава. Для северо-западной части характерно слабо положительное нечетко раздифференцированное магнитное поле, сужающееся к центральной части Вост. Саяна. Оно достаточно резко сменяется спокойным отрицательным полем, которое занимает площадь от центральной части Протеросаяна до Байкала. Линейные зоны сопряжения Протеросаяна с каледонскими геосинклиналями имеют знакопеременное поле с резкой амплитудой колебания величин градиентов ΔT, причем большая часть положительных аномалий здесь вызвана массивами основных интрузивных пород (Парфенов, 1967). Как показал П. В. Коростин (1968) на основании аэромагнитных съемок В. И. Блюменцвейга и В. В. Сусленникова, блок Вост. Саяна, выклинивающийся у оз. Байкала, отличается положительным дифференцированным магнитным полем средней (300—500 гамм) и невысокой (500—1000 гамм) интенсивности. Зона же главного Саянского разлома и оперяющих его нарушений не имеет локальных аномалий, свойственных

крупным интрузивам основного и ультраосновного состава, что подтверждается геологическими наблюдениями.

По предположению А. П. Булмасова (1960), анализировавшего магнитное поле Прибайкалья и Сибирской платформы, различная дифференцированность магнитности отражает различную глубину залегания «базальтового» слоя. Резкие подъемы и спады напряженности магнитного поля в контурах такой тектонической зоны, как Лысанская, очевидно, связаны с существенной ундуляцией кровли возмущающих масс — скоплением пород габброидного типа. Бурение в пределах Лысанского пояса и расчеты магнитометрических профилей показывают, что массивы формации в северо-западной части Вост. Саяна прослеживаются до глубины 500 м, иногда без заметных следов выклинивания. Но с глубиной масса габброидов увеличивается по сравнению с породами ультраосновного состава. Устанавливается заметное склонение пояса в направлении от юго-востока к северо-западу.

По данным Л. М. Парфенова (1967), в зоне Лысанского разлома нижние кромки магнитных масс, условно относимые к выступам кровли «базальтового» слоя, расположены на глубинах до 10 км, тогда как в пределах Манского пояса их глубина опускается до 22 км. Габброидам кизирского комплекса соответствует центр возмущающей массы на глубине 5—7 км, а Агульского массива —4—5 км от современной поверхности.

По сравнению с ними нижняя аномальная ступень гипербазитов юго-западной части Ильчирского пояса не превышает 10 км, тогда как наиболее крупные интрузии Западно-Саянского и Куртушибинского поясов, по данным гравиметрии и магнитометрии, квалифицируются как интрузии большой вертикальной протяженности, четко выделяющиеся заметными аномалиями Δg и ΔT. Устанавливается также некоторое возрастание глубинности нижней кромки магнитной массы почти для всех массивов габбро вдоль Лысанского и Главного Саянского разломов от Манского прогиба в направлении к Байкалу.

Оси крупных положительных и отрицательных аномалий простираются под острым углом к главным орографическим и геолого-структурным линиям Вост. Саяна и в то же время параллельны элементам структуры каледонид. Особенно много таких аномалий вырисовывается на крыльях Протеросаяна. Это обстоятельство наводит на мысль о возможном развороте крупных интрузивов в глубинном пространстве по отношению к простиранию их на современном эрозионном срезе. Не исключается вероятность, что северо-восточное направление осей магнитных аномалий фиксирует как раз глубинное положение подводящих каналов для габбро-пироксенитовой или гипербазитовой магмы.

Как показали А. Д. Смирнов, И. Б. Недумов, В. В. Булдаков (1963), большинство исследователей недооценивает значение дизъюнктивов северо-восточной ориентировки в процессе оформления Вост. Саяна как самостоятельной структуры, а также роль их как фактора, предопределяющего локализацию питающего канала интрузий. Поперечные нарушения выявлены и на Урале (Бакиров, 1963).

Однако несомненно, что размещение магматических образований в верхних этажах земной коры Вост. Саяна все же находится в соответствии с линейными тектоническими зонами байкалид. Как указывалось, тектонические зоны на крыльях Протеросаяна (Лысанская и Манская), сопряженные с Главным Саянским разломом, представляют собою структуры, благоприятные для локализации массивов описываемой формации. Сравнительно малая мощность эффузивных отложений, слагающих эти структуры, большая фациальная пестрота и выпадение из разреза целых стратиграфических пачек (Чернышев, 1964), наконец, соседство с такими типичными краевыми наложенными впадинами, как

Манская,— все это указывает на достаточно длительное господство в этом регионе геоантиклинального режима в верхнем протерозое, что совпадает с периодом становления габбро-пироксенитовой формации. Эти факты — прекрасное подтверждение правильности теоретических предпосылок Ю. А. Кузнецова (1970) о том, что замыкание геосинклиналей обычно сопровождается широким проявлением габброидных формаций. Своеобразная двойственность структурной позиции массивов и поясов изучаемой формации, заключающаяся в параллельности их контролирующим разрывным нарушениям и одновременной конформности контактов со слоистостью вмещающих пород, в то же время свидетельствует о возможной синхронности интрузий и складчатости (Смирнов и др., 1963) или во всяком случае указывает на небольшой разрыв во времени между ними. Эти обстоятельства тем не менее не дают ответа на вопрос, почему габбро-пироксенитовая формация получила максимальное развитие в западной части Вост. Саяна. На этот счет можно высказать ряд обоснованных предположений.

Прежде чем их рассматривать, следует заметить, что тектонический рисунок Вост. Саяна в плане напоминает собой ветвь, раскрытую к северо-западу и основным стволом обращенную на юго-восток (см. рис. 1). Расходящийся пучок составляют Лысанский, Манский и Канско-Агульский разломы. В истоках р. Уды они сопрягаются, образуя зону Главного Саянского разлома. Такое строение региона само по себе определяет возможности насыщения интрузиями каждого его тектонического узла. В силу известных закономерностей, расходящийся пучок дизъюнктивов, будет наиболее благоприятным для интрузии магмы, чем его единственная, хотя и главная стволовая часть. Инъекция продуктов глубинного плавления по Генеральному разлому была затруднена, поскольку Главный Саянский разлом здесь пространственно входит в область сопряжения структур Вост. Саяна и Сибирской платформы, где вследствие близости к последней происходит максимальная разрядка тектонических напряжений (Смирнов и др., 1963).

Вторым обстоятельством, благоприятным для внедрения габброидной магмы в северо-западную часть региона, является понижение в нем мощности гранитного слоя и увеличение мощности базальтового слоя. Действительно, в результате значительного падения толщины гранито-гнейсового фундамента, возрастающей в связи с этим его компетентности и проницаемости создалась исключительно оптимальная обстановка для широкого фронта интрузии габброидной магмы. Поступление больших ее масс в верхние структурные этажи обеспечивались за счет подтока из глубин, в результате под поверхностными структурами Вост. Саяна создался крупный по своим масштабам габброидный «резервуар», фиксируемый геофизическими методами. Представление о таком «резервуаре» обосновывается не только общегеологическими данными, но и значительной изостатичностью северо-западной части Вост. Саяна по Δg, нахождением на глубине большого числа «активных» объектов при отсутствии их на крыльях антиклинория и в сопряженной области каледонид.

Гравиметрическое профилирование значительно расширяет представления о строении земной коры в Вост. Саяне (Павлов, Парфенов, 1965). Существенное дополнение к строению земной коры в регионе вносит изучение габброидных ассоциаций разного возраста и различной глубины формирования. В дальнейшем этот вопрос будет рассмотрен особо. Близкое к нормальному уровню гравитационное поле в северо-западной части Вост. Саяна указывает на значительную изостатическую компенсацию региона, которая обычно достигается перемещением масс в области коры. Как подчеркивает В. В. Белоусов (1968), компенсацию поднятия следует искать в разуплотненной верхней мантии. По-

видимому, в таком состоянии находилась и палеомантия северо-западной части Вост. Саяна.

Основная область питания габброидных интрузий Вост. Саяна, как и траппов Сибирской платформы, очевидно, лежит за пределами базальтового субстрата, подошва которого здесь находится на глубине 40—45 км. Учитывая, однако, принадлежность габбро-пироксенитовой формации к промежуточному типу между габброидными и типично гипербазитовыми формациями, можно допустить происхождение родоначальной магмы на границе подкоровых и коровых масс. Некоторым косвенным подтверждением этого предположения является крайне незначительное распространение в пределах зоны байкалид Вост. Саяна типичных гипербазитовых массивов, а также близость крупных региональных тектонических зон, таких как зона сопряжения байкалид и Сибирской платформы.

Важное значение в смысле преемственности магматизма имела близость Байкальского рифта, где, по А. Н. Флоренсову (1968), длительное время преобладали и продолжают преобладать горизонтальные растяжения, создающие условия «для поддержания потенциально расслабленного состояния коры». Не исключена возможность, что эти линеаменты захватывали все горизонты коры и проникали в мантию, создавая своеобразную «корово-мантийную смесь», близкую к той, возникновение которой допускает в грабене Байкала А. А. Борисов (1967). Возможность появления такой «смеси» не исключается с позиций геофизики, хотя вообще не оправдывается петрологически и тем более для габбро-пироксенитовой формации. В частности, Н. А. Беляевский, А. А. Борисов, И. С. Вольвовский и Ю. К. Щукин (1970) указывают, что в глубоких прогибах поверхности Мохоровичича нередко фиксируется горизонт высоких скоростей сейсмических волн с переходом сейсмических скоростей между корой и мантией не более 0,2—0,5 км/с, причем сама граница раздела кора — мантия здесь расплывчатая. В данном случае подток материала из областей нижней коры к центру антиклинория Протеросаяна происходил, очевидно, по проницаемым зонам северо-западного простирания, которые позднее, в период оформления каледонской геосинклинали, служили местами заложения трогов и интрузии по ним более глубинной гипербазитовой магмы (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1958; Пинус, Колесник, 1966). Это не только обосновывается тектоническими данными, но и доказывается продолжением ряда региональных аномалий силы тяжести на простирании гипербазитовых поясов от истоков р. Амыла в область Протеросаяна. Кстати, под Казырским синклинорием, по гравитационным данным, фиксируется расплывчатый очаг Δg, который, возможно, отвечает скоплению ультраосновного материала. Направление этих возможных магмоводов в общем совпадает с направлением предполагаемых глобальных потоков в мантии.

В последнее время, правда, были высказаны сомнения в вероятности конвекции в мантии в масштабе планеты (Люстих, 1965; Mac Donald, 1963; Белоусов, 1968), но сделанное ранее предположение о конвекционных течениях окончательно не опровергнуто.

О почти меридиональной ориентированности этих гипотетических глубинных струй пишет Дж. Т. Вильсон (Wilson, 1963), считая, что они простираются из области Срединно-Индийского хребта и с севера Сибири в область Центральной Азии.

Э. Крус (1967), основываясь на сходстве состава базальтов Восточно-Африканского сектора Индийского океана и Индостана, пытается доказать реальность течений этого направления в пределах базальтового слоя Земли. Некоторым подтверждением этих предположений является совпадение с данным направлением оси рифтовой зоны Байкала и возможное ее единство со Срединно-Атлантической и Арктиче-

ской рифтовыми зонами, имеющими простирание, близкое к меридиональному (Доменицкая, 1964). По этому же направлению в Саяно-Байкальской области происходило последовательное развитие гранитоидного магматизма (Клитин и др., 1970), что свидетельствует о длительной преемственности указанных направлений в различное геологическое время.

Насыщенность габброидной массой северо-западного фланга структуры Вост. Саяна отчетливо коррелируется с большой мощностью базальтового слоя в данном районе. Это обстоятельство имеет важное значение при реставрации картины базальтоидного магматизма в площадном отношении. В свою очередь, утолщение базальтового слоя, по Э. Э. Фотиади, Г. И. Коротаеву и Ф. С. Моисеенко (1968), может быть связано с длительным поднятием структуры, которое, возможно, сопровождалось притоком масс в поднятия и соответствующим оттоком из прогибов.

Глава XIII

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПОРОД ГАББРО-ПИРОКСЕНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ С ДРУГИМИ ГАББРОИДНЫМИ И УЛЬТРАОСНОВНЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

Сравнение пород титаноносной габбро-пироксенитовой формации с другими хорошо изученными комплексами основного и ультраосновного состава показывает, что не только в Вост. Саяне, но и в других частях Саяно-Алтайской области пока не находится его эквивалента. Наибольшее сходство обнаруживают породы этой формации с габбро-пироксенитовым комплексом Кузнецкого Алатау, описанным О. И. Никоновым (1971), а также с габбро-пироксенит-дунитовой ассоциацией (Волохов, 1965; Волохов, Иванов, 1963, 1968).

Вскрывается также ряд общих черт с габбро-перидотитовой формацией Сев. Прибайкалья и Урала (Грудинин, 1965, Воробьева и др., 1962) и дунит-верлитовой формацией Сихотэ-Алиня (Зимин, 1965; Глазунов и др., 1969).

Указанные формации проявляются в общем в сходных тектонических условиях, обычно располагаясь в прогибах, обрамляющих жесткие структуры ранней консолидации. В Вост. Саяне к таким прогибам относится Кувайский региональный прогиб, выполненный спилитами и диабазами протерозоя.

На Урале рассматриваемые интрузии залегают преимущественно на стыке каледонского зеленокаменного синклинория с более древними структурами Центрально-Уральского антиклинория (Штейнберг и др., 1966). Сближает эти образования также набор петрографических типов пород и некоторые черты химизма. В то же время между перечисленными формациями есть существенные различия, которые отражают специфичность очагов первичной магмы и геологической позиции каждого из них. Прежде всего, следует отметить, что оформление в массивы в случае габбро-пироксенитовой формации, видимо, происходило в обстановке ликвидации геосинклинального режима, тогда как становление массивов габбро-пироксенит-дунитовой ассоциации совпадало с этапом собственно эвгеосинклинальным (Волохов, 1965, 1968). Именно этой причиной, на наш взгляд, и обусловливается то принципиальное различие, которое определяет все особенности геохимии и металлогении двух сравниваемых формаций.

Несомненно, определенное значение имела глубина заложения очага плавления. Следствием этого, очевидно, и является существенно железистый уклон габбро-пироксенитовой формации и хорошо выраженный магнезиальный профиль габбро-пироксенит-дунитовой. Конфигурация и анатомия массивов также является отражением различной тектонической позиции этих образований. Приуроченность очагов габбро-пироксенит-дунитовой формации преимущественно к жестким структурам обусловливает формирование дискордантных воронкообразно-конических массивов (Волохов, 1965), хотя в случае локализации интрузии в пластичном субстрате не исключается возможность появления массивов, согласных со структурой вмещающей рамы.

Для габбро-пироксенитовой формации Вост. Саяна типична сложная внутренняя структура массивов, проявлявшаяся в результате сочетания элементов первично-магматических и эпимагматических и обус-

ловленная стадийным развитием интрузии. Массивы габбро-пироксенит-дунитовой ассоциации несут отчетливые следы первично-магматической расслоенности и обычно бывают однофазными. Ритмичность «слоев» в их вертикальном разрезе, затухающая кверху и выраженная сменой пород от ультраосновных внизу до тоналитов вверху, указывает на преобладающую роль в процессе гравитационного фракционирования (Волохов, 1965). Такие постепенные переходы между слоями разного состава в массивах габбро-пироксенитовой формации не наблюдаются. В последней расплывчатость границ внутри массивов и на контакте их с вмещающими эффузивами иногда обусловливается метаморфизмом. В то же время выдержанные во всех стратифицированных плутонах средне- и мелкозернистые структуры пород, возникновение которых И. М. Волохов (1965) связывал с ускоренным характером отделения летучих, в случае Вост. Саяна обычно заменены крупнозернистыми или среднезернистыми структурами.

Типичен для рассматриваемой нами формации существенно пироксенитовый состав ультраосновных ингредиентов. Наблюдения показывают, что серпентиниты в главной своей массе имеют вебстерит-перидотитовый состав. Клинопироксениты, а также небольшую часть габбро мы относим к метасоматическим образованиям. Насколько можно судить по литературе, эти породы не типичны для габбро-пироксенит-дунитовой формации. Напротив, для нее характерны такие члены гипербазитового ряда, как шрисгеймиты, а также плагиоклазовые перидотиты, которые не обнаружены в габбро-пироксенитовой формации Вост. Саяна.

Для габбро-пироксенитовой формации своеобразным является существенно авгитовый и титан-авгитовый состав пироксенитов переходной зоны между габбро и вебстерит-перидотит-бронзититами при редком развитии в них диопсида, что не свойственно габбро-пироксенит-дунитовой ассоциации. Пироксены габбро-пироксенит-дунитовой ассоциации широко варьируют по составу от энстатита (в глубоких магматических слоях) до бронзитов (в вериктах верхних горизонтов; Волохов, 1965). Этого нельзя сказать о габбро-пироксенитовой формации, где состав ортопироксенов не выходит за рамки бронзитов. Наконец, касаясь геохимического профиля формаций, можно отметить достаточно резкое их различие по набору и содержанию ряда элементов.

Важная особенность металлогении пироксенитов и перидотитов габбро-пироксенит-дунитовой формации — повышенное содержание никеля за счет тонкой вкрапленности пирротина, халькопирита и пентландита при существенно магнезиальном составе мафических минералов. Своеобразным является преимущественно магнетитовый состав акцессориев и присутствие хромшпинелидов в дунитах и оливинитах. Все эти особенности состава отсутствуют в породах габбро-пироксенитового ряда Вост. Саяна. Если учесть, что последняя отличается высокой титаноносностью, повышенной щелочностью (особенно за счет натрия), ванадиеносностью, то станет очевидной невозможность идентификации рассматриваемых формаций. Таким образом, обосновывается правомерность выделения каждой из них в виде самостоятельного формационного типа. Это подчеркивалось ранее в работах Ю. А. Кузнецова (1964), И. М. Волохова (1965) и других исследователей. Исходя из имеющихся материалов, подтверждающих сильную стратифицированность габбро-пироксенит-дунитовой формации, мы считаем ее перспективной не только на никель (Волохов, 1965, 1968), но и на платину и палладий — элементы, типичные для некоторых членов габброидных ассоциаций Урала.

Заметное сходство габбро-пироксенитовая формация Вост. Саяна обнаруживает с массивами Довырена в Сев. Прибайкалье, известными из работ М. И. Грудинина (1965) и С. А. Гурулева (1965). Их сбли-

Таблица 80

Числовые характеристики и параметры пород

Пояс, массив	Число проб	*a*	*b*	*m'*	*f'*	Mg/Fe	Автор, год
			Габбро				
Лысанский	58	6,4	34	35	42	0,8	О. М. Глазунов, 1961
Манский	8	8,0	28	40	44	0,9	И. П. Жуйко, 1965
Довырен	11	5,0	28	50	31	1,8	М. И. Грудинин, 1965
			Пироксениты				
Лысанский	28	1,1	45	56	34,4	1,4	О. М. Глазунов, 1961
Довырен	6	0,95	43	59	30	2,8	М. И. Грудинин, 1965
			Серпентиниты				
Лысанский	24		64	50	40	1,26	О. М. Глазунов, 1961
Манский	2		65	74	21	3,5	О. М. Глазунов, И. П. Жуйко, 1961
Довырен	6		58	76	18	4,5	М. И. Грудинин, 1965

жает структура и химизм основных типов пород. Главная отличительная особенность заключается в рудоносности, в первую очередь в появлении среди пород Довырена промышленных сульфидно-никелевых руд, а в породах Вост. Саяна — титана в форме титаномагнетита и ильменита. В породах Довырена отмечается более высокая магнезиальность. Отношение Mg/Fe для габбро, пироксенитов и серпентинитов равна соответственно в Довыренском массиве 1,8—2,8—4,5, а в Лысанском — 0,8—1,4—1,25 (табл. 80). Интересно, что габбро нашей формации отличается от тех же образований Довырена отсутствием в их составе оливина. По этому же признаку оно отличается от габбро таких стратифицированных массивов Вост. Саяна, как Кизирский, где оливиновое габбро занимает большие площади. Следует указать также на сходство пород габбро-пироксенитовой формации Вост. Саяна и пород, слагающих массивы Печенги.

От известных никеленосных базит-гипербазитов Воронежского кристаллического массива лысанские отличаются несколько повышенным содержанием Mg и Fe, пониженным уровнем Al и Ca, щелочей и отчасти Ti (Чернышев, Бочаров, 1970).

Нельзя признать обоснованным стремление некоторых исследователей (Гурьянова, Додин, 1960) провести параллель между Лысанскими и Кизирскими массивами в Вост. Саяне. Впервые Кизирские массивы в районе хр. Крыжина были описаны А. Д. Шелковниковым (1958, 1961), а позднее — А. П. Лебедевым и О. А. Богатиковым (1963). Сходные образования известны в Гутаро-Агульском районе (Крылов, 1960). Прежде всего, необходимо подчеркнуть, что они относятся большинством исследователей к разным формациям. Кизирские массивы (габбро-сиенитовая формация) приурочиваются к узлам блоковой тектоники субплатформенных участков и обычно находятся на стыке структур первого порядка. Абсолютный возраст их пород определяется в пределах 270—428 млн. лет (Лебедев, Богатиков, 1963), тогда как возраст габбро-пироксенитовой формации не моложе кембрия.

Как уже отмечалось, интрузивные тела только что указанной формации представляют собой крутопадающие жилообразные массивы с линейно-полосчатым строением вследствии разнообразной перемежаемости в разрезе полос габбро, пироксенитов и серпентинитов. Размеще-

ние массивов предопределяется нарушениями регионального значения. В противоположность этому массивы Кизира имеют изометричную лополитообразную форму, иногда концентрически-зональное, конформное строение. Четкие элементы псевдостратификации выражаются чередованием протополос габбро и анортозитов, падают полого и подчеркиваются пластовыми телами титаномагнетита. Для отдельных тел отмечается увеличение основности пород от верхних горизонтов к нижним, что связано с гравитационным фракционированием (Немцович, 1959; Шелковников, 1961), кстати сказать, слабо выраженным в условиях массивов изучаемой нами формации. Массивы габбро-сиенитовой и габбро-пироксенитовой формаций, кроме того, знаменуют собой разные этапы геотектонического развития района.

На основании обобщения данных различных исследователей (Лебедев, Богатиков, 1963; Крылов, 1960; Шелковников, 1961; Кривенко, Орлов, 1972) можно подметить следующие специфические особенности, присущие кизирскому комплексу в Вост. Саяне: 1) тесная пространственная и генетическая связь габброидов и сиенитов при секущем положении сиенитов; 2) свежесть пород; 3) относительно низкое содержание в породах титана; 4) определенный набор проходящих элементов-примесей в габбро и сиенитах; 5) развитие процессов щелочного метасоматоза, приводящих часто к переработке габброидов; 6) относительно низкая щелочность габброидов; 7) своеобразный характер законченной дифференциации, заключающейся в обогащении магмы железом и титаном на ранних этапах кристаллизации и снижение их роли в конце магматической стадии; 8) характерный для базальтоидных серий достаточно высокий показатель Mg/Fe (табл. 81).

К аналогам Кизирских в Кузнецком Алатау можно отнести плутоны Патын и Культайга (Ильенок, 1960), а в смежном районе Западного Саяна — интрузив горы Булка (Немцович, 1959). Породы основной группы габбро-сиенитовой формации по составу исходной магмы (см. табл. 78) богаче Mg и Na, но обеднены Ti, Fe, Ca и P. В них наблюдается резкое колебание концентрации Li и величин K/Rb (77—2200)

Таблица 81

Статистические параметры петрогенных элементов в основных породах различных формационных типов

Компонент	1		2		3		4	
	$\bar{X}$	S^2	$\bar{X}$	S^2	$\bar{X}$	S^2	$\bar{X}$	S^2
SiO_2	45,95	10,67	45,69	17,55	48,43	2,19	39,29	29,78
TiO_2	1,11	0,82	2,14	2,58	1,48	0,37	5,10	4,29
Al_2O_3	17,42	22,27	16,19	20,47	15,35	1,88	13,19	6,64
Fe_2O_3	2,54	3,68	6,35	21,83	3,59	2,62	3,94	7,06
FeO	7,09	6,98	6,39	11,65	9,39	3,80	10,35	5,35
MnO	0,15	0,005	0,20	0,04	0,19	0,01	0,17	0,002
MgO	11,14	41,14	6,28	4,82	6,18	1,54	7,25	5,74
CaO	9,41	9,45	13,08	6,80	10,69	1,25	11,11	11,17
Na_2O	2,52	0,63	1,65	0,93	2,18	0,37	2,37	1,16
K_2O	0,49	0,13	0,66	0,30	0,73	0,22	0,75	0,16
П. п. п.	1,76	1,13	0,52	0,20	—	—	6,03	17,32
P_2O_5	0,25	0,06	0,57	0,27	0,13	0,02	0,72	0,35
MgO/FeO	1,19	—	0,52	—	0,49	—	0,52	—

Примечание. 1 — кизирский комплекс Вост. Саяна (Лебедев, Богатиков, 1963б; Шелковников, 1961); 2 — патынский комплекс Горной Шории (Ильенок, 1960); 3 — траппы Сибирской платформы (Кутолин, 1968); 4 — габбро-пироксенитовая формация. Лысанский комплекс Вост. Саяна (Глазунов, 1961); $\bar{X}$ — среднее содержание и S^2 — дисперсия элементов.

и Rb/Sr (3—23·10³) (см табл. 76). В габбро Кизирского массива Вост. Саяна обнаруживается высокая дисперсия содержания Mg, Fe, Al (см. табл. 81), а также повышенные (до 0,03%) концентрации Zr.

Такой своеобразный характер распределения и связи элементов, отличный от распределения в аналогичных породах габбро-пироксенитовой формации, очевидно, обусловливается дифференциацией магмы в условиях камеры, что привело к появлению стратифицированных плутонов. Правда, на треугольной диаграмме (рис. 72) габбро этого типа тяготеют к эволюционному ряду умеренного фракционирования. Но это связано с тем, что здесь не нанесены другие производные габбро-сиенитовой магмы. Даже в координатах $MgO—K_2O+Na_2O—FeO+Fe_2O_3$ габбро двух формаций не совмещаются между собою. Породы стратифицированных массивов Саяно-Байкальской области наряду с траппами укладываются в самостоятельный ряд, условно названный рядом габбро «чистой линии». Другой смешанный ряд образует породы габбро-пироксенитовой формации, а также габброиды, связанные с гипербазитами.

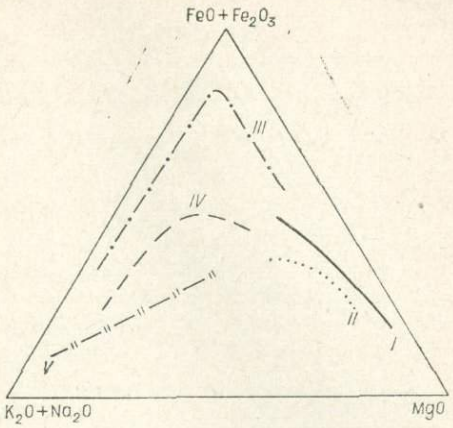


Рис. 72. Формационные ряды и эволюционные типы габбро.

I — габбро смешанного типа (габбро-пироксенитовая, дунит-пироксенит-габбровая формация, габбро, связанное с гипербазитами); II — ряд габбро «чистой линии» (габбро-сиенитовая формация, траппы платформ); III — эволюционный ряд далеко зашедшей дифференциации (Бушельд, Скаергард); IV — то же, ряд умеренного фракционирования (Силл, Палисайд и др.); V — линия эволюции кальцийщелочной серии Дели.

В сравнении с основными породами габбро-сиенитовой формации те же образования изучаемых нами массивов характеризуются менее широкими вариациями минерального и химического состава (рис. 73). Специфичность их химизма проявляется в высокой насыщенности Ti, Fe, V, Sc, Sr и относительно низкой глиноземистости, невысоком значении Cr/V, различном значении коэффициентов корреляции и т. д. (табл. 76, 82, 83). Обращает на себя внимание достаточно высокое содержание в них K и Na. Это заметно при сопоставлении не только абсолютных содержаний и различных геохимических параметров (табл. 84), но и особенностей распределения TR, которые обычно когерентны со щелочами (Балашов и др., 1969).

В породах основного ряда габбро-пироксенитовой формации выдерживается реальная связь титана и кальция ($r=+0{,}75$), тогда как в габброидах стратифицированных интрузивов содержание титана в общем не зависит от Ca, а находится в связи с содержанием Fe^{3+}. Сравнение однотипных пород по t-критерию показывает, что основные породы габбро-сиенитовой и габбро-пироксенитовой формации наиболее надежно различаются по содержанию V, Cr, Ni, Co (табл. 85). Кроме того, они разграничиваются по редким землям. В габбро-пироксенитовой ассоциации сумма TR_2O_3 более высокая (до 0,03%, преимущественно за счет элементов группы церия). Неодинаковые сотношения этих элементов наряду с другими факторами подчеркивают существенные различия условий образования пород формаций. Средний состав габбро из стратифицированных интрузивов формально сопоставляется с траппами платформ. Состав тех же пород описываемой формации близок к толеитовым базальтам океанов. Вместе с тем, судя по совокупности геохимических признаков, габбро стратифицированных интрузий не могут быть интрузивными эквивалентами траппов. Их отличает от траппа величина Rb/Sr, K/Rb, Cr/V и т. д. Пониженная концентрация лития и

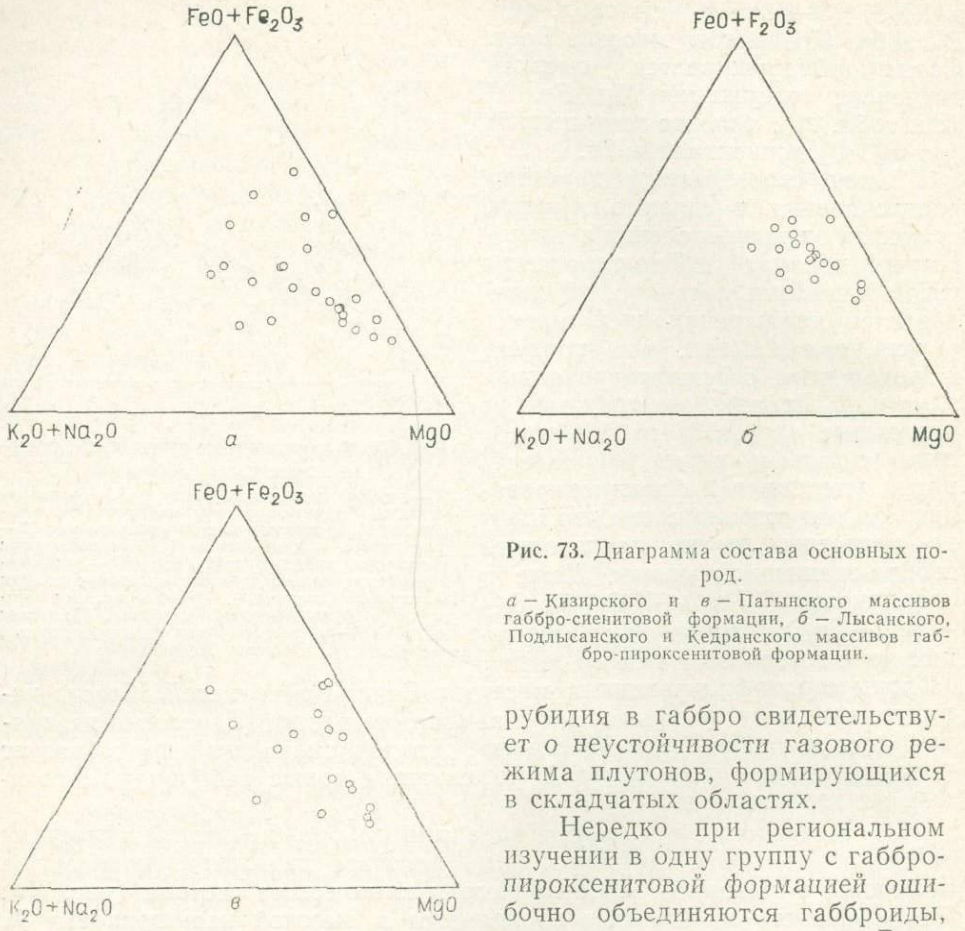


Рис. 73. Диаграмма состава основных пород.

а — Кизирского и *в* — Патынского массивов габбро-сиенитовой формации, *б* — Лысанского, Подлысанского и Кедранского массивов габбро-пироксенитовой формации.

рубидия в габбро свидетельствует *о неустойчивости газового* режима плутонов, формирующихся в складчатых областях.

Нередко при региональном изучении в одну группу с габбро-*пироксенитовой формацией* ошибочно объединяются габброиды, связанные с гранитоидами. В основных породах габбро-пироксенитовой формации выдерживается обратное соотношение содержаний Ca и Sr в отличие от габброидов гранитоидного ряда, где, как известно, эти элементы связаны прямой и тесной зависимостью. Им присуще также низкое отношение Cr/V, Ni/Co (рис. 74).

Тем более было бы ошибочным отождествлять габбро-пироксенитовую формацию и ее прототип — лысанский комплекс — с некоторыми

Таблица 82

Парные коэффициенты корреляции петрогенных элементов для основных пород габбро-пироксенитовой формации

	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O+K_2O	P_2O_5
SiO_2	—0,79	0,50	0,18	—0,46	0,18	0,00	—0,74	0,55	—0,24
TiO_2		—0,24	0,01	0,39	—0,28	—0,19	0,75	—0,51	0,32
Al_2O_3			0,33	—0,60	—0,07	—0,64	—0,29	0,52	0,25
Fe_2O_3				—0,70	—0,07	—0,26	—0,19	0,20	—0,01
FeO					0,11	0,36	0,43	—0,55	0,01
MnO						0,24	—0,36	—0,06	—0,25
MgO							—0,12	—0,54	—0,14
CaO								—0,61	0,35
Na_2O+K_2O									—0,16

Примечание. Количество анализов — 62, $r_{0,05}=0,255$.

Таблица 83

Парные коэффициенты корреляции петрогенных элементов для габбро Кизирского плутона

	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П. п. п.	P_2O_5
SiO_2	—0,17	0,77	—0,45	—0,71	—0,65	—0,70	0,24	0,48	0,19	—0,34	—0,14
TiO_2		—0,33	0,81	0,49	0,64	—0,29	—0,08	0,22	0,49	—0,04	0,75
Al_2O_3			—0,40	—0,66	—0,72	—0,65	0,09	0,37	—0,09	—0,37	—0,27
Fe_2O_3				0,51	0,62	—0,05	—0,15	—0,03	0,14	0,03	0,54
FeO					0,87	0,39	—0,44	—0,08	0,26	—0,04	0,59
MnO						0,30	—0,31	0,04	0,37	0,07	0,62
MgO							—0,40	—0,55	—0,35	0,23	—0,19
CaO								—0,15	—0,05	0,23	—0,34
Na_2O									0,47	—0,19	0,40
K_2O										0,06	0,53
П. п. п.											—0,13

Примечание. Количество анализов — 24, $r_{0,05}$=0,400.

ассоциациями гипербазитового состава. Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов, И. М. Волохов (1958) уже обращали внимание на ряд специфических особенностей, присущих гипербазитам вообще. Известно, что становление массивов каледонских гипербазитов в основном связано с глубинными разломами в начальные стадии развития геосинклиналей (Пинус, Колесник, 1966), тогда как рассматриваемая формация локализуется в условиях геоантиклинального режима с тектоническим контролем по региональным нарушениям, развивающимся почти синхронно со складчатостью.

Таблица 84

Отношения окислов в габброидах Вост. Саяна

	1	2	3	4
K_2O+Na_2O	3,12	3,0	1,83	5,05
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	0,30	0,20	0,31	0,40
$\frac{K_2O+Na_2O}{SiO_2}$	0,08	0,04	0,04	0,10—0,26
Число проб	62	24	12	5

Примечание. 1 — габбро-пироксенитовая формация; 2 — габбро-сиенитовая формация; 3 — габброиды, связанные с гипербазитами; 4 — габбро-диабазовая формация.

Во всех областях своего проявления гипербазиты представлены ассоциацией дунитов, перидотитов и серпентинитов с разнообразной гаммой лиственитов. Ранее считалось, что среди них не встречено комагматичных им габброи-

Таблица 85

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

Элемент-примесь	Кизирский комплекс			Лысанский комплекс			t
	$\lg \overline{x_1}$	$S \lg$	$S \lg \overline{x_1}$	$\lg \overline{x_2}$	$S \lg$	$S \lg \overline{x_2}$	
Cr	—2,43	0,90	0,06	—2,72	0,99	0,10	2,41
V	—2,13	0,37	0,03	—1,81	0,72	0,07	4,21
Ni	—2,82	0,55	0,04	—2,64	0,75	0,07	2,22
Co	—2,64	0,42	0,03	—2,64	0,54	0,05	0,0
Cu	—2,59	0,37	0,02	—2,48	0,56	0,05	2,01

Примечание. t — критерий Стьюдента. Различие средних является значимым при $t>1,96$. Дополнительным критерием разграничения габбро (с точностью 25%) является дискриминантная функция $Д=-2,3Cr+106,3V+35,6Ni-73,0Co+70,0Cu-1,75$. При $Д<0$ — габбро-сиенитовая, при $Д>0$ — габбро-пироксенитовая формация.

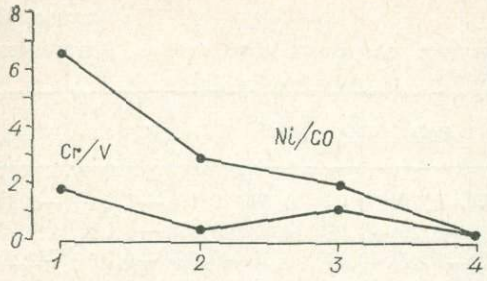


Рис. 74. Геохимические параметры габбро.
1 — ассоциирующих с гипербазитами; *2* — габбро-пироксенитовой формации; *3* — габбро-сиенитовой формации; *4* — гранитоидного ряда.

дов или полевошпатовых пород (*Пинус и др., 1958, 1966*). Но в настоящее время установлены отдельные типы габбро, которые несут черты генетической связи с гипербазитами и наряду с большой пестротой минерального состава и сложностью текстурного рисунка отличаются высоким содержанием и высокой дисперсией Mg, Cr, Ni, высоким значением Ni/Co и Rr/Sr, низким коэффициентом (K+Na) (см. табл. 83) — *признаками, не зафиксированными* ни в одной из групп базальтоидного ряда. Кроме того, их прямое отношение к гипербазитам доказывается аномально низким значением Sr^{87}/Sr^{86}, равным ($\approx 0{,}702 \pm 0{,}005$) (Глазунов и др., 1969, 1971). Большая часть этих габбро, правда, имеет метасоматически-палингенное происхождение (Пинус и др., 1958).

В случае описываемой формации типичные габброидные породы *находятся в тесной пространственной и геохимической связи* с ультраосновными дифференциатами и в большей части несут все черты магматогенного генезиса. Нами указывалось ранее на следующие специфические черты химизма габбро-пироксенитовой формации: высокую титаноносность, богатство Fe, Ca, Al, повышенное содержание K и Na (Глазунов, *1961а*), Sr, Sc, V. *Даже если освободится от наложенных на* ультраосновные породы рудных процессов или рассматривать такие разности пород, в которых отсутствуют признаки минерализации, то по сравнению с гипербазитами в ультраосновных членах формации обнаруживается низкое содержание Mg наряду с высоким значением Fe, Ca (табл. 86). Эти черты состава несколько сближают рассматриваемые породы с соответствующими образованиями железистой ветви гипербазитовой формации (идарский комплекс), но для последней доказана перидотитовая природа (Глазунов, Корнаков и др., 1969).

Напротив, для альпинотипных гипербазитов (по Г. В. Пинусу и др., 1958) характерна высокая магнезиальность (не ниже 30% MgO), хромитоносность, часто приводящая к образованию промышленных месторождений хрома, и незначительное содержание Al, щелочей, титана. К этому можно добавить также заметную обогащенность Ni со стремлением элемента к концентрации в лиственитах и апогипербазитовых серпентинитах в форме никелевого силиката — непуита. В связи с уль-

Таблица 86

Петрохимические параметры ультраосновных пород

Группа, по Н. Д. Соболеву	Порода	Характеристика		
		Mg/Fe	*b*	*c*
Габбро-пироксенитовая формация Вост. Саяна	Перидотиты	1,0 —2,5	51—56	0,4—2,5
	Вебстериты, Бронзититы	0,84—1,4	44—47	3,6—4,8
	Серпентиниты	1—4	53—68	0,8—3,6
Ультрафербазиты				
Гипербазитовая формация Идарский комплекс Вост. Саяна	Апоперидотитовые серпентиниты, Перидотиты	5—7	62	0,4
Гипермагбазиты				
Западно-Саянский комплекс	Перидотиты, Дуниты	10—12	66	—

траосновными породами габбро-пироксенитовой формации лиственитыс непуитом не обнаруживаются.

Вместе с тем при сравнении отдельно взятых однотипных пород из разных формаций видно, что серпентиниты габбро-пироксенитовой формации в участках выклинивания поясов обнаруживают заметное стремление к обогащению Cr, Mg, что сближает их с соответствующими породами гипербазитовой формации. Причина этого скрывается в наиболее глубоком локальном фракционировании магм. Правда, не исключается возможность географического совмещения с полосой габбро-пироксенитовой формации отдельных тел, принадлежащих типичным альпинотипным гипербазитам. Судя по сравнительному анализу, описываемая формация по составу и условиям залегания ближе всего подходит к габбро-пироксенит-горнблендитовой формации так называемого платиноносного пояса Урала, с которым, как известно, также генетически связаны титановые рудопроявления и титановые месторождения Качканарского типа (Заварицкий, 1937; Кашин, 1948; Бутырин, 1958; Сирин, 1962). Но в породах изучаемой формации по сравнению с уральскими устанавливается более высокое содержание железа, а также щелочей. Не случайно поэтому кривая среднего состава пород формации заметно отклонена в сторону щелочных базальтоидов и ниже опускается по оси *sb* диаграммы А. Н. Заварицкого (см. рис. 40).

Много сходных признаков обнаруживает габбро-пироксенитовая формация с дунит-верлитовой ассоциацией, впервые выделенной С. С. Зиминым (1965). Последняя слагает внутренний пояс Тихоокеанской складчатой зоны в отличие от дунит-гарцбургитовой, образующей внешний пояс. Дунит-верлитовая ассоциация залегает в вулканогенной толще основного состава, знаменующей этап первичных эвгеосинклиналей. Отличительная черта сравниваемой формации заключается в незначительной количественной распространенности габброидов, которые не несут сколько-нибудь значительных концентраций Fe, Ti и V и в этом отношении не сопоставимы с основными породами габбро-пироксенитовой формации. Общая повышенная никеленосность пород формации, резкое преобладание ультраосновных членов над основными, относительно высокая магнезиальность темноцветных минералов и отсутствие концентраций железа указывают на принадлежность дунит-верлитовой формации к производным перидотитовой, а не базальтоидной магмы (Зимин, 1965).

Таким образом, мы еще раз убеждаемся в своеобразии минерального и химического состава выделяемой габбро-пироксенитовой формации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подчеркнем следующие основные положения, вытекающие из комплексного исследования массивов габбро-пироксенитовой формации Вост. Саяна. Основным структурным фактором, определяющим размещение габброидных интрузий в северо-западной части Вост. Саяна, является своеобразное перистое расположение сопряженных разломов, что в силу известных закономерностей создавало благоприятные условия для интрузии магмы в отличие от главной ветви Восточно-Саянского разлома.

Особенности геохимии формации выражаются в аномальной обогащенности различных ее пород одними и теми же элементами: титаном, железом, ванадием при относительно высоком содержании Al, K, Na, а также Sc и Sr. Четко проявлена обедненность пород магнием, хромом, никелем. В последнее время в ультраосновных составляющих формации обнаружена Pt. Характерна повышенная концентрация в породах Zr, Nb, а также TR, Ta, Hf, что связано с проявлением в магме щелочной тенденции. Ti, Fe, и V определяют рудную потенциальность формации. Накопление в серпентинитах скандия указывает на широкое участие в первичных породах пироксена — главного концентратора этого элемента. Сопоставимое с базальтоидами содержание Sr и обратная корреляция его с Ca — один из признаков связи пород с основной магмой. Разнообразие пород формации, очевидно, обусловлено дифференциацией магмы на глубине.

Глубинная дифференциация фиксируется вариациями химического состава однотипных пород в разобщенных массивах. В Лысанском поясе, в частности, она выражается в повышении магнезиальности и снижении титаноносности соответствующих образований от флангов к центру пояса. В связи с этим можно предположить, что в районе собственно Лысанского массива находился главный подводящий аппарат интрузии. Фракционирование магмы на месте, запечатленное в картине закономерного повышения количества Fe, Mg, Ti от верхнего к нижнему эндоконтакту, наблюдалось только в ультраосновных телах с пологим залеганием. В габбро следы расслоения магмы в камере обнаруживаются редко. Полосчатое строение массивов, с нашей точки зрения, возникало в результате фазового становления, следующего от инъекций ультраосновных порций к основным.

Данные по геохимии не дают основания пересматривать прежние представления о магматическом генезисе ультраосновных пород и габбро, как не позволяют изменять взгляд на фузивную природу локализаций титаномагнетита. Но наряду с геологическими наблюдениями они показывают, что процесс образования части клинопироксенитов не ограничивается одной только собственно магматической стадией, а связан с деятельностью агентов метасоматоза. Необычное для продуктов магматической кристаллизации распределение элементов по разрезам тел клинопироксенитов, выражающееся в накоплении Mg, Cr в верхнем

эндоконтакте, наконец общая высокая концентрация Ti, Nb, Zr, Hf, Ta, вместе с геологическими материалами, обосновывают вероятность метасоматического пути рождения клинопироксенитов.

По абсолютному содержанию ведущих компонентов родоначальная магма габбро-пироксенитовой формации не выходит за пределы поля габброидов базальтового генезиса. Но, очевидно, она была богаче магнием, железом и титаном, чем первичная магма габбро-сиенитовой формации, относящаяся к базальтоидам «чистой линии». Исходя из закономерностей естественного фракционирования изотопов стронция, подмеченных рядом исследователей (Kovach, Bologh, 1968; Stueber, 1969; Hurley, Pinson, 1970), и учитывая невысокое значение отношения Sr^{87}/Sr^{86}, равное 0,7049±0,005, в изученных нами габбро можно допустить, что первичная магма формации была слабо контаминирована кислым материалом в глубинных условиях (Глазунов и др., 1971). Это же указывает на транзитный характер самой интрузии в коровой зоне. В производных габбро-сиенитовой магмы параметр Sr^{87}/Sr^{86} достигает 0,7067, что показывает на более высокую степень ее гибридизма и контаминированности.

Рассчитанный состав родоначальной магмы габбро-пироксенитовой формации несколько отличается повышенной магнезиальностью от генерального среднего, в которое включены габброиды всех формаций Вост. Саяна и которое условно принимается за состав гипотетического «базальтового слоя» южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Причем полученные данные сопоставимы со средним составом базальтового субстрата Земли (по Ронову и Ярошевскому, 1967). Но в сравнении с последним базальтовый слой под байкалидами несколько обогащен Fe, Mg, Ti и обеднен щелочами. И наконец, совершенно очевидно, что по содержанию элементов региональный «базальтовый слой» не имеет ничего общего с гипербазитами железистой и, тем более, магнезиальной ветвей, а также с региональным субстратом мантии данного сектора Земли (Глазунов, Корнаков и др., 1969) и пиролитом Рингвуда и др. (1968). Резкое несовпадение химического состава магмы, первичной для габбро-пироксенитовой и гипербазитовой формаций, не оставляет сомнения в принадлежности этих категорий к продуктам плавления «слоев» разного состава и разных уровней глубинности. Но повышенное содержание магния в породах габбро-пироксенитовой формации по сравнению с породами других формаций обосновывает предположение относительно их связи с эволюцией очагов мантийного питания.

В настоящее время удалось подметить ряд признаков, указывающих на существование под байкалидами мантии в разуплотненном состоянии. Допущение о разуплотненной мантии вместе с тем свидетельствует о перемещении подкоровых масс. С другой стороны, исключительно широкая распространенность габброидов в складчатой структуре Вост. Саяна заставляет предполагать нахождение здесь крупного по своим масштабам «базальтоидного резервуара». Подобное предположение основывается не только на общегеологических данных. Оно доказывается значительной изостатичностью по Δg северо-западной части структуры Вост. Саяна и фиксацией на глубине большого числа «возмущающих» объектов при отсутствии их в смежной области каледонид. Данные эти увязываются с материалами ГСЗ, которые говорят о существенном смещении состава земной коры под байкалидами в сторону базальтоидов (Фотиади и др., 1965; Моисеенко, 1965; Павлов, Парфенов, 1965).

В складчатой зоне Вост. Саяна активизация очагов мантийного питания совпадает со временем заложения в начале геоантиклинального цикла компенсационных прогибов и подновлением региональных нарушений. Приуроченность интрузии габбро-пироксенитового состава именно к этому периоду геологического развития структуры Вост.

Саяна иллюстрирует правильность теоретического представления Ю. А. Кузнецова (1964) о том, что геоантиклинальный режим является энергоемким для любого, в том числе базальтового, магматизма. Эпикратонная же обстановка становления интрузии благоприятствует появлению щелочной тенденции и относительному накоплению TR, Nb, Ta.

Анализ материала приводит и к другим общим выводам. В частности, он заставляет утверждать, что в складчатой зоне Вост. Саяна и в других районах со сходным структурным планом и геологической историей эволюция химизма габброидной магмы во времени идет по пути все большего обогащения молодых очагов K, Na, Sr и снижения в них содержания Rb, Cr и ряда других элементов. Причем максимум фемичности магм в разных районах не зависит от абсолютного геологического времени, а приходится на переходный этап от геосинклинального к геоантиклинальному режиму.

Широкое распространение титаноносной габбро-пироксенитовой формации не только в северо-западной части Вост. Саяна, но и в других его участках (Лебедев, 1964), повышенное содержание титана в габброидах других групп и комагматичных им эффузивах, не исключая даже мезокайнозойские базальты (Белов, 1963),— все это позволяет считать складчатую область Вост. Саяна перспективной титаноносной провинцией Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

Абуллаев З. В. Геохимия Ni и Co в ультраосновных породах офиолитовой формации Малого Кавказа.— «*Геохимия*», 1967, № 4, с. 425—436.

Абовян С. Б. Возрастные взаимоотношения ультраосновных и основных пород офиолитовой формации Армянской СССР.— «Зап. Армян. отд. Всесоюз. минерал. об-ва», 1963, вып. 2, с. 156—162.

Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б. Титан в магматических формациях Алтае-Саянской области.— В кн.: Химия земной коры. Тр. геохим. конф., т. 1, Изд-во АН СССР, 1963, с. 157.

Абрамович И. И. Петрохимия элементов группы железа при фациально-формационном анализе магматических комплексов.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 3, с. 156—160.

Абрашитова Э. И., Петровский Т. Т. ЭПР ионов переходной группы во фтор-бериллатных стеклах.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 175, № 6, с. 1305—1308.

Альмухамедов А. И. Поведение титана в процессах дифференциации базальтовой магмы.— «Геохимия», 1967, № 1, с. 75—85.

Альмухамедов А. И. Состав и условия кристаллизации железо-титановых окисных минералов из дифференцированных траппов Сибирской платформы.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», сер. II, ч. 97, 1968, вып. 4, с. 394—405.

Андреева Е. Д. Габбро-пегматиты в пироксенитах горы Синей на Среднем Урале. М., *Изд-во АН СССР*, 1959, № 9, с. 40—53.

Артемов В. Р. Ультрабазиты восточного склона Ю. Урала и их асбестоносность. Автореф. канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1958, 20 с.

Баженов А. И. Минералогия и геология Карагемского месторождения кобальта. Автореф. канд. дисс. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1959, 20 с.

Бакиров А. Г. *Магматическое и рудное «просвечивание» скрытых глубинных структур в* Уральском складчатом поясе.— В кн.: Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых. М., «Наука», 1964, с. 20.

Балашов Ю. А., Кекелия М. А., Надарейшвили Д. Г. Влияние щелочности пород на фракционирование редкоземельных элементов в габброидных интрузиях.— «Геохимия», 1969, № 5, с. 554—564.

Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963, 371 с.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968, 255 с.

Беляевский Н. А., Борисов А. А. и др. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям.— «Геотектоника», 1970, № 2, с. 80—92.

Берг Л. Г., Николаев А. В., Роде Е. Я. Термография. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1944, 175 с.

Берзин Н. А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М., «Наука», 1967, 147 с.

Берч Ф. Радиогенное тепло.— В кн.: Ядерная геология. ИЛ, 1956.

Бершов Л. В., Зотов И. А. Об изоморфизме Ti^{3+} в кианите.— «Геохимия», 1968, № 7, с. 881—882.

Бетехтин А. Г., Кашин С. А. *Минералогия Халиловских месторождений хромистого* железняка на Урале.— В кн.: Хромиты СССР. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1937, с. 157—250.

Бетехтин А. Г. О генерации рудных минералов.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1949, сер. 2, ч. 78, вып. 3, с. 177—181.

Бетехтин А. Г. *Минералогия. Госгеолтехиздат*, 1956, 558 с.

Бетехтин А. Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1951, сер. II, ч. 80, вып. 2, с. 94—107.

Бетехтин А. Г. Текстуры и структуры руд. Гостгеолтехиздат, 1958, 435 с.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955, 88 с.

Богатиков О. А., Лебедев А. П. Fe—Ti окисные минералы Кизирского габбро-сиенитового плутона и условия их образования.— В кн.: Особенности формирования базитов. М., «Наука», 1965, с. 183—198.

Богатиков О. А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1966, 240 с.

Богомолов М. А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1968, с. 312—363.

Болк Р. Структурные особенности изверженных пород. ИЛ, 1946, 212 с.

Бонштедт Э. М. Минералы Хибинских и Лавозерских тундр. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937, 563 с.

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. I, М., «Наука», 1964, с. 162—192.

Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М., «Наука», 1966, 224 с. (Тр. ИМГРЭ).

Борисенко Л. Ф. О корреляционной связи Fe, V, Ti в пироксенитах Урала.— «Геохимия», 1967, № 3, с. 304—311.

Борисенко Л. Ф., Золотарев Б. П. Элементы-примеси в титаномагнетите траппов и магнетите месторождений Тунгусской синеклизы.— «Геохимия», 1969, № 12, с. 1472—1480.

Борисенко Л. Ф., Щербина В. В. Закономерности распределения Sc в изверженных горных породах и слагающих их минералах.— В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Борисенко Л. Ф., Сердобова Л. И. О распределении Cr, Ni, Co и V в гипербазитах платиноносного пояса (Урал).— «Геохимия», 1965, № 3, с. 348—359.

Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967, 303 с.

Бородин Л. С. Нефелинизация пироксенитов и парагенезисы породообразующих минералов ийолитов из массивов ультраосновных щелочных пород и руд.— В кн.: Физ.-хим. проблемы формирования горных пород и руд. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 501—524.

Бородин Л. С. Перовскит в ультраосновных породах Африканды и некоторые вопросы генезиса этого массива. М., 1963, с. 20—105. (Тр. ИМГРЭ, вып. 15).

Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных горных пород. ОНТИ, 1934, 324 с.

Булмасов А. П. Магнитное и гравитационное поле Прибайкалья в связи с его сейсмичностью.— «Бюл. совета по сейсмологии. М., Изд-во АН СССР, 1960, № 10, с. 49—58.

Бутырин Н. Б. Обсуждение некоторых основных вопросов геологического строения и петрологии западного (платиноносного) пояса габбро-перидотитовой формации Урала.— «Тр. горно-геол. ин-та УФ АН СССР». Свердловск, 1958, вып. 33, с. 301—312.

Булынников А. Я. Краткий отчет о геологических работах в Ольховско-Чибижекском золоторудном районе Минусинского уезда в 1924 г.— В кн.: Известия Сиб. отд. *геол. комитета. Т. 5, вып. 1. Томск, 1925, с. 1—40.*

Булынников А. Я. Геологическое исследование в Нижне-Казырском районе Минусинского округа в 1926 г.— В кн.: Известия Сиб. отд. геол. комитета. Т. 9, вып. 2. Томск, 1929, с. 49.

Васильев Ю. Р. Петрология ультрабазитов Гулинского плутона.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных пород. М.. «Наука», 1972, с. 7—25.

Вахрушев В. А. Калломорфные образования граната и молибденита в рудах месторождения Шалым (*Горная Шория*).— «*Геол. рудн. месторождений*», *1959*, № 1, с. 90—98.

Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1965, 291 с.

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.

Вертушков Г. Н. Ильменито-магнетитовые руды из доломитовой жилы на Урале.— «Тр. Свердл. горного ин-та. Свердловск, 1956, вып. 26, с. 98—103.

Виленский А. М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М., «Наука», 1967, 271 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., 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.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. ИЛ, 1953, 561 с.

Вологдин А. Г. Тубино-Сисимский район. Отчет о геологических исследованиях. 1927—1928 гг. Л., 1932, 184 с. (Тр. ВГРО, вып. 198).

Вологдин А. Г. Геологический очерк Кизир-Казырского района, 1931, 49 с. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 44).

Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенито-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1963, 101 с.

Волохов И. М., Иванов В. М. Нижнедербинский габбро-пироксенито-перидотитовый интрузивный комплекс Восточного Саяна.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 5, с. 52—68.

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., Иванов В. М., Пругов В. П. Габбро-пироксенит-дунитовая интрузивная ассоциация Кузнецкого Алатау.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 4, с. 931—934.

Воробьева О. А. О некоторых особенностях геологического строения Баранчинского массива на Урале.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 5, с. 61—78.

Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М., 1962, 317 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 65).

Герасименко В. И. Особенности формирования пород и руд Лысанской группы месторождений.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1961, вып. 1, с. 75—98.

Гзовский Т. В. Тектонофизика и проблемы происхождения магм различного химического состава.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., 1963, с. 194—209.

Гинзбург И. В. Гастингсит зоны щелочно-гранитного метасоматоза и изоморфизм в моноклинных амфиболах.— «Тр. Минералогического музея». М., Изд-во АН СССР, 1961, вып. 11, с. 13—23.

Гинзбург А. И. Особенности концентрации и рассеяния редких элементов в эндогенных процессах.— В кн.: Химия земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 54—55 (Тр. геохим. конф., т. 2).

Гинзбург И. И. Применение геохимических методов при металлогенических исследованиях рудных районов.—В кн.: Применение геохимических методов при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1966, с. 7—265.

Глазунов О. М. Титаномагнетитовые месторождения западной части Восточного Саяна.— «Докл. 7 науч. конф. Томского ун-та», Изд-во Томского ун-та, 1957, вып. 4, с. 53—54.

Глазунов О. М. Лысанский габбро-пироксенит-серпентинитовый комплекс в западной части Восточного Саяна.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 3, с. 61—73.

Глазунов О. М., Кузьмин А. М. Ульвошпинель из ильменит-титаномагнетитовых руд Лысанских месторождений.— «Бюл. Томск. отд. МОИП», Томск, 1961, с. 20—25.

Глазунов О. М. Генезис Лысанских титаномагнетитовых месторождений.— «Матер. по динско-Дербинского разлома (Вост. Саян).— «Изв. Томск. политехн. ин-та». Томск, ун-та, 1964а, вып. 2, с. 189—196.

Глазунов О. М. Особенности проявления ультраосновного и основного магматизма в западной части Восточного Саяна.— В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Зап. Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1964б, с. 229—235.

Глазунов О. М. Метаморфизм и некоторые особенности локализации титана в зоне Шиндинско-Дербинского разлома (Вост. Саян).— Из. Томск. политехн. ин-та», Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1965, т. 135, с. 3—14.

Глазунов О. М. Распределение стронция в габброидах Саяно-Байкальской области.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 6, с. 1356—1359.

Глазунов О. М., Глазунова А. Д. Геохимия стронция в габбровых формациях Саяно-Байкальской складчатой области.— В кн.: Стронций и барий в эндогенных образованиях. М., «Наука», 1973, с. 21—37.

Глазунов О. М., Корнаков Ю. Н. и др. Ультраосновные породы складчатого обрамления юга Сибирской платформы как возможные индикаторы состава верхней мантии.— «Матер. IV Всесоюз. петрограф. совещания», Баку, 1969, с. 107—109.

Глазунов О. М., Корнаков Ю. Н. Состав вещества верхней мантии южного складчатого обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Ежегодник — 1968. СибГЕОХИ. Иркутск, 1969, с. 40—44.

Глазунов О. М., Корнаков Ю. Н., 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. Н., Шестаков В. Г. Геохимические критерии идентификации габброидов некоторых формаций Саяно-Байкальской области.— В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с. 135—138.

Глазунов О. М., Лепин В. С., Плюснин В. Г., Сандимирова Г. П., Брандт С. Б. Изотопы стронция в некоторых базальтоидных формациях Сибири.— В кн.: Ежегодник — 1970. СибГЕОХИ. Иркутск, 1971, с. 276—281

Глазунов О. М., Замотринская Е. А., Михайлова Т. Г. Форма вхождения хрома в оливины.— «Геохимия», 1971, № 6, с. 746—749.

Глазунова А. Д. Химический состав оливинов Оспинского массива.— В кн.: Матер. геол. конф., посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геол. упр. Улан-Удэ, 1968, с. 314—315.

Глазунова А. Д., Волкова Д. М., Арсенюк М. И., Глазунов О. М. Распределение и форма концентрации никеля в гипербазитах.— В кн.: Ежегодник — 1971. СибГЕОХИ. Иркутск, 1972, с. 42—47.

Глазунова А. Д. *Повышение чувствительности определения элементов-примесей в горных породах при использовании пневматического способа введения проб в облако разряда.*— В кн.: Спектральный анализ элементов-примесей в горных породах. М., «Наука», 1973, с. 30—34.

Гольдшмидт В. М., Петерс К. К геохимии скандия.— В кн.: Сб. статей по геохимии редких элементов. Перевод с англ. М., ИЛ, 1938, с. 53—71.

Горохов И. М. Некоторые вопросы геохимии изотопов стронция.— «Сов. геол.», 1968, № 2, с. 89—101.

Горшков Г. С. Действующие вулканы Курильской островной дуги.— «Тр. лаб. вулканологии», 1958, № 13, с. 5—70.

Горшков Г. С. *Явления вулканизма и верхняя мантия.*— В кн.: Химия земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 4—10. (Тр. геохим. конф., т. 2)

Грудинин М. И. *Петрография Нюрундуканского и Довыренского габбро-перидотитовых массивов* (Сев. Прибайкалья).— В кн.: Петрография Вост. Сибири. Т. 3. М., «Наука», 1965, с. 5—112.

Гурьянова З. Н., Додин А. Д. Новые данные по геологии Удско-Ийского района Восточного Саяна.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», Л., 1960, № 40, с .30—36.

Гурулев С. А. *Геология и условия формирования Иоко-Довыренского габбро-перидотитового массива.* М., «Наука», 1965, 122 с.

Дана Э. С. Описательная минералогия. ОНТИ, 1937, 423 с.

Джафф Г. В. Роль иттрия и других редких элементов в группе граната.— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. ИЛ., 1952, с. 85—108.

Дибров В. С. *Геология центральной части Восточного Саяна.* М., «Недра», 1964, 326 с.

Деменицкая Р. М. Строение земной коры в Арктике.— В кн.: Геология дна океанов и морей. Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. М., «Наука», 1964, с. 114—121.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1—4. М., «Мир», 1965, 371 с., 406 с., 316 с., 482 с.

Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971, 454 с.

Доливо-Добровольский В. В., Клименко Ю. В. Рациональный анализ руд. Металлургиздат, 1947, 230 с.

Другова Г. М. и др. Докембрий Северо-Восточной Тувы.— «Тр. лаб. геол. докембрия», Л., Изд-во АН СССР, 1955, вып. 5, с. 255—314.

Дудыкина А. С. *Парагенетические ассоциации элементов-примесей в гранатах различного генезиса.*— «Тр. ИГЕМ», 1959, вып. 28, с. 90—110.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., «Недра», 1963, 428 с.

Елисеев Н. А., Горбунов Г. И., Елисеев Э. Н., Масленников В. А., Уткин К. Н. Ультраосновные и основные интрузии Печенги.— «Тр. ЛАГЕД АН СССР», 1961, вып. 10, 347 с.

Елисеев Э. Н. Исследование химического состава природных пирротинов.— «Вестник ЛГУ. Сер. геол. и геогр.», 1958, вып. 1, № 6, с. 24—35.

Еремеев В. П. Петрография и генезис Актовракского месторождения хризотил-асбеста.— «Тр. ИГЕМ», 1959, вып. 31, с. 68—111.

Ефимов А. А., Иванова Л. П. *Поведение хрома, никеля, кобальта в процессе формирования Кытлымского платиноносного массива.*— «Геохимия», 1963, № 11, с. 1034—1043.

Ефимов А. А. О геологической позиции и внутреннем строении Качканарского массива.— В кн.: Ежегодник ин-та геол. и геохим. Свердловск, 1969, с. 34—35.

Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале.— «Матер. по общей и прикладной геологии», 1928, вып. 108, 201 с.

Заварицкий А. Н. *О фузивных магматических месторождениях.*— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1937, № 4, с. 765—788.

Заварицкий А. Н. Особенности задач и метод петрохимии.— «Бюл. МОИП», отд. геол., нов. сер. 20, 1945, № 3—4, с. 3—26.

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

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955, 479 с.

Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале.— В кн.: Избранные труды. Т. 1, М., *Изд-во* АН СССР, 1956, с. 483—665.

Зак С. И., Юдин Б. А., Оболенский А. М. Закономерности изменения состава титаномагнетита в габбро-анортозитовой, габбро-щелочной и ультраосновной-щелочной магматических формациях Кольского полуострова и Сев. Карелии.— В кн.: Матер. по минералогии Кольского п-ова и Сев. Карелии. М., «Наука», 1969, с. 147—152.

Закруткин В. В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1968, ч. XCVII, вып. 1, с. 13—23.

Зарипов М. М., Новожилов А. И. и др. ЭПР ионов Ti^{3+} в синтетическом фторфлогопите.— «Геохимия», 1967, № 3, с. 376—377.

Зив Е. Ф. Рутилизация ильменита в гипергенных условиях.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 12, с. 57—68.

Зимин С. С. *Дунит-верлитовая формация Тихоокеанского складчатого пояса и вопросы* генезиса гипербазитов (на примере интрузий Сихотэ-Алиня).— В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1965, с. 232—246.

Золоев К. К., Хмара А. Я., Булыкин Л. Д. Распределение титана, марганца и железа в *формациях ультраосновных пород Урала.*— В кн.: *Вопросы петрохимии.* Матер. к совещанию. Л., ВСЕГЕИ, 1969, с. 307—310.

Иванова В. П. Хлориты.— «Тр. ин-та геол. наук СССР. Сер. петрограф.», 1949, вып. 120, № 35, с. 56—85.

Иванов А. А., Латыш И. К. О магматических рудных месторождениях.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1955, № 6, с. 3—13.

Ильенок С. С. Основные черты петрологии Патынского массива.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 4, с. 76—91.

Ильенок С. С. Петрология габбро-сиенитового комплекса Горной Шории. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1961, 130 с.

Иодер Г. С., Тилли К. Э. *Происхождение базальтовых магм.* М., «Мир», 1965, 248 с.

Канищев Л. Д. Общность тенденций в эволюции химического состава осадочных и интрузивных пород Забайкалья.— «Геохимия», 1969, № 6, с. 691—697.

Карасик М. А. О чертах сходства и качественных различиях между магматическими и контактово-метасоматическими месторождениями.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1955, ч. 84, вып. 1, с. 147—152.

Кашин С. А. Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала.— «Тр. ин-та геол. наук СССР. Сер. рудн. месторожд.», 1948, вып. 91, с. 83—92

Кеннеди Дж. Равновесие между летучими и окислами Fe в изверженных породах.— В кн.: *Вопросы физикохимии в минералогии и петрологии.* М., ИЛ., 1950, с. 113—132.

Кирьянов Р. Н. О некоторых главнейших минералах скарнов Гумушевского месторождения на Урале.— «Тр. ин-та геол. УФ АН СССР», 1953, вып. 20, сб. 2, с. 25—34.

Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалиды юго-востока Сибири. М., «Наука», 1970, 143 с. (Тр. ГИН, вып. 219).

Ковалев В. С., Христофоров Б. И. Исследования синтетических Ti-содержащих амфиболов рентгеновским и ИКС методами.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Тез. докл. ин-та геохимии и физики минералов. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 59.

Конев А. А. Жидойский щелочно-ультраосновной плутон Восточного Саяна. М., «Наука», 1970, 84 с.

Коренбаум С. А. Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М., «Наука», 1967, 278 с.

Коржинский А. Ф. Термооптические исследования водных магнезиальных силикатов Оспинского ультраосновного массива в Восточном Саяне.— «Матер. по геологии Вост. Сибири», 1958а, вып. 8, с. 175—220.

Коржинский А. Ф. Скарновые образования в Оспинском гипербазитовом массиве в Восточном Саяне.— «Зап. Всес. минерал. об-ва», 1958б, ч. 87, вып. 3, с. 327—347.

Коржинский А. Ф. Термооптические исследования некоторых хлоритов Восточной Сибири.— «Зап. Вост.-Сиб. отд. Всесоюз. минерал. об-ва», 1959, вып. 1, с. 50—64.

Коржинский Д. С. *Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе.*— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1936, № 1, с. 35—60.

Коржинский Д. С. Различие инфильтрационной и диффузионной метасоматической колонки в отношении минералов переменного состава.— «Докл. АН СССР», 1952, т. 86, № 3, с. 597—600.

Коржинский Д. С. *Очерк метасоматических процессов.*— В кн.: *Основные проблемы в* учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 184 с.

Коржинский Д. С. *Проблемы физико-химической теории петрологических процессов.*— «Изв. АН СССР. Сер. геол», 1962, № 1, с. 10—25.

Коржинский Д. С. Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов.— «Геол. рудн. месторожд.», 1966, № 2, с. 16—20.

Корнаков Ю. Н., Сутурин А. Н., Бакалейникова Т. К. Геохимические особенности процесса *серпентинизации.*— В кн.: *Ежегодник* — 1970. *СибГЕОХИ. Иркутск*, 1971, с. 88—92.

Корнилов Н. А. Об аномальных оптических свойствах некоторых асбестовидных гидросиликатов.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1959, сер. II, ч. 88, вып. 2, с. 115—125.

Коростин П. В. Магнитное поле Прибайкалья и опыт его геологической интерпретации.— В кн.: *Байкальский рифт.* М., «Наука», 1968, с. 131—139.

Кравченко С. М. Формация калиевых щелочных базальтоидов как источник информации о составе верхней мантии.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК. Проблема I. М., «Наука», 1968, с. 146—155.

Кратц К. О. О титаномагнетитовом оруденении в иотнийских основных породах Южн. Карелии. О генезисе магматических титаномагнетитовых месторождений. Л., «Наука», 1954, с. 40—51 (Матер. лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 2).

Кратц К. О. О генезисе магматических титаномагнетитовых месторождений.— «Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР», вып. 7, 1957, с. 3—21.

Кривенко А. П., Орлов Д. М. Пироксены габбро-сиенитовой формации Алтае-Саянской области.— В кн.: *Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород*. М., «Наука», 1972, с. 269—291.

Крыжановский В. И. Контактовые минералы габброидных интрузий западного склона Урала.— «Тр. УФ АН СССР. Сер. Ильменская», вып. 4, 1935, с. 20—26.

Краус Э. *Геотектоническое развитие Индийского океана и «Крыши Мира».*— «Вест. МГУ. Сер. IV, геол.». М., Изд-во Моск. ун-та. 1967, № 6, с. 16—24.

Крылов И. Н. Структурное положение и внутреннее строение массивов основных пород Гутаро-Агульского района (Вост. Саян).— «Вест. ЛГУ. Сер. геол. и геогр.», 1960, вып. 2, № 12, с. 146—148.

Кузнецов Е. А. Тектоника Тагильского района.— В кн.: Геология СССР. Т. 12. Урал, ч. 1, 1944, с. 568—573.

Кузнецов Е. А. Габбровый массив к югу от Баранчи на Урале.— «Тр. ИГН. Сер. петрограф.», М., 1950, вып. 116, № 34, 90 с.

Кузнецов Ю. А. Магматические формации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1, Изд-во АН СССР, 1958, с. 142—158.

Кузнецов Ю. А. Фации магматических пород.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2, 1955, с. 645—657.

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

Кузнецов Ю. А. Основные типы магмаконтролирующих структур и магматические формации.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 9, с. 3—24.

Куковский Е. Г., Кононов Ю. В. Рентгенографическое изучение продуктов рутилизации ильменита.— «Рентгенография минерального сырья». М., Госгеолтехиздат, 1962, вып. 1, с. 120—127.

Кутолин В. А. Петрохимические особенности базальтов разных формационных типов и состав верхней мантии Земли.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Проблема I. М., «Наука», 1968, с. 90—97.

Кухаренко А. А., Кравцов Я. М. К геохимии Zr и Be в ультраосновных щелочных породах.— «Докл. АН СССР», 1960, т. 134, № 4, с. 931—934.

Кухаренко А. А., Клер М. М. К геохимии скандия в щелочно-ультраосновных породах Кольского п-ова и Карелии.— «Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва», 1962, вып. 5, с. 520—536.

Кухаренко А. А. К геохимии циркония и гафния в щелочных ультраосновных магматических комплексах.— «Вопросы магматизма и метаморфизма», Изд-во ЛГУ, 1963, вып. 1, с. 108—124.

Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булак А. Г. и др. *Каледонский комплекс ультраосновных* щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965, 772 с.

Лабунцов А. Н., Искюль Е. В. Титаномагнетит.— В кн.: Минералы Хибинских и Лавозерских тундр. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937, с. 165—172.

Лебедев П. И. Титаномагнетитовый габбровый комплекс массива горы Патын (Кузнецкий Алатау).— «Тр. петрограф. ин-та АН СССР», 1935, вып. 5, с. 82.

Лебедев А. П. Закономерности развития основных и ультраосновных формаций на примере СССР.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых.— «Тр. 1-го Всесоюз. петрограф. совещ.», М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 52—74.

Лебедев А. П. Вопросы изучения базальтовой магмы.— «Изв. АН СССР, Сер. геол.», 1958, № 12, с. 30—44.

Лебедев А. П. Титаноносные пояса древних складчатых систем юга Сибири.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 155, № 6, с. 1329—1332.

Лебедев А. П., Богатиков О. А. Петрология Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточный Саян). М., Изд-во АН СССР, 1963, 153 с. (Тр. ИГЕМ, вып. 97).

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Госгеолиздат, 1940, 521 с.

Ленников А. М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М., 1968, 158 с.

Леонидов В. Я., Хитаров Н. И. Новые данные по термодинамическим свойствам титана.— «Геохимия», 1967, № 10, с. 1044—1049.

Лис Г. Геологические данные о природе океанов.— В кн.: Строение земной коры по сейсмическим данным. М., ИЛ, 1959, с. 17—27.

Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие.— «Тр. ЦНИГРИ», 1936, вып. 38, 817 с.

Лучицкий И. В. Проблема унаследованного развития магматизма.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК. М., Изд-во АН СССР, 1968, с. 40—56.

Люстих Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли.— «Бюл. МОИП», 1965, т. XL, вып. 1, январь—февраль, нов. сер., с. 5—27.

Ляхович В. В. *Некоторые данные о составе акцессорного магнетита.*— «Тр. ИМГРЭ», 1959, вып. 3, с. 89—103.

Малышев И. И., Пантелеева П. Г., Пэк А. В. «Титаномагнетитовые месторождения Урала», Изд-во АН СССР, 1934, сер. Уральская, вып. 1, с. 46—52.
Малышев И. И. К вопросу о генетическом сходстве титаномагнетитовых и хромитовых месторождений западного склона Урала. Изд-во АН СССР, 1936а, сер. геол., № 4, с. 585—610.
Малышев И. И. Сравнительное изучение титаномагнетитовых и хромитовых месторождений.— «Южно-Уральская комплексная экспедиция АН СССР», 1936б, вып. 1, с. 23—29.
Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957, 272 с.
Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала.— «Тр. ин-та геологии УФ АН СССР». Свердловск, 1966, 234 с.
Малахов И. А., Малахова Л. В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Свердловск, 1970, 166 с.
Мамаев Н. Ф. Основные черты ранней истории развития Урало-Сибирской геосинклинальной области.— В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968, с. 269—274.
Марфунин А. С., Бершев Л. В. Применение ЭПР в минералогии.— В кн.: Геохимия, минералогия, петрография. М., 1962, с. 199—236.
Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967, 243 с.
Масайтис В. Л. Состав толеитовых базальтов платформ и геологическое время.— «Зап. Всесоюз. минерал об-ва», 1970, сер. II, ч. 99, вып. 2, с. 192—198.
Масленников В. А. К вопросу о генезисе сегрегационно-магматического титаномагнетитового оруденения.— «Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР», 1957, вып. 7, с. 22—37.
Меренков Б. Я., Толстихина К. И., Александрова А. А. Значение электронно-микроскопического изучения хризотил-асбеста и серпофита для решения вопроса их генезиса.— «Тр. ИГЕМ», 1959, вып. 31, с. 36—45.
Мехоношин А. С., Бурмакина Г. В. Распределение Ti в породах лысанского комплекса.— *В кн.: Вопросы геологии Сибири. Томск, 1971, с. 134.*
Мещеряков Р. П., Столбов Ю. М. Некоторые результаты измерения изотопного состава кальция в природных веществах.— «Геохимия», 1967, № 10, с. 1118—1120.
Михеев В. И. Определение минералов группы хлоритов рентгенометрическим методом.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1953, сер. II, ч. 82, вып. 3, с. 214—216.
Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолиздат, 1957, 867 с.
Моисеенко Ф. С. О глубинном строении средней части Восточного Саяна.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 11, с. 28—37.
Моисеенко Ф. С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, «Наука», 1969, 188 с.
Моисеенко В. Г., Щека С. А., Фатьянов И. И., Иванов В. С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971, 207 с.
Молчанов И. Л. Очерки по геологии Сибири (Восточный Саян). М., Изд-во АН СССР, 1934, 82 с.
Морковкина В. Ф., Лупанова Н. П. К вопросу о происхождении габбро-амфиболитов некоторых районов Северного Урала.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.». 1953, № 4, с. 45—66.
Морковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала.— *«Тр. ИГЕМ», М., 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., Гаврилова С. И. Пироксениты краевых зон Хараматолоуско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал).— В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., «Наука», 1965, с. 7—67.
Мусатов Д. И. Интрузивный магматизм Восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1961, вып. 1, с. 117—138.
Мусатов Д. И. О нижней границе каледонской геосинклинали Восточного Саяна.— В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск 1962, вып. 3, с. 147—152.
Мусатов Д. И. О некоторых особенностях развития геосинклиналей Южной Сибири.— В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, 1964, с. 3—12.
Мясников В. С. Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявление в них метаморфизма.— *«Геол. рудн. месторождений», 1959,* № 2, с. 49—62.
Немцович В. М. Булкинская габброидная интрузия верховьев реки Амыла.— *«Инф. сб.* ВСЕГЕИ», 1959, вып. 21, с. 117—124.
Ненашев Н. И. К — Ar возраст пород траппповой формации Якутии и сопредельных районов и некоторые вопросы эволюции их состава во времени и пространстве.— В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Тез. докл. Всесоюз. совещ. Иркутск, 1971, с. 12—14.

Нестеренко Г. В., Авилова Н. С., Смирнова Н. П. Редкие элементы в траппах Сибирской платформы.— «Геохимия», 1964, № 10, с. 1015—1021.

Нестеренко Г. В., Корнаков Ю. Н., Альмухамедов А. И., Смирнова Н. П. Геохимические особенности дифференциации трапповых интрузий Сибирской платформы.— В кн.: Магматические и метаморфические образования Сибири. Тез. докл. 1-го Сибирского петрограф. совещ. М., «Недра», 1966, с. 123—124.

Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. Титан в пироксенах дифференцированных траппов.— «Геохимия», 1966, № 8, с. 972—979.

Никольская Т. А. Ульвошпинель в титаномагнетитах горы Патын.— «Изв. Томск. политехн. ин-та», 1961, т. 120, с. 50—54.

Никонов О. Н., Никонова З. П. Урюпинский массив — представитель габбро-пироксенитовой формации Кузнецкого Алатау.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 11, с. 48—59.

Никонов О. И., Минин А. Д. Оптика, химизм и номенклатура клинопироксенов базит-гипербазитовых интрузивных ассоциаций.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 1, с. 52—57.

Нокольдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. М., ИЛ, 1958, 176 с.

Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. Госиздат, 1927.

Овчинников Л. Н. Закономерности распределения элементов-примесей в контактово-метасоматических месторождениях.— «Тр. горно-геол. ин-та УФ АН СССР», Свердловск, 1959, вып. 32, с. 151—162.

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 восточ. части Сиб. платформы. М., «Наука», 1970, с. 105—119.

Онтоев Д. О. О составе и условиях образования железистых хлоритов некоторых гидротермальных месторождений.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 4, с. 42—58.

Онуфриенок И. П., Глазунова А. Д., Солодовникова Р. С. К вопросу о спектрографировании концентратов из природных вод.— «Тр. межведомств. совещ. по гидрогеохим. методам», Томск, 1962, с. 215—219.

Осборн Е. Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов.— В кн.: Химия земной коры. М., «Наука», 1964, с. 15 (Тр. геохим. конф. т. 2).

Островский И. А. Условия минералообразования в некоторых водосиликатных системах при высоких давлении и температуре.— «Тр. ИГЕМ», М., 1957, вып. 9, с. 38.

Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Плотностная характеристика некоторых метаморфических и магматических формаций Восточного Саяна.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 7, с. 105—108.

Падалка Г. Л. Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале.— «Тр. Арктич. ин-та», Л., 1936, т. XLVII, с. 174.

Падалка Г. Л. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала.— «Петрография СССР», 1937, сер. 1, вып. 7, с. 55—140.

Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., «Наука», 1967, 144 с.

Пауэлл Л. Дж., Харли Р. М., Фербэрн Х. В. Изотопный состав стронция и происхождение карбонатитов.— В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969, с. 314—328.

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.

Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., «Наука», 1966, 211 с.

Полканов А. А. К вопросу о генезисе титаномагнетитового оруденения габбро-сиенитов плутона Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.». 1944, № 6, с. 34—51.

Полканов А. А. Гравитационное, гравитационно-кинетическое и кинетическое фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация магмы.— «Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР», 1953, вып. 2, с. 46—54.

Половинкина Ю. И., Иванова В. П. О некоторых хлоритах и гидрослюдах Кривого Рога.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 161—181.

Полферов Д. В. Геохимические поиски месторождений Cu — Ni сульфидных руд.— «Бюл. НТИ МГОН», 1962, № 1 (35), с. 26—30.

Принс А. Т. Система альбит-анортит-сфен.— В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., ИЛ., 1954, 534 с.

Рабинович Р. И. Материалы ВСЕГЕИ, 1959, вып. 21, с. 23—28.

Раковский Э. Е., Серебряный Б. Л. Нейтронно-активационное определение золота в горных породах с использованием субстехиометрического разделения.— «Радиохимия», 1968, вып. 1, т. 10, с. 75—81.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М., ИЛ, 1962, 1132 с.

Рашин А. Г. и др. О рентгенограммах и инфракрасных спектрах поглощения железистых авгитов.— В кн.: Геохимия докембрия Карелии. 1971, с. 173—176. (Тр. ин-та геологии Карельского фил. АН СССР, вып. 7).

Резанов И. А. Международный проект «Верхняя мантия».— «Земля и Вселенная», 1967, № 6, с. 82—84.
Репина Л. Н. Палеонтологическое обоснование возраста отложений кембрия западной части Восточного Саяна.— «Докл. АН СССР», 1956, т. 110, № 2, с. 269—272.
Решитько В. А. Метаморфизм зон рассланцевания и глубинных разломов в районе Качканарского габбро-перидотитового массива на Урале.— «Сов. геол.», 1959, № 12, с. 24—39.
Рингвуд А. Э., Мак-Грегор И. Д., Бойд Фр. Петрографический состав верхней мантии.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 272—277.
Роде Е. Я., Роде Т. Е. Физико-химический анализ железистых хлоритов некоторых Уральских месторождений.— «Изв. АН СССР. Сер. хим.», 1940, № 6, с. 943—954.
Ризниченко Ю. В., Косминская И. П. *О природе слоистости земной коры и верхней мантии.*— «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 3, с. 323—325.
Ронов Л. Б., Ярошевский Л. А. Химическое строение земной коры.— «Геохимия», 1967, № 11, с. 1285—1309.
Ротман В. К., Марковский Б. А. Состав базальтов разных стадий тектономагматического цикла *Западной Камчатки.*— «Докл. АН СССР», 1970, т. 193, № 6, с. 1376—1379
Савинский К. А. Глубинные структуры Сибирской платформы по геофизическим данным. Автореф. докт. дисс. *Л., 1969,* 45 с.
Садецки-Кардош Э. Метаморфическая эволюция континентальных коровых частей в свете опытов с высоким давлением. 10-е чтение им. В. И. Вернадского. М., «Наука», 1969, 18 с.
Самойлова Н. В. Габброидные породы Северного и Среднего Урала и их петрохимические особенности.— «Тр. ИГЕМ АН СССР», *М., 1959,* вып. 32, 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. ИЛ, 1952, с. 183—227.
Сахарова М. С., Калиткина Н. А., Колонин Г. Р. Исследование температурных условий *рекристаллизации золота в сульфидных рудах.*— «Тез. докл. III Всесоюз. совещ. по минералогич. термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов». 9—15 сентября 1968 г. М., 1968, с. 233—234.
Семенов Е. И. Ульвошпинель в титаномагнетитах Хибинского щелочного массива.— «Тр. минералог. музея», 1959, вып. 9, с. 190—195.
Сердюченко Д. П. *О двух железистых хлоритах.*— «Докл. АН СССР», *1948а,* т. *10,* № 3, с. 433—436.
Сердюченко Д. П. О кристаллохимической роли титана в слюдах.— «Докл. АН СССР», 1948б, т. 59, № 4, с. 739—742.
Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация.— «Тр. ин-та геол. наук. Сер. минерал. и геохим», *1953, вып. 140,* № *14,* 338 с.
Сирин Н. А. Магматизм Полярного и Приполярного Урала. Госгеолтехиздат, 1962, 288 с.
Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. М., Изд-во АН СССР, 1962, 121 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.
Соболев В. С. Петрография траппов Сибирской платформы.— «Тр. Арктич. ин-та», 1936, т. 43, 224 с.
Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовского ин-та, 1949, 341 с.
Соболев В. С., Соболев Н. В. О хроме и хромсодержащих минералах в глубинных ксенолитах *кимберлитовых трубок.*— «Геол. рудн. месторожд.», 1967, т. 9, № 2, с. 10—16.
Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолтехиздат, 1952, 237 с.
Соболев С. Ф. Особенности генезиса и состава пород дунит-пироксенит-габбровой формации Урала.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Докл. сов. геол. к XXIII сессии МГК. М., «Наука», 1968, с. 187—199.
Соловьев С. П. *Некоторые вопросы химизма магматических горных пород.*— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1964, ч. 93, вып. 6, с. 613—640.
Соловьев Н. С. Титан в позднемезозойских магматических ассоциациях Юго-Вост. Забайкалья.— «Геохимия», 1968, № 7, с. 878—881.
Старик И. Е. Ядерная геохронология. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961, 630 с.
Судовиков Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения.— «Тр. ЛАГЕД АН СССР», 1955, вып. 5, с. 97—174.
Сутурин А. Н., Глазунов О. М. *Геохимические критерии оценки хромитоносности гипербазитов* Вост. Саяна.— В кн.: Ежегодник — 1968. СибГЕОХИ. Иркутск, 1969, с. 45—50.
Татарский В. Б. *Микроскопическое определение карбонатов группы кальцита и арагонита.* М., Гостоптехиздат, 1955, 64 с.
Таусон Л. В. Влияние структуры минералов на изоморфные замещения в силикатах *изверженных горных пород.*— «Геохимия», 1958, № 8, с. 735—742.
Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., 1961, 230 с.
Тернер Ф. Д. Эволюция метаморфических пород. М., ИЛ, 1951, 283 с.
Тернер Ф. Д., Ферхуген Дж. *Петрология изверженных и метаморфических пород.* М., ИЛ, 1961, 592 с.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958, 185 с.

Турекьян К., Калп Дж. Геохимия стронция.— В кн.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ., 1959.

Уокер Ф., Польдерварт Г. А. Долериты Карру Южно-Африканского союза.— В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, 1950, с. 8—182.

Устиев Е. К. Позднечетвертичный вулканизм Ю. Анюйского хребта и Восточно-Азиатская вулканологическая провинция.— «Тр. лаб. вулканологии», 1958, вып. 13, с. 212—232.

Уэджер Л. Р., Митчелл Р. Л. Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузии Скергард (Гренландия).— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952, с. 169—182.

Уэджер Л. Р., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. Сер. «Науки о Земле». М., «Мир», 1970, 552 с.

Фавсетт И. Верхний предел стабильности магнезиальных хлоритов при P_{H_2O} до 10 кбар. Экспериментальная петрология и минералогия.— «Тр. геофиз. лаб. ин-та Карнеги в Вашингтоне», «Недра», 1969, вып. 62 (1962—1963), с. 112—115.

Фекличев В. Г. Микрокристалломорфический анализ. М., «Наука», 1966, 201 с.

Ферсман А. Е. Геохимия. Т. 1. ОНТИ, Госхимтехиздат, 1934, 324 с.

Ферсман А. Е. Геохимия. Т. 4. Госхимиздат, 1939, 355 с.

Фесенко Е. Г., Рупанова И. М., Белов Н. В. Кристаллохимическая структура цоизита.— «Докл. АН СССР», 1955, т. 102, с. 275—278.

Филиппова Н. А. Фазовый анализ руд цветных металлов и продуктов их переработки. М., Металлургиздат, 1963. 212 с.

Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения.— В кн.: Байкальский рифт. М,, «Наука», 1968, с. 40—56.

Фоминых В. Г. Состав акцессорного титаномагнетита в магматических породах Урала как один из критериев их генезиса.— «Тез. докл. 1-го Уральского петрограф. совещ.», Свердловск, 1961, т. 1, с. 23—24.

Фоминых В. Г., Самойлов П. И., Максимов Г. С., Макаров В. А. Пироксениты Качканара. Свердловск, 1967, 83 с.

Фоминых В. Г. Минералогия и геохимия клинопироксенов платиноносного пояса Урала.—«Тр. 2-го Уральского петрограф. совещ.», Свердловск, 1969, т. 2, с. 83—93.

Фотиади Э. Э., Коротаев Г. И., Моисенко Ф. С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 10, с. 12—22.

Фотиади Э. Э., Коротаев Г. И., Моисеенко Ф. С. Некоторые закономерности в строении и развитии земной коры по геофизическим данным на примере Сибири и Дальнего Востока.— «Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК в Праге». Проблема I. М., «Наука», 1968, с. 25—33.

Фролова Т. И. Контрастные формации геосинклиналей.— «Отчет V конф. геол. фак. МГУ», Изд-во МГУ, 1970, с. 195—198.

Халфин С. Л. Петрология Когтахского габбро-монцонит-сиенитового комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск, «Наука», 1965, 92 с.

Хесс Х. Х. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез.— В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 403—422.

Хильтова В. Я., Крылов И. Н. Докембрий центральной части Восточного Саяна.— В кн.: Докембрий Вост. Саяна. М.— Л., «Наука», 1964, с. 7—122. (Тр. ЛАГЕД, вып. 18).

Хоментовский В. В. К тектонике Восточного Саяна.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 7, с. 3—26.

Цветков А. И., Мясников В. С., Щепочкина Н. И., Матвеева Н. А. О природе пластинчатых образований в титаномагнетите.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 2, с. 16—32.

Чернышев Н. М. К вопросу о спилито-диабазовой формации западной части Восточного Саяна.— В кн.: Матер. по геол. Красноярского края. Красноярск, 1964, с. 30—36.

Чернышев Н. М., Бочаров В. Л. Петрохимические критерии никеленосности базит-гипербазитовых интрузий Воронежского кристаллического массива.— «Сов. геол.», 1970, № 12, с. 55—68

Чесноков С. П. О трехвалентном титане в эклогитах Ю. Урала.— «Геохимия», 1960, № 1, с. 68—71.

Шахов Ф. Н. Главнейшие рудообразующие минералы. Томск, Изд-во Зап.-Сиб. геол. упр. Томск. политехн. ин-та», 1942, 126 с.

Шахов Ф. Н. Текстуры руд. М., Изд-во АН СССР, 1961, 179 с.

Шейнманн Ю. М. О тектонических условиях магмообразования.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 183—193.

Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— «Геотектоника», 1970, № 4, с. 5—32.

Шелковников А. Д. Дифференцированная габбровая интрузия бассейна верховьев реки Казыра в Восточном Саяне.— «Сов. геол.», 1958, № 3, с. 85—94.

Шелковников А. Д. Геологическое строение, петрографический состав, петрохимические особенности Крыжинского габбро-щелочно-сиенитового массива.— «Матер. по геол. Красноярского края», Красноярск, 1961, вып. 2, с. 115—132.

Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна.— «Матер. по геол. Красноярского края», Красноярск, 1962, вып. 3, с. 65—96.

Шелковников А. Д. Эффузивные формации северо-западной части Восточного Саяна.— *В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области.* М., «Наука», 1965, с. 160—178.

Шемякин В. М. О связи между составом и светопреломлением ромбических пироксенов.— «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1968, сер. II, ч. XCVII, вып. 1, с. 41—48.

Штейнберг Д. С. *Роль некоторых процессов метаморфизма в формировании ультраосновных и основных пород Урала по новым данным.*— В кн.: Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ. М., «Наука», 1960, с. 405—408.

Штейнберг Д. С., Малахов А. И. Путеводитель Тагило-Кушвинской экскурсии Вишневые горы — Карабаш — Ильменские горы. Свердловск, 1961, 63 с.

Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. и др. О распределении элементов-примесей в титаномагнетитах Урала.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 139, № 6, с. 1449—1451.

Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г., Еремина М. В., Клевцов Е. И., Латыш И. К. Состав титаномагнетитов в базитах и ультрабазитах Урала. Свердловск, 1965, 98 с. (Тр. ин-та геологии УФ АН СССР, вып. 78).

Штейнберг Д. С. и др. Глубинное строение Урала.— В кн.: Проблемы генезиса ультрабазитов Урала. М., «Наука», 1966, с. 183—199.

Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала.— В кн.: Тектоника СССР. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1951, 377 с.

Шуркин К. А. *К вопросу о классификации ультраосновных пород вообще и мигматитов в частности.*— «Тр. ЛАГЕД», 1957, вып. 7, с. 74—108.

Шурупова Р. И. Некоторые закономерности формирования Лысанского титаноносного габбро-пироксенитового комплекса (западная часть Восточного Саяна).— В кн.: Матер. по геол. и минералогии рудных месторождений, 1964, с. 155—169 (Тр. ВСЕГЕИ, *нов. сер., вып. 104*).

Щека С. А. Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М., «Наука», 1969. 135 с.

Щепочкина Н. И. Физико-химические исследования титанитов бария и железа.— «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1958, вып. 11, 62 с.

Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. Новосибирск, «Наука», 1967, 268 с.

Щербина В. В. Распределение ванадия в титаномагнетитах и во вмещающих породах.— «Титаномагнетитовые месторождения Урала», 1936, сер. Уральская, вып. 2, ч. 2, с. 163.

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. Процессы ограничения изоморфизма.— «Геохимия», 1969, № 11, с. 1302—1305.

Юнг Р. С. Геохимия кобальта.— В кн.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959, с. 511—533.

Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В., Разина И. С., Черняев Л. А. К геохимии элементов платиновой группы.— «Геохимия», 1967, № 11, с. 1381—1394.

Яфаев Н. Р., Яблоков Ю. В. *ЭПР Ti^{3+} в некоторых силикатных и фосфатных стеклах.*— «Физика твердого тела», 1962, т. 4, вып. 6, с. 1529—1539.

Ящук В. И. Интрузивные комплексы междуречья Кана и Маны.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 6, с. 39—48.

Atkins F. B. Pyroxenes of the Bushveld intrusion, South Africa.— "J. of Petrology", 1969, vol. 10, № 2, pp. 222—248.

Akimoto S., Katsura T., Ioshida M. Magnetic properties of $TiFe_2O_4$—Fe_3O_4 system and their change with oxidation.— "J. of Geomagn. and Geoelectricity", 1957, vol. 9, № 4, pp. 165—178.

Basta E. Z. Accurate determination of the cell demension of magnetite.— "Mineral Magazine", 1957, vol. 31, № 237, pp. 431—442.

Basta E. Z. Natural and synthetic Titanomagnetites (the system Fe_3O_4 — Fe_2TiO_4 — $FeTiO_3$).— "Neues Jahrb. für Mineralogie", 1960, Bd. 94, № 2, pp. 1017—1048.

Brindley G. M., Gillery F. H. X-Ray identification of chlorite.— "Amer. Miner.", 1956, vol. 41, pp. 169—186.

Broderick T. M. Differentiation in lavas of the Michigan in Keweenawan.— "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1935, vol. 46, № 4—12, pp. 503—558.

Buddington A. F., Fahey J., Vlisides Ang. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite.— "Amer. J. Sci.", 1955, vol. 253, № 9, pp. 497—532.

Buddington A. F., Lindsley D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents.— "J. of Petrology", 1964, vol. 5, № 2, pp. 310—434.

Cambel B., Jarkowsky J. Geochemistry of Ni and Co in pyrrhotines of different genetic types. Report of the 23d Ses. Internat. Geol. Congress. Czechoslovakia, Prague, 1968, 23 p.

Cornwall H. R., Rose H. I. Minor elements in Keweenewan lavas, Michigan.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1957, vol. 12, № 3, pp. 209—224.
Dana E. S. The system of mineralogy, 1900, 400 p.
Dasgupta H. C. Intracrystalline element correlation in magnetite.— "Econ. Geol.", 1967, vol. 62, № 4, pp. 487—493.
Deer W. A., Abbott D. Clinopyroxenes of the gabbro cumulates of the Kap Edvard Holm complex, East Greenland.— "Mineral. Mag.", 1965, vol. 34, № 268 (Tilley Volume), pp. 177—193.
Dogenhardt H. Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zr in der Lithosphere.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1957, vol. 11, № 4, pp. 279—310.
Faure G., Hurley P. M. *The isotopic composition of Sr in oceanic and continental basalts*: Application to the origin of igneous rocks.— "J of Petrology", 1963, vol. 4, № 1, pp. 31—50.
Engel A. E., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and upper mantle.— "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1965, vol. 76, № 7, pp. 719—734.
Fenner C. N. The crystallization of basalts.— "Amer. J. Sci.", 1929, vol. 18, pp. 225—253.
Fudali R. F. Oxygen fugasities of basaltic and andesitic magmas.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1965, vol. 29, № 9, pp. 1063—1076.
Findley D. C. Origin of the Tulameen ultramafic — gabbro complex, Southern British Columbia.— "Canad. J. of Earth Sci.", 1969, vol. 6, № 3, pp. 399—425.
Gjelsvik T. Geochemical and mineralogical investigations of titaniferous iron ores, West Coast of Norway.— "Econ. Geol.", vol. 52, № 5, pp. 482—498.
Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford, 1954, 730 p.
Green I., Poldervaart A. Some basaltic province.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1955, vol. 7, № 3/4, pp. 177—187.
Green D. H., Ringwood A. E. Mineral assamblages in a model mantel composition.— "J. Geophys. Res.", 1963, vol. 68, № 3, pp. 938—946.
Greenland L., Lovering I. L. *Fractionation of florine, chlorine and other trace elements.* during differentiation of a tholeiitic magma.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1966, vol. 30, № 9, pp. 963—982.
Hart S. R., Broks C., Krogh T. T., Davis G. L., Nava D. *Ancient and modern volcanic rocks*: a trace elements model.— "Earth and Planet. Sci. Lett.", 1970, vol. 10, № 1, pp. 17—28.
Hartman P. Can Ti^{4+} replace Si^{4+} in silicates.— "Mineral. Mag.", 1969, vol. 37, № 287, pp. 366—369.
Heier K. C. Rb/Sr and Sr^{87}/Sr^{86} ratio in deep crystal material.— "Nature", 1964, vol. 202, № 4931, pp. 447.
Hess P. H., Dengo G., Smith R. I. Antigorite from the vicinity of Caracas, Venezuela.— "Amer. Miner.", 1952, vol. 37, № 1—2, pp. 68—75.
Hess H. H., Phillips A. H. Optical properties and chemical composition of magnesian orthopyroxenes.— "Amer. Miner.", 1940, vol. 25, pp. 271.
Hess H. H. A primary peridotite magma.— "Amer. J. Sci.", 1938, vol. 35, № 209, p. 321.
Higazy R. A. The trace elements of the plutonic complex of Loch Daon (South Scotland) and their Petrogenetic significance.— "J. of Geology", 1954, vol. 62, № 2, pp. 172—181.
Hurley P. M., Pinson W. H. Whole-rock Rb/Sr isotopic age relationship in Apollo 11 Lunar samples. Variations in isotopic abundances of Sr, Ca and related topics.— "*Report for 1970 U. S. Atomic Energy Commission*". Contrakt A. I. (30—1) — 1381, vol. 2, pp. 1311—1315.
Konecny V., Bagdasarian G. P. and oth. Evolution of neogene volcanism in central Slovakia and its confrontation with absolute ages.— "*Acta geol. Acad. scient. Hung.*", 1969, vol. 13, № 1—4, pp. 245—258.
Kovach A., Bologh K. Sr isotopic ratios in tertiary igneous rocks of the Tokai Mountains.— "Tschermaks miner u. Petrogr. Mitt.", 13, 1969, pp. 15—33.
Kushiro I., Kuno H. Origin of primary basalt magmas in classification of basalt rocks.— "J. of Petrology", 1963, vol. 4, № 1, pp. 75—90.
Legg Chr. A. Some chromite — ilmenite association in the Merensky Reef, Transvaal.— "Amer. Miner.", 1969, vol. 54, № 9—10, pp. 1347—1354.
MacDonald G. A. The deep structure of continents.— "Rev. Geophys.", 1963, vol. 1, № 4, pp. 240—248.
Manning P. C., Nickel E. H. A spectral study of the origin of colour and pleochraism of a titanaugite from Kaiserstuhl and of a riebeckite from St. Peters.— "Dome Colorado. Canad. Mineral.", 1969, vol. 10, № 1, pp. 71—83.
Marsden R. "J. Sed. Petrology", 1938, vol. 8, № 55, pp. 3636—4337.
Muan B. A., Osborn E. F. Phase equilibria at liquidus temperature in the system $MgO — FeO — Fe_2O_3 — SiO_2$.— "J. Amer. Ceram. Soc.", 1956, vol. 39, № 4, pp. 121—140.
Niggly P. *Lehrbuch der Mineralogie.* 1926, 300 S.
Nockolds S. R., Allen R. The geochemistry of some igneous rocks series.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1953, vol. 4, № 3, pp. 105—142.
Osborn E. Role of oxygen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magma.— "Amer. J. Sci.", 1959, vol. 257, № 9, pp. 609—647.

Orcel I. Rechercnes sur la composition chimique des chlorites.— "Bull. Soc. Franc. Min.", 1927, t. 50, № 3—6, p. 230.
Pääkonen V. Otanmäki the ilmenite — magnetite ores field in Finland.— "Bull. de la Commission geolog. de Finlande", 1956, № 171, p. 43.
Pinson W. H. and oth. Evidence on origin of felsitic volcanic rocks from their initial abundance of Sr^{87}.— "Geol. Soc. Amer. Spec.", Paper № 73, 1963, pp. 23—48.
Poldervaart A. *Correlation of physical properties and chemical composition in the plagioclase, olivine, orthopyroxene series.*— "Amer. Miner.", 1950, vol. 35, № 11—12, pp. 1067—1079.
Prinz M., Nehru E. Comments on "kaersutite from. san. Carlos, Arizona with comments on the paragenesis of this mineral" by B. Mason.— "Min Mag.", 1969, vol. 37, № 287, pp. 333—337.
Ramberg H. Titanic iron ore formed bydissociation of silicates in granulite facies.— "Econ. Geol.", 1948, vol. 43, № 7, pp. 553—570.
Ramdohr P. Ulvöspinel and its significance in titaniferous iron ores.— "Econ. Geol.", 1953, vol. 48, № 8, pp. 677—688.
Ramdohr P. *Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Überlegungen über* das System $FeO — Fe_2O_3 — TiO_2$.— "Neues Jahrb. für Miner. Beil.", 1926, Bd. 54, SS. 320—379.
Rankama K., Sahama Th. Geochemistry. Chicago, 1953, 912 p.
Reithler I. C., Bolfa I. Sur un nouveau mode d'obtention d'une serie complete de titanomagnetities ZFe_3O_4 (1-Z) (Fe_2TiO_4.— "Bull. Acad. ef. soc. lorroines sci.", 1969, vol. 8, № 2, pp. 107—111.
Roy Della, Roy Rustam. Synthesis and Stability of minerals in the sistem $MgO — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O$.— "Amer. Miner.", vol. 40, pp. 147—178.
Rosenzweig A., Watson E. H. Some hornblendes from Pennsylvania and Dalaware.— "Amer. Min.", 1954, vol. 39, № 7—8, pp. 581—587.
Ruckmick I. C., Noble I. A. Origin of the ultramafic complex of Union Bay., Southmagnetites ZFe_3O_4 (1-Z) (Fe_2TiO_4.— "Bull. Acad. ef. soc. lorroines sci.", 1969, vol. 8, pp. 981—1018.
Schmidt E. R., Vermaas F. H. Differential thermal analysis and cell dimensions of some natural magnetites.— "Amer. Miner.", 1954, vol. 40, № 5—6, pp. 422—431.
Seward T. M. The distribution of transition elements in the system $CaMgSi_2O_6$-$Na_2Si_2O_6$-H_2O at 1.000 bars pressure.— "Chem. Geol.", 1971, vol. 7, № 2, pp. 73—95.
Seki. Relation between chemical composition and lattice constants of epidote.— "Amer. Miner.", 1959, vol. 44, № 7—8.
Singh K. K., Beg M. A. Textural anal. paragenetic studies of ilmenite crystals and associated ore minerals of Kacharia Kishangarh, Rajasthan.— "Univ. Roorkee Res. J.", 1968, vol. 10, № 3—4, pt. 6.
Stueber A. M. *Abundances of K. Rb. Sr and Sr isotopes in the ultramafic rocks and mi*nerals from western North Carolina.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1969, vol. 33, № 5.
Tempel H. G. Der Einfluss der seltenen Erden und einiger anderer Komponenten auf die physikalischoptischen Eigenschaften innerhalb der Epidotgruppe.— "Chemic der Erde", 1938, Bd. 11, S. 525.
Thayer T. P. Serpentinisation considered as a constatvolume metasomatic process.— "Amer. Miner.", 1966, vol. 51, № 5—6, pp. 685—710.
Vincent E., Phillips R. Iron-titanium oxyde minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1954, vol. 6, № 1, pp. 1—26.
Vincent E. A., Crocket I. 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, vol. 18, № 1/2, pp. 130—142.
Wager L. R., Deer W. A. On two new pyroxenes in the series diopside — hedenbergite — clinoenstatite — clinoferrosilte.— "Min. Mag.", 1939, № 25, p. 22.
Wager L. R., Mitchell L. L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma — a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland.— "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1951, vol. 1, № 3, pp. 129—208.
Wilson I. T. Evidence from island on the spreading of ocean floors.— "Nature", 1963, vol. 197, № 4867, pp. 536—538.
Wilkinson I. F. G. Titanomagnetites from a differentited teschenite sill.— "Min. Mag.", 1957, vol. 30, № 237, pp. 443—454.
Yoder H. S. The $MgO — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O$ system and the related *metamorphic fa*cies.— "Amer. J. Sci.", 1952, pp. 569—627.
Zussman I., Bringley G. W., Comer I. I. Electron diffraction studies of serpentine minerals.— "Amer. Miner.", 1957, vol. 42, № 3—4, pp. 133—153.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3
Глава I. Общие сведения о геологии региона 5
Глава II. Состав и метаморфизм вмещающих пород 12
Глава III. Тектоническое положение и возраст массивов 19
Глава IV. Структурные особенности массивов 21
Глава V. Петрографическая характеристика пород 27
Глава VI. Минералогия 35
Сфалерит 37
Троилит 38
Пентландит 40
Халькопирит 40
Пирит 40
Арсенопирит 42
Ильменит 42
Ульвошпинель 50
Титаномагнетит 52
Рутил 60
Магнезит 61
Брейнерит 62
Мезитит 62
Кальцит 62
Доломит 63
Апатит 64
Оливин 64
Гранат 65
Сфен 67
Пироксены 69
Амфиболы 74
Цоизит 79
Эпидот 79
Тальк 80
Биотит 82
Хлориты 83
Серпентин 88
Плагиоклазы 91
Глава VII. Петрохимия 95
Главные черты химизма пород 95
Химизм контактовых зон 101
Глава VIII. Геохимия 106
Титан 111
Ванадий 115
Хром 117
Никель 120
Кобальт 123
Скандий 124
Цирконий 126
Стронций 128
Золото 136
Глава IX. Генезис пород формации 143
Глава X. О химическом составе родоначальной магмы 159
Глава XI. Некоторые данные об эволюции химического состава габброидной магмы во времени 165
Глава XII. Глубинное строение Восточного Саяна и закономерности пространственного размещения габбро-пироксенитовой формации 171
Глава XIII. Сопоставление пород габбро-пироксенитовой формации с другими габброидными и ультраосновными образованиями 177
Заключение 186
Литература 189

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовятся к выпуску следующие книги:

Процессы роста и синтеза полупроводниковых кристаллов и пленок, ч. I, II.

Современные проблемы химии карбониевых ионов.

Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма Байкало-Патомского нагорья.

Коваль П. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов.

Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита.

Геохимия и петрология метасоматоза.

Книги высылаются наложенным платежом.

Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск-90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

Олег Михайлович Глазунов

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ГАББРО-ПИРОКСЕНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Ответственный редактор
Валентин Александрович Вахрушев

Редакторы *А. П. Кривенко, С. А. Садко*
Художественный редактор *Т. Ф. Каминина*
Художник *В. В. Растегаев*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *Н. В. Клопотная, А. А. Надточий*

Сдано в набор 23 сентября 1974 г. Подписано в печать 28 февраля 1975 г. МН 02164. Формат 70×108 1/16. Бумага машиномелованная. 12,75 печ. л., 17,8 усл.-печ. л.+1 вкл., 20,2 уч.-изд. л. Заказ 216. Тираж 1200 экз. Цена 2 р. 02 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Цена 2 р. 02 к.

1197