

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

М. В. ФИШМАН
Н. П. ЮШКИН
Б. А. ГОЛДИН
Е. П. КАЛИНИН

МИНЕРАЛОГИЯ,
ТИПОМОРФИЗМ и ГЕНЕЗИС
АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ
ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

СЕВЕРА УРАЛА
и ТИМАНА

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа является первым обобщением результатов многолетнего изучения акцессорных минералов магматических пород разновозрастных комплексов севера Урала и Тимана по материалам исследований авторов, в основном из сборов М. В. Фишмана и Б. А. Голдина. Ранее специальных работ по изучению акцессорных минералов в указанных регионах практически не проводилось. Очень кратко ограниченное число минералов охарактеризовано в статье И. А. Преображенского (1941), посвященной гранитам Мань-Хамбо, и в работе Д. П. Сердюченко (1959) о гранитах Южного Тимана. Отдельные не систематизированные данные содержатся также в ряде общегеологических и петрографических работ, на которые мы сошлемся при описании соответствующих минералов.

Некоторые предварительные результаты наших исследований были опубликованы ранее в отдельных статьях или в работах петрографического характера (Фишман, 1960; Фишман и Голдин, 1963; Голдин, 1963а, 1963б, 1965, 1966; Голдин и Маркова, 1963; Фишман и др., 1966в; Юшкин и др., 1966; Фишман и др., 1966а, и др.).

В данной работе рассматриваются материалы более чем по 30 интрузивным массивам, в том числе и таким крупным, как Мань-Хамбо и Малопатокский, площадь выходов которых превышает сотни квадратных километров (рис. 1, 2, 3).

Учитывая разные толкования термина «акцессорный минерал», существующие в современной литературе, считаем необходимым отметить, что за основу нами принимаются представления, сформулированные О. И. Матковским (1965, стр. 260): «Акцессорными называют минералы, образующие количественно незначительную (обычно менее 1%), но качественно характерную составную часть пород. Они содержат в своем составе акцессорные химические элементы, которые не рассеиваются в решетках главных минералов, а уже при незначительном количестве в минералообразующей среде (при возможной частичной рассеянности отдельных из них в главных минералах) становятся насыщающими компонентами и кристаллизуются в виде самостоятельных акцессорных минералов, причем выделение их может происходить на протяжении всего процесса формирования породы».

Принимая в качестве основы приведенную формулировку, следует отметить три момента.

Во-первых, говоря об 1-, 2-, 3%-м барьере содержания акцессорных минералов, нужно иметь в виду средние цифры по представительному количеству проб, так как в шлифах в некоторых разностях пород акцессорные минералы могут образовывать и более высокие концентрации, выступая как порообразующие.

Во-вторых, положение о том, что акцессорные элементы, образующие акцессорные минералы, почти не рассеиваются в решетках главных ми-

нералов, нельзя рассматривать слишком строго: такие элементы, как например Ti и Fe, могут формировать акцессорные минералы и после насыщения ими породообразующих.

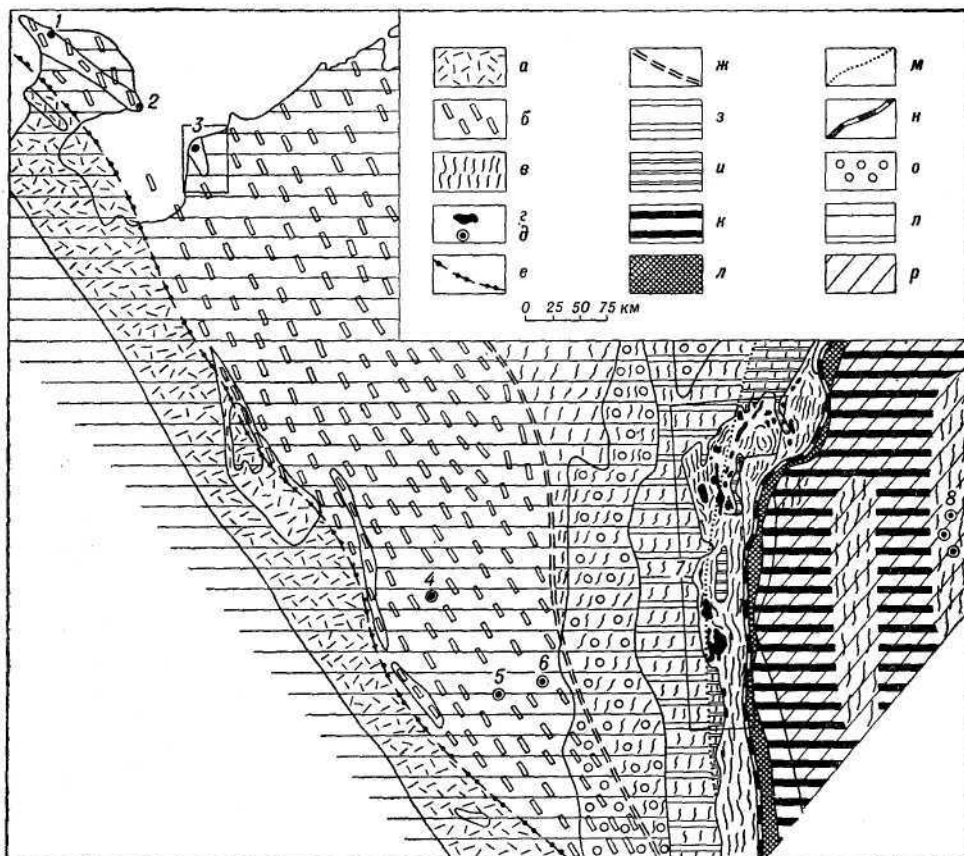


Рис. 1. Схема размещения интрузивов гранитоидных формаций в структурных зонах и этапах Тимана и севера Урала. (Составил В. Н. Пучков, 1966 г.).

Байкальский структурный комплекс («доуралиды»): а, б — область распространения отложений миогеосинклинальной зоны байкальской геосинклинали (R₁-См₁?) (а — внешняя подзона, б — внутренняя подзона); в — область распространения эвгеосинклинальной зоны байкальской геосинклинали (R-См₁?); г, д — интрузивы гранитоидных формаций (г — выходящие на поверхность, д — вскрытые сваяжинами в фундаменте); е — граница внутренней и внешней подзон байкальской миогеосинклинали; ж — граница эв- и миогеосинклинальной зон байкальской геосинклинали. Герцинский структурный комплекс («уралиды»): з, и — область распространения отложений герцинской миогеосинклинали (О-С) (з — внешняя подзона, «селецкий» комплекс фаций платформенного облика; и — внутренняя подзона, «лемвинский» комплекс фаций геосинклинального облика); к — область распространения отложений герцинской эвгеосинклинали (О-С) (для Зауралья показана предположительно); л — интрузивы габбро-перидотитовой и плагиигранитной формаций; м — граница внутренней и внешней подзон герцинской миогеосинклинали; н — граница герцинской эв- и миогеосинклинали; о — область распространения отложений орогенных формаций (Р-Т). п — палеозойские и мезозойские отложения платформенного чехла Русской эшбайкальской платформы; р — мезозойские и кайнозойские отложения Западно-Сибирской эпигерцинской платформы. 1 — граниты района р. Пидерцелхи (Канинский камень); 2 — пегматиты района Микулкина мыса (Канинский камень); 3 — северотиманские граниты и сиениты; 4, 5, 6, 9 — граниты, вскрытые бурением в кристаллическом фундаменте Тимана и Прикамья; 7 — гранитоиды антиклинория Урал-Тау; 8 — гранитоиды, вскрытые бурением в рифейском фундаменте Приполярного Зауралья (Березовский погребенный антиклинорий).

Знаки на схеме отражают многоярусное строение земной коры.

В-третьих, необходимо иметь в виду, что выделение минералов (как это подчеркивается цитированным выше определением) происходит на протяжении всего процесса формирования породы, следовательно формирование акцессорных минералов может происходить и путем аккумуляции акцессорных элементов, до этого насыщавших породообразующие.

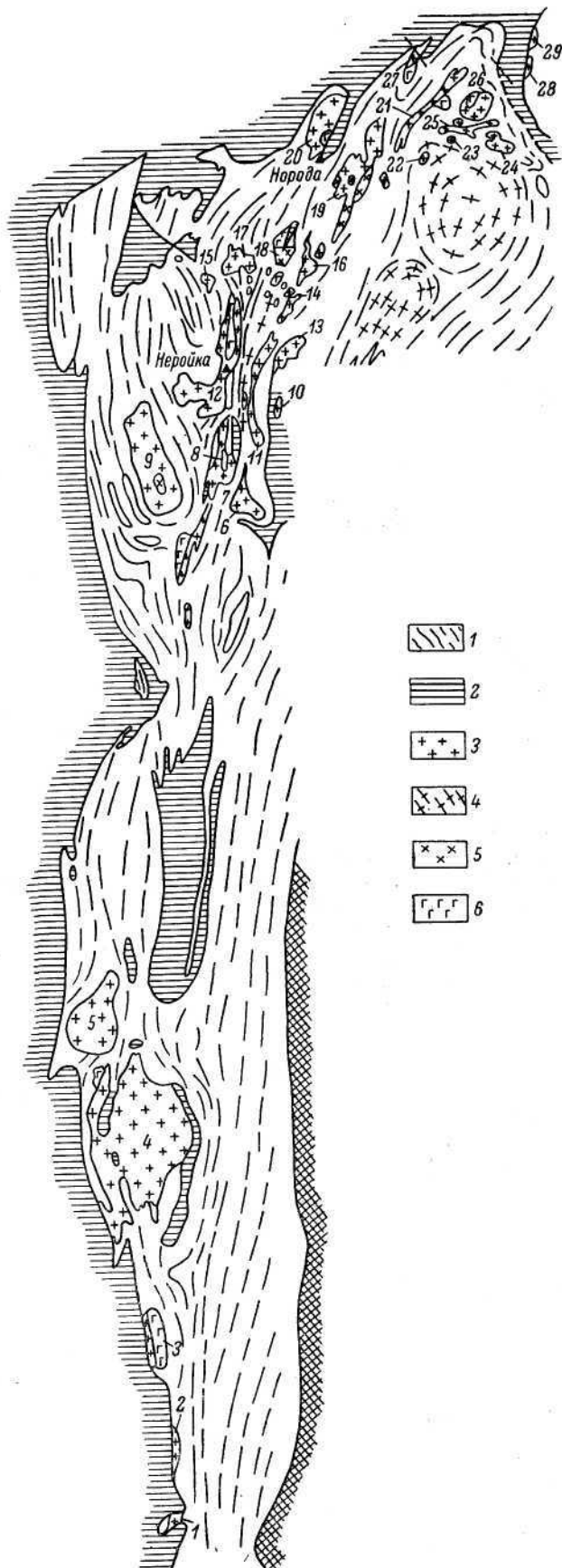


Рис. 2. Схема размещения гранитоидных интрузивов на севере Урала. (Составил В. Н. Пучков, 1966 г., с использованием материалов М. В. Фипмана, Б. А. Голдина и других исследователей).

1 — осадочно-вулканогенные и осадочные толщи нижнего структурного этажа (R—Sp,?) с указанием их простираний; 2 — осадочные толщи верхнего структурного этажа (O—C); 3 — гранитоиды; 4 — области развития инфильтрованных гнейсов; 5 — кварцевые дюриты; 6 — габбро.

Массивы гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса (цифры на схеме): 1 — Ыджидягский; 2 — Торрепорреизский; 3 — Сочемйользский; 4 — Маньхамбовский; 5 — Ильязский; 6 — Хартесский; 9 — Малопаatokский; 10 — массив горы Ровной; 11 — Сальнерский; 13 — Няртинский; 14 — Городкова; 16 — Маньхамбовский; 28 — Яротский; 29 — Вадьяюский; 20 — Малдинский. Массивы гранитоидов кожимского комплекса (цифры на схеме): 7 — Кефталякский; 8 — Торговский; 12 — Неройско-Патокский; 15 — Водораздельный; 17 — Вангырский; 18 — Народинский; 21 — Хаталамба-Лапчинский; 22 — Николайшорский; 23 — Кожимский; 24, 25, 26 — Кузьпуаюский; 27 — Лапчавонский. Массивы парнуковского комплекса: 18 — Парнуковский.

Кроме собственно аксессуарных минералов, выделенных в составе исследованных пород, приводятся описания ряда минералов, встречающихся в незначительных количествах и не связанных прямо (генетически) с формированием изверженных пород, а обязанных своим появлением вторичным процессам их изменения в результате проявления различных видов метаморфизма, выветривания и т. д. Соответствующие оговорки для этих минералов приводятся при их описании.

Большинство формул породообразующих минералов, используемых при расчете реакций в главе IV настоящей работы, получены по данным

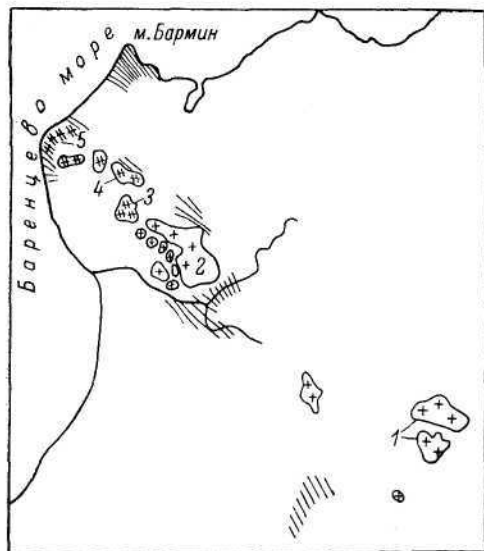


Рис. 3. Схема размещения гранитоидных интрузий Северного Тимана (составил В. Н. Пучков, 1966 г., с использованием данных Ю. П. Ивенсена).

а — выходы и простирания рифейских метаморфических сланцев; б — граниты; в — сиениты.
1 — Сопки Каменные; 2 — Большой Камешек;
3 — Малый Камешек; 4 — Крайний Камешек;
5 — мыс Румяничный.

вичномагматический облик, предложено наименование «апогранитов» (Беус и др., 1962).

Рассматриваемые нами гранитоиды подверглись значительным изменениям и преобразованиям (альбитизации, микроклинизации, грейзенизации и т. п.), но в большинстве случаев не в такой степени, чтобы все их породообразующие минералы полностью заместились новообразованными на разных стадиях метасоматического процесса. Однако они все же настолько изменены по сравнению с первоначальными, что не могут быть названными просто гранитами, не отвечая в то же время понятию, вкладываемому в апогранит. Для того чтобы подчеркнуть особенности описываемых метасоматически переработанных гранитов и не вводить путаницу в существующую номенклатуру, мы выделяем их под названием метагранитов, понимая некоторую условность этого собирательного термина.

Авторы выражают свою признательность В. В. Буканову, Б. А. Малькову, Н. П. Павлову и И. Ф. Фомишину, ознакомившим со своими материалами по Северному Тиману и Приполярному Уралу, докторам наук

результатов химических анализов, выполненных в аналитической лаборатории Института геологии Коми филиала АН СССР.

В целях сокращения объема работы в нее не включены те таблицы рентгеноструктурных анализов минералов, которые мало отличаются от эталонных. Учитывая новизну материала, авторы сочли возможным несколько непропорционально увеличить объем результатов исследования микротвердости.

Детальные геолого-петрографические исследования, проведенные авторами, позволили выделить среди разновозрастных гранитоидов описываемого региона разности, подвергшиеся глубоким преобразованиям в результате послемагматических метасоматических процессов, связанных с проявлением герцидского гранитоидного магматизма. Как известно, в последнее время для гранитов, изменения которых в результате указанных процессов зашли настолько глубоко, что они почти полностью утратили свой первичномагматический облик, предложено наименование «апогранитов»

Ф. Р. Апельцину, А. Б. Вистелиусу, Д. П. Григорьеву, И. И. Шафрановскому и кандидатам наук Ю. М. Абрамовичу, О. С. Кочеткову, Б. К. Львову, Н. П. Старкову за интерес к работе и высказанные ценные советы и замечания, работникам лабораторий Института геологии Коми филиала АН СССР Л. П. Павлову, Э. Г. Бабушкиной, И. А. Репиной, Л. А. Разницыной, Р. Г. Тимониной, Т. И. Ивановой, Г. Е. Юшковой, Г. А. Марковой, В. В. Хлыбову, В. В. Беляеву, принимавшим участие в выполнении ряда анализов, а также К. Б. Кепежинскому и В. Н. Лапину за помощь в расчетах, В. П. Давыдову за обобщение и обработку данных химических анализов горных пород и Н. Н. Батыревой за помощь в определении некоторых минералов.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

Описываемая часть Приполярного Урала находится в древней краевой области Уральского хребта, в зоне Центрально-Уральского поднятия, отделенного от Восточно-Уральской зоны Главным Уральским разломом, а от Западно-Уральской — серией разломов и флексур менее глубокого заложения. В геологическом строении принимают участие сильно метаморфизованные породы, как первичноосадочные, так и вулканогенного происхождения. Весь комплекс отложений относится к двум структурным этапам: байкальскому и каледоно(?)—герцинскому. Характер границы между ними свидетельствует о значительном перерыве в осадконакоплении, в результате чего, по-видимому, отсутствуют отложения почти всего раннего палеозоя.

Породы, образующие байкальский (рифейский) структурный этаж, представлены отложениями николайшорской (Фишман и Голдин, 1963), ошизской, пуйвинской, щокурьинской, хобеинской, маньинской свит (по схеме К. А. Львова, 1959). В верхних горизонтах рифейских отложений широкое развитие получили вулканогенные образования (среди более древних отложений встречаются небольшой мощности метаморфизованные породы основного состава), представленные двумя контрастными сериями пород, производными андезито-базальтовой (диабазы, порфириды) и липарито-дацитовой (кварцевые порфиры и альбитофиры) магм. Кислые разности тяготеют к верхам разреза, где они играют ведущую роль. Таким образом, в ходе эффузивного процесса в доинверсионную стадию развития байкальской геосинклинали происходило изменение состава магмы от основного к кислому.

Комплекс пород верхнего структурного этажа представлен главным образом тремя свитами ордовикского возраста: тельпосской (кварцито-песчаники и конгломераты, часто полимиктовые), хыдейской (кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые сланцы и филлиты) и щугорской (мраморы, известняки, известковистые сланцы). Более молодые отложения здесь не встречаются.

В основе тектонического строения Приполярного Урала лежит ряд веерообразно залегающих антиклинальных и синклиналильных структур, вытянутых в субмеридиональном направлении и составляющих в совокупности Ляпинский антиклинорий, принадлежащий к Центрально-Уральской системе геоантиклинальных поднятий. Складки осложнены разновозрастными разрывными нарушениями. Часто прослеживаются нарушения как субмеридионального, так и субширотного простирания,

обуславливая иногда блоковый характер структуры отдельных частей региона (истоки рр. Парнука, Мань-Хобе-ю и др.). Необходимо отметить, что в верхнем (каледоно(?)-герцинском) структурном этаже деформации в основном отвечают структурному плану нижнего (байкальского) этажа, наследуя многие его черты. Ядра синклиналей часто выполнены диабазами, порфиритами, спилитами, кварцевыми порфирами и альбитофирами. По направлению к осям антиклиналей вулканогенные образования замещаются (почти полностью) паранородами, среди которых встречаются силлы и дайки габбро-диабазов, кварцевых порфиров и т. д. (комагматы вулканитов), располагающиеся обычно в периферических частях антиклинальных поднятий.

К областям воздымания шарниров антиклиналей приурочены выходы интрузивных пород, находящиеся в основном в ядрах структур. Часто наблюдается тесная их связь с дизъюнктивными нарушениями.

На основании наблюдений над взаимоотношениями интрузивных пород как между собой, так и с вмещающими отложениями, а также определений абсолютного возраста гранитоидов в рассматриваемом регионе выделяются две группы комплексов: рифейская и каледоно(?)-герцинская, соответствующие основным этапам развития этой части Уральского подвижного пояса (рис. 2).

Рифейские интрузивные породы представлены двумя комплексами: парнукским габбро-диоритовым и сальнерско-маньхамбовским гранит-гранодиоритовым. Породами габбро-диоритового интрузивного комплекса сложены крупные массивы — Парнукский, Хобеинский и др., а также ряд мелких пластобразных тел и даек, расположенных в основном среди пород метаморфической толщи рифейского возраста. Редко с ними пространственно связаны порфириты и диабазы маньинской свиты. Довольно часто породы габбро-диоритового комплекса отмечаются в виде изолированных тел среди полей гранитоидов, где они интродуцируются гранитами. Более или менее измененные ксенолиты основных пород иногда в изобилии встречаются в гранитоидах. В этом случае тела габброидов, видимо, следует рассматривать как бескорневые плутоны, по терминологии А. П. Лебедева (1964), так как по возрасту они древнее, чем вмещающие их граниты.

Главная интрузивная фаза этого комплекса представлена габбро-диоритами и кварцевыми диоритами, реже встречаются перидотиты, горнблендиты, пироксениты и серпентиниты, являющиеся, по-видимому, продуктами автотематоморфизма гипербазитов. Переходы между ними постепенные. К жильным породам, связанным с габбро-диоритовым комплексом, относятся диабазы и мелкозернистые диориты, реже перидотиты (массив Сив-яга).

Петрографическая характеристика пород Парнукского габбро-диоритового комплекса приведена в табл. 1, а их химический состав и пересчет по методу А. Н. Заварицкого в табл. 2.

Из табл. 1 видно, что состав главных породообразующих минералов обычный. Основной расплав, судя по неизменным разностям пород, отличался инертностью большинства химических компонентов (SiO_2 , CaO , Al_2O_3 , FeO , MgO и Fe_2O_3). MgO и FeO изоморфно замещали друг друга при кристаллизации темноцветных компонентов — пироксена, роговой обманки и биотита. TiO_2 , P_2O_5 и частично Fe_2O_3 , входящие в состав акцессорных минералов, не оказывали влияния на парагенетические соотношения породообразующих минералов.

Породы габбро-диоритового интрузивного комплекса под воздействием деформаций и регионального метаморфизма испытали значительные изменения, часто сопровождающиеся образованием вторичной роговой обманки, рутила и ильменита. Породы в этих условиях характе-

Петрографическая характеристика пород габбро-

Минеральный состав и структура	Габбро, диориты и кварцевые диориты	Перидотиты
Главные породообразующие минералы.	Плагиоклаз, представленный идиоморфными, реже неправильными зернами величиной до 4 мм, отвечает №№ 30—70, составляя 30—60%, обыкновенная роговая обманка и тремолит составляют 20—55%, пироксен-авгит — 3—10%, кварц — до 15%.	Оливин, пироксен, представленный авгитом, составляет 45—50%; реже встречаются гиперстен (1—2%) и керсутит.
Вторичные минералы.	Актинолит, биотит, хлорит, тальк, соссюрит, эпидот, цоизит, гранат, кварц, лейкоксен, кальцит.	Антигорит, хлорит, актинолит, тальк, кальцит, эпидот, гранат.
Акцессорные минералы.	Апатит, ильменит, магнетит, пирит, пирротин, циркон.	Ильменит, магнетит, пирит.
Структура.	Габбровая, габброофитовая, гипидиоморфнозернистая, реже нематобластовая.	Пойкилитовая, обусловленная прорастанием крупных зерен пироксена; вторичная — петельчатая.
Характерные элементы-примеси.	V, Ga, Ti, Cu, Co, Ni, Zr, Cr, Ba, Sc, Y, Be, Pb.	Данные отсутствуют.

ризуются минеральными ассоциациями, типичными для амфиболитовой фации метаморфизма: плагиоклаз (№№ 45—56) + реликтовый пироксен (титан-авгит) + обыкновенная роговая обманка + роговая обманка ряда тремолит — гастингсит + соссюрит + (рутил).

В условиях амфиболитовой фации при повышенном потенциале кислорода происходило перераспределение общего железа, окиси магния и титана при незначительном привносе воды, натрия и глинозема, обусловленном метаморфической дифференциацией. В результате собирательной перекристаллизации титансодержащих минералов пылевидные зернышки рутила, заключенные в буровато-зеленой роговой обманке, концентрируются в более крупные зерна. Образуются голубовато-зеленые роговые обманки, лишенные пылевидных включений рудных минералов, с повышенным содержанием MgO и пониженным TiO₂ и Fe₂O₃ (Фишман и др., 1966а, 1966б, 1966в, 1966г). Одновременно образуются силикаты (эпидот, гранат и др.) с высоким содержанием железа. В ходе этих преобразований первичный (магматогенный) титаномagnetит полностью замещается рутилом, а плагиоклаз — соссюритом.

Выходы гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса в пределах рассматриваемой территории имеют значительное распространение. Возрастное положение гранитов определяется тем, что они прорывают и метаморфизуют все отложения, включая маньинскую свиту, а также интрузивные породы габбро-диоритового комплекса. Верхняя возрастная граница устанавливается по наличию продуктов разрушения этих гранитоидов в базальных конгломератах и песчаниках тельпосской свиты ордовика, а также на основании опре-

диоритового интрузивного комплекса

Пироксениты	Горнблендиты	Серпентиниты
Авгит (30—40%), гиперстен (18—20%), роговая обманка (25—32%).	Роговая обманка (до 70%), реже плагиоклаз.	Пироксен, представленный гиперстеном (2—3%).
Хлорит (4—2%), тальк (6—8%), кальцит (1—2%).	Хлорит, тальк, карбонат, серпентин (8—11%).	Антигорит (30—60%), тальк (20—50%), хлорит, представленный пенином и киднохлором, кальцит, сидерит, эпидот, гранат.
Титаномагнетит (1—1.5%).	Титаномагнетит (до 3%).	Ильменит, магнетит, реже молибденит, циркон, рутил, халькопирит.
Гетеробластовая.	Гетеробластовая, нематобластовая.	Решетчатая, петельчатая, перекрещенноволокнистая.
Данные отсутствуют.	Sc, Ti, Cu, Zn, Co, Ni, Zr, Cr, V.	Be, Sn, V, Ti, Cu, Co, Ni, Cr, Ba.

деления абсолютного возраста в 490—544 млн лет. Таким образом, формирование комплекса связано с поздними этапами байкальского тектономагматического цикла (Фишман, 1960).

Массивы гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса приурочены главным образом к областям воздымания шарниров, складок и к зонам разломов в пределах Ляпинского антиклинория и в большинстве случаев являются синорогенными. В довольно широкой приконтактной зоне наблюдается приуроченность мелких тектонических структур к очертаниям массивов. Черты такой приспособленности массивов обычно приобретались уже на стадии внедрения магмы, активно расширяющей магматическую камеру (Елисеев, 1953; Баддингтон, 1963).

Массивы имеют разнообразную форму и размеры. Их морфология в основном подчинена структурному плану байкалид (доуралид по Н. П. Хераскову, 1963 г.). Тектонические процессы, связанные с периодом формирования уралид, оказали несомненное влияние на большинство гранитоидных массивов (катаклиз, милонитизация и т. д.).

Гранитоидные массивы Маньхамбовский, Малопатокский, Маньхобюеский имеют неправильную форму, обладают сравнительно большими размерами, сложным (многофазным) строением и сопровождаются относительно широко развитой жильной серией. Экзоконтактные породы здесь обычно представлены разнообразными роговиками, скарноидами и т. д. Гранитоидные массивы — Сальнерский, Городковский и Яротский — обладают пластообразной, вытянутой согласно простиранию пород формой. Обычно они окружены (особенно в висячем боку) ореолом гранито-гнейсов, мигматитов и полями гранитизированных пород, среди

Химический состав измененных и неизмененных пород

Порода	Номер пробы	Места отбора пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO		
Верхнепечорский габбро-диабазовый									
Габбро-диабазы.	1762	Южная часть Печорского Урала.	45.98	3.09	15.86	2.69	9.20		
	1302		49.44	1.34	15.61	9.96	3.06		
	167		46.01	0.92	11.73	2.98	9.08		
	325		47.98	1.64	12.68	2.53	11.68		
	124		48.10	1.15	8.08	10.19	8.59		
	127		48.48	1.20	14.20	2.04	9.67		
	90	Центральная часть Приполярного Урала.	49.50	1.57	13.70	2.29	10.49		
	115		51.07	0.74	15.61	3.41	7.28		
	309		52.38	0.79	17.01	2.92	6.60		
	576		47.73	0.01	18.76	1.58	8.25		
	922		48.58	1.65	16.64	4.06	7.63		
	Парнукский габбро-диоритовый								
	Слабо измененные габбро-диабазы и диабазы.		1159	Центральная часть Приполярного Урала.	50.66	1.18	12.70	3.23	5.73
232		49.00	0.72		19.17	12.13	8.90		
632-а		Северная часть Приполярного Урала.	49.04	2.70	17.42	2.14	9.35		
329			49.96	0.48	12.73	12.00	0.72		
1677		Центральная часть Приполярного Урала.	47.96	0.90	17.01	4.28	5.67		
3623-в			46.62	1.10	19.37	4.96	7.31		
3508		Южная часть Печорского Урала.	51.87	1.11	18.92	2.84	7.54		
1982			42.52	0.76	22.59	3.46	4.79		
4679			47.76	0.73	19.05	3.32	7.68		
562-б			46.76	1.27	16.76	3.16	6.21		
134			50.90	1.07	19.63	2.25	5.31		
1304-б			50.80	0.79	15.72	5.09	9.31		
1864-б		48.76	1.49	18.04	2.88	6.94			
Измененные габбро-диабазы и амфиболиты.		864 *	Южная часть Печорского Урала.	48.36	1.47	15.07	3.82	8.10	
	1103-г *	48.34		1.06	14.66	4.10	5.71		
	1029	Северная часть Приполярного Урала.	48.56	2.32	14.11	10.24	4.89		
	1719-д		60.84	1.74	17.54	2.01	3.19		
	569		54.63	1.73	14.59	3.40	7.86		
	426		50.10	0.70	17.25	4.08	6.20		
	1384		56.35	1.48	17.12	2.66	6.15		
	1255-а		48.72	2.18	17.80	3.73	7.28		
	1283-в	Центральная часть Приполярного Урала.	54.10	2.17	16.92	2.95	5.66		
	1367		55.44	1.62	15.67	2.78	5.53		
	1920-б		57.60	0.91	16.92	3.01	4.73		
	1925		60.18	0.54	8.15	2.67	5.09		
	1725-г		42.26	1.62	16.20	7.70	7.80		
	Перидотиты.		176	Сив-яга.	39.96	0.48	8.85	2.91	6.62
1162-а		39.44	1.54		6.85	3.7	6.87		
Горнблендиты.	1694	Центральная часть Приполярного Урала.	41.56	0.19	9.70	4.92	5.90		
	1712-в		42.83	0.42	7.05	6.64	5.15		
	1924-б		43.06	0.42	7.75	6.72	5.59		
Пироксениты.	1707		50.20	0.73	5.15	4.45	5.87		
Серпентиниты.	862-б	Николайшор	41.93	0.23	8.54	1.62	7.64		
	862-в		38.95	0.27	5.13	6.40	8.54		

* Основные породы с повышенным содержанием рутила.

Т а б л и ц а 2

габбро-диоритового интрузивного комплекса

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	P ₂ O ₅	Сумма	Литературный источник
(послераннедевонский) комплекс								
0.20	7.96	9.20	2.82	1.21	2.10	—	100.31	Фишман, Голдин (1965).
0.16	6.78	9.18	0.16	0.08	4.57	—	100.34	
0.16	13.14	10.72	1.34	0.25	3.19	—	99.52	Першина и др. (1965).
0.25	6.19	11.28	2.07	0.17	3.09	—	99.56	
0.17	6.25	11.34	2.02	0.58	3.03	—	99.50	
0.17	8.29	9.40	2.10	1.60	2.74	—	99.89	
0.18	5.87	9.86	2.23	0.34	3.73	—	99.78	
0.28	7.60	10.30	3.01	0.10	0.95	—	100.35	Голдин (1963а).
0.22	6.88	8.10	3.82	0.66	1.12	—	100.44	
0.18	7.26	9.72	3.04	0.26	2.32	Не опр.	100.11	Симаков (1962).
0.21	5.27	9.55	3.92	0.07	2.25	» »	99.83	
(рифейский) комплекс								
0.12	9.96	13.28	2.48	0.24	0.53	0.05	100.16	Фишман и др. (1960).
0.28	0.62	2.00	3.90	0.30	2.38	0.56	99.96	
0.09	4.78	8.84	2.16	0.74	2.24	Не опр.	99.50	Фишман, Голдин (1963).
0.06	6.78	11.51	2.50	0.62	2.14	0.14	99.51	
0.16	7.05	10.82	2.63	0.84	2.71	Не опр.	100.03	
0.15	5.31	9.64	2.86	0.91	2.30	» »	100.53	Сирин (1945).
0.18	4.69	9.47	2.09	0.49	1.03	» »	100.23	
0.13	8.45	15.35	0.80	0.38	1.47	» »	100.70	
0.12	5.99	12.34	1.87	0.65	0.81	» »	100.32	
0.12	9.06	10.50	2.70	0.48	3.48	» »	100.50	Фишман, Голдин (1963).
0.14	5.57	8.32	3.19	1.01	2.89	» »	100.28	
0.20	4.76	7.56	4.36	0.40	1.61	» »	100.60	
0.14	7.75	8.84	3.19	0.69	1.79	» »	100.51	
0.16	5.73	10.71	2.40	0.92	2.76	» »	99.50	Голдин (1963а).
0.17	7.75	13.26	2.20	0.46	2.37	» »	100.17	
0.19	5.72	9.58	2.70	0.48	1.83	» »	100.62	
0.15	1.66	3.28	5.23	2.84	1.66	» »	100.14	
0.22	3.85	7.64	2.80	2.20	1.65	» »	100.57	
0.16	7.29	8.70	2.56	1.92	0.06	» »	100.03	
0.24	2.09	4.57	3.76	3.48	2.44	» »	100.17	Фишман, Голдин (1963а).
0.21	5.25	5.82	3.98	2.28	3.23	» »	100.44	
0.20	3.42	6.27	3.90	2.32	2.30	» »	99.90	
0.21	4.19	6.67	3.14	2.42	2.38	» »	99.92	
0.13	3.80	5.14	2.50	2.20	2.55	» »	99.49	
0.18	9.64	10.26	1.45	0.65	1.77	» »	100.58	
0.18	6.39	11.34	1.58	2.46	2.64	» »	100.17	Голдин (1963а).
0.14	26.07	5.10	0.16	0.11	9.34	—	99.72	Фишман (1960)
0.03	27.03	5.14	0.2	сл.	9.32	—	100.30	
0.09	28.06	5.46	0.82	0.28	2.35	—	99.49	Голдин (1963а).
0.14	23.65	7.84	0.73	0.21	5.29	—	100.09	
0.14	23.47	6.44	0.70	0.22	6.16	—	100.60	
0.15	18.96	11.11	0.56	0.17	3.08	—	100.43	
0.05	22.12	6.15	0.08	0.12	10.82	—	99.30	Фишман, Голдин (1963).
0.12	27.22	1.30	0.08	0.13	11.02	—	99.59	

Петрографическая характеристика гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса

Минеральный состав	Граниты главной интрузивной фации первой фазы	Гибридные породы фации эндоконтактов первой фазы	Граниты второй фазы
Главные породообразующие минералы.	Кварц, микроклин, реже натровый ортоклаз, плагиоклаз №№ 5—12, 22—27, биотит с общей железистостью 40—70%.	Кварц, микроклин, плагиоклаз №№ 27—38, биотит с общей железистостью 30—50%, роговая обманка ($n_g=1.666-1.682$, $n_p=1.642-1.662$).	Кварц, микроклин, плагиоклаз №№ 1—11, биотит с общей железистостью 65—75%.
Вторичные минералы.	Мусковит, серицит, хлорит, эпидот, альбит, кальцит, гранат.	Серицит, альбит, эпидот, хлорит, кальцит, гранат.	Мусковит (серицит), хлорит, альбит, эпидот, кальцит, гранат.
Характерные акцессорные минералы.	Циркон, апатит, монацит, сфен, магнетит, турмалин и ильменит (в фациях эндоконтактов).	Циркон, апатит, сфен и пирит.	Циркон, циртолит, апатит, магнетит, сфен, флюорит, пирит.
Характерные акцессорные элементы.	Be, V, Ti, Cu, Y, Ba, Pb, Ga, Nb, Zr.	Be, V, Ti, Cu, Y, Ba, Rb, Zn, Ga, Ni, Cr.	Be, V, Ti, Cu, Y, Zr, Ba, Nb, Pb, Ga.

Таблица 3 (продолжение)

Минеральный состав	Породы третьей (жилевой) фазы		
	аплиты	кварцевые порфиры	плагиогранит-порфиры
Главные породообразующие минералы.	Кварц, калишпат (микроклин, реже натровый ортоклаз), плагиоклаз №№ 2—5, биотит.	Вкрапленники — кварц, микроклин, плагиоклаз №№ 3—5; основная масса — кварц, альбит.	Кварц, плагиоклаз №№ 8—12, роговая обманка ($n_g=1.662$, $n_p=1.650$, $cNg=19.23$), биотит.
Вторичные минералы.	Мусковит, хлорит, эпидот.	Серицит, эпидот, цоизит, хлорит, биотит, кальцит, гранат.	Эпидот, актинолит, серицит.
Характерные акцессорные минералы.	Ортит, молибденит, магнетит.	Гематит, циркон, турмалин, ксенотим.	Сфен, апатит, магнетит.
Характерные акцессорные элементы.	Не опр.	Be, Mn, Pb, Ga, V, Ti, Cu, Zr, Y, Ba.	Не опр.

Количественно-минеральный состав гранитоидов массивов сальнерско-маньхамбовского комплекса

Минералы	Граниты главных фаций (первая фаза)								Граниты (второй фазы)	Гибридные породы фаций интрузивного контакта				
										гранодиориты		тоналиты		Гранодиориты — тоналиты, Мало- патокский — 5 подсчетов
	Малопаго- ский — 16 под- счетов	Маньхамбов- ский — 38 под- счетов	Яросский — 1 подсчет	Бально- ский — 3 под- счета	Маньхамбо- ский — 6 под- счетов	Городков- ский — 1 под- счет	Сальнер- ский — 4 под- счета	Малдин- ский — 5 под- счетов		Маньхамбов- ский — 28 под- счетов	Маньхамбов- ский — 5 под- счетов	Маньхамбо- ский — 4 под- счета	Маньхамбов- ский — 4 под- счета	
Кварц	24,4—54,5 37,6	22,5—49,0 36,2	35,3	26,5—45 38	19—43 33,2	56	17—56 39,5	31,5—38 34,7	31—56 44,3	20,8—26,3 23,0	24—32 29	23,3—28 26,4	20—34 28,4	23—30 26,5
Калиевый полевой шпат	9,5—43,5 32	14,9—38,0 26,6	36,5	25,8—41 31,6	11—38 23	18	19—31 23,0	10—27 19,2	19—51 32,7	5,3—22,4 13,3	3—11 6,2	0,1—3,0 1,2	0—1 0,3	0—17 6,5
Плагиоклаз	8,7—35,4 24,8	13—45,8 26,3	21	22—27 24,2	18—37 28,3	15	15—41 29,0	23—36 29,2	4—31 17,3	29,6—56,8 44,7	38—55 46,3	34—51,8 42,4	44—58 51,6	49—60,4 55,1
Биотит	0,4—12 3,4	0—16,4 4,2	3	0—3 1,8	3—11 6,9	5,5	1—15 5,4	1,5—15 6,9	0—2,4 0,6	5,7—12 8,4	0—16 7,5	0—27 14,8	0—16 5,6	1,8—17,1 9,4
Мусковит (серицит)	0—4,2 1,0	0—13 4,1	4	1—5,7 2,9	0—10 5	3,5	0—3 1,0	0—5 2,5	0—8 3,1	0—22 4,7	0—10 3,6	0—33,7 11,5	0—17 4,4	—
Роговая обманка . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0—10 2,6	0—11 3	0—1,5 0,4	1—11 4,4	—
Вторичные (эпидот, хлорит).			—	0—1,0 0,7				0—3 1,7	0—2,5 0,4					
Акцессорные мине- ралы: непрозрачные (магнетит, ильме- нит, пирит); прозрачные (сфен, циркон, апатит и т. д.).	0—4,1 1,2	0—5,9 2,6	—	0—1 0,5	0—6 3,6	2	0—3,5 2,1	1—2 0,8	0—2 0,6	1,4—8,2 3,3	2—6 4,4	0—5,0 3,3	2—9 5,3	1,5—3,6 2,5
			0,2	0,1—0,5 0,3				0—17 5,0	0—3,5 1,0					

Примечание. В числителе приведены колебания составов, в знаменателе — средний состав в объемных процентах.

которых широкое развитие получили мусковитовые пегматиты, часто с турмалином.

Гранитоидные массивы небольших размеров зачастую имеют гнабиссальный характер и являются в основном недифференцированными.

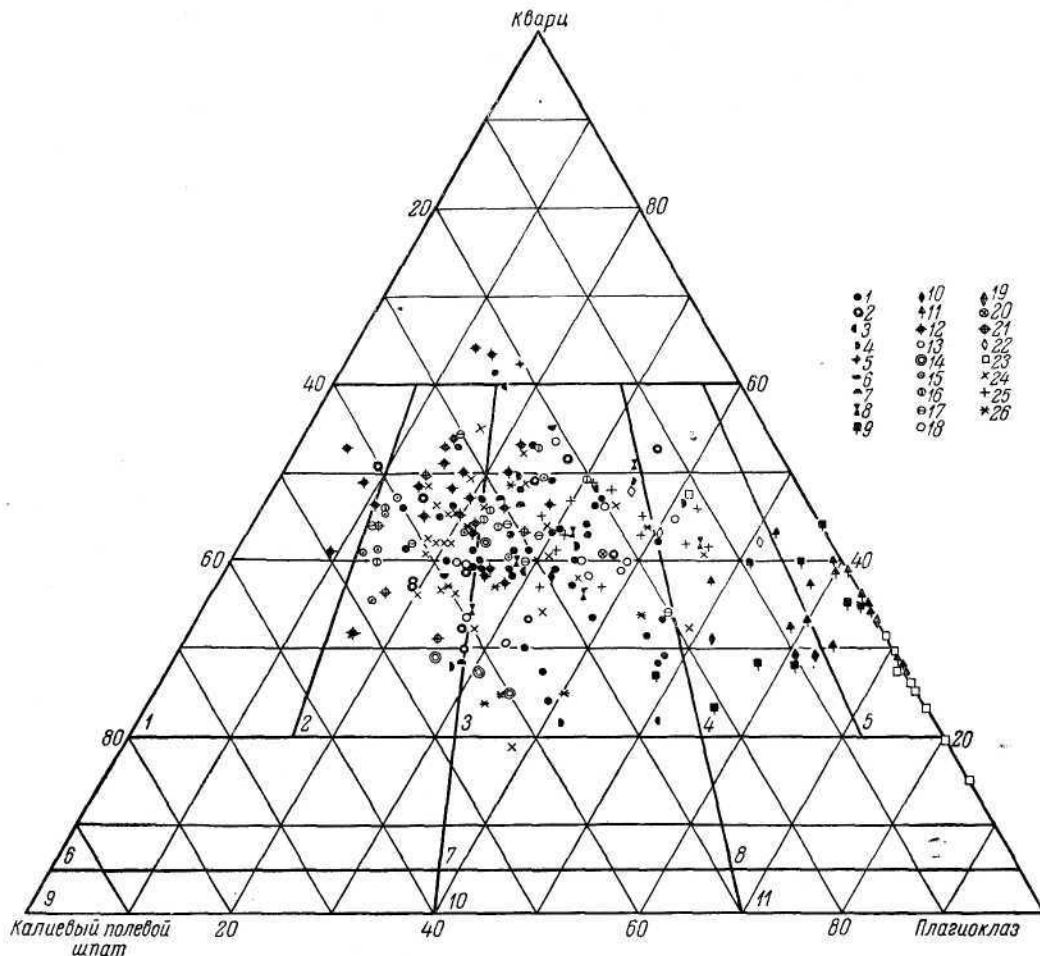


Рис. 4. Диаграмма количественно-минерального состава гранитоидов по Б. М. Куплетскому с поправками по И. В. Гинзбургу, С. В. Ефремовой и др. (Гинзбург и др., 1962).

Гранитоиды сальнерско-маньхембского интрузивного комплекса (по массивам). Граниты главных фаций: 1 — Маньхембский, 2 — Малопатокский, 3 — Сальнерский, 4 — Маньхембский, 5 — Городкова, 6 — Яротский, 7 — Вальдусский, 8 — Малдинский; гибридные породы фации эндоконтактов: 9 — Маньхембский, 10 — Малопатокский, 11 — Маньхембский, 12 — граниты второй фазы.

Гранитоиды кожимского комплекса (по массивам). Граниты главных фаций: 13 — Вангырский, 14 — Неройско-Патокский (средний состав), 15 — Кожимский, 16 — Хаталамба-Лалчинский, 17 — Водораздельный, 18 — Народинский, 19 — Николайшорский, 20 — Игшорский, 21 — Банный (средний состав); гибридные породы фации эндоконтактов: 22 — Лалчавожский, 23 — Вангырский; метаграниты: 24 — Маньхембский, 25 — самостоятельные мелкие тела (24, 25 — развиты по гранитам сальнерско-маньхембского комплекса), 26 — Неройско-Патокский (развиты по гранитам кожимского комплекса).

Поля распространения пород (цифры в кружках на диаграмме): 1 — аляскиты; 2 — граниты существенно калишчатые; 3 — граниты нормальные; 4 — гранодиориты; 5 — плагиограниты и тоналиты; 6 — кварцевые сиениты; 7 — кварцевые монциты; 8 — кварцевые диориты; 9 — сиениты; 10 — монциты; 11 — диориты.

В формировании массивов гранит-гранодиоритового комплекса, в зависимости от дифференцированности, выделяются одна или две интрузивные фазы и породы жильной серии. Главная фация первой интрузивной фазы представлена крупно- и среднезернистыми биотитовыми гра-

нитами; фации эндоконтактов этой фазы представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами, адамеллитами, тоналитами, порфировидными и мелкозернистыми мусковитовыми гранитами. Вторая фаза представлена дополнительными интрузиями — лейкогранитами и аляскитами, а третья — жильной серией (пегматиты, аплиты, плагиогранит-порфиры, кварцевые порфиры и кварцевые жилы).

Петрографическая характеристика гранитоидов приведена в табл. 3, а их средний количественно-минеральный состав и пределы колебаний в табл. 4 и на рис. 4:

Анализ состава и свойств породообразующих минералов гранитоидов (табл. 3) показывает, что состав некоторых минералов значительно менялся в связи с общей эволюцией магматического процесса. Так, в гибридных породах фации эндоконтактов состав центральных частей зерен плагиоклазов обычно представлен олигоклаз-андезином (№№ 28—38). В плагиоклазах гранитов главной интрузивной фации соответствующие зоны имеют значительно более кислый состав (№№ 5—27). В гранитах второй фазы и в породах жильной серии отмечаются более кислые плагиоклазы, отвечающие альбиту (№№ 1—6). Увеличение альбитового компонента характерно также и для плагиоклазов поздних генераций. Ранние генерации калинатриевого полевого шпата иногда представлены ортоклазом и натровым ортоклазом, а поздние — микроклином с более упорядоченной триклинной решеткой (пользуется наибольшим распространением).

Состав биотита в разных частях одного и того же массива также изменчив, что выражается в колебаниях общей железистости. Наблюдается постепенное увеличение показателя преломления и соответственно общей железистости биотитов по мере развития интрузивного процесса. В породах гибридных фаций и в аутометасоматически измененных гранитоидах характерны более низкие их значения. Состав биотитов и образование последующих их генераций в значительной степени зависят от щелочности расплава-раствора. Смена парагенезисов, после которой возникал новый биотит, содержащий повышенное количество глинозема, пониженное количество трехвалентного железа, титана, ниобия, редких земель, циркония и фтора, происходила в момент, когда раствор достигал предела щелочности $Na > 0.67$ (Фишман и др., 1966в). С этим периодом связано образование аксессуарных минералов поздних генераций.

При нанесении на сводную диаграмму данных химических составов биотитов из магматических пород разных групп (рис. 5) видно, что биотиты из гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса попадают

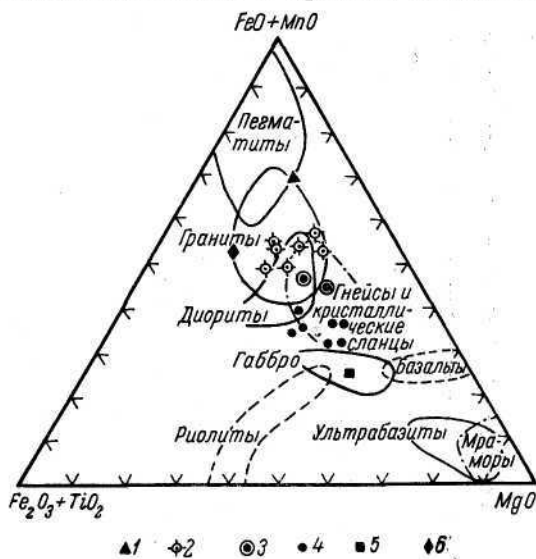


Рис. 5. Вариации химического состава биотита в зависимости от типа породы (диаграмма составлена Yoder a. Eugster, 1954).

1 — биотит из гранитов Южного Тимана, по Д. П. Сердюченко (1959); 2 — биотит из рифейских гранитов; 3 — биотит из рифейских гибридных пород; 4 — биотит из каледоно-герцинских гранитов; 5 — биотит из герцинских гранодиоритов; 6 — средний состав биотита из гранитов, по П. Н. Чирвинскому (1963).

Химический состав гранитоидов Приполярного Урала и их пересчет по А. Н. Заварицкому

Массив	Комплекс	Порода	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Сальнерский.	Сальнерско-маньхамбовский гранит-гранодиоритовый интрузивный (490—544 млн лет).	Граниты.	2	65.74—66.37	0.20—0.29	14.88—16.50	1.35—3.50	2.03—3.25	0.01—0.04	1.03—1.07
				66.06	0.24	15.69	2.42	2.64	0.03	1.05
Городковский.		»	1	68.34	0.54	15.29	1.45	2.13	0.03	0.55
Маньхобеуский.		»	3	67.76—70.61	0.27—0.58	15.72—16.00	0.72—1.15	1.16—2.53	0.01—0.11	0.24—0.98
				68.77	0.43	15.88	0.97	1.92	0.06	0.58
Малопатонский.		»	26	69.12—77.73	0.07—1.43	9.05—18.58	0.03—3.53	0.43—3.52	0.02—0.23	Сл.—2.55
				72.51	(0.32)	13.96	1.29	1.52	0.07	0.82
Маньхамбовский.		Граниты главной фации (первая фаза).	9	68.94—76.06	0.03—0.45	12.65—16.05	0.17—4.28	0.03—1.54	0.02—0.76	0.08—1.34
				72.66	0.24	14.23	1.29	0.44	0.13	0.65
»		Мелкозернистые граниты эндоконтакта (первая фаза).	8	71.18—80.46	0.10—0.50	10.69—14.86	0.69—1.82	0.09—1.13	Сл.—0.10	Сл.—0.88
				75.37	0.24	12.77	1.09	0.46	0.04	0.24
»		Лейкократовые и аляскитовые граниты (вторая фаза).	10	75.90—78.72	0.07—0.18	10.7—13.54	0.37—1.76	0.11—0.47	0—0.04	Сл.—0.59
				77.31	0.12	12.06	0.85	0.25	0.01	0.18
Бадьяуский.		Грациты.	2	73.31—74.71	0.23—0.26	12.98—13.40	1.23—1.76	0.64—0.68	0.03—0.06	0.20—0.30
				74.01	0.25	13.19	1.50	0.66	0.05	0.25
Яротский.	»	2	75.14—76.36	0.11—0.17	12.28—12.82	1.06—1.26	0.37—0.56	0.01	0.64—0.89	
			75.75	0.14	12.55	1.16	0.46	0.76		
Малдинский.	»	4	71.08—76.31	0.04—0.40	12.87—14.92	0.14—0.86	0.34—2.06	0.01—0.06	0.46—1.16	
			73.07	0.38	13.96	0.55	1.42	0.04	0.77	
Маньхамбовский.	Кварцевый диорит.	1	57.26	1.58	16.92	3.68	5.50	0.15	3.95	
»			Гранодиориты.	2	59.56—64.00	1.59—1.30	16.19—17.66	1.41—2.10	3.78—4.60	0.08—0.16
					61.78	1.45	16.92	1.75	4.19	0.12
»	Тоналиты.	3	62.07—62.93	0.56—0.69	16.19—16.45	2.47—2.78	2.50—2.77	0.05—0.06	2.39—2.58	
					62.51	0.63	16.34	2.66	2.66	0.06
Маньхобеуский.	Гранодиориты.	2	66.48—67.96	0.33—0.45	15.54—16.70	1.31—1.90	1.84—2.32	0.06—0.09	0.40—2.74	
					67.22	0.39	16.12	1.60	2.08	0.07

Николайшорский.	Кожимский гранитоидный (380—340, 300—225 млн лет).	Гранит.	1	69.64	0.33	15.61	1.42	1.28	0.05	1.20
Игшорский.		»	1	71.45	0.13	14.93	0.59	0.21	0.07	0.84
Бавный.		»	1	72.50	0.32	14.20	1.64	1.86	0.07	0.45
Вангырский.		»	17	$\frac{70.52-77.66}{74.35}$	$\frac{0-0.52}{0.25}$	$\frac{11.48-15.98}{13.40}$	$\frac{0.08-3.48}{1.06}$	$\frac{0.50-2.51}{1.33}$	$\frac{0.01-0.10}{0.05}$	$\frac{0.20-1.74}{0.68}$
Неройско-Патокский.		»	15	$\frac{70.35-78.3}{74.89}$	$\frac{0-0.64}{0.21}$	$\frac{10.84-14.53}{12.70}$	$\frac{0.22-2.55}{1.09}$	$\frac{0.23-2.25}{1.20}$	$\frac{Сл.-0.10}{0.04}$	$\frac{Сл.-1.40}{0.47}$
Торговский.		»	7	$\frac{70.50-80.04}{76.31}$	$\frac{(0.15-0.50)}{(0.09)}$	$\frac{10.39-14.31}{11.99}$	$\frac{0.32-1.80}{0.82}$	$\frac{0.14-1.82}{1.09}$	$\frac{0-0.04}{0.01}$	$\frac{Сл.-0.32}{0.15}$
Кожимский.		»	9	$\frac{72.44-75.94}{74.99}$	$\frac{0.05-0.56}{0.21}$	$\frac{10.08-13.89}{12.13}$	$\frac{0.45-4.00}{1.81}$	$\frac{0.29-1.30}{0.82}$	$\frac{Сл.-0.20}{0.03}$	$\frac{0.20-0.68}{0.49}$
Водораздельный.		»	4	$\frac{74.40-76.21}{75.19}$	$\frac{0.12-0.28}{0.18}$	$\frac{12.75-14.74}{13.58}$	$\frac{0.06-1.47}{1.15}$	$\frac{0.65-1.72}{1.13}$	$\frac{0.02-0.04}{0.03}$	$\frac{0.34-0.62}{0.50}$
Народинский.		»	3	$\frac{72.2-76.96}{75.24}$	$\frac{0.06-0.45}{0.21}$	$\frac{12.84-13.19}{12.99}$	$\frac{0.52-0.93}{0.71}$	$\frac{0.33-1.22}{0.72}$	$\frac{0.01-0.08}{0.05}$	$\frac{0.48-0.74}{0.60}$
Хаталамба-Лалчинский.		»	8	$\frac{71.63-78.82}{75.51}$	$\frac{0.11-0.28}{0.20}$	$\frac{10.89-14.4}{12.58}$	$\frac{0.44-1.92}{1.59}$	$\frac{0.32-1.31}{0.89}$	$\frac{0.01-0.09}{0.04}$	$\frac{0.33-0.87}{0.61}$
Вангырский.		Кварцевые диориты.	5	$\frac{54.10-62.44}{59.55}$	$\frac{0.56-1.28}{0.85}$	$\frac{15.08-18.17}{16.35}$	$\frac{1.96-3.01}{2.33}$	$\frac{3.74-7.63}{5.07}$	$\frac{0.02-0.17}{0.09}$	$\frac{1.84-3.65}{2.80}$
Лапчавожский.		Гранодиориты.	4	$\frac{58.16-70.92}{65.76}$	$\frac{0.29-0.79}{0.48}$	$\frac{14.57-18.33}{16.12}$	$\frac{0.96-2.12}{1.59}$	$\frac{1.36-5.30}{2.88}$	$\frac{0.07-0.12}{0.09}$	$\frac{1.10-3.67}{2.10}$
Маньхамбовский.		Метаграниты.	24	$\frac{74.02-77.74}{75.78}$	$\frac{0.06-0.67}{0.16}$	$\frac{11.17-14.98}{12.53}$	$\frac{0.23-2.54}{1.26}$	$\frac{0.01-2.89}{0.56}$	$\frac{Сл.-0.07}{0.03}$	$\frac{Сл.-0.64}{0.15}$
Неройско-Патокский.		»	6	$\frac{66.04-77.02}{71.65}$	$\frac{0.07-0.37}{0.23}$	$\frac{11.02-16.17}{13.82}$	$\frac{0.45-2.69}{1.28}$	$\frac{0.40-2.34}{1.42}$	$\frac{0.02-0.25}{0.07}$	$\frac{Сл.-0.67}{0.17}$
Мелкие тела.		»	8	$\frac{73.14-74.65}{74.19}$	$\frac{0.02-0.08}{0.04}$	$\frac{14.39-15.48}{15.02}$	$\frac{0.62-1.27}{0.75}$	$\frac{0.21-0.69}{0.42}$	$\frac{Сл.-0.05}{0.01}$	$\frac{Сл.-0.25}{0.11}$
Средний гранит сальнерско-маньхамбовского комплекса Приполярного Урала (главные фации).			45	$\frac{65.74-77.73}{72.12}$	$\frac{0.03-1.43}{0.30}$	$\frac{9.05-18.38}{14.15}$	$\frac{0.03-4.28}{1.16}$	$\frac{0.03-3.52}{1.31}$	$\frac{0.01-0.76}{0.07}$	$\frac{Сл.-2.55}{0.75}$
Средний гранит кожимского комплекса Приполярного Урала (главные фации).			59	$\frac{69.64-80.04}{74.68}$	$\frac{0-0.64}{0.22}$	$\frac{10.08-15.98}{12.98}$	$\frac{0.06-4.00}{1.16}$	$\frac{0.21-2.51}{1.10}$	$\frac{Сл.-0.20}{0.05}$	$\frac{Сл.-1.74}{0.58}$
Средний гранит Северного Тимана (500 млн лет).*			—	73.0	0.23	12.90	1.42	1.50	0.03	0.66
Средний гранит Южного Тимана (500 млн лет).*			—	72.40	0.33	15.12	1.02	1.27	0.06	0.47
Средний гранит п-ова Канин (500 млн лет).*			—	75.83	0.05	14.05	0.33	1.05	0.04	0.44
Гердинский гранит Урала по В. И. Мичнаревой (1948).		—	72.53	0.21	15.02	0.77	1.06	0.04	0.60	
Альбитизированный гранит Восточной Сибири.		—	76.45	0.04	16.06	0.84	0.31	0.03	—	

Примечание. В числителе показаны пределы колебаний компонентов, в знаменателе — их среднее арифметическое значение.

* Данные по Ю. П. Ивсену (1964).

Массив	Ком-плекс	Порода	Число ана-лиз	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма
Сальнерский.	Сальнерско-маньхамбовский гранит-гранодиоритовый интрузивный (490—544 млн лет).	Граниты.	2	<u>1.22—2.44</u> 1.83	<u>2.72—3.13</u> 2.92	<u>4.70—6.53</u> 5.61	<u>(0—0.43)</u> (0.21)	<u>(0—0.20)</u> (0.10)	<u>1.35—1.88</u> 1.61	<u>100.40—100.46</u> 100.41
Городковский.		•	1	<u>2.42</u>	<u>3.03</u>	<u>4.54</u>	Не опр.	<u>0.22</u>	<u>2.43</u>	<u>101.0</u>
Маньхобеуский.		•	3	<u>1.40—2.62</u> 1.84	<u>2.60—3.69</u> 3.01	<u>3.80—6.03</u> 4.97	<u>(0—0.30)</u> (0.10)	<u>(0—0.18)</u> (0.11)	<u>0.72—1.97</u> 1.31	<u>99.44—100.24</u> 100.15
Малопатокский.		•	26	<u>0.28—2.55</u> 1.21	<u>2.92—6.72</u> 3.84	<u>0.90—4.70</u> 3.48	<u>(0—0.30)</u> (0.05)	<u>(0—0.19)</u> (0.07)	<u>0.11—1.27</u> 0.62	<u>98.96—101.41</u> 99.76
Маньхамбовский.		Граниты главной фации (первая фаза).	9	<u>0.46—3.10</u> 1.40	<u>3.39—4.98</u> 4.13	<u>1.36—4.58</u> 3.95	Не опр.	<u>0—0.14</u> 0.09	<u>0.56—1.33</u> 0.90	<u>99.47—100.74</u> 100.11
•		Мелкозернистые граниты эндоконтакта (первая фаза).	8	<u>0.20—1.04</u> 0.63	<u>3.12—4.68</u> 3.85	<u>4.11—5.63</u> 4.66	• •	<u>0—0.14</u> 0.07	<u>0.41—1.16</u> 0.70	<u>99.26—100.60</u> 100.12
•		Лейкократовые и аляскитовые граниты (вторая фаза).	10	<u>Сл.—0.80</u> 0.44	<u>3.55—4.48</u> 4.01	<u>3.90—4.72</u> 4.28	• •	<u>0—0.05</u> 0.03	<u>0.20—1.00</u> 0.60	<u>99.75—100.49</u> 100.14
Вадьяуский.		Граниты.	2	<u>0.28—1.31</u> 0.79	<u>3.00—3.05</u> 3.03	<u>4.80—4.90</u> 4.85	<u>0.04—0.09</u> 0.06	<u>0.07—0.08</u> 0.08	<u>0.89—1.27</u> 1.08	<u>99.68—99.74</u> 99.80
Яротский.		•	2	<u>0.32—0.40</u> 0.36	<u>3.00—3.68</u> 3.34	<u>4.00</u>	<u>0.06—0.28</u> -0.17	<u>(0—0.04)</u> (0.02)	<u>0.46—1.77</u> 1.11	<u>99.65—100.00</u> 99.83
Малдинский.		•	4	<u>0.74—1.52</u> 1.16	<u>2.80—3.20</u> 3.01	<u>3.40—5.17</u> 4.11	<u>(0.04—0.20)</u> (0.10)	Не опр.	<u>0.34—1.67</u> 1.02	<u>99.45—100.26</u> 99.69
Маньхамбовский.		Кварцевый диорит.	1	<u>3.80</u>	<u>2.94</u>	<u>2.82</u>	Не опр.	• •	<u>1.35</u>	<u>99.95</u>
•		Гранодиориты.	2	<u>2.52—4.44</u> 3.48	<u>3.50—4.14</u> 3.82	<u>2.23—3.07</u> 2.65	• •	<u>(0—0.36)</u> (0.18)	<u>1.87—2.14</u> 2.0	<u>99.61—100.40</u> 99.99
•		Тоналиты.	3	<u>4.70—5.81</u> 5.20	<u>3.50—4.16</u> 3.89	<u>1.62—1.68</u> 1.64	• •	Не опр.	<u>1.81—2.08</u> 1.96	<u>99.69—100.34</u> 100.05
Маньхобеуский.		Гранодиориты.	2	<u>1.92—4.34</u> 3.13	<u>3.56—4.65</u> 4.10	<u>1.24—2.86</u> 2.05	• •	<u>0.11—0.15</u> 0.13	<u>1.06—1.51</u> 1.29	<u>99.60—99.92</u> 99.76

Николайшорский.	Кожимский гранитоидный (380—340, 300—225 млн лет).	Гранит.	1	2.06	3.44	3.68	0.16	0.17	0.76	99.80	
Игшорский.		"	1	2.60	3.36	2.24	0.24	0.08	2.60	99.34	
Баный.		"	1	2.40	3.20	3.03	—	Не опр.	1.27	101.24	
Вангырский.		"	"	17	0.49—3.90	2.50—6.28	0.23—5.00	(0—0.30)	(0—0.16)	0.44—1.17	99.62—100.74
					1.28	4.06	2.74	(0.07)	(0.06)	0.80	100.13
Неройско-Патокский.		"	"	15	0.24—3.32	2.50—3.76	2.80—4.99	(0—0.16)	(0—0.22)	0.44—1.30	99.14—100.99
					1.46	3.17	3.92	(0.04)	(0.05)	0.82	99.26
Торговский.		"	"	7	0.28—1.54	2.92—4.62	2.87—4.96	(0—0.55)	(0—0.09)	0—1.20	98.77—100.70
					0.67	3.75	3.92	0.28	(0.04)	0.45	99.27
Кожимский.		"	"	9	0.24—2.37	2.44—4.10	2.36—5.30	(0—0.36)	(0—0.17)	0.38—2.43	99.26—100.81
					1.09	3.23	3.66	(0.12)	(0.09)	0.97	99.67
Водораздельный.		"	"	4	0.94—1.58	2.68—3.44	3.12—4.00	Не опр.	(0.04—0.07)	0.67—1.10	99.58—100.81
					1.12	3.11	3.66	(0.04)	0.88	100.22	
Народинский.		"	"	3	0.70—1.64	3.00—3.60	3.68—4.00	0.16—0.24	0.04—0.08	0.82—1.04	98.67—100.65
					1.14	3.20	3.87	0.24	0.05	0.91	99.90
Хатамба-Лапчинский.		"	"	8	0.20—3.04	2.64—4.00	0.70—4.60	0.10—0.28	0—0.06	0.56—2.20	99.54—100.93
					1.51	3.24	3.28	0.22	0.03	1.02	100.28
Вангырский.		"	Кварцевые диориты.	5	4.80—7.43	2.25—4.70	1.15—2.05	0.10—0.24	(0—0.29)	1.97—2.64	99.40—100.81
					5.89	3.23	1.43	0.14	(0.16)	2.36	100.25
Лапчавожский.		"	Гранодиориты.	4	2.68—4.72	2.90—3.20	1.64—2.65	0.10—0.28	Не опр.	0.80—1.78	99.47—100.04
	3.77				3.11	2.22	0.18	1.46	99.77		
Маньхамбовский.	"	Метаграниты.	24	Сл.—1.60	3.20—7.42	0.33—5.19	Не опр.	0.01—0.03	0.27—0.95	99.64—100.67	
				0.55	4.10	4.36	0.05	0.57	100.10		
Неройско-Патокский.	"	"	6	0.34—1.47	3.54—3.91	4.43—6.96	0—0.08	Не опр.	0.63—1.24	99.29—101.51	
				0.96	3.74	5.71	0.03	0.83	99.91		
Мелкие тела.	"	"	8	0.22—0.47	3.79—6.23	1.54—4.69	Не опр.	*	0.46—1.89	99.53—100.90	
				0.35	4.79	3.17	*	1.09	99.94		
Средний гранит сальнерско-маньхамбовского комплекса Приполярного Урала (главные фации).	"	"	45	0.28—3.10	2.60—6.72	0.90—6.53	(Не вкл.)	(0—0.22)	0.11—2.46	98.96—101.41	
				1.29	3.73	3.87	(0.08)	0.85	99.85		
Средний гранит кожимского комплекса Приполярного Урала (главные фации).	"	"	59	0.20—3.90	2.24—6.28	0.23—5.30	(0—0.55)	(0—0.22)	0—2.60	98.67—100.99	
				1.36	3.45	3.39	(0.09)	(0.06)	0.91	100.03	
Средний гранит Северного Тимана (500 млн лет).*	—	—	—	0.85	2.60	4.91	0.20	—	1.70	100.00	
Средний гранит Южного Тимана (500 млн лет).*	—	—	—	1.52	3.48	3.70	—	0.17	0.46	100.00	
Средний гранит п-ова Канин (500 млн лет).*	—	—	—	1.17	3.36	3.13	0.18	—	0.57	100.00	
Герцинский гранит Урала по В. И. Мичкаревой (1948).	—	—	—	1.38	3.65	3.93	—	—	—	99.19	
Альбитизированный гранит Восточной Сибири.	—	—	—	0.35	5.43	3.85	—	—	—	—	

Массив	Ком-плекс	Порода	Число ана-лизав	a	c	b	S	m'	f'	c'	a'
Сальнерский.	Сальнерско-маньхамбовский гранит-гранодиоритовый интрузивный (480—544 млн лет).	Граниты.	2	13.85—15.30	1.5—3.0	8.2—8.35	74.8—75.0	21—21.6	51—60	—	18.3—28.0
Городковский.				14.4	2.3	8.3	75.0	21.1	54.5	—	24.4
Маньхобюский.		»	3	11.7—15.3	1.68—3.1	5.4—7.3	76.25—78.7	5.6—23.77	32.1—45.8	—	32.67—51.8
				13.6	2.2	6.6	77.6	14.0	40.0	—	46.0
Малопатокский.		»	26	9.3—15.9	1.5—2.6	2.8—14.1	74.1—83.7	0—55.2	8.6—78.2	0—36.2	0—80.2
				14.1	1.4	5.9	79.6	22.0	41.8	—	36.2
Маньхамбовский.		Граниты главной фа-ции (первая фаза).	9	12.9—15.7	0.5—3.0	1.6—6.2	77.4—83.0	12—63.2	17.3—65.2	0—19.3	0—61.1
				14.4	1.7	3.4	80.5	32.7	44.2	—	23.1
»		Мелкозернистые гра-ниты андиоконтакта (первая фаза).	8	12.5—20.9	0.3—1.3	0.9—4.0	79.5—86.2	0—35.0	50—79	0—21.0	0—57.0
				14.6	0.8	2.0	82.6	20.0	70	—	10.0
»		Лейкократовые и аляскитовые гра-ниты (вторая фаза).	10	13.1—15.2	0.15—0.7	0.8—2.4	82.4—85	0—40.5	27—80	0—50	0—50
				14.4	0.5	1.3	83.8	24.4	73.2	2.4	—
Бадьяюский.		Граниты.	2	13—13.40	0.3—1.6	2.9—5.4	81.3—82.1	8.4—9.1	28.9—72.7	—	18.2—62.7
				13.2	0.9	4.2	81.7	9.6	42.8	—	47.6
Яротский.		»	2	11.5—13.3	0.3—0.5	4.0—6.7	81.5—82.2	21.2—26.2	21.1—34.5	—	29.3—57.7
	12.4			0.4	5.4	81.8	22.9	25.3	—	51.8	
Малдинский.	»	4	11.3—13.4	0.8—1.8	3.8—8.1	78.6—81.6	15—28.3	7.1—55.3	—	25—64.6	
			12.1	1.4	6.1	80.4	20.7	28.2	—	51.1	
Маньхамбовский.	Кварцевый диорит.	1	10.6	4.6	18.1	66.7	37.1	47.4	—	15.5	
			»	Гранодиориты.	2	12.1—12.7	3.1—5.6	10.2—11.0	71.5—73.8	18.6—36.1	49.7—58.3
»	»	12.5	4.3	10.4		72.8	27.3	54.0	—	18.7	
»	Тоналиты.	3	10.35—11.7	5.2—6.15	9.85—10.3	72.7—73.65	41.8—43.5	47.5—50.3	6.2—10.7	—	
			11.2	5.5	10.2	73.0	42.4	48.6	9.0	—	
Маньхобюский.	Гранодиориты.	2	11.5—12.3	2.2—4.6	5.6—12.5	73.7—77.5	12.5—35.2	21.7—71.3	0—16.2	0—43.1	
			11.19	3.8	8.0	76.3	33.0	42.4	—	24.6	

Николайшорский.	Кожимский гранитоидный (380—340, 300—225 млн лет).	Гранит.	1	12.6	2.5	7.3	77.6	27.3	32.7	—	40.0
Игшорский.		»	1	10.5	3.1	5.3	81.1	26.6	15.2	—	58.2
Баный.		»	1	11.2	2.6	5.8	80.4	12.7	52.8	—	34.5
Вангырский.		»	17	<u>9.1—16.0</u> 12.4	<u>0.5—4.2</u> 1.5	<u>1.0—12.8</u> 4.8	<u>76.5—84.3</u> 81.3	<u>8.3—46.0</u> 22.9	<u>20—72.7</u> 42.0	<u>0—39.1</u> —	<u>0—64.3</u> 35.1
Неройско-Патокский.		»	15	<u>10.3—14.2</u> 12.1	<u>0.3—3.2</u> 1.7	<u>1.1—6.9</u> 3.7	<u>79.5—89.9</u> 82.5	<u>0—32.7</u> 19.5	<u>10.6—100</u> 55.4	<u>0—29.1</u> —	<u>0—68.1</u> 25.0
Торговский.		»	7	<u>11.4—15.4</u> 13.3	<u>0.3—1.2</u> 0.8	<u>1.7—5.7</u> 2.5	<u>78.1—85.9</u> 83.4	<u>0—11.1</u> 10.5	<u>34.8—81.5</u> 65.8	<u>0—18.5</u> —	<u>0—54.4</u> 23.7
Кожимский.		»	9	<u>9—14.6</u> 12.0	<u>0.3—2.8</u> 1.3	<u>1.6—5.8</u> 4.1	<u>80.8—83.3</u> 82.6	<u>12.3—27.3</u> 19.1	<u>36.7—76.0</u> 53.9	<u>0—16.3</u> —	<u>0—50</u> 27
Водораздельный.		»	4	<u>10.5—12.7</u> 11.5	<u>1.1—1.8</u> 1.3	<u>4.5—6.6</u> 5.6	<u>81.1—81.8</u> 81.6	<u>9.1—21.7</u> 13.7	<u>16.7—43.1</u> 30.0	—	<u>43.5—68.6</u> 56.3
Народинский.		»	3	<u>11.2—13.1</u> 12.1	<u>1.2—2.2</u> 1.3	<u>1.3—5.2</u> 4.1	<u>81.8—83.4</u> 82.5	<u>18.6—32.3</u> 24.2	<u>19.7—42.8</u> 29.0	—	<u>51.4—61.7</u> 46.8
Хаталамба-Лапчинский.		»	8	<u>9.4—13.7</u> 11.4	<u>0.3—3.6</u> 1.8	<u>2.3—7.1</u> 4.0	<u>80.6—86.0</u> 82.8	<u>13.5—30.2</u> 24.6	<u>27—71.1</u> 42.6	<u>0—48.6</u> —	<u>0—59.5</u> 32.8
Вангырский.		Кварцевые диориты.	5	<u>7—12.5</u> 9.6	<u>6—6.9</u> 6.5	<u>10—18.8</u> 13.0	<u>65—74.0</u> 70.9	<u>28.9—46.1</u> 37.7	<u>47.7—65.5</u> 55.2	<u>0—16.2</u> 7.1	<u>0—40.0</u> —
Лапчавожский.		Гранодиориты.	4	<u>9.4—10.8</u> 9.9	<u>3.14—5.8</u> 4.6	<u>6.02—17</u> 10.2	<u>67.8—80.04</u> 75.3	<u>20.33—40.2</u> 33.5	<u>35.95—51.3</u> 41.0	—	<u>8.5—35.16</u> 25.5
Маньхамбовский.		Метаграниты.	24	<u>13.2—17.7</u> 14.7	<u>0.6—1.1</u> 0.6	<u>1.1—3.4</u> 1.9	<u>80.8—84.2</u> 82.8	<u>0—47</u> 14.0	<u>11.8—87</u> 79.3	<u>0—42.8</u> —	<u>0—58.8</u> 6.7
Неройско-Патокский.		»	6	<u>13.9—18.65</u> 16.2	<u>0.3—1.7</u> 0.9	<u>0.85—5.8</u> 2.9	<u>75.85—83.8</u> 80.0	<u>0—17.7</u> 9.3	<u>55.6—92.4</u> 83.7	<u>0—26.7</u> 7.0	<u>0—32.7</u> —
Мелкие тела.		»	8	<u>13.9—15.2</u> 14.3	<u>0.25—0.5</u> 0.4	<u>4.0—6.1</u> 5.1	<u>79.1—80.75</u> 80.2	<u>0—6.56</u> 3.8	<u>14.3—26.6</u> 19.0	—	<u>67.0—85.7</u> 77.2
Средний гранит сальнерско-маньхамбовского комплекса Приполярного Урала (главные фации).			45	<u>9.3—15.9</u> 13.4	<u>1.5—3.1</u> 1.5	<u>1.6—14.1</u> 5.5	<u>74.1—83.7</u> 79.6	<u>0—63.4</u> 21.7	<u>7.1—78.2</u> 43.4	<u>0—36.2</u> —	<u>0—80.2</u> 34.9
Средний гранит кожимского комплекса Приполярного Урала (главные фации).			59	<u>9.0—16.0</u> 12.0	<u>0.3—4.2</u> 1.6	<u>1.0—12.8</u> 4.3	<u>76.5—89.9</u> 82.1	<u>0—46.0</u> 21.2	<u>10.6—100</u> 43.9	<u>0—48.6</u> —	<u>0—68.6</u> 34.9
Средний гранит Северного Тимана (500 млн лет).*			—	12.4	0.9	5.8	80.9	12.0	45.0	—	43.0
Средний гранит Южного Тимана (500 млн лет).*			—	12.2	1.0	7.2	79.6	11.0	28.0	—	58.0
Средний гранит п-ова Канин (500 млн лет).*		—	10.7	1.4	9.8	78.1	28	23.0	—	49.0	
Герцинский гранит Урала по В. И. Мичкаревой (1948).		—	13.3	1.6	5.4	79.7	18.3	29.3	—	52.4	
Альбитизированный гранит Восточной Сибири.		—	15.6	0.4	4.3	79.7	0	23.2	—	76.8	

Таблица 5 (продолжение)

Массив	Ком-плекс	Порода	Число анализов	n	t	φ	Q	a/c	K_n	Общая железистость $F = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg}$	$\alpha \left(\frac{c}{a+c} \right)$
Сальнерский.	Сальнерско-маньхамбовский гранит-гранодиоритовый интрузивный (490—544 млн лет).	Граниты.	2	$\frac{38.9-50.5}{44.3}$	$\frac{0.2-0.4}{0.3}$	$\frac{14-36.7}{24.4}$	$\frac{18.1-19}{18.2}$	$\frac{4.6-10.2}{6.3}$	0.70	72	13.8
Городновский.		»	1	50.0	0.6	22.0	27	4.4	0.64	78	18.5
Маньхобеуский.		»	3	$\frac{39.5-53}{47.7}$	$\frac{0.3-0.7}{0.5}$	$\frac{12.1-13.9}{12.2}$	$\frac{20.2-29.3}{25.8}$	$\frac{3.8-9.1}{6.2}$	$\frac{0.54-0.73}{0.64}$	72	13.9
Малопатокский.		»	26	$\frac{49.4-90.5}{62.1}$	$\frac{0.08-1.4}{0.4}$	$\frac{0-40.4}{17.5}$	$\frac{21.8-42.9}{31.6}$	$\frac{5.1-51.6}{9.4}$	$\frac{0.41-1.13}{0.73}$	65	9.6
Маньхамбовский.		Граниты главной фации (первая фаза).	9	$\frac{53.1-84.8}{61.1}$	$\frac{0-0.3}{0.03}$	$\frac{3.8-57.6}{30.8}$	$\frac{21.5-37.2}{30.5}$	$\frac{4.2-31.2}{8.4}$	$\frac{0.65-0.91}{0.78}$	58	10.5
»		Мелкозернистые граниты эндоконтакта (первая фаза).	8	$\frac{46.7-62.7}{55.6}$	$\frac{0.1-0.4}{0.3}$	$\frac{29.2-73.6}{46.6}$	$\frac{25.7-47.5}{35.2}$	$\frac{12.3-49.3}{18.2}$	$\frac{0.82-0.93}{0.89}$	78	5.2
»		Лейкократовые и аляскитовые граниты (вторая фаза).	10	$\frac{55.8-62.3}{58.5}$	$\frac{0.07-0.23}{0.1}$	$\frac{16.2-63.1}{53.6}$	$\frac{33.8-42.4}{38.3}$	$\frac{15-135}{26.8}$	$\frac{0.85-1.01}{0.93}$	74	3.4
Бадьяуский.		Граниты.	2	$\frac{48-49}{48.5}$	$\frac{0.2}{0.2}$	$\frac{16.8-50}{28.6}$	$\frac{35.8-36.3}{36.1}$	$\frac{8.4-43.3}{14.6}$	$\frac{0.76-0.78}{0.77}$	82	6.4
Яротский.		»	2	$\frac{53.3-58.8}{56.2}$	0.1	$\frac{13.1-26.2}{16.8}$	$\frac{37.3-39.7}{38.4}$	$\frac{26.6-38.3}{31}$	$\frac{0.72-0.84}{0.78}$	56	3.1
Малдинский.		»	4	$\frac{45-59.1}{52.2}$	$\frac{0-0.4}{0.4}$	$\frac{2-14.3}{7.6}$	$\frac{32.2-39.8}{35.2}$	$\frac{6.8-14.1}{8.6}$	$\frac{0.61-0.79}{0.67}$	58	10.4
Маньхамбовский.		Кварцевый диорит.	1	61.3	2.1	17.4	7.6	2.5	0.46	56	30.3
»		Гранодиориты.	2	$\frac{63.3-75.1}{68.3}$	$\frac{1.5-2.0}{1.8}$	$\frac{12.5-16.1}{14.7}$	$\frac{12-20.3}{16.3}$	$\frac{2.3-4.0}{2.9}$	$\frac{0.52-0.56}{0.54}$	66	25.6
»		Тоналиты.	3	$\frac{65.1-80.0}{78.2}$	$\frac{0.66-0.85}{0.7}$	$\frac{22-23.1}{22.6}$	$\frac{16.9-20.45}{18}$	$\frac{1.7-2.25}{2.0}$	$\frac{0.46-0.53}{0.50}$	53	33.3
Маньхобеуский.		Гранодиориты.	2	$\frac{65.1-84.6}{75.4}$	$\frac{0.35-0.44}{0.5}$	$\frac{8.28-30.0}{17.0}$	$\frac{22.3-25.8}{25.0}$	$\frac{2.7-5.5}{3.1}$	$\frac{0.54-0.58}{0.55}$	56	24.2

Николайшорский.	Кожимский гранитоидный (380—340, 300—225 млн лет).	Гранит.	1	58.5	0.4	16.4	27.5	5.0	0.62	54	16.5
Игморский.		»	1	70.1	0.2	10.1	38.1	3.4	0.53	34	22.8
Банный.		»	1	62.0	0.3	23	35.8	4.3	0.61	81	18.8
Вангырский.		»	17	$\frac{44.4-90.6}{69}$	$\frac{0-0.5}{0.3}$	$\frac{1.2-38.7}{17.5}$	$\frac{28.9-43.1}{36.3}$	$\frac{2.2-27.6}{8.3}$	$\frac{0.50-0.93}{0.72}$	65	10.8
Неройско-Патокский.		»	15	$\frac{44.9-66.6}{55.4}$	$\frac{0-0.7}{0.3}$	$\frac{3.8-56.4}{25}$	$\frac{28.4-46.3}{39.1}$	$\frac{3.8-43.6}{7.1}$	$\frac{0.61-0.91}{0.74}$	74	12.3
Торговский.		»	7	$\frac{52.8-70}{60}$	$\frac{0-0.4}{-}$	$\frac{9.2-39.3}{26.3}$	$\frac{24.8-48.3}{39.4}$	$\frac{12.8-45.6}{16.6}$	$\frac{0.83-0.91}{0.86}$	86	5.7
Кожимский.		»	9	$\frac{49.8-68.4}{57.7}$	$\frac{0-0.5}{0.5}$	$\frac{10.6-58.1}{35}$	$\frac{32.2-45.2}{39.9}$	$\frac{3.2-37}{9.2}$	$\frac{0.54-0.90}{0.76}$	73	9.8
Водораздельный.		»	4	$\frac{51.1-60}{56.5}$	$\frac{0.1-0.3}{0.3}$	$\frac{0-20.5}{11.5}$	$\frac{36.9-39.8}{38.9}$	$\frac{5.8-11.5}{8.8}$	$\frac{0.55-0.75}{0.67}$	68	10.2
Народинский.		»	3	$\frac{53.9-58.0}{56.2}$	$\frac{0.1-0.4}{0.3}$	$\frac{9.8-17.6}{12.9}$	$\frac{38.3-41.5}{39.5}$	$\frac{6-10.1}{9.3}$	$\frac{0.69-0.79}{0.73}$	55	9.7
Хаталамба-Папчинский.		»	8	$\frac{50.6-90.3}{60.3}$	$\frac{0.1-0.3}{0.3}$	$\frac{10.7-42.1}{23}$	$\frac{36.3-50.9}{41}$	$\frac{2.9-36.3}{6.3}$	$\frac{0.55-0.83}{0.70}$	63	13.6
Вангырский.		Кварцевые диориты.	5	$\frac{72-85.3}{77.2}$	$\frac{0.7-1.7}{1.1}$	$\frac{14-20}{16.0}$	$\frac{4-27.1}{16.1}$	$\frac{1-2}{1.5}$	$\frac{0.34-0.49}{0.42}$	59	40.4
Папчавожский.		Гранодиориты.	4	$\frac{62.2-75}{68.5}$	$\frac{0.4-1.0}{0.6}$	$\frac{6.2-20.5}{16.5}$	$\frac{11-35.2}{26.2}$	$\frac{1.6-3.4}{2.2}$	$\frac{0.38-0.56}{0.47}$	55	31.7
Маньхамбовский.		Метаграниты.	24	$\frac{47.6-97.1}{58.6}$	$\frac{0.06-0.8}{0.16}$	$\frac{10.7-54.5}{51.7}$	$\frac{20.3-40.3}{35.6}$	$\frac{12.8-143}{24.5}$	$\frac{0.84-1.03}{0.91}$	85	3.9
Неройско-Патокский.		»	6	$\frac{45.5-55.6}{49.8}$	$\frac{0.08-0.36}{0.3}$	$\frac{24.5-46.1}{37.2}$	$\frac{13.05-34.89}{26.7}$	$\frac{9.3-44.5}{18}$	$\frac{0.79-1.02}{0.90}$	90	5.3
Мелкие тела.		»	8	$\frac{54.95-86.0}{70.0}$	-	$\frac{8.8-16.0}{11.4}$	$\frac{28.7-32.5}{31.4}$	$\frac{28-60}{35.7}$	$\frac{0.72-0.81}{0.75}$	83	2.7
Средний гранит сальнерско-маньхамбовского комплекса Приполярного Урала (главные фации).			45	$\frac{38.9-90.5}{59.9}$	$\frac{0-1.4}{0.33}$	$\frac{0-57.6}{20.5}$	$\frac{18.1-42.9}{30.9}$	$\frac{3.8-51.6}{8.9}$	$\frac{0.41-1.13}{0.73}$	66	10.1
Средний гранит кожимского комплекса Приполярного Урала (главные фации).			59	$\frac{44.4-90.6}{60.6}$	$\frac{0-0.7}{0.24}$	$\frac{0-58.1}{21.2}$	$\frac{24.8-50.9}{38.6}$	$\frac{2.2-45.6}{7.5}$	$\frac{0.50-0.93}{0.72}$	67	11.6
Средний гранит Северного Тимана (500 млн лет).*			-	45	0.2	21.5	38.3	13.7	0.75	71	6.7
Средний гранит Южного Тимана (500 млн лет).*			-	65.0	0.3	17.0	33.4	12.2	0.64	73	2.7
Средний гранит п-ова Канин (500 млн лет).*			-	61	-	2.3	33.4	8	0.64	62	11.5
Герцинский гранит Урала по В. И. Мичкаревой (1948).		-	58.7	0.25	11.0	31.2	8.3	0.68	62	10.7	
Альбитизированный гранит Восточной Сибири.		-	67.6	-	16	27.8	39	0.81	-	2.5	

в поле биотита из гранитов, а из гранодиоритов и кварцевых диоритов — в поле диоритов.

Согласно классификации Б. М. Куплетского с поправками И. В. Гинзбурга и др. (1962), основная масса гранитоидов Сальнерско-маньхамбовского комплекса соответствует нормальным гранитам. Наблюдаемые частые отклонения минерального состава в сторону кварцевых диоритов, тоналитов, адамеллитов и гранодиоритов (рис. 4) связаны в основном с ассимиляцией гранитной магмой вмещающих гранитоиды пород и особенно габбро и диабазов.

Средние химические составы пород изученных массивов и пределы их колебаний приведены в табл. 5.

Из табл. 5 и диаграммы, построенной по методу А. Н. Заварицкого, видно, что химический состав варьирует в значительных пределах, отражая целиком генетический ряд кварцевый диорит—гранодиорит—гранит—аляскит (рис. 6). Согласно классификации А. Н. Заварицкого рассматриваемые гранитоиды относятся к классам 1, 2, 3 от сильно пересыщенных (лейкограниты) до слабо пересыщенных (гибридные гранитоиды) SiO_2 , к группам 2, 3, 4, 5, 6 и 9 от пересыщенных до бедных щелочами.

Большинство гранитов главной интрузивной фации представлено плюмазитовой разностью ($\text{Al} > \text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}$), в значительно меньших количествах они (10%) относятся к нормальному ряду ($\text{Al} < \text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}$) и только в двух случаях к агпайтовому ($\text{Al} < \text{Na} + \text{K}$). Количество свободного кремнезема (Q) колеблется в пределах от 18.1 до 42.9 (при средних значениях по массивам 18.9—38.4).

Величина b , свидетельствующая о количестве цветной части пород, варьирует в пределах от 1.6 до 8.7 (средние по массивам 3.4—8.3). При этом наиболее меланократовыми являются граниты Сальнерского, Городковского и Маньхобеюского массивов. В некоторых разновидностях гранитов Малопаatokского массива в результате широко проявившихся в них вторичных процессов (каолинизация, соссюритизация, серицитизация) с одновременным обогащением алюминием наблюдается повышение величины параметра b до 14.1.

Содержание щелочей также колеблется в значительных пределах. Так, параметр a варьирует от 9.3 до 15.9 (среднее по массивам 12.1—14.4). Соотношение щелочей показывает на преимущественное преобладание натрия над калием (в молекулярных отношениях). Параметр n колеблется от 38.9 до 90.5 (среднее по массивам 44.3—62.1), составляя для среднего состава 59.9. Граниты Сальнерского, Городковского, Маньхобеюского и некоторые разности Бадьяюского массивов характеризуются обратными соотношениями ($n < 50$). Содержания магния (m') и железа (f') изменяются как в зависимости от количества биотита, так и от колебаний содержания магнетита, турмалина и проявления вторичных изменений.

Таким образом, по содержанию кремнекислоты, щелочей и полевошпатовой извести рассматриваемые граниты подразделяются на две подгруппы: 1) граниты Сальнерского, Городковского и Маньхобеюского массивов и 2) граниты Малопаatokского, Маньхамбовского, Яротского, Бадьяюского и других массивов.

Кварцевые диориты, гранодиориты и тоналиты фации эндоконтактов отличаются от гранитов главной интрузивной фации меньшим содержанием кремнекислоты ($Q=7.6-25.8$ против 30.9), щелочей ($a=10.3-12.7$ против 13.4), большим количеством общей и полевошпатовой извести ($c=2.2-6.15$ против 1.5) и более высокой величиной параметров b ($b=5.6-18.1$ против 5.5), m' и t .

Лейкограниты фации эндоконтактов по сравнению с гранитами главной интрузивной фации содержат меньшее количество цветных компонентов ($b=2.0$ против 3.4), полевошпатовой извести ($c=0.8$ против 1.5) и несколько большее — щелочей. Параметр n в этих гранитах значительно ниже ($n=55.6$ против 61.1), что указывает на обогащение их калием и в некоторых случаях — на приближение по составу к щелочным сиенитам (обр. 105, истоки р. Кожим-ю). Миграция калия в область эндоконтактов массивов отмечалась многими исследователями (Коптев-Дворников и др., 1960).

Граниты второй фазы, пользующиеся широким распространением в Маньхамбовском массиве, в сравнении с гранитами главной фазы значительно кислее ($Q=38.3$ против 30.9), в меньших количествах содержат фемические компоненты (в среднем 1.3 против 3.4) и полевошпатовую известь ($c=0.5$ против 1.5) при значительно высокой относительной щелочности ($\frac{a}{c}=28.8$ против 8.4).

С формированием сальнерско-маньхамбовского гранит-гранодиоритового комплекса связаны метасоматические процессы магматической стадии. При этом наиболее активно проявились метасоматические преобразования вмещающих пород, выраженные в их гранитизации. С термальным метаморфизмом этой же стадии связано образование роговиков и перекристаллизация ряда вмещающих гранитоиды отложений. Начальная стадия изменения габбро и диабазов, например парнукского габбро-диоритового интрузивного комплекса, характеризуется незначительным кварцевым метасоматозом. Вблизи контакта наблюдаются процессы микроклинизации и биотитизации. Возникает следующая минеральная ассоциация: андезин + биотит + эпидот + микроклин + сфен + рутил (реликты) + кварц + магнетит + ильменит + голубовато-зеленая роговая обманка ряда гастингсит — тремолит. В целом минеральные ассоциации контактных пород соответствуют пироксен-роговообманковой и роговообманковой, реже альбит-эпидот-роговообманковой фациям контактового метаморфизма (Тернер и Ферхуген, 1961).

В гипербазитах около жил гранитоидного состава часто встречаются одна или несколько реакционных зон, последовательно сменяющих друг друга: биотитовая — актинолитовая — тальковая (Голдин, Фишман, 1967).

Каледоно(?) - герцинские магматические породы. Среди каледоно-герцинских пород выделяется верхнепечорский габбро-диабазовый субинтрузивный и кожимский гранитоидный комплексы.

Породы верхнепечорского габбро-диабазового интрузивного комплекса в пределах рассматриваемой зоны Центрально-Уральского поднятия пользуются ограниченным распространением; представлены габбро, габбро-диабазы и габбро-амфиболитами. Они образуют небольшие участки неправильной или длинновытянутой формы среди гранитоидов, а также небольшие изолированные тела, вытянутые согласно общему простиранию складчатых структур.

Главными минералами габбро-диабазов, габбро и габбро-амфиболитов являются плагиоклаз №№ 57—72 (43—50%) и обыкновенная роговая обманка (46—81%), в подчиненных количествах присутствуют оливин и пироксен (авгит, до 12%). Акцессорные минералы представлены апатитом и ильменитом. Вторичные минералы — уралитовая роговая обманка, биотит, хлорит, гранат, актинолит, лейкоксен, эпидот, цоизит, альбит и кальцит.

Жильные производные встречаются очень редко. Химический состав пород верхнепечорского габбро-диабазового интрузивного комплекса приведен в табл. 2.

Породы кожимского гранитоидного комплекса получили наибольшее распространение в осевой части Ляпинского антиклинория в пределах наиболее эродированных его частей, среди древних отложений рифейского возраста, где они образуют самостоятельные массивы площадью до 100 км². Реже гранитоидами этого комплекса слагаются мелкие интрузивные тела, расположенные среди крупных многофазных массивов сальнерско-маньхамбовского комплекса. Наблюдения над интрузивными контактами гранодиоритов Лапчавожского массива с породами хыдейской и тельпосской свит ордовика, а также гранит-аплитов, развитых в массиве Мань-Хамбо и в истоках р. Торговой с отложениями тельпосской свиты, позволяют датировать их возраст как посленижнеордовикский. Определения абсолютного возраста (по слюдам) показали, что их возраст колеблется в пределах 380—340, 300—225 млн лет. Таким образом, массивы кожимского комплекса, по-видимому, формировались в период активизации байкалитид в связи с тектоническими движениями ордовикско-триасового тектонического цикла (Фишман, Голдин, 1963).

Форма массивов в основном пластообразная или, реже, неправильная с явно интрузивными контактами. Обычно они окружены довольно значительными контактными ореолами, представленными зонами роговиков, гранито-гнейсов, мигматитов и гранитизированных сланцев. В составе всех массивов резко преобладают двуслюдяные и биотитовые граниты (главная интрузивная фация); подчиненным распространением пользуются мусковитовые разности и гибридные породы, представленные кварцевыми диоритами и гранодиоритами (фация эндоконтактов). Редко встречающиеся породы жильной серии представлены аплитами, гранит-порфирами, пегматитами, кварцевыми порфирами. Наиболее широким распространением пользуются кварцевые жилы.

С формированием гранитоидов кожимского комплекса связано широкое развитие послемагматического пневматолито-гидротермального метасоматоза, наложившегося на гранитоиды обоих комплексов, в результате чего возникли породы, по составу близкие к гранитам (метаграниты), с неоднородным количественно-минеральным составом. Отличаются они также структурно-текстурными особенностями. Метаграниты образуют неправильной формы участки и полосы, площадью до 1.5 км², среди гранитных массивов обоих комплексов. В основном они концентрируются в области эндоконтактов или слагают небольшие самостоятельные массивы (до 6.5 км²). Наиболее интенсивно метасоматические процессы проявились в зонах тектонического рассланцевания и разломов в условиях наличия литологически (геохимически) контрастных участков.

Петрографическая характеристика пород приведена в табл. 6, а количественно-минеральный состав в табл. 7 и на рис. 4.

Из табл. 6 видно, что плагиоклазы в гранитоидах кожимского комплекса в общем более кислые, чем в сальнерско-маньхамбовском. Наряду с микроклином в них широко распространены ортоклаз и натровый ортоклаз. Частое отсутствие ортоклаза в гранитоидах сальнерско-маньхамбовского комплекса объясняется тем, что повышенное количество СаО, характерное для плагиоклазов, обусловило вхождение натрия в значительных количествах в состав калинатровых полевых шпатов. Биотиты гранитов кожимского комплекса характеризуются большей железистостью и глиноземистостью. При нанесении на сводную диаграмму химических составов биотитов из пород разных групп видно, что биотиты гранитов кожимского комплекса попадают в поле гнейсов и кристаллических сланцев, из гранодиоритов — в поле габбро (рис. 5).

Анализ эволюции состава и свойств породообразующих минералов в процессе формирования метагранитов, а также их взаимоотношения

Петрографическая характеристика пород кожимского комплекса

Минеральный состав	Граниты главной фации первой фазы	Гибридные породы эндоконтактов первой фазы	Метаграниты
Главные породообразующие минералы.	Кварц, микроклин, ортоклаз (редко), плагиоклаз №№ 1—12, биотит с общей железистостью 70—100%.	Кварц, микроклин, плагиоклаз №№ 25—30, биотит с общей железистостью 50—60%, обыкновенная роговая обманка.	Реликтовые минералы: кварц, микроклин, ортоклаз, биотит с общей железистостью 40—80%, плагиоклаз №№ 1—12.
Вторичные минералы.	Эпидот, хлорит, серицит, мусковит, лейкоксен, гранат.	Гранат, хлорит, альбит, эпидот, серицит, кальцит.	Кварц, микроклин, мусковит, гастингсит, хлорит, эпидот, биотит с общей железистостью 70—100%.
Характерные акцессорные минералы.	Циркон, апатит, ортит, магнетит, сфен.	Циркон, ортит, пирит.	Циркон, циртолит, апатит, магнетит, ильменит, сфен, гранат, ортит, фергюсонит, флюорит, турмалин, гематит.
Характерные элементы-примеси.	Be, Ti, V, Y, Cu, Ba, Sr, Ga, Zr.	Be, Ti, V, Ba, Y, Ga, Zr, Cu, Cr, Zr, Mo, La.	Be, Ti, V, Ba, Cu, Y, Zr, Pb, Ga, Nb, La, Rb.

Таблица 6 (продолжение)

Минеральный состав	Породы жильной серии			
	аплиты	пегматиты	гранит-порфиры	кварцевые порфиры
Главные породообразующие минералы.	Кварц, микроклин, плагиоклаз №№ 4—6, биотит с общей железистостью 70—80%.	Кварц, микроклин, плагиоклаз №№ 3—6, биотит с общей железистостью 50—60%.	Кварц, микроклин, биотит ($n_g=1.666$), плагиоклаз №№ 5—10.	Кварц, микроклин, плагиоклаз №№ 3—5.
Вторичные минералы.	Мусковит, хлорит, эпидот, лейкоксен.	Мусковит, эпидот, лейкоксен, кальцит.	Серицит, кальцит, эпидот, альбит, хлорит.	Мусковит, кварц, лейкоксен, эпидот.
Характерные акцессорные минералы.	Ильменит, циркон, ортит, молибденит.	Роговая обманка, ортит, циркон, циртолит, сфен, турмалин, гранат, касситерит, ильменит, пирротин.	Циркон, апатит, магнетит, реже ильменит.	Ильменит, пирит, циркон.
Характерные элементы-примеси.	Be, Sr, Ga, V, Ti, Cu, Zr, Pb, Sn, Ba.	Be, Sc, Pb, Ga, Mo, V, Ti, Cu, Zr, Sr, Ba.	Pb, Ga, Be, V, Ti, Cu, Zr, реже Sn, Mo, Co.	Ti, Cu, V, Ga, Be, Zr.

Количественный минеральный состав пород в

Минерал	Граниты главных фаций					
	Вангыр-ский — 10 подсчетов	Водораз-дельный — 7 подсчетов	Хаталамба-Лапчин-ский — 7 подсчетов	Кожим-ский — 16 под-счетов	Неройско-Патон-ский — 30 под-счетов	Банний — 30 под-счетов
Кварц	$\frac{30-53.2}{37.9}$	$\frac{32.3-54}{41.3}$	$\frac{38-44}{41.7}$	$\frac{34-55}{43.4}$	39	40
Калиевый полевой шпат	$\frac{13.8-38}{27.1}$	$\frac{19-43.5}{30.7}$	$\frac{17-43}{29.8}$	$\frac{36-62.6}{49.8}$	32	28
Плагиоклаз	$\frac{21.3-38.5}{29.7}$	$\frac{12-42.3}{22.9}$	$\frac{11-27.6}{19.1}$		22	25
Биотит	$\frac{0-5.5}{2.0}$	$\frac{0.4-8.8}{2.6}$	$\frac{0-3.6}{2.0}$	$\frac{0-6}{1.6}$	5	3
Мусковит (серицит) . .	$\frac{0-2.0}{0.9}$	$\frac{0-0.4}{0.1}$	$\frac{0-3.6}{3.4}$	$\frac{0-8}{3.2}$	1	2
Роговая обманка (обык-новенная)	—	—	—	—	—	—
Акцессорные мине-ралы:						
прозрачные (сфен, циркон, апатит и т. д.);			$\frac{0-10.5}{2.2}$	$\frac{0-1}{0.5}$	} 1	2
непрозрачные (магнетит, ильменит и т. д.);	$\frac{0.5-4.1}{2.4}$	$\frac{0.5-4.5}{2.4}$	$\frac{0-0.8}{0.1}$	$\frac{0-2}{0.8}$		
вторичные (эпидот, гранат, лейкоксен и т. д.).			$\frac{0-3}{1.7}$	$\frac{0-2}{0.7}$		

Примечание. В числителе приведены колебания составов, в знаменателе — средний состав.

между собой позволяют выделить несколько сменяющих друг друга генераций минералов и наметить стадии метасоматического процесса. При этом в составе породообразующих минералов выделяются первичные (реликтовые) минералы, связанные с магматическими процессами, и новообразованные (вторичные), возникновение которых обусловлено развитием метасоматоза. По мере изменения материнских пород, главным образом их щелочности и содержания кремнекислоты, закономерно изменялся и минеральный состав. Наиболее ранней является стадия преимущественно калиевого метасоматоза, проявившаяся в микроклинизации полевых шпатов, мусковитизации биотита или образовании лепидомелана. Для микроклина обычно характерно тонкорешетчатое двойниковое строение и отсутствие пертитов. Формирование метагранитов, образовавшихся в результате изменения гранитов кожимского комплекса, на этой стадии заканчивается. Последующие стадии имеют локальное развитие.

массивах кожимского гранитоидного комплекса

первой фазы			Гибридные породы фации эндоконтактов первой фазы		Метасоматически измененные граниты (метаграниты)		
			гранодио- риты	кварцевые диориты, тоналиты			
Игшор- ский — 2 подсчета	Николай- шорский — 2 подсчета	Народин- ский — 2 подсчета	Ланча- вожский — 2 подсчета	Вапгыр- ский — 2 под- счета	Маньхам- бовский — 34 подсчета	Сальнерский район (мел- ные тела) — 13 подсчетов	Неройско- Патонский — 9 подсчетов
$\frac{36-56}{46}$	$\frac{31-38}{35}$	$\frac{29-47}{39}$	$\frac{34-37}{36}$	$\frac{14.2-27}{21.2}$	$\frac{18.7-51.6}{37.9}$	$\frac{32-43}{38}$	$\frac{21-43}{31.5}$
$\frac{14-30}{22}$	$\frac{25-30}{28}$	$\frac{34-42}{38}$	$\frac{6-15}{11}$	—	$\frac{12.6-44.5}{32.7}$	$\frac{10-28}{18.1}$	$\frac{13-38}{20.7}$
$\frac{8-40}{24}$	$\frac{27-35}{30}$	$\frac{11-24.5}{17}$	$\frac{25-42.5}{34}$	$\frac{56.6-77.4}{63.9}$	$\frac{14-46}{24.7}$	$\frac{23-40}{31.0}$	$\frac{19-40}{27.8}$
$\frac{1-1.5}{1.5}$	$\frac{2-5}{3}$	$\frac{0.5-3.5}{2}$	$\frac{1-10}{4}$	$\frac{0.9-18}{6.2}$	$\frac{0-3.5}{0.6}$	$\frac{0-2}{0.4}$	$\frac{0-7}{3.6}$
$\frac{0.5-9.5}{5}$	$\frac{1-2}{1.5}$	$\frac{0-9}{3.5}$	$\frac{2.5-13}{7}$	—	$\frac{0-11}{2.4}$	$\frac{5-15}{11.4}$	$\frac{0-19}{3.4}$
—	—	—	$\frac{1-4}{2}$	$\frac{0-17.6}{2.2}$	—	—	—
—	—	—	—	—	$\frac{0-1.9}{0.6}$	} $\frac{0-3}{0.8}$	} $\frac{2-9}{4.0}$
$\frac{0.7-2.3}{1.5}$	$\frac{0.5-3}{2.5}$	$\frac{0.8-1.5}{1}$	$\frac{5-10}{6}$	$\frac{1-13}{6.5}$	$\frac{0-8}{0.6}$		
—	—	—	—	—	$\frac{0-1}{0.5}$		

Повышенная щелочность процесса на ранней стадии калиевого метасоматоза, связанного с формированием пород кожимского комплекса, при метасоматозе гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса ослабевает на сменяющей ее натровой стадии (альбитизации). Альбит, образовавшийся в эту стадию, представлен мелкими зернами. По составу он изменяется от наиболее чистой разновидности до №№ 6—7. Иногда в ассоциации с альбитом наблюдается гастингсит, появляющийся в условиях высокого окислительного потенциала кислорода и возрастающей подвижности глинозема (Апельцин, 1966б). С дальнейшим понижением температуры метасоматических растворов ведущую роль приобретало кислотное выщелачивание (форно-кремниевая стадия по Ф. Р. Апельцину и др., 1963 г.), в результате которого появляются в значительных количествах кварц и флюорит.

Проявление определенных стадий метасоматоза обусловлено изменением режима кислотности—щелочности, что связано с составом после-

магматических растворов и материнских пород, подвергнутых переработке. На участках повышенной кислотности образовались зоны интенсивного окварцевания. В условиях понижающейся кислотности и возрастания щелочности формировались зоны альбититов и кварц-микроклиновых жил.

Анализ табл. 5 и диаграммы химического состава, построенной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 6), показывает, что химический состав гранитоидов кожимского комплекса колеблется в значительных пределах, отражая вариации их минерального состава.

По классификации А. Н. Заварицкого гранитоиды относятся к породам классов 2 и реже 1, пересыщенных и сильно пересыщенных SiO_2 , к группам 3, 4, 5 и 6, от богатых до бедных (в редких случаях) щелочами.

Граниты главной интрузивной фации относятся к рядам: пересыщенному глиноземом (80% от общего числа анализов) и нормальному (20%).

Количество свободной кремнекислоты (Q) колеблется в пределах от 24.8 до 50.9 (среднее по массивам 27.5—41.0). Параметр b варьирует от 1 до 8.7 (среднее по массивам 2.5—7.3). В небольших по размерам массивах (Николайшорский, Игшорский и др.) граниты обладают наибольшей меланократовостью, в то же время граниты Неройско-Патокского и Торговского массивов имеют наименьшие темноцветные составляющие, в среднем равные 2.5 и 3.7.

Содержание щелочных металлов (a) колеблется в пределах от 9 до 16 (среднее по массивам 10.5—13.3). Соотношение щелочей (n) соответствует обычно преобладанию молекулярного количества Na_2O над K_2O (особенно в Вангырском массиве) и только в пяти анализах отмечается обратное соотношение.

Полевошпатовая известь (c) колеблется в широких пределах — 0.3—4.2 (преобладает не более 2.5), составляя в среднем 1.6. Наибольшей аортитовостью обладают граниты Николайшорского, Игшорского и Банного массивов ($c=2.5-3.1$), что указывает на развитие более основного плагиоклаза.

Соотношение дополнительных параметров показывает на присутствие в цветной части железа ($f'=43.9$), глинозема ($a'=34.9$) и магнезия ($m'=-21.2$), обусловленное наличием биотита, отчасти мусковита. В некоторых разновидностях гранитов наблюдается избыток кальция (c'), что связано, очевидно, с присутствием в них флюорита, сфена, ортита и эпидота.

Гранодиориты и кварцевые диориты (гибридные породы — фация эндоконтактов), связанные между собой и с гранитами постепенными переходами, отличаются от последних меньшей пересыщенностью SiO_2 ($Q=4.0-35.2$ против 38.6), общей щелочностью ($a=7-12.5$ против 12) и повышенными значениями темноцветной части ($b=6.02-18.8$ против 4.3), аортитовой составляющей ($c=3.14-6.9$ против 1.6), титана (t); доля натрия в общей сумме щелочей значительно больше ($n=62.2-85.3$ против 60.6), чем в гранитах.

Петрохимические особенности метагранитов, возникших в результате метасоматической переработки, с одной стороны, гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса, а с другой — гранитов кожимского комплекса, различны, что хорошо видно из табл. 8 и рис. 6.

Метаграниты, образовавшиеся по гранитам кожимского комплекса, обычно приближаются по составу к щелочным гранитам, тогда как при метасоматических изменениях гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса возникают более кислые разности, вплоть до аляскитов.

В целом для метагранитов Приполярного Урала характерна пониженная аортитовость, незначительное содержание магнезия и титана.

Сравнительная петрохимическая характеристика метагранитов

З. М. В. Филиппов и др.

Петрохимические признаки	Метасоматически измененные граниты		
	Неройско-Патокский массив	небольшие тела истоков рр. Шокурьи и Маньи	неправильной формы участки в пределах массива Мань-Хамбо
Петрохимический тип породы.	$Al > Na + K + 2Ca$, $Al < Na + K + 2Ca$, $Al < Na + K$.	$Al \gg Na + K + 2Ca$.	$Al > Na + K + 2Ca$, $Al < Na + K + 2Ca$, $Al < Na + K$.
Кислотность (Q).	Пониженная — $Q_{ср} = 26.7$.	Повышенная — $Q_{ср} = 31.4$.	Значительно повышенная — $Q_{ср} = 35.6$.
Величина фемической части (параметр b).	Значительные колебания — от 0.85 до 5.8, в среднем 2.9.	Устойчивое содержание — от 4 до 6.1, в среднем 5.1.	Небольшие значения — от 1.1 до 3.4, в среднем 1.9.
Щелочность (a).	Значительно повышенная $a_{ср} = 16.2$.	Повышенная — $a_{ср} = 14.3$.	Повышенная — $a_{ср} = 14.7$.
Соотношение щелочей.	Преобладание K над Na: $\frac{K_2O}{Na_2O} \gg 1$, $n_{ср} = 49.8$.	Преобладание Na над K: $\frac{K_2O}{Na_2O} \ll 1$, $n_{ср} = 70$.	Отмечаются разности как с преобладанием K над Na (в большинстве случаев), так и наоборот: $\frac{K_2O}{Na_2O} \leq 1$, $n_{ср} = 58.6$.
Полевощпатовая известь (с).	Небольшие и средние содержания — от 0.35 до 1.7.	Малые содержания — от 0.25 до 0.5.	Небольшие содержания — от 0.1 до 1.1.
Состав темноцветной части.	Повышенная роль железа ($f' = 83.7$), низкая — магния ($m' = 9.3$), кальция и алюминия.	Исключительно высокая роль алюминия ($a' = 67-85.7$), небольшая — железа и практическое отсутствие магния.	Значительные колебания состава. Наибольшую роль играет железо ($f' = 79.3$), незначительную — магний и кальций; содержание алюминия (a') в отдельных случаях довольно высокое (до 58.8).
Коэффициент агпаитности (K_a).	Высокие значения — от 0.8 до 1.02.	Пониженные значения — от 0.72 до 0.81.	Высокие значения — от 0.84 до 1.03.
Содержание TiO_2 .	Небольшие и средние — от 0.07 до 0.37, в среднем 0.23.	Исключительно низкие — от 0.02 до 0.08, в среднем 0.04.	Небольшие — от 0.06 до 0.24, в среднем 0.16.

а также повышенная щелочность, выражающаяся в более высоких значениях коэффициента алкаитности ($K_a > 0,75$) по сравнению с неизменными гранитами.

ТИМАН И ПОЛУОСТРОВ КАНИН

По имеющимся в настоящее время представлениям п-ов Канин и Тиман — это крупные, осложненные дизъюнктивами антиклизы, в ядрах которых выходят толщи рифейских метаморфизованных отложений, сформированных в условиях миогеосинклинали (Ивенсен, 1964). Эти отложения прорваны разнообразными магматическими породами, составляя вместе с ними байкальский кристаллический фундамент (рис. 3).

Среди кембро-рифейских магматических пород на Канине и Тимане выделяются четыре разнотипных комплекса (Мальков, 1966).

Наиболее древним является габброидный комплекс, представленный габбро-диабазами, диабазами и ортоамфиболитами, образующими многочисленные силлы, штоки и дайки. Абсолютный возраст метаморфизма габброидов 640—620 млн лет (Мальков, 1966).

Немного моложе пород габброидного комплекса является гранитный, в состав которого входят граниты (Южный и Северный Тиман) и гранитные пегматиты (Канин) с абсолютным возрастом более 525 млн лет (Ивенсен, 1964). Возраст гранитов, по данным Б. А. Малькова (1966), не менее 640 млн лет, что позволяет отнести их к позднему рифею.

Третий комплекс магматических пород — щелочной комплекс Северного Тимана, включающий разнообразные сиениты, субщелочные граниты и аплиты, абсолютный возраст которых 520—475 млн лет (Мальков, 1966).

Четвертый комплекс — комплекс щелочных габброидов (520—525 млн лет) Северного Тимана, в состав которого входят порфириовидные эссекситовые габброиды, предшествующие внедрению сиенитов на Северном Тимане, целая гамма даек камптонитов (мыс Большой Румяничный), внедрившихся почти одновременно с сиенитами или позже их, и эссекситовые порфириды, дайки которых завершили формирование комплекса (Мальков, 1966).

Петрографическая характеристика пород рассматриваемых комплексов приведена в табл. 9, а химический состав — в табл. 5.

Таким образом, проявления магматизма и метаморфизма на Тимане и на Севере Урала в байкальском тектоно-магматическом цикле завершились примерно в одно время. На Тимане возраст наиболее молодых заключительных проявлений магматизма и метаморфизма составляет по известным определениям абсолютного возраста 525—475 млн лет (Ивенсен, 1964; Мальков, 1966). На Приполярном Урале возраст гранитов (по слодам) сальнерско-маньхамбовского комплекса также составляет 544—490 млн лет. Этими цифрами, вероятно, и датируется конечный этап рассматриваемых байкальских складчатых систем (Фишман и др., 1966 г), хотя состав пород комплексов резко различен.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА МЕЖДУ СОБОЙ И СО СМЕЖНЫМИ РАЙОНАМИ УРАЛА И ТИМАНА

Основные особенности гранитоидов разновозрастных комплексов Приполярного Урала, их черты отличия и сходства в сравнении друг с другом, с гранитоидами некоторых смежных районов Урала и Тимана, а также с типами по Р. Дели иллюстрируются вариационной диаграммой (рис. 7) и рассматриваются с помощью методов вариационной статистики.

Петрографическая характеристика интрузивных пород * Тимана и п-ова Канин

Минеральный состав и структура	Габбровый комплекс		Гранитный комплекс — граниты
	габбро, габбро-диабазы	амфиболиты	
Главные породообразующие минералы.	Обыкновенная роговая обманка ($n_g=1.690$, $n_p=1.670$, $cNg=25^\circ$, $2V=-65^\circ$), реже типа баркевикита, плагиоклаз №№ 55—66, 30—40, изредка отмечаются оливин, ромбический и моноклинный пироксены.	Обыкновенная роговая обманка ($n_g=1.679$, $n_p=1.648$, $cNg=19-22^\circ$, $2V=82-84^\circ$), плагиоклаз №№ 35—40.	Каликатровый полевой шпат — микроклин (28%), плагиоклаз №№ 14—25, 5—7 (40%), кварц (26%), биотит (3%).
Вторичные минералы.	Эпидот, серпентин, цоизит, хлорит, уралит, биотит, сфен (лейкоксен), кварц, карбонат.	Гранат, доломит, сидерит, лейкоксен, кварц.	Мусковит, хлорит, цоизит.
Акцессорные минералы.	Апатит, циркон, магнетит, ильменит.	Турмалин, апатит, циркон, рутил, пирит, пирротин.	Титанит, циркон, турмалин, апатит, монацит.
Структура.	Габброофитовая, пойкилоофитовая и бластоофитовая.	Габброофитовая, гранобластовая.	Аллотриоморфнозернистая, гишидиоморфнозернистая.

Таблица 9 (продолжение)

Минеральный состав и структура	Гранит-сиенитовый комплекс		Комплекс щелочных габброидов	
	граниты	сиениты	эссекситовые и керсутитовые метагаббро	эссекситовые порфириды
Главные породообразующие минералы.	Кварц (13—40%), микроклин (60—30%), плагиоклаз №№ 18—25, 5—7 (14—50%), биотит ($n_g \approx n_m = 1.645$) 5—12%.	Плагиоклаз №№ 45—55, каликатровый полевой шпат (ортоклаз, микроклин), пироксен, близкий к авгиту ($cNg = 40—50^\circ$) или эгирину, биотит ($n_g \approx n_m = 1.630—1.670$), реже нефелин, роговая обманка — гастингсит, обыкновенная, катафорит.	Плагиоклаз (19—34%), титанавгит (0.5—62%), керсутит (6—4%), нефелин (3—4%).	Пироксен — титан-авгит ($cNg = 47—56^\circ$, $n_g = 1.733$, $n_p = 1.712$) 2—3%. Обыкновенная роговая обманка и баркевикит ($cNg = 7—14^\circ$, $2V = 56—70^\circ$, $n_g = 1.713$, $n_p = 1.679$), плагиоклаз №№ 12—14, 50—60 (4—13%), микроклин.
Вторичные минералы.	Мусковит, гранат, эпидот.	Хлорит, карбонат, кварц, мусковит.	Цоизит (11—13%), биотит, сфен, эпидот, карбонат, хлорит, калишпат, анальцим, гранат.	Биотит, сфен, цоизит, альбит, анальцим, скаполит, кальцит, гранат.
Аксессуарные минералы.	Апатит, циркон, турмалин, рутил, корунд, флюорит.	Апатит, флюорит, циркон, циртолит, торит.	Апатит, магнетит, ильменит.	—
Структура.	Гипидиоморфнозернистая, милонитовая, катакластическая, гранофировая.	Аллотриоморфнозернистая.	?	Криптовая.

* Более подробный петрографический состав этих пород приведен в работах Ю. П. Ивенса (1964) и Б. А. Малькова (1966).

Гранитоиды разновозрастных комплексов Приполярного Урала располагаются на диаграмме в пределах самостоятельных, почти параллельных друг другу ветвей.

В плоскости aSb вариационная линия пород сальнерско-маньхамбовского комплекса находится правее соответствующей линии кожимского комплекса, что свидетельствует о значительно большей щелочности первых. В плоскости cSb каждая из вариационных линий выражена двумя ветвями, расходящимися в поле гранитов. Это отражает, с одной стороны, постепенный переход от гранитов к гранодиоритам и кварцевым диоритам с закономерным увеличением анортитовости по мере увеличения меланократовости (поворот линии влево) и с другой — довольно широкое развитие гранитоидов с весьма небольшим содержанием окиси кальция, иногда при значительной меланократовости (до $b=14$, правые ветви).

Таким образом, гранитоиды обоих комплексов образуют два естественных, непрерывных ряда, свидетельствующих о различных процессах гранитного магматизма Приполярного Урала. Породы комплексов представляют собой различные ступени эволюционного ряда гранитоидов, в которых с увеличением щелочности возрастала кислотность. При этом гибридные породы — кварцевые диориты и гранодиориты разновозрастных комплексов — сохраняют специфические петрохимические особенности гранитов.

Метаграниты кожимского комплекса образуют самостоятельную вариационную линию, характеризующую наиболее щелочные и наименее известковистые разности пород.

Сопоставление вариационных линий и средних составов гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса Приполярного Урала с кембродорифейскими гранитами Тимана и п-ва Канин (рис. 7) указывает на близость составов меланократовых разностей и понижение щелочности и анортитовости (незначительно) в более кислых разновидностях, а также на существенные отличия в глиноземистости и содержании магния.

Средний состав гранитов кожимского комплекса отличается от состава герцинских гранитов Среднего и Южного Урала (табл. 5) большей кислотностью ($Q=38.6$ против 31.2), лейкократовостью ($b=4.3$ против 5.4), большей долей натрия в сумме щелочей ($n=60.6$ против 58.7), повышенными значениями железа (f') и магния (m') и меньшей пересыщенностью глиноземом (a') и щелочностью ($a=12.0$ против 13.3).

В сравнении с рядом нормальных щелочноземельных гранитоидов по Р. Дели (плоскость aSb) гранитоиды сальнерско-маньхамбовского комплекса обладают близкой щелочностью; гранитоиды кожимского комплекса имеют существенно пониженную на всем протяжении вариационной линии щелочность. Положение линий в левой плоскости (cSb) показывает, что в сравнении со средним типом гибридные породы кожимского комплекса обладают большей известковистостью, чем сальнерско-маньхамбовского; в обоих комплексах отмечается меньшая известковистость гранитов и повышенная — аляскистов.

На диаграмме кислотность—щелочность $(Q - \frac{a}{c})$, для средних составов гранитов по массивам четко вырисовывается 4 группы точек (рис. 8).

В первом поле обособлены гибридные породы, характеризующиеся наименьшими значениями кислотности ($Q < 26.2$) и щелочности ($\frac{a}{c} < 3.1$).

Точки, отвечающие породам сальнерско-маньхамбовского комплекса, тяготеют к правой части поля, указывая на повышенную щелочность гранитоидов. Во второе поле попадают граниты главной интрузивной фации сальнерско-маньхамбовского интрузивного комплекса с избы-

точным кремнеземом (Q менее 35), но с довольно широкими колебаниями относительной щелочности ($\frac{a}{c} = 4 - 15$). К третьей группе (поле III) относятся граниты главной интрузивной фации кожимского комплекса с избыточным кремнеземом ($Q > 35$) и относительной щелочностью $\frac{a}{c} = 3 - 9.5$.

В четвертое поле попадают разновозрастные породы, характеризующиеся одним общим признаком — повышенной относительной щелочностью ($\frac{a}{c} > 16$): все метаграниты, граниты эндоконтактовой фации, лей-

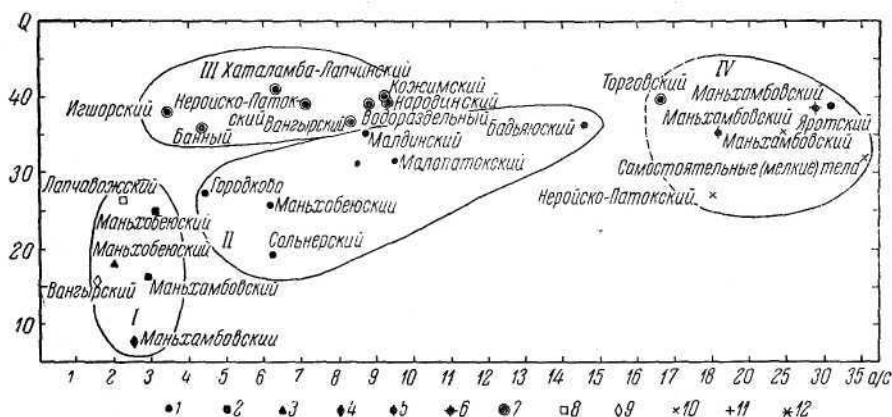


Рис. 8. Диаграмма кислотность—щелочность ($Q - a/c$) для средних составов гранитоидов.

Гранитоиды сальнерско-маньгамбовского интрузивного комплекса: 1 — граниты главных фаций; гибридные породы фаций эндоконтактов; 2 — гранодиориты, 3 — тоналиты, 4 — кварцевые диориты, 5 — граниты фаций эндоконтактов, 6 — граниты второй фазы. Гранитоиды кожимского комплекса: 7 — граниты главных фаций; гибридные породы фации эндоконтактов; 8 — гранодиориты, 9 — кварцевые диориты; метаграниты: 10, 11 — развитые по гранитам сальнерско-маньгамбовского комплекса, 12 — развитые по гранитам кожимского комплекса. I — поле гибридных пород; II — поле гранитов главной интрузивной фации сальнерско-маньгамбовского комплекса; III — поле гранитов главной интрузивной фации кожимского комплекса; IV — поле гранитоидов с повышенной щелочностью.

кограниты второй фазы, граниты главных интрузивных фаций Торговского и Яротского массивов.

Для решения вопроса о коррелируемости возраста гранитов с их химическим составом был использован критерий χ^2 , примененный для анализа распределения наблюдений в пределах четырехпольных таблиц сопряженности¹ (Митропольский, 1961).

¹ Определения большинства статистик, касающиеся корреляционного анализа и дискриминантных функций, произведены на машине БЭСМ-2 в Вычислительном центре Ленинградского отделения Математического института АН СССР и на электронной вычислительной машине Вычислительного центра Сибирского отделения АН СССР по программам, составленным группой математической геологии ЛОМИ и сотрудниками Института геологии СО АН СССР.

Перечень используемых математических символов и их определения

n — число компонентов; \bar{x} — среднее арифметическое содержание; \bar{x} — среднее геометрическое содержание; $\lg \bar{x}$ — среднее арифметическое логарифмов содержаний; x_{\max} — максимально возможное содержание компонента при установленном законе распределения с заданной вероятностью для граничного значения; S^2 — дисперсия; $S(\sigma)$ — среднее квадратическое отклонение (стандарт), характеризующее степень изменчивости изучаемой величины; t — двусторонний критерий Стьюдента для оценки значимости различия средних двух сравниваемых рядов распределе-

Из табл. 10 видно, что между возрастом гранитов и содержанием ряда их компонентов существует связь, документирующаяся с надежностью от 95 до 99.9%; граниты сальнерско-маньхамбовского комплекса по сравнению с кожимскими характеризуются меньшими значениями SiO_2 и большими TiO_2 , Al_2O_3 , FeO и Na_2O .

Для выделенных групп пород были рассчитаны основные статистики: средние содержания компонентов (\bar{x}), дисперсии (S^2), стандартные отклонения от среднего (S), коэффициенты вариации (V), общие (парные) коэффициенты корреляции (r), оценивающие силы связи между парами окислов, и коэффициенты множественной корреляции (R), оценивающие связь каждого окисла с суммой остальных (табл. 11, 12, 13, 14).

Для оценки значимости различий дисперсий (S^2) использовалось дисперсное отношение (F), а для оценки значимости различий средних — двусторонний критерий Стьюдента (Смирнов, Дуин-Барковский, 1965). Значимость коэффициентов корреляции оценивалась при помощи Z -преобразования Фишера. Значения t и F приведены в табл. 15.

Из табл. 15 видно, что в гранитах обоих комплексов с доверительной вероятностью $> 95\%$ различаются средние содержания TiO_2 , K_2O ($t > 2.0$), а с вероятностью $> 99\%$ — содержания SiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O ($t > 2.6$), т. е. подтверждаются выводы таблицы сопряженности (табл. 10) и сделанные ранее на основании анализа вариационных кривых (рис. 7). Дисперсии содержаний TiO_2 , Al_2O_3 различаются с доверительной вероятностью $> 95\%$, а SiO_2 , FeO , MnO и MgO — с доверительной вероятностью $> 99\%$, при этом содержания окислов в гранитах сальнерско-маньхамбовского комплекса варьируют сильнее, чем в гранитах кожимского (табл. 11, 12).

Сравнительный анализ матриц коэффициентов корреляции гранитов (табл. 11, 12) выявляет принципиальное сходство наиболее характерных связей как по значимости, так и по знаку. Вместе с тем в гранитах сальнерско-маньхамбовского комплекса обнаруживается целый ряд зависимостей, отсутствующих в гранитах кожимского комплекса. Например, $r_{\text{SiO}_2, \text{MnO}} = -0.41$, $r_{\text{SiO}_2, \text{Fe}_2\text{O}_3} = -0.38$, $r_{\text{TiO}_2, \text{CaO}} = -0.47$, $r_{\text{TiO}_2, \text{Fe}_2\text{O}_3} = +0.28$, $r_{\text{FeO}, \text{MgO}} = +0.41$, $r_{\text{FeO}, \text{MnO}} = +0.42$, $r_{\text{CaO}, \text{MnO}} = +0.43$, $r_{\text{MgO}, \text{MnO}} = +0.38$ (во всех случаях 99% -я зона значимости).

Таким образом, полученные результаты позволили выявить количественные критерии для различия в общем довольно сходных как по модальному, так и по химическому составу гранитов обоих комплексов;

ния; F — критерий Фишера для оценки значимости различий дисперсий двух сравниваемых рядов распределения; V — коэффициент вариации (%); A — асимметрия распределения содержаний (или логарифмов содержаний); E — эксцесс распределения содержаний (или логарифмов содержаний); σ_A — стандарт асимметрии; σ_E — стандарт эксцесса; r — общий (парный) коэффициент корреляции, оценивающий силу связи между двумя компонентами без изоляции влияния сил связи остальных компонентов; r_i — информационный коэффициент корреляции (по А. Б. Вистелиусу), оценивающий силу связи между двумя компонентами независимо от ее формы при игнорировании содержания всех других элементов, кроме тех, между которыми связь оценена; r — частный коэффициент корреляции, оценивающий силу связи между двумя компонентами при фиксированном содержании остальных; Z — преобразование Фишера для оценки значимости парных и частных коэффициентов корреляции; R — коэффициент множественной корреляции, оценивающий связь компонента с суммой остальных; K — коэффициент взаимной сопряженности двух сравниваемых признаков (качественного и количественного); $D(x)$ — дискриминантная функция, представляющая собой уравнение плоскости в n -мерном пространстве, которое дает наилучшее разделение двух сравниваемых групп по совокупности n признаков; α — вероятность неправильной классификации; P — вероятность события; χ^2 — критерий Пирсона (критерий согласия); $P(\chi^2 > \chi^2_\alpha)$ — уровень значимости критерия согласия.

Таблицы сопряженности возраста гранитов с химическим составом, значения степени

Граниты	SiO ₂			TiO ₂			Al ₂ O ₃			Fe ₂ O ₃		
	70.52 ∇	70.52 ∧	сумма	0.44 ∇	0.44 ∧	сумма	14.50 ∇	14.50 ∧	сумма	1.29 ∇	1.29 ∧	сумма
Сальнерско-мань-хамбовского комплекса	21	79	100	83	17	100	66	34	100	62	38	100
Кожимского комплекса	2	62	64	60	4	64	58	6	64	46	18	64
Сумма	23	141	164	143	21	164	124	40	164	108	56	164
χ^2	10.34			4.04			12.83			1.69		
$P(\chi^2 > \chi^2_{\gamma})$	< 0.005			< 0.05			< 0.001			< 0.20		

при этом статистические параметры S , V , r дополняют петрохимическую характеристику рассматриваемых групп пород.

Сопоставление гранитоидов обоих комплексов с метагранитами обнаруживает еще большие различия в средних (для MnO с 95%-й доверительной вероятностью, для SiO₂, TiO₂, FeO, MgO, CaO, Na₂O с 99%-й доверительной вероятностью). При этом содержания окислов в гранитах варьируют в более широких пределах, за исключением Fe₂O₃ и K₂O (табл. 11—14). Обогащение метагранитов по сравнению с гранитами SiO₂, Na₂O и K₂O объясняется интенсивным развитием в первых процессов вторичного окварцевания, альбитизации и микроклинизации.

Анализ линейных парагенезисов породообразующих окислов в гранитах и метагранитах обнаруживает принципиальное различие как по характеру, так и по силе связи между компонентами. Так, в метагранитах появляются новые связи K₂O с SiO₂, TiO₂, FeO; Na₂O с Al₂O₃; FeO с Al₂O₃ и Fe₂O₃, усиливается отрицательная связь K₂O с Na₂O и вместе с тем становятся незначительными такие типичные для гранитов зависимости, как SiO₂ с CaO и MgO; TiO₂ с MgO, Fe₂O₃; Al₂O₃ с CaO и MgO; FeO с CaO и MgO; K₂O с CaO (табл. 13, 14).

Парные коэффициенты корреляции во всех этих случаях следует рассматривать не как результат замещения одних компонентов другими (что реально при корреляционном анализе химического состава отдельного минерала), а как результат взаимодействия минералов или минеральных групп, которые являются ассоциирующими в случае наличия положительных связей и антагонистическими при отрицательных связях.

Поэтому все значимые коэффициенты корреляции объясняются с точки зрения взаимодействия двух групп минералов: 1) включающей силические (SiO₂, Na₂O, K₂O) компоненты породы (кварц, калиевый полевой шпат, альбит, мусковит) и 2) включающей феррические (FeO, MgO, CaO) компоненты породы (биотит, хлорит, а также прозрачные и непрозрачные акцессорные минералы).

В метагранитах, где феррические компоненты наблюдаются в меньших количествах (табл. 13, 14), вместо взаимодействия двух групп минералов на первый план выходит взаимодействие минералов внутри преобладающей (силической) группы, что в свою очередь способствует

Таблица 10

χ^2 для приведенных таблиц сопряженности и вероятности $P(\chi^2 > \chi^2_q)$ для одной свободы

FeO			MnO			MgO			CaO			Na ₂ O			K ₂ O		
1.90 ∇	1.90 ∧	сумма	0.09 ∇	0.09 ∧	сумма	1.00 ∇	1.00 ∧	сумма	1.80 ∇	1.80 ∧	сумма	4.00 ∇	4.00 ∧	сумма	4.50 ∇	4.50 ∧	сумма
81	19	100	87	13	100	81	19	100	85	15	100	63	37	100	70	30	100
62	2	64	57	7	64	56	8	64	51	13	64	58	6	64	52	12	64
143	21	164	144	20	164	137	27	164	136	28	164	121	43	164	122	42	164
8.81 < 0.005			0.16 < 0.70			1.20 < 0.30			0.78 < 0.40			15.39 < 0.001			2.59 < 0.20		

усилению или ослаблению связей, возникших в результате взаимодействия между группами.

Для разделения изучаемых групп пород по особенностям их химического состава использован метод дискриминантных функций, заключающийся в комплексном использовании всех десяти компонентов химического состава, объединенных в уравнении таким образом, чтобы получалось наилучшее разделение сравниваемых групп (Гольдин, Кутюлин, 1964).

При этом наиболее удовлетворительное разделение получилось для пары граниты—метаграниты. Дискриминантная функция имеет следующий вид:

$$D(x) = 0.00014\text{SiO}_2 - 0.0172\text{TiO}_2 - 0.00125\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.0015\text{Fe}_2\text{O}_3 - \\ - 0.0125\text{FeO} + 0.1075\text{MnO} - 0.0467\text{MgO} - 0.00119\text{CaO} + 0.0146\text{Na}_2\text{O} + \\ + 0.00789\text{K}_2\text{O} - 0.06829$$

При значениях $D(x) < 0$ анализ относится к гранитам, при $D(x) \geq 0$ — к метагранитам (рис. 9). Вероятность неправильной классификации $P(-\frac{1}{2}) = P(-\frac{2}{1})$ равна $\alpha = 0.076$. Практическая проверка использованных анализов показала, что из 100 анализов гранитов 16 анализов классифицированы неправильно, а из 58 анализов метагранитов неправильно классифицировано 14. Общая доля неправильно классифицированных анализов составляет, таким образом, $\frac{(16+14)100}{158} = 19\%$.

Следовательно, на основании полученного уравнения можно решить вопрос об отнесении с установленной долей вероятности единичного анализа гранита в тот или другой генетический тип.

Ниже приведено сравнение гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса Приполярного Урала с синхронными кембро-рифейскими гранитами Тимана и гранитов кожимского комплекса Приполярного Урала с герцинскими гранитами Среднего и Южного Урала с целью проверки идентичности их химизма при возрастной общности.

В первом случае применение критерия χ^2 (таблицы сопряженности) показало, что данные выборки однородны по большинству компонентов их химического состава, за исключением Fe_2O_3 ($\chi^2 = 4.74$) и K_2O ($\chi^2 = 10.91$). Однако на основании применения критерия Стьюдента (табл. 16)

Таблица 11

Статистические параметры распределения содержаний породообразующих окислов и их коэффициенты корреляции в гранитах сальперско-маньхамбовского комплекса Приполярного Урала ($n=98$)

Компоненты	Статистические параметры				Матрица общих (парных) коэффициентов корреляции (r)									Коэффициенты множественной корреляции (R)
	\bar{x}	S^2	S	V	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	
SiO ₂	72.94	12.75	3.57	4.89	-0.08	-0.03	-0.75	-0.51	-0.41	-0.70	-0.38	-0.35	-0.54	0.93
TiO ₂	0.26	0.03	0.17	65.38	+0.01	-0.07	-0.47	+0.46	+0.29	+0.29	+0.28	+0.23		0.61
Al ₂ O ₃	13.68	5.93	2.43	17.76	+0.18	-0.13	+0.16	+0.15	+0.15	+0.13	-0.02			0.50
Fe ₂ O ₃	1.31	0.52	0.72	54.96	-0.06	+0.19	+0.20	-0.02	+0.11					0.58
FeO	1.08	0.81	0.90	85.33	-0.12	-0.12	+0.64	+0.41	+0.42					0.80
MnO	0.04	0.002	0.04	100.00	-0.21	-0.14	+0.43	+0.38						0.59
MgO	0.57	0.22	0.46	80.70	-0.14	-0.17	+0.49							0.65
CaO	1.10	0.63	0.79	71.82	-0.26	-0.01								0.85
Na ₂ O	3.87	0.53	0.73	18.86	-0.43									0.70
K ₂ O	4.00	0.86	0.92	23.00										0.78

Примечание. В табл. 11—14, 17, 18 выделены главные значимые парные коэффициенты корреляции. В табл. 11 99%-я зона значимости при $|r| \geq 0.25$; 95%-я зона значимости при $|r| \geq 0.20$.

Таблица 12

Статистические параметры распределения содержаний породообразующих окислов и их коэффициенты корреляции в гранитах кожимского комплекса Приполярного Урала ($n=63$)

Компоненты	Статистические параметры				Матрица общих (парных) коэффициентов корреляции (r)									Коэффициенты множественной корреляции (R)
	\bar{x}	S^2	S	V	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	
SiO ₂	75.03	5.36	2.32	3.09	+0.02	+0.02	-0.63	-0.47	-0.13	-0.47	-0.11	-0.41	-0.29	0.82
TiO ₂	0.20	0.02	0.14	70.00	+0.18	-0.27	+0.20	+0.33	+0.43	+0.41	-0.10	-0.02		0.64
Al ₂ O ₃	12.66	3.69	1.92	15.16	-0.21	+0.22	+0.26	+0.16	-0.15	+0.18	-0.27			0.62
Fe ₂ O ₃	1.07	0.53	0.73	68.22	-0.07	-0.21	+0.22	+0.14	-0.13	-0.21				0.58
FeO	1.07	0.28	0.53	49.53	-0.04	+0.07	+0.27	+0.21	+0.09					0.63
MnO	0.04	0.00	0.03	75.00	+0.18	-0.20	+0.08	+0.18						0.52
MgO	0.54	0.11	0.33	61.11	-0.02	-0.16	+0.29							0.55
CaO	1.20	0.53	0.73	60.83	-0.28	-0.13								0.74
Na ₂ O	3.38	0.46	0.68	20.12	-0.44									0.62
K ₂ O	3.68	0.65	0.81	22.01										0.64

Примечание. 90%-я зона значимости при $|r| \geq 0.32$; 95%-я зона значимости при $|r| \geq 0.25$.

Таблица 13

Статистические параметры распределения содержаний породобразующих окислов и их коэффициенты корреляции в гранитах обоих комплексов Приполярного Урала ($n=161$)

Компоненты	Статистические параметры				Матрица общих (парных) коэффициентов корреляции (r)										Коэффициенты множественной корреляции (R)
	\bar{x}	S^2	S	V	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂		
SiO ₂	73.76	10.86	3.30	4.47	-0.10	-0.11	-0.66	-0.49	-0.32	-0.63	-0.33	-0.41	-0.50	0.91	
TiO ₂	0.24	0.03	0.16	66.67	+0.10	-0.07	+0.36	+0.43	+0.32	+0.42	+0.17	+0.19		0.59	
Al ₂ O ₃	13.28	5.28	2.29	17.24	+0.10	+0.06	+0.17	+0.16	+0.06	+0.14	-0.06			0.53	
Fe ₂ O ₃	1.21	0.53	0.73	60.33	-0.03	+0.09	+0.20	+0.19	-0.06	+0.02				0.54	
FeO	1.08	0.60	0.78	72.22	-0.09	-0.07	+0.54	+0.37	+0.35					0.74	
MnO	0.04	0.001	0.04	100.00	-0.09	-0.14	+0.32	+0.33						0.51	
MgO	0.56	0.17	0.41	73.21	-0.10	-0.14	+0.43							0.62	
CaO	1.14	0.59	0.76	66.67	-0.28	-0.07								0.81	
Na ₂ O	3.68	0.56	0.74	20.11	-0.35									0.66	
K ₂ O	3.87	0.80	0.89	23.00										0.73	

Примечание. 99%-я зона значимости при $|r| \geq 0.20$; 95%-я зона значимости при $|r| \geq 0.15$.

Таблица 14

Статистические параметры распределения содержаний породобразующих окислов и их коэффициенты корреляции в метагранитах Приполярного Урала ($n=60$)

Компоненты	Статистические параметры				Матрица общих (парных) коэффициентов корреляции (r)										Коэффициенты множественной корреляции (R)
	\bar{x}	S^2	S	V	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂		
SiO ₂	75.53	7.59	2.75	3.64	-0.30	-0.18	-0.11	-0.04	-0.32	-0.76	-0.45	-0.46	-0.39	0.91	
TiO ₂	0.13	0.01	0.11	84.62	+0.32	-0.15	+0.28	+0.19	+0.27	+0.48	+0.19	+0.12		0.64	
Al ₂ O ₃	12.76	4.49	2.11	16.54	-0.06	+0.26	-0.18	-0.18	+0.16	+0.26	+0.03			0.72	
Fe ₂ O ₃	1.04	0.94	0.97	93.27	+0.15	-0.09	-0.15	-0.09	+0.02	+0.67				0.79	
FeO	0.51	0.28	0.53	103.92	+0.36	-0.13	+0.10	-0.09	+0.30					0.89	
MnO	0.03	0.001	0.04	133.33	+0.20	-0.04	+0.11	+0.10						0.43	
MgO	0.16	0.02	0.16	100.00	-0.20	+0.13	+0.26							0.53	
CaO	0.59	0.22	0.47	79.66	-0.11	-0.12								0.71	
Na ₂ O	4.11	0.63	0.79	19.22	-0.66									0.56	
K ₂ O	4.11	1.48	1.22	29.68										0.89	

Примечание. 99%-я зона значимости при $|r| \geq 0.32$; 95%-я зона значимости при $|r| \geq 0.25$.

Проверка значимости различий в дисперсиях
и в средних величинах

Компоненты	Граниты сальнерско-маньхамбовского (n = 98) и кожымского (n = 63) комплексов		Граниты (n = 161) и метаграниты (n = 60)	
	t	F	t	F
SiO ₂	4.5	2.4	4.0	1.4
TiO ₂	2.4	1.5	5.5	3.0
Al ₂ O ₃	2.9	1.6	1.6	1.2
Fe ₂ O ₃	2.0	1.0	1.3	1.8
FeO	0.1	2.9	6.2	2.1
MnO	0.0	2.0	2.1	1.0
MgO	0.5	2.0	11.1	8.5
CaO	0.1	1.2	6.4	2.7
Na ₂ O	4.3	1.2	6.3	1.2
K ₂ O	2.3	1.3	1.4	1.8

Примечание. Выделены значимые различия в величинах t и F.

видно, что граниты сальнерско-маньхамбовского комплекса Приполярного Урала по сравнению с тиманскими характеризуются большими величинами TiO₂, Na₂O ($t > 2.0$), Fe₂O₃, CaO ($t > 2.6$) и меньшей величиной K₂O ($t > 2.0$), т. е. данные группы пород, несмотря на возрастное и генетическое родство, обнаруживают существенные различия в средних

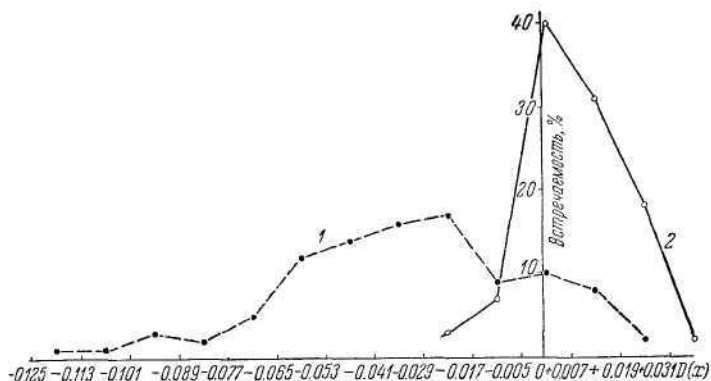


Рис. 9. Кривые распределения величин дискриминантных функций $D(x)$ для гранитов (1) и метагранитов (2) Приполярного Урала.

$$D(x) = 0.00014 \text{ SiO}_2 - 0.0172 \text{ TiO}_2 - 0.00125 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.0015 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - \\ - 0.0125 \text{ FeO} + 0.1075 \text{ MnO} - 0.0467 \text{ MgO} - 0.00119 \text{ CaO} + 0.0146 \text{ Na}_2\text{O} + \\ + 0.00789 \text{ K}_2\text{O} - 0.06829.$$

величинах вышеуказанных компонентов. При этом содержания окислов в гранитах сальнерско-маньхамбовского комплекса варьируют во всех случаях гораздо сильнее (табл. 11 и 17).

Корреляционный анализ обнаруживает в тиманских гранитах положительную связь CaO с Al₂O₃ и отрицательную Na₂O с MgO (табл. 17), которые не значимы для приполярноуральских гранитов. И наоборот, в приполярноуральских гранитах наблюдается целый ряд зависимостей, не значимых для тиманских (табл. 11).

Попытка разделения по химическому составу заведомо разновозрастных кембро-рифейских гранитов Тимана и герцинских гранитов Сред-

Проверка значимости различия в дисперсиях
и средних величинах

Компоненты	Граниты сальнерско-маньхамбовского комплекса Приполярного Урала ($n = 98$) и кембро-рифейские граниты Тимана ($n = 30$)		Граниты кожимского комплекса Приполярного Урала ($n = 63$) и герцинские граниты Среднего и Южного Урала ($n = 68$)	
	t	F	t	F
SiO ₂	1.54	2.40	6.10	1.70
TiO ₂	2.07	1.90	0.43	1.33
Al ₂ O ₃	0.38	2.50	6.40	4.30
Fe ₂ O ₃	2.90	1.60	4.00	2.30
FeO	0.90	2.40	4.39	2.03
MnO	1.66	4.00	1.28	3.00
MgO	1.78	2.30	0.50	1.10
CaO	2.98	2.50	1.31	1.76
Na ₂ O	2.10	1.60	1.93	1.44
K ₂ O	2.06	1.70	5.50	1.62

Примечание. Выделены значимые различия в величинах t и F .

него и Южного Урала методом дискриминантных функций не дала положительных результатов. Ошибка классификации составляет 45%. Эмпирическое сравнение статистических параметров (табл. 17, 18) также подтверждает мысль об общей однородности сравниваемых совокупностей.

Таким образом, с помощью статистического анализа установлено, что химический состав гранитов может являться достаточным признаком для суждения о возрасте гранитов только в узко региональном масштабе, поскольку разновозрастные граниты из разных регионов обладают существенными различиями в составе, в то время как разновозрастные граниты (кембро-рифейские граниты Тимана и герцинские граниты Среднего и Южного Урала) могут не обладать существенными различиями.

Применение критерия χ^2 для гранитов кожимского комплекса Приполярного Урала и герцинских гранитов Среднего и Южного Урала показало еще более значимые различия в содержаниях целого ряда компонентов ($\chi^2_{Al_2O_3} = 25.14$, $\chi^2_{Fe_2O_3} = 5.77$, $\chi^2_{FeO} = 11.42$, $\chi^2_{Na_2O} = 4.59$, $\chi^2_{K_2O} = 4.39$). Критерий Стьюдента в общем подтвердил эти различия (табл. 16). В итоге установлено, что граниты кожимского комплекса характеризуются большими величинами SiO₂, Fe₂O₃ ($t > 2.6$) и меньшими значениями Al₂O₃, FeO, K₂O ($t \geq 2.6$) при равных величинах остальных компонентов. При этом граниты кожимского комплекса в большинстве случаев варьируют сильнее в содержаниях окислов, за исключением FeO и MnO.

Корреляционный анализ обнаруживает принципиальное сходство значимых связей (табл. 12 и 18). Однако в кожимских гранитах установлены положительные связи TiO₂ с MnO и FeO, не характерные для герцинских гранитов Урала. И наоборот, в герцинских гранитах появились положительные связи TiO₂ с CaO и Fe₂O₃ и MgO с FeO, не значимые для гранитов Приполярного Урала.

При детальном изучении магматизма конкретных районов методы математической статистики позволяют находить ряд новых, объективных критериев отличия пород, связанных общностью происхождения, и выделять генетические типы пород, характеризующиеся специфическим химизмом среды.

Таблица 17

Статистические параметры распределения содержаний породообразующих окислов и их коэффициенты корреляции в кембро-рифейских гранитах Тимана ($n=30$)

Компоненты	Статистические параметры				Матрица общих (парных) коэффициентов корреляции (r)									Коэффициенты множественной корреляции (R)
	\bar{x}	S^2	S	V	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	
SiO ₂	73.80	5.33	2.31	3.10	-0.31	-0.13	-0.43	-0.35	-0.31	-0.26	-0.45	-0.55	-0.37	0.95
TiO ₂	0.20	0.016	0.13	65.00	+0.23	-0.10	+0.22	+0.52	+0.31	+0.41	+0.61	-0.27		0.77
Al ₂ O ₃	13.54	2.35	1.53	11.30	-0.30	+0.20	+0.38	+0.01	+0.10	-0.30	-0.15			0.93
Fe ₂ O ₃	0.93	0.33	0.58	62.38	+0.28	-0.23	+0.24	+0.52	+0.26	+0.16				0.80
FeO	1.20	0.34	0.58	48.33	+0.19	+0.06	+0.06	+0.25	+0.34					0.74
MnO	0.03	0.0005	0.022	73.33	-0.18	+0.08	+0.57	+0.19						0.70
MgO	0.44	0.096	0.31	70.50	+0.07	-0.38	+0.26							0.72
CaO	0.74	0.25	0.50	67.90	-0.20	-0.19								0.76
Na ₂ O	3.48	0.84	0.91	26.15	-0.23									0.71
K ₂ O	4.50	1.51	1.23	27.33										0.84

Примечание. 99%-я зона значимости при $|r| \geq 0.45$, 95%-я зона значимости при $|r| \geq 0.35$.

Таблица 18

Статистические параметры распределения содержаний породообразующих окислов и их коэффициенты корреляции в герцинических гранитах Среднего и Южного Урала ($n=68$)

Компоненты	Статистические параметры				Матрица общих (парных) коэффициентов корреляции (r)									Коэффициенты множественной корреляции (R)
	\bar{x}	S^2	S	V	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	
SiO ₂	72.82	3.17	1.78	2.40	+0.08	-0.20	-0.70	-0.62	-0.20	-0.49	+0.02	-0.63	-0.44	0.97
TiO ₂	0.19	0.015	0.12	63.99	+0.05	+0.06	+0.30	+0.40	+0.009	+0.12	+0.32	+0.07		0.61
Al ₂ O ₃	14.38	0.85	0.92	6.40	+0.002	+0.05	+0.35	+0.17	+0.25	+0.08	-0.31			0.81
Fe ₂ O ₃	0.63	0.23	0.48	76.20	-0.11	+0.14	+0.21	+0.08	-0.08	-0.47				0.86
FeO	1.32	0.57	0.76	57.57	-0.13	-0.18	+0.30	+0.35	-0.03					0.62
MnO	0.05	0.003	0.05	100.00	+0.04	+0.15	+0.08	+0.01						0.34
MgO	0.51	0.12	0.34	67.00	-0.25	+0.20	+0.53							0.73
CaO	1.35	0.30	0.54	40.00	-0.40	+0.12								0.84
Na ₂ O	3.59	0.32	0.56	15.60	-0.42									0.78
K ₂ O	4.38	0.40	0.63	14.38										0.80

Примечание. 99%-я зона значимости при $|r| \geq 0.30$, 95%-я зона значимости при $|r| \geq 0.23$. Химические анализы гранитов взяты из работ Д. С. Штейнберга (1944), В. М. Куплетского (1947), В. К. Львова (1965), Р. М. Сиротина (1965).

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Анализ химизма гранитоидов разных комплексов Приполярного Урала позволяет судить и о некоторых условиях их формирования. На диаграмме Боуэна—Таттла (Tuttle a. Bowen, 1958) средние составы гранитов разных массивов соответствующих комплексов обособляются в изолированные поля (рис. 10), что указывает на существенные различия в условиях их формирования. Граниты сальнерско-маньхамбовского комплекса, слагающие массивы Бадьяюский, Яротский, Маньхамбовский, Малопаatokский, локализуются вблизи точки тройного минимума на коэктической линии ($t=720^{\circ}\text{C}$, $P=1000$ атм.), а слагающие массивы — Сальнерский, Городковский и Маньхобеюский — располагаются значительно ниже, отклоняясь в поле полевых шпатов к стороне ортоклаз—кварц ($t > 720^{\circ}\text{C}$; $P > 1000$ атм.).

Граниты кожимского комплекса занимают на диаграмме поле, смещенное вверх от тройного, отклоняясь в поле кварца ($t < 650^{\circ}\text{C}$, $P > 900$ атм.). Это отклонение указывает на более низкотемпературные условия образования гранитов при избыточном против эвтектики количестве кварца, ранее всего кристаллизовавшегося из расплава (Загрудина, 1965). Таким образом, состав гранитов кожимского комплекса близок к низкотемпературной эвтектике Q — Ab — Or . С такими гранитами, по мнению Г. Д. Афанасьева (1963), обычно связано широкое развитие позднемагматического калиевого метасоматоза, что подтверждается результатами наших исследований.

Полученные данные дают некоторый материал для суждения о глубине формирования массивов рассматриваемых комплексов, а следовательно, и об условиях образования акцессорных минералов.

Область фигуративных точек гибридных пород фации эндоконтактов обоих комплексов попадает как в поле кварца, так и в поле альбита. Такой широкий разброс объясняется значительными колебаниями составов этих пород, связанными, по-видимому, с процессами ассимиляции.

Изучение минеральных ассоциаций в породах экзоконтактов массивов обоих комплексов показывает преобладание роговообманково-роговиковой, реже пироксено-роговиковой и альбито-эпидото-роговиковой фаций, температуры формирования которых колеблются в пределах 850 — 450° (Гернер, Ферхуген, 1961). Это соответствует температуре формирования гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса и в основном выше температуры формирования кожимских гранитов. Несоответствие в температурах кристаллизации гранитов и контактовых пород, по-видимому, объясняется более высоким потенциалом щелочей (особенно K_2O) на позднемагматической стадии формирования кожимского комплекса, сопровождающейся широким проявлением процессов микроклинизации в эндоконтактных областях массивов. Невысокое содержание щелочей в гранитном расплаве способствовало накоплению их в позднемагматическую стадию на контактах гранитов с основными и карбонатными породами, которые подвергались инфильтрационно-метасоматическому замещению (Коржинский, 1957) с образованием в эндоконтактах гранитов с повышенной щелочностью и пород с минеральными ассоциациями пироксено-роговиковой фации в экзоконтактах.

Минеральные ассоциации метасоматически измененных гранитов кожимского комплекса и находящихся на контакте с ними пород указывают на более высокие температуры их формирования по сравнению с материнскими породами. Температуры формирования этих гранитов, по данным Тернера и Ферхугена (1961), колеблются в пределах 800 — 600° , что соответствует температурам кристаллизации гранитов Сальнерского и Городковского массивов. Это же подтверждается наличием

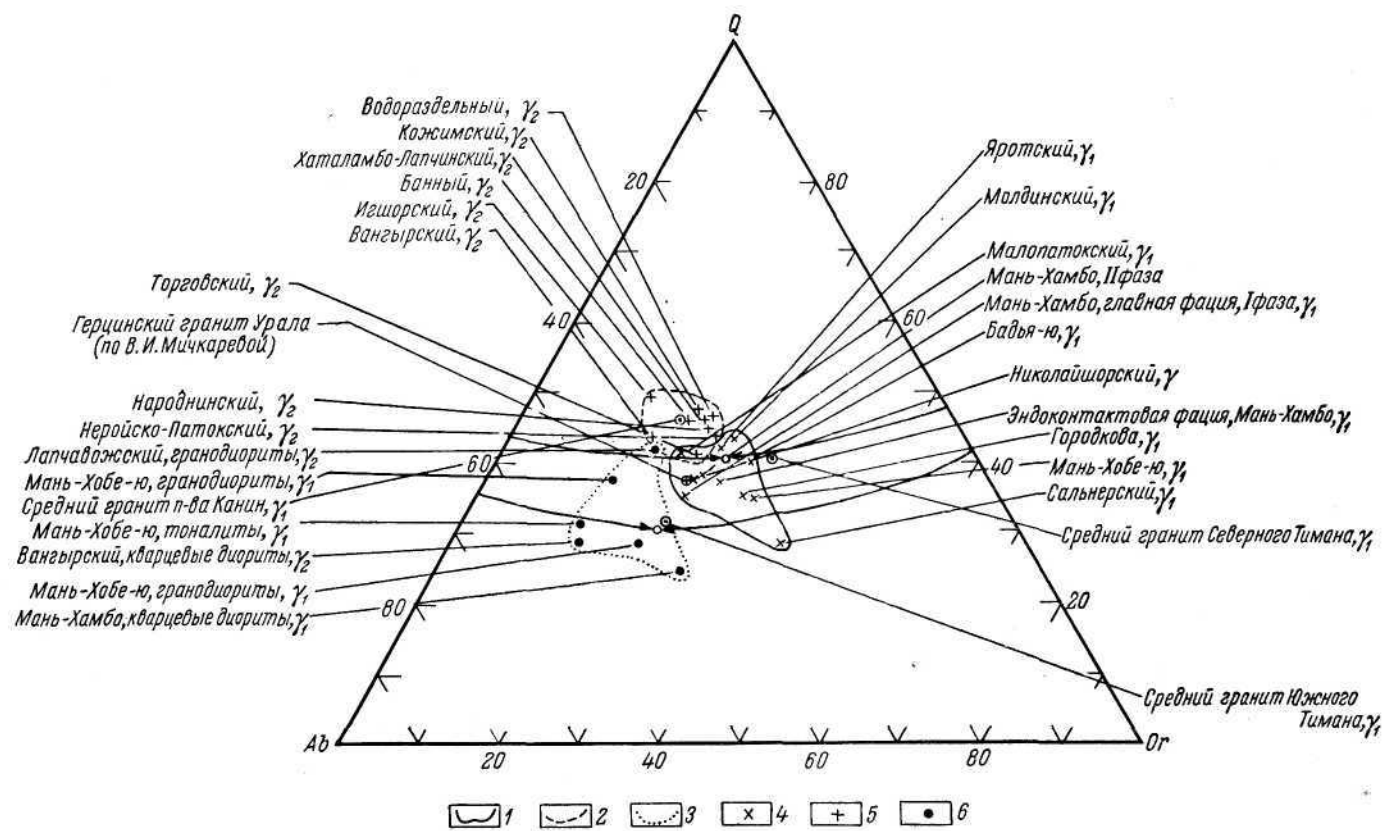


Рис. 10. Соотношение Q—Ab—Or в гранитоидах Приполярного Урала и Тимана (трехкомпонентная диаграмма Боуэна—Таттла).

Поля фигуративных точек: 1 — граниты сальнерско-маньхамбовского комплекса; 2 — граниты кожимского комплекса; 3 — гибридные породы фации эндоконтактов. Средний химический состав гранитов по массивам: 4 — граниты сальнерско-маньхамбовского комплекса; 5 — граниты кожимского комплекса; 6 — гибридные породы фации эндоконтактов.

парамагнитного пирротина в кварцевых жилах, секущих метаграниты кожимского комплекса, так как пирротины (Kiskyras, 1950) любого состава при температуре выше 320°С становятся парамагнетиками. Образование метагранитов по гранитам сальнерско-маньхамбовского комплекса происходило в основном или при тех же температурах, что и исходных пород, или значительно ниже. Однако составы их в результате широко проявившихся процессов альбитизации и грейзенизации, связанной с герцинским гранитным магматизмом, были несколько отличны.

Специфика химизма описываемых пород, по-видимому, определялась, с одной стороны, составом магмы, с другой — особенностями вмещающей среды, в которую внедрялся расплав-раствор, и последующих метасоматических процессов. Так, гранодиориты Хаталамба-Лапчинского массива, в формировании которых существенную роль играли процессы ассимиляции гранитной магмой габбро-диабазов, обогатились Са и частично Al, а гранодиориты Лапчавожского массива, вмещающими породами которого являются породы основного и карбонатного составов, обогатились Са и Fe или Са и Mg.

Точки составов гранитов Тимана и п-ова Канин занимают на диаграмме различное положение. Граниты Канина располагаются на диаграмме выше тройного минимума, соответствуя по условиям формирования гранитам кожимского комплекса, в то же время граниты Тимана вблизи тройного минимума отклоняются либо к стороне кварц—ортоклаз, либо к стороне кварц—альбит (рис. 10).

В ходе развития метасоматического замещения в гранитоидах происходило интенсивное перераспределение калия, натрия, алюминия, кремнекислоты и аксессуарных элементов.

Изучение аксессуарных элементов в породообразующих минералах гранитов разновозрастных комплексов Приполярного Урала показало, что такие элементы, как торий, иттрий, олово, свинец, скандий, реже цирконий, в гранитах сальнерско-маньхамбовского комплекса входят в кристаллические решетки породообразующих минералов, в то время как в плагиооклазах, калиевых полевых шпатах и биотитах из гранитов кожимского комплекса они отсутствуют и входят в состав аксессуарных минералов — фергюсонита, ортита, галенита и т. д. (Фишман, Голдин, 1965).

Таким образом, количественный и качественный состав аксессуарных минералов в гранитах в значительной мере зависел не только от первичной обогащенности гранитной магмы теми или иными элементами, но и от особенностей их распределения между породообразующими и аксессуарными минералами.

При сходном количественном содержании рудных и редких элементов в магме различные условия формирования гранитоидов (изменение щелочности, потенциала кислорода и т. д.) также оказывали существенное влияние на качественный и количественный состав аксессуарных минералов. Кроме этого, отмечается зависимость характера распределения редких земель и ниобия в гранитоидах от величины коэффициента агпаитности $\left(\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}\right)$, которая в значительной мере определяет условия образования, а следовательно, и состав породообразующих и аксессуарных минералов.

Совокупность имеющихся данных показывает, что сальнерско-маньхамбовский и кожимский комплексы в значительной мере связаны между собой и формировались в пределах единых тектонических структур в течение длительного времени, охватывающего несколько этапов развития Уральского подвижного пояса, и представляют собой полихронную гранитоидную формацию сложного генезиса и состава, выделяемую нами под названием ляпинской формации (Фишман, Голдин, 1966 г.).

ВИДОВОЙ СОСТАВ, КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И АССОЦИАЦИИ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

В качестве основного метода был принят метод концентраций (метод искусственных шлихов или протолочек), который постоянно контролировался и дополнялся изучением акцессорных минералов в прозрачных шлифах. Использовалась в основном методика, разработанная в Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР (Ляхович и Родионов, 1961), но в связи со спецификой наших работ в нее был внесен ряд изменений.

Опробование интрузивных массивов проводилось точечным методом с отдельным изучением пород каждой субфациальной зоны. Последние характеризовались не одной частной пробой, а несколькими. Минимально необходимое число частных проб принималось равным 9 (за редким исключением), исходя из коэффициента вариации, изменяющегося в интрузивных породах от 30 до 45% (Старик и Крылов, 1956), и заданной точности опробования $\pm 10\%$, обеспечивающей достаточную представительность результатов.

Для каждой частной пробы с площади 2—5 м² отбиралось большое количество (около 100 шт.) осколков невыветрелой породы весом по 50—100 г каждый. Осколки объединялись в общую пробу, вес которой в среднем составлял 10 кг, изменяясь в отдельных случаях от 2.5 до 15 кг в зависимости от характера породы и условий опробования. Следует отметить, что по экспериментальным данным (Ляхович и Родионов, 1961) минимальным весом пробы, относительно полно отражающей видовой состав и содержание акцессорных минералов, должен быть вес не менее 1 кг, а отбор нами значительно более тяжелых проб диктовался необходимостью гарантировать получение в шлихе количества акцессорных минералов, достаточного для их детального физического и химического исследования. К сожалению, из-за исключительно низкого содержания некоторых минералов в породе даже такое повышение веса проб не всегда достигало цели, и мы в некоторых случаях не имели возможности провести над отдельными минералами полный комплекс необходимых исследований, а отбор и обработка проб весом в несколько сот килограммов оказались невозможными вследствие очень тяжелых транспортных условий обследованных районов.

Принципиальная схема обработки проб приведена на рис. 11 и 12.

Опыт наших предыдущих исследований и литературные данные показали, что в изверженных породах Приполярного Урала и Тимана среди аксессуарных минералов преобладают зерна размером 0.05—0.07 мм, что и предопределило основные черты методики дробления и обработки проб.

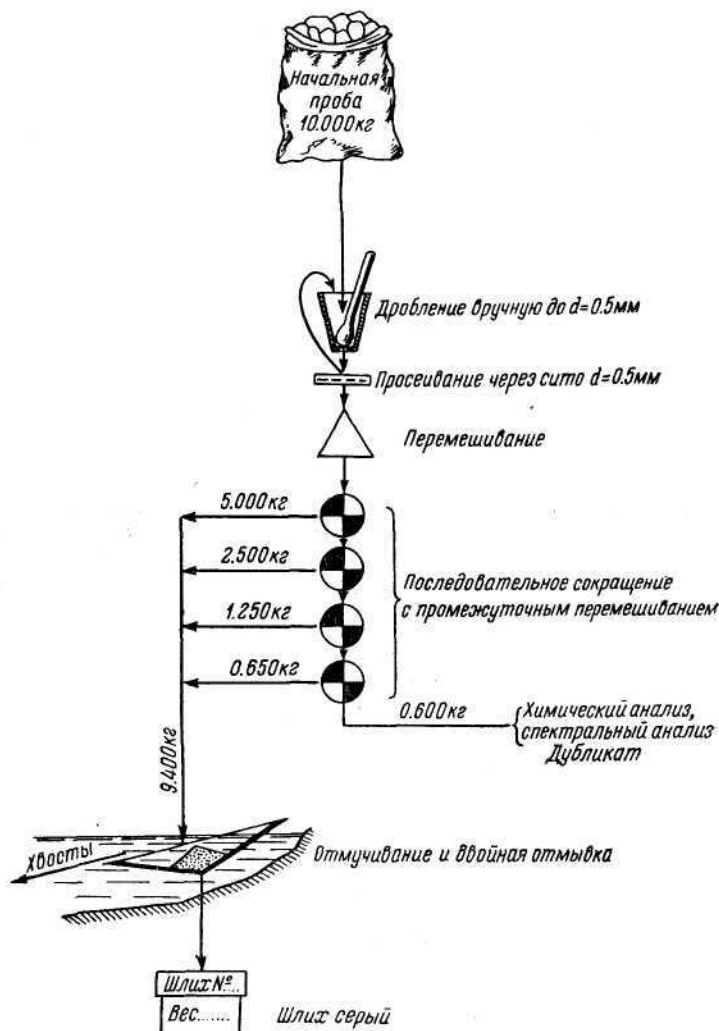


Рис. 11. Принципиальная схема полевой обработки проб для изучения аксессуарных минералов.

Дробление проб проводилось вручную в чугунной ступе до крупности —0.5—1 мм в зависимости от величины зерен и структурно-текстурных особенностей пород. Правда, ряд авторов (Дистанов, 1953; Семенова, 1953) считают, что наиболее рациональным является дробление до крупности —0.25 мм, однако проведенное нами сравнение по нескольким десяткам проб самых разнообразных пород показало очень незначительное увеличение выхода аксессуарных минералов, совершенно не влияющее на точность опробования. В то же время при тонком измельчении зерна аксессуарных минералов сами дробятся, что очень сильно затрудняет их диагностику и изучение кристалломорфологии. Во избежание

переизмельчения пробы мы обеспечивали многократное и частое (после каждых 10—20 ударов песта) просеивание дробимого материала.

После тщательного перемешивания раздробленной пробы методом квартования отделялась навеска в 0.650 кг, в свою очередь расквартуемая на пробы для химического, иммерсионно-минералогического и спектрального анализов. Такая схема сокращения обеспечивает на-

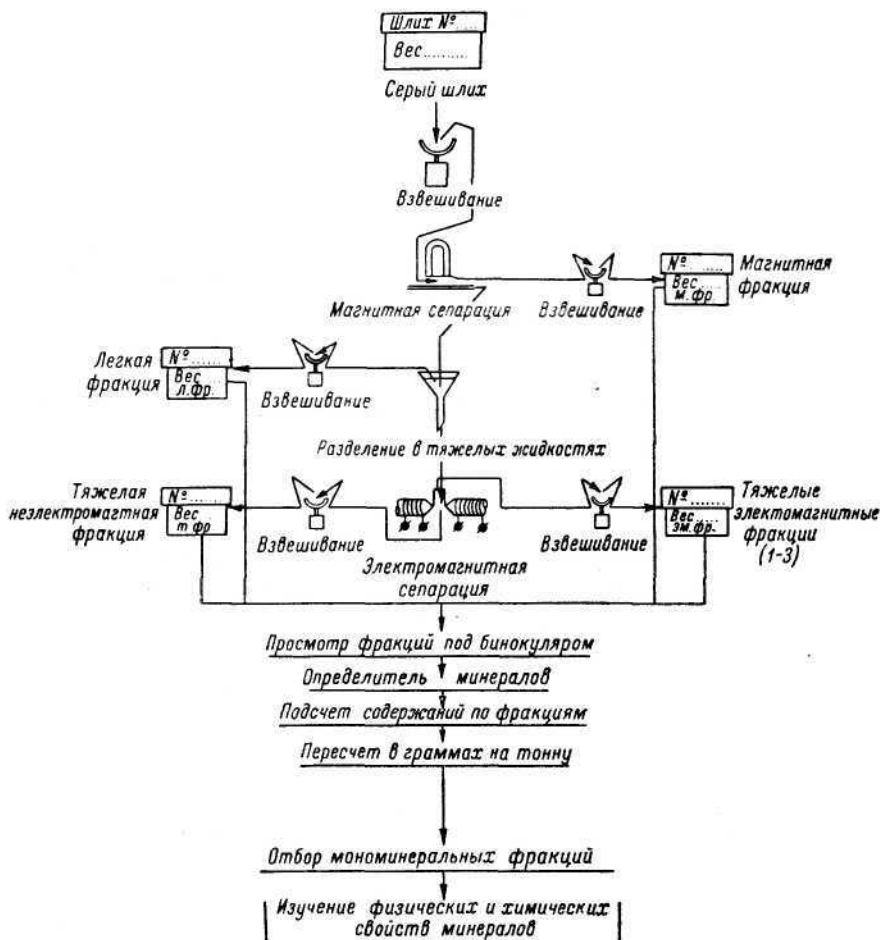


Рис. 12. Принципиальная схема лабораторной обработки искусственных шликсов.

дежность веса лабораторных проб при коэффициенте неравномерности $\kappa=2.5$ в формуле Г. О. Четчета $Q=kd^2$, который не только соответствует распределению акцессорных минералов в изверженных породах, но даже значительно завышен.

Оставшаяся часть пробы весом около 9.5 кг рассеивалась на фракции -0.5 и $+0.5$ мм. Из более крупной способом откатки на картоне отделялись слюды для определения абсолютного возраста, а затем обе фракции раздельно отмучивались от пыли и промывались квалифицированными промывальщиками в лотке до серого шликса. Обычно мы пользовались двукратной промывкой, реже однократной или трехкратной.

Полученный в поле шлик обрабатывался в дальнейшем в лаборатории (рис. 12). Из него ручным магнитом вначале извлекалась магнитная

фракция, в которую, кроме магнитных минералов, уходят и металлические осколки от ступы и песта, а затем шлик разделялся на тяжелую и легкую фракции в бромформе (уд. вес 2.98). Разделение проводилось в больших воронках с целью обеспечения более полного проседания аксессуарных минералов, а при небольшом объеме шлика — в делительных воронках или, по рекомендации Н. Н. Батыревой, чашечным методом. Тяжелая фракция (уд. вес более 2.98) подвергалась электромагнитной сепарации на несколько фракций с помощью электромагнитного сепаратора СЭМ-1. Иногда с целью экономии бромформа и более быстрого выделения аксессуарных минералов шлик после выделения магнитной фракции вначале разделялся на электромагнитном сепараторе, а бромформировалась лишь неэлектромагнитная фракция. Такая методика разделения обычно применялась нами при большом весе шлика.

Таким образом мы получали из шлика магнитную, несколько (две-три) электромагнитных, тяжелую неэлектромагнитную и легкую фракции. Все полученные фракции взвешивались на аналитических весах с точностью до 0.001 г и изучались под бинокулярным микроскопом. С целью диагностики минералов использовались микрохимический, люминесцентный, спектральный, химический и рентгеноструктурный анализы, исследование трудно определяемых зерен под микроскопом в иммерсии, определение удельного веса, измерение твердости и другие методы.

Для определения количественного содержания минералов в отквартованной по методике А. А. Кухаренко (1957) «дорожке» подсчитывалось около 400—500 зерен и определялось процентное содержание каждого минерала во фракции. В дальнейшем результаты анализов пересчитывались с целью определения содержания минералов в граммах на тонну не во фракции или в шлике, а в породе. Расчет проводился по формуле

$$c = \frac{q_{\text{фр}} c_{\text{фр}} 10000}{Q_{\text{пр}}},$$

где c — содержание минерала в породе, г/т; $q_{\text{фр}}$ — вес фракции, содержащей данный минерал, г; $c_{\text{фр}}$ — содержание минерала во фракции, %; $Q_{\text{пр}}$ — начальный вес промытой пробы (без веса части, отквартованной на химический и другие анализы), г.

Если минерал содержится в нескольких фракциях, то общее содержание его в породе определяется суммированием данных по отдельным фракциям. Многие исследователи рекомендуют исправлять результаты анализов введением коэффициента потери минерала в хвостах при промывке, но, так как подобные коэффициенты не определены для всех минералов и для разных пород, мы сочли нужным отказаться от корректировки полученных данных, которая бы не исправила их, а наоборот, исказила. Поэтому во всех таблицах приводятся непосредственно данные опробования.

Для детальных физико-химических исследований аксессуарных минералов из шликсов под бинокулярным микроскопом отбирались мономинеральные фракции, проверявшиеся на чистоту в проходящем свете под поляризационным микроскопом. Все исследования были выполнены в лабораториях Института геологии Коми филиала АН СССР. Спектральные анализы проведены аналитиками Г. А. Марковой, Т. И. Ивановой, Г. Е. Юшковой, химические — Л. П. Павловым, Э. Г. Бабушкиной и Л. А. Разницыной, оптические константы измерены Р. Г. Тимониной, О. С. Кочетковым и Е. М. Мельниковой, рентгеноструктурные — В. В. Хлыбовым. Кроме того, ряд анализов выполнен в лабораториях других институтов: ИМГРЭ, ИГЕМ, ВИМС.

Содержание аксессуарных минералов в горных породах Приполярного Урала

Массив, район	Порода	Количество проб	Самородные элементы			Сульфиды								
			золото самородное	медь самородная	свинец самородный	галенит	сфалерит	пирротин	халькопирит	молибденит	пирит	халькозин	ковеллин	висмутин
РИФЕЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД														
Эффузивный комплекс														
Мань-Хамбо.	Диабазы и порфи- риты.	14	-	-	-	-	0 $\frac{14}{+}$	-	0 $\frac{7}{+}$	-	57 0-50875 4092	0 $\frac{7}{+}$	14 0-(1762)	-
Лапчавожский. Мань-Хамбо.	Порфирит. Кварцевые порфиры.	1 4	-	-	-	-	0 $\frac{50}{+}$	-	807	-	2882 100	+	+	-
Приполярный Урал (центральная и северная части).	»	4	-	-	-	0 $\frac{50}{+}$ 0-(1631)	0 $\frac{7}{+}$ 50	-	0-930 291	0 $\frac{25}{+}$ +	234 100 93-(45404) 213	-	-	-
Габбро-диоритовый интрузивный комплекс														
Северный и Припо- лярный Урал.	Перидотиты.	9	-	-	-	0 $\frac{11}{+}$	-	0-(2000)	33	33	90 0-(3000)	-	-	-
То же.	Габбро-и габбро-диа- базы.	18	-	-	-	-	-	+	5	17	78	-	-	-
»	Кварцевые диориты.	18	-	-	-	-	-	0 $\frac{22}{+}$	+	5	63 33 0-26 3	-	-	-
Гранит-гранодиоритовый комплекс														
Мань-Хамбо.	Граниты (главная интрузивная фаза).	13	-	-	0 $\frac{7}{+}$	-	-	0-(78)	45	38	95 0-1641	-	-	-
»	Гранодиориты, квар- цевые диориты (фа- ция эндоконтактов).	10	-	-	-	-	20 0-2	+	20	30	145 80	-	-	-
»	Аляскиты, лейкогра- ниты (жильная фа- за).	11	-	-	-	-	18 0 $\frac{+}{+}$	+	+	+	0-717 78 82	-	-	-
Сотчемюльязский.	Граниты.	3	-	-	-	-	+	-	-	66	126 66 0 $\frac{+}{+}$	-	-	-

Примечание. Верхняя строка указывает частоту встречаемости минерала в процентах; вторая — предел колебаний содержания в граммах на тонну, нижняя — среднее содержание в граммах на тонну. В скобки заключены результаты анализа ураганных проб. Знак + означает присутствие минерала в единичных знаках. При характеристике видового разнообразия минералов первая цифра обозначает общее количество минералов в породе, вторая, заключенная в скобки, — количество минералов, присутствующих в заметных количествах. Баллы общего содержания: I — единицы, II — десятки, III — сотни, IV — тысячи, V — десятки тысяч граммов на тонну.

Таблица 19 (продолжение)

Массив, район	Порода	Количество проб	Самородные элементы			Сульфиды								
			золото самородное	медь самородная	свинец самородный	галенит	сфалерит	пирротин	халькопирит	молибденит	пирит	халькозин	ковеллин	висмутин
Косизский. Сальнерский.	Граниты. *	1	—	—	—	—	—	—	—	—	65	—	—	—
		7	—	—	—	14	—	—	—	71	55	—	—	—
Парцукский.	Граниты и гранодиориты.	3	—	—	—	0	—	—	—	0	136	—	—	—
						66	—	—	—	66	0	66	—	—
Городнова. Яротский. Бадьяуский.	Гранодиорит. Гранит. *	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		3	—	—	—	33	—	—	—	63	782	—	—	—
Малопатокский.	*	16	—	—	—	0	—	—	—	0	100	—	—	—
						25	—	—	—	13	16	72	—	—
Малдинский.	Аплиты. Гранит.	4	—	—	—	—	—	—	—	—	50	—	—	—
		11	—	—	10	60	—	—	20	10	70	—	—	—
				0-13	0-(2137)	—	—	0	0	0	0	—	—	—
Пегматиты														
Приполярный Урал.	Пегматиты.	11	—	—	9	45	—	18	—	28	82	—	—	—
				0-22	0	—	0-26	—	0	0	0	18	—	—
Северный Урал.	*	2	—	—	—	—	—	3	—	—	9	—	—	—
											100	—	—	—
											1-26	—	—	—
											14	—	—	—
Кварцевые жилы														
Северный Урал.	Кварцевые жилы.	3	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—
Приполярный Урал.	*	3	—	—	—	33	—	—	—	—	66	—	—	—
						0	—	—	—	—	0	—	—	—
						+	—	—	—	—	1179	—	—	—
КАЛЕДОНО-ГЕРЦИНСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД														
Интрузивные породы														
Кожимский.	Граниты.	7	—	—	—	—	14	—	—	14	85	—	—	—
							0	—	—	0	0	—	—	—
Лапчавожский.	Гранодиориты.	3	—	—	—	33	—	33	33	66	33	—	—	—
						0-(180)	—	0-(1520)	0	0	0	—	—	—
						+	—	+	+	+	+	—	—	—

Массив, район	Порода	Количество проб	Самородные элементы			Сульфиды								
			золото самородное	медь самородная	свинца самородный	галенит	сфалерит	пирротин	халькопирит	молибденит	пирит	хальковин	ковшелин	висмутин
Вангырский.	Граниты и гранодиориты.	13	-	-	14 0 - +	30 0 - +	-	-	7 0 - +	37 0 - (11150)	61 0 - 2	-	-	-
Торговский.	Граниты.	4	-	-	+	+	-	-	5 +	+	25 +	-	-	-
Водораздельный.	»	6	-	0 17 + +	17 0 - +	-	-	-	-	-	66 0 - 21	-	-	-
Народинский.	»	12	8 0 - +	-	+	33 0 - +	-	-	8 0 - 1	25 0 - +	75 0 - 101	-	-	-
Хаталамба-Лалчинский.	Граниты и гранодиориты.	40	10 0 - +	-	-	30 0 - +	-	-	10 0 - +	60 0 - +	40 0 - +	10 0 - (1870)	-	-
Игморский.	Граниты.	1	+	-	-	+	-	-	+	+	+	+	-	-
Суразский.	»	1	+	-	-	+	-	-	+	+	+	+	-	-
Николайшорский.	»	2	-	-	-	100 +	-	-	-	50 +	100 +	-	-	-
Неройско-Патокский.	»	18	-	-	-	-	-	-	-	44 0 - +	55 0 - 150	-	-	-
Метасоматические образования														
Неройско-Патокский.	Метаграниты.	7	-	-	-	14 0 - +	-	-	14 0 - +	43 0 - +	43 0 - +	-	-	-
Неройско-Патокский (малые тела).	»	10	-	-	-	10 0 - +	-	-	10 0 - +	30 0 - 2	80 0 - 366	-	-	-
Мань-Хамбо.	»	52	-	-	-	-	15 0 - (63)	-	-	48 0 - 39	84 0 - 5508	-	-	-
»	Аподиабазы.	9	-	-	-	-	11 0 - +	-	66 0 - 10620	38 +	189 100 + - 5980	-	-	-
Пегматиты														
Приполярный Урал.	Пегматиты.	5	-	-	-	-	-	-	-	20 0 - +	100 +	-	-	-
Кварцевые жилы														
Приполярный Урал.	Кварцевые жилы.	57	-	-	-	35 0 - 5845 347	6 0 - 1248 9	22 0 - 62600 1000	29 0 - 57500 1244	4 0 - +	85 0 - 59700 2098	2 0 - (1870) +	-	2 0 - 8 +

Таблица 19 (продолжение)

Массив, район	Порода	Количество проб	Галогениды	Оксиды									Сульфаты	Фосфаты	
			флюорит	мангнетит	хромит	гематит	ильменит	касситерит	рутил	анатаз	колумбит	ферросинит	барит	монацит	апатит
РИФЕЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД															
Эффузивный комплекс															
Мань-Хамбо.	Диабазы и порфири- риты.	14	27 0 — +	43 0—8625 1702	—	14 0—(132666)	14 0—(44818)	—	21 0—(109)	—	—	—	—	—	36 0—160
Лапчавожский. Мань-Хамбо.	Порфирит. Кварцевые порфиры.	1 4	— 25 0—(233)	56634 25 0—(3000)	—	— 25 0—(2475)	—	—	75 0 — +	—	—	—	—	25 0 — +	25 0 — +
Приполярный Урал (центральная и северная части).	* * *	4	— — —	25 0—(1782) —	—	—	—	—	—	—	—	—	—	— — —	— — —
Габбро-диоритовый интрузивный комплекс															
Северный и Припо- лярный Урал.	Перидотиты.	9	—	44 0—10608 2427	11 0 — +	—	11 0 — +	—	11 0—(111)	—	—	—	—	—	—
То же.	Габбро и габбро-диа- базы.	18	10 0 — +	28 0—4077 242	—	—	22 0—1992 218	—	28 0—634 36	—	—	—	—	—	44 0—87
* *	Кварцевые диориты.	18	— — —	5 0 — + —	—	—	22 0—480 47	—	5 0 — +	5 0 — +	—	—	—	—	16 33 0—(500) 1
Гранит-гранодиоритовый комплекс															
Мань-Хамбо.	Граниты (главная интрузивная фаза).	13	14 0—20 1	92 0—9176 1521	—	—	23 0—(784)	—	30 0 — + 10	—	—	7 0 — + 1	—	7 0 — + 10	69 0—300 29 70
*	Гранодиориты, квар- цевые диориты (фа- ция эндоконтактов).	10	—	90 0—(15200) 2152	—	10 0 — +	60 0—3000 376	—	10 0 — + 9	—	—	—	—	10 0 — + 1	0—140 23 18
*	Аляскинты, лейкогра- ниты (жильная фа- за).	11	45 0—950 151	91 0—5580 2120	—	18 0 — +	45 0—(325) —	—	9 0 — + —	9 0 — +	18 0 — +	18 0 — +	—	—	0—25 2 100
Сотчемюльзиский.	Граниты.	3	—	—	—	—	33 0 — + —	—	—	—	—	—	—	—	23—38 31
Косизский. Сальнерский.	* *	1 7	— 14 0 — +	— 41 0—(4410) —	—	—	— 14 0—(23) —	—	— 14 0 — + —	— 14 0 — + —	—	—	—	— 28 0—23 4	42 71 0—410 107

Таблица 19 (продолжение)

Массив, район	Порода	Количество проб	Галогениды	Окислы									Сульфаты	Фосфаты		
			флюорит	магнетит	хромит	гематит	ильменит	касситерит	рутил	анатаз	колумбит	ферросининг	барит	монацит	апатит	
Торговский.	Граниты.	4	25 +	100 +	—	25 +	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Водораздельный.	*	6	—	27 0—2240 380	—	—	—	17 +	—	—	—	—	—	—	—	17 33 +
Народинский.	*	12	—	16 0—(350)	—	8 +	—	8 +	—	33 +	8 +	—	—	—	—	33 42 +
Хаталамба-Лапчинский.	Граниты и гранодиориты.	10	60 0— +	— +	—	— +	—	— +	—	— +	—	—	—	—	—	—
Игшорский.	Граниты.	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сураинский.	*	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Николайшорский.	*	2	—	50 0—(705)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Неройско-Патокский.	*	18	17 0—2 +	29 0—1260 124	—	—	—	17 0—(2240) +	5 +	17 +	5 +	—	—	—	17 +	29 0—22 +
Метасоматические образования																
Неройско-Патокский.	Метаграниты.	7	43 0— +	43 0—(11300) 50	—	—	—	30 0—(1250) +	—	14 +	14 +	—	28 +	—	14 +	—
Неройско-Патокские (малые тела).	*	10	50 0—176	20 0—101	—	10 +	—	10 +	—	10 +	—	40 +	—	—	40 +	60 225 +
Мань-Хамбо.	*	52	34 88 0—5600	16 96 0—316810	—	25 +	—	51 +	—	17 +	—	—	38 +	—	2 +	9 17 +
*	Аподиабазы.	9	392 23 0— +	10963 11 0—(20714) +	—	33 +	—	9 33 0—(2028) 110	—	63 +	—	—	8 +	—	8 +	23 0—200 30
Пегматиты																
Приполярный Урал.	Пегматиты.	5	—	—	—	—	—	40 0—(220) +	—	20 +	—	—	—	—	20 +	40 400 84
Кварцевые жилы																
Приполярный Урал.	Кварцевые жилы.	57	5 0—2 +	12 0—(87776) +	—	2 +	—	10 0—2842 70	—	15 +	3 +	—	—	2 +	—	3 0—(5500) +

Массив, район	Порода	Количество проб	Силикаты									Вторичные минералы				Вилловое разнообразие акцессорных минералов	Общее содержание акцессорных минералов (в баллах)
			гранат	циркон	пирротит	торит	квантит (дистен)	старолит	сфен	эцилот	ортит	турмалин	лейкоксен	перуссит	базобисмутит		
РИФЕЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД																	
Эффузивный комплекс																	
Мань-Хамбо.	Диабазы и порфири- риты.	14	27 0-(15458) +	27 0-10 1	-	-	-	-	27 0-5333 434	93 0-555200 56574	14 0-5 +	14 +	7 0- +	-	-	18 (6)	V
Лапчавожский. Мань-Хамбо.	Порфирит. Кварцевые порфиры.	1 4	+ 75 0-+	1 100 +250	-	-	-	-	434 75	56574 6915 75	+	+	+	-	-	4 (4) 15 (3)	V III
Приполярный Урал (централь- ная и северная части).	" "	4	+ -	88 50 0-21 5	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	8 (3)	III
Габбро-диоритовый интрузивный комплекс																	
Северный и При- полярный Урал. То же.	Перидотиты.	9	33 0-+	44 0-+	-	-	-	-	11 0-+	44 0-(112) +	-	22 0-+	-	-	-	13 (1)	IV
" "	Габбро и габбро-диа- базы.	18	22 0-(6920) +	72 0-86 12	5 0-(286) +	-	5 +	-	33 0-(5766) 21	73 0-66428 10409	-	28 0-+	11 0-(179) +	-	-	16 (8)	V
" "	Кварцевые диориты.	18	16 0-348 44	83 0-196 17	-	-	-	-	56 0-634 78	38 0-(15933) 182	-	16 0-+	-	-	-	13 (7)	III
Гранит-гранодиоритовый комплекс																	
Мань-Хамбо.	Граниты (главная интрузивная фаза).	13	61 0-39 96	100 +363 100	23 0-5 10	-	-	-	69 0-4100 1086	100 +-(16034) 1264	69 0-39 5	38 0-19 2	-	-	-	18 (10)	IV
"	Гранодиориты, квар- цевые диориты (фа- ция эндоконтактов).	10	50 0-+	100 +500	10 0-+	-	-	-	60 0-1830	100 +3000	-	40 0-19	-	-	-	16 (8)	IV
"	Аляскиты, лейкогра- ниты (жильная фа- за).	11	72 0-(300) +	122 0-140 38	10 0-140 14	-	-	-	270 0-188 34	1020 0-(600) +	-	2 0-+	-	-	-	17 (7)	IV
Сотчемюльзис- ский.	Граниты.	3	100 +338 117	100 23-38 31	-	-	-	-	34 100 346-711	100 +	-	66 0-+	-	-	-	8 (4)	III
Косизский. Сальнерский.	" "	1 7	86 0-1010 197	64 +45 11	14 0- +	-	-	-	123 71 0-(93) +	514 123 71	6 28 0-+	28 0-+	-	-	-	5 (5) 16 (5)	III III

Таблица 19 (продолжение)

Массив, район	Порода	Количество проб	Силикаты										Вторичные минералы			Видовое разнообразие акцессорных минералов	Общее содержание акцессорных минералов (в баллах)
			гранат	пирокс	циртолит	торит	кианит (диктен)	ставролит	сфен	эпидот	оргит	турмалин	лейкоксен	перуссит	базальсит		
Парнукский.	Граниты и гранодиориты.	3	-	100 + 22	-	-	-	-	100 + 401	100 852-(8330)	33 0 - +	100 0-(4408)	-	-	-	9 (4)	IV
Городкова.	Гранодиорит.	1	+	+	-	-	-	-	169	1342	+	+	-	-	-	5 (1)	III
Яротский.	Гранит.	1	+	+	-	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-	6 (1)	III
Вадылюский.	»	3	0 - +	100 8-208	-	-	-	-	-	100 + 333	39 0-(27)	-	-	-	-	9 (5)	IV
Малопаатовский.	»	16	31 +	100 +	-	-	-	50 +	43 0-(262)	159 50	6 +	-	-	-	-	15 (?)	Качественный анализ
»	Аплиты.	4	25 +	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	7 (?)	Качественный анализ
Малдинский.	Гранит.	11	40 0-(2285) +	80 0-10 +	-	-	-	-	-	60 0-4674 802	-	20 0-(2123) +	-	-	-	12 (1)	III
Пегматиты																	
Приполярный Урал.	Пегматиты.	11	82 0-2156	82 0-12	-	-	-	-	9 0-(2600)	18 0 - +	-	73 0-78705	-	0 9 +	0 18 +	19 (6)	III
Северный Урал.	»	2	617 100 1-10 5	2 100 1	-	-	-	-	50 0-504	100 10-132	50 0-1 +	-	-	-	-	8 (6)	III
Кварцевые жилы																	
Северный Урал.	Кварцевые жилы.	3	66 0-(6824) 15	66 0-21 12	-	-	-	-	33 0-2 +	100 + 15	0 33 +	66 0 - +	-	-	-	11 (4)	III
Приполярный Урал.	»	3	-	33 0 - + +	-	-	-	-	+	5 33	+	+	-	-	-	6 (1)	IV
КАЛЕДОНО-ГЕРЦИНСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД																	
Интрузивные породы																	
Кожимский.	Граниты.	7	100 + 800	100 + 45	-	-	-	-	-	57 0-252	43 0-3	14 0-(56)	-	-	-	9 (5)	IV
Лапчавожский.	Гранодиориты.	3	-	20 100 + 8	-	-	-	-	-	101 147-8158	+	+	-	-	-	9 (2)	IV
Вангырский.	Граниты и гранодиориты.	13	77 0-800 251	76 0-40 9	-	-	-	-	14 0-(348) +	3164 70	46 0-44 5	7 0 - + +	-	-	-	15 (4)	III

Таблица 19 (продолжение)

Массив, район	Порода	Количество проб	Силикаты										Вторичные минералы			Видовое разнообразие акцессорных минералов	Общее содержание акцессорных минералов (в баллах)		
			гранат	циркон	цирконит	торит	квантит (лестен)	ставролит	сфен	эпидот	ортит	турмалин	лейкоксен	перуссит	базобисмутит				
Торговский.	Граниты.	4	—	100+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6 (?)	Качественный	III
Водораздельный.	»	6	27 0—+	83 0—4	—	—	—	—	50 0—2	100 +—1353	17 0—4	—	—	—	—	11 (4)			
Народинский.	»	12	66 0—104	91 0—33	—	—	—	—	+	318 91 0—1445	42 +	33 0—(200)	—	—	—	16 (5)	III		
Хаталамба-Ляпчинский.	Граниты и гранодиориты.	10	11 60 0—2990	9 90 0—48	—	—	—	—	—	80 0—604 150	70 0—94 10	+	—	—	—	11 (4)	III		
Игшорский.	Граниты.	1	4650	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5 (1)	IV		
Сураизский.	»	1	+	3	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	6 (1)	I		
Николайшорский.	»	2	100 +	100 +	—	—	—	—	50 0—+	50 0—(4828)	50 0—+	—	—	—	—	9 (0)	I		
Неройско-Патокский.	»	18	72 0—704 152	88 0—198 35	—	—	—	—	5 0—75 +	72 0—1200 176	22 0—(475) +	22 0—(329) +	—	—	—	16 (5)	III		
Метасоматические образования																			
Неройско-Патокский.	Метаграниты.	7	85 0—1480	100 +—185	—	—	—	—	—	57 0—(138)	57 0—457	43 0—(2200)	—	—	—	16 (4)	III		
Неройско-Патокский (малые тела).	»	10	550 90 0—1810	78 80 0—+	—	—	—	—	—	70 0—(593)	123 30 0—+	50 0—(67)	—	—	—	17 (5)	III		
Мань-Хамбо.	»	52	295 88 0—1818	+	32	6	—	—	27 88 0—3864	88 30 0—533	30 28 0—51	—	—	—	—	19 (14)	V		
»	Аподиабазы.	9	349 46 0—(157) +	21 55 0—(1428) +	0—214 17	0—(54) +	—	—	1087 22 0—(4128) +	78 90 0—62480 23721	26 1 0—55 5067	—	—	—	—	14 (6)	V		
Пегматиты																			
Приполярный Урал.	Пегматиты.	5	100 +—93 22	60 0—+ +	—	—	—	—	—	80 0—+ +	40 0—9 2	80 0—7332 2624	—	—	—	11 (4)	IV		
Кварцевые жилы																			
Приполярный Урал.	Кварцевые жилы.	57	36 0—17775 313	40 0—15 +	—	—	—	—	2 0—+ +	36 0—33592 956	6 0—35 +	17 0—16368 389	—	2 0—+ +	—	23 (9)	IV		

Видовой состав акцессорных минералов, их свойства и особенно взаимоотношения с другими минералами изучались также в прозрачных шлифах под поляризационным микроскопом. Для этого при отборе пробы на приготовление искусственного шлиха из двух-трех представительных образцов изготовлялись прозрачные шлифы, по которым, кроме изучения акцессорных минералов, с помощью интегратора подсчитывался количественный состав породообразующих минералов и на федоровском столике измерялись их оптические константы.

Из всех исследованных массивов магматических пород нами было отобрано и изучено 470 проб. Кроме того, мы изучили более 200 проб, отобранных сотрудниками Института геологии Ю. П. Ивенсеном, Б. А. Мальковым, Е. М. Мельниковой и работниками Воркутинской комплексной геологоразведочной экспедиции И. Ф. Фомишиным, Н. П. Павловым и Б. А. Алексеевым, а также более 4000 прозрачных и около 300 полированных шлифов.

В изверженных породах Приполярного Урала и Тимана нами встречено более 50 акцессорных минералов, однако только 9 из них (апатит, гранат, ильменит, магнетит, пирит, сфен, турмалин, циркон, эпидот) присутствуют в заметных количествах и характерны почти для всех типов пород; другие минералы встречаются либо в очень незначительных количествах, либо относятся к эпизодическим.

Данные о среднем содержании акцессорных минералов в каждом типе пород сведены в табл. 19 и 20, что избавляет от перечисления состава минералов в отдельных изучаемых объектах. Рассмотрим лишь общие закономерности изменения содержания и состава акцессорных минералов в изверженных породах.

СОДЕРЖАНИЕ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Общее содержание акцессорных минералов в породах разных комплексов колеблется от нескольких граммов до десятков килограммов на тонну породы (табл. 19).

Разница в средних содержаниях акцессорных минералов может служить дополнительным критерием для различия кембро-рифейских и каледоно(?) -герцинских гранитоидов Приполярного Урала. Что касается фаций эндоконтактов и жильных фаз рифейских гранитов (аляскиты, лейкограниты), то содержание акцессорных минералов в них примерно одинаково с гранитоидами главной фазы либо несколько ниже.

Метаграниты, образовавшиеся в результате щелочного метасоматоза по доордовикским и послеордовикским гранитоидам, содержат значительно больше минералов, чем первичные породы, — до десятков килограммов, в основном за счет минералов, возникших в результате наложенных процессов. Однако следует заметить, что такие обогащенные акцессориями породы приурочены к узким локальным зонам проявления послемагматического метасоматоза.

В отличие от рифейских в жильных производных каледоно(?) -герцинских гранитоидов содержание акцессорных минералов повышается примерно на порядок по сравнению с материнскими породами и достигает нескольких тысяч граммов на тонну. Это повышение характерно как для пегматитов, так и для кварцевых жил.

На Северном Тимане прослеживаются те же закономерности изменения содержания акцессорных минералов в разных типах магматических пород, что и на Приполярном Урале (табл. 20). Граниты и щелочные граниты содержат акцессорные минералы в количествах от нескольких до десятков граммов на тонну, т. е. заметно меньше, чем одновозрастные

Содержание аксессуарных минералов в

Массив, район	Порода	Количество проб	Мель само-родная	Свинец самородный	Олово само-родное	Галенит	Сфалерит
Г р а н и т о и д							
Большой Камешек.	Граниты.	5	—	—	—	20 0—+	—
Устье р. Большой Румяничной.	Гранит альбитизированный.	1	—	—	—	+	—
Щ е л о ч н о й							
Устье р. Большой Румяничной и мыс Большой Румяничный.	Граниты щелочные.	3	—	66 0—2 1	—	—	—
Большой Румяничный.	Граниты-аплиты.	7	—	—	—	—	28 0—+
Крайний Камешек.	Сиенит.	1	—	+	—	—	+
Большой Румяничный.	»	13	—	15 0—+	—	14 0—+	46 0—+
Большой Румяничный и Малый Камешек.	Сиенит-аплиты.	3	33 0—+	33 0—+	—	+	+
Г а б б р о и д							
Северный Тиман.	Габброиды.	10	—	—	—	40 0—+	10 0—+
Большой Камешек.	Габброид гранитизированный.	1	—	—	—	+	+
Большой Румяничный.	Метадиабаз сиенитизированный.	1	—	—	—	—	—
К о м п л е к с щ е л о							
Большой Румяничный.	Лампрофиты.	28	3 0—+	50 0—+	21 0—+	—	—
Малый Камешек.	»	12	—	16 0—+	—	32 0—+	32 0—+
Большой Румяничный.	Эссекситовые порфириды.	3	—	—	—	33 0—+	—

Массив, район	Порода	Количество проб	Анагит	Брукит	Фергусонит	Моноцит	Анагит
Г р а н и т о и д н ы й							
Большой Камешек.	Граниты.	5	40 0—+	—	—	20 0—+	20 0—+
Устье р. Большой Румяничной.	Гранит альбитизированный.	1	+	—	—	+	45

горных породах Северного Тимана

Пирротин	Халькопирит	Молибденит	Пирит	Флюорит	Магнетит	Хромит	Корунд	Гематит	Ильменит	Рутил
ный комплекс										
—	—	80 0—+	100 +—4	60 0—1	20 0—1	—	—	—	—	60 0—+
—	—	+	2 240	+	+	—	—	—	—	+
комплекс										
—	—	100 +	100 +—7	—	—	—	—	—	—	100 +
—	—	+	3	—	—	—	—	—	—	+
—	—	100 +—679	85	—	28	—	—	14	57	28 0—+
—	—	102	0—1148	—	0—(5788)	—	—	0—+	0—150	0—+
—	—	—	173	—	+	—	—	+	36	+
—	—	—	18	—	—	—	—	—	390	—
—	—	—	93	—	46	—	—	7	—	38 0—+
—	—	—	0—18	—	0—(2451)	—	—	0—+	—	0—+
—	—	—	2	—	93	—	—	+	—	+
—	33 0—+	33 0—+	66 0—(133)	—	—	—	—	33 0—19	33 0—5	—
—	+	+	+	—	—	—	—	3	+	—
ный комплекс										
—	20 0—+	50 0—+	100 0—5	—	20 0—	—	10 0—+	—	10 0—+	20 0—+
—	+	+	2	—	+	—	+	—	+	+
—	—	+	—	—	50	—	—	—	—	+
чных габброидов										
3 0—+	—	78 0—6	92 0—204	6 0—+	28 0—(305)	7 0—+	10 0—+	3 0—+	3 0—+	33 0—+
+	—	+	14	+	+	+	+	+	+	+
16 0—(66)	16 0—+	16 0—+	100 0—22	—	25 0—5	—	8 0—+	—	—	32 0—+
+	+	+	4	—	+	—	+	—	—	+
—	—	100 +	100 +—11	—	—	—	66 0—+	—	—	33 0—+
—	—	+	5	—	—	—	+	—	—	+

Таблица (продолжение)

Гранат	Циркон	Цирколит	Дистен	Ставролит	Сфен	Эпидот	Турмалин	Лейкоксен	Видное раз- нообразие акцессорных минералов	Общее содер- жание акцес- сорных ми- нералов (в баллах)
комплекс										
40 0—+	100 0—6	—	20 0—+	20 0—+	40 0—+	60 0—+	40 0—+	—	16 (2)	I
+	3	—	+	+	+	+	+	—	9 (5)	IV
+	9	—	—	—	—	—	4054	—	—	—

Массив, район	Порода	Количество проб	Анализ	Брукит	Ферросонит	Монацит	Апатит
---------------	--------	-----------------	--------	--------	------------	---------	--------

Щелочной

Устье р. Большой Румяничной и мыс Большой Румяничный.	Граниты щелочные.	3	33 0—+	—	—	—	100 2—63 33 100
Большой Румяничный.	Граниты-аплиты.	7	—	—	—	0—6	28 0—33 12
Крайний Камешек.	Сиенит.	1	—	—	—	+	+
Большой Румяничный.	»	13	23 0—+	—	—	—	77 0—19 3
Большой Румяничный и Малый Камешек.	Сиенит-аплиты.	3	—	—	33 0—+	—	33 0—8 2

Габброидный

Северный Тиман.	Габброиды.	10	30 0—+	10 0—+	—	—	40 0—21 3
Большой Камешек.	Габброид гранитизированный.	1	+	—	—	—	5
Большой Румяничный.	Метадиабаз сиенитизированный.	1	—	—	—	—	+

Комплекс щелоч

Большой Румяничный.	Лампрофиры.	28	—	—	—	3 0—+	92 0—54 5
Малый Камешек.	»	12	—	—	—	66 0—3 +	66 0—+ +
Большой Румяничный.	Эссекситовые порфиры.	3	—	—	—	—	100 0—+ +

Примечание. Обозначения те же, что и в табл. 19.

им доордовикские гранитоиды Приполярного Урала. В альбитизированных гранитах содержание акцессорных минералов повышается в десятки раз — до тысяч граммов на тонну.

В сиенитах, как и в сиенит-аплитах, содержание акцессорных минералов оценивается в сотни—тысячи граммов на тонну, в габброидах — в десятки граммов на тонну. Жильные щелочные габброиды (лампрофиры) содержат десятки граммов на тонну акцессорных минералов, но в лампрофирах мыса Большой Румяничный их примерно в десять раз больше — сотни граммов на тонну. Почти во всех случаях наложенные процессы (гранитизация, сиенитизация и др.) повышают содержание минералов в измененных разностях породы по сравнению с первичными.

ВИДОВОЙ СОСТАВ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Видовой состав акцессорных минералов магматических пород Приполярного Урала и Тимана, как видно из табл. 19 и 20, довольно разнообразен и изменяется не только в различных породах, но и от массива

Таблица 20 (продолжение)

Гранат	Циркон	Цирколит	Дистен	Ставролит	Сфен	Эпидот	Турмалин	Лейкоксен	Видовое разнообразие акцессорных минералов	Общее содержание акцессорных минералов (в баллах)
КОМПЛЕКС										
100 0—(203) +	100 +—2 2	33 0—+ +	33 0—+ +	—	—	—	100 27—490 230	—	11 (5)	III
100 0—+ +	57 0—+ +	43 0—260 40	14 0—+ +	14 0—+ +	28 0—5 +	28 0—+ +	14 0—+ +	—	17 (5)	III
—	882 +	+	—	—	—	—	—	—	6 (3)	IV
53 0—+ +	93 0—23 6	53 0—1 2	7 0—+ +	—	7 0—+ +	46 0—+ +	7 0—+ +	—	16 (4)	III
33 0—5 +	33 0—1 1	66 0—1884 892	—	—	—	66 0—+ +	66 0—19 3	—	14 (5)	III
КОМПЛЕКС										
—	30 0—+ +	—	10 0—+ +	—	50 0—39 4	40 0—+ +	—	—	16 (3)	II
—	15 +	—	—	—	+	—	—	—	6 (2)	II
—	—	+	—	—	15	3160	—	—	7 (3)	IV
НЫХ ГАББРОИДОВ										
42 0—+ +	67 0—+ +	6 0—+ +	14 0—+ +	3 0—+ +	89 0—12 3	45 0—3120 128	7 0—+ +	7 0—+ +	24 (4)	III
41 0—+ +	58 0—+ +	—	8 0—+ +	—	80 0—(1468) 4	16 0—+ +	—	—	17 (2)	II
33 0—+ +	33 0—+ +	—	—	—	66 0—8 4	66 0—(1530) +	—	—	10 (2)	II

к массиву для одних и тех же пород и даже от пробы к пробе в одном и том же массиве. Поскольку далее мы специально остановимся на разборе ассоциаций акцессорных минералов, подчеркивающих специфику различных типов пород, здесь представляется целесообразным рассмотреть вопрос о количественном видовом разнообразии минералов, как дополнительном признаке, характеризующем разнотипные гранитоиды.

Породы сальнерско-маньхамбовского (рифейского) и кожимского (герцинского) гранитоидных комплексов в общем мало отличаются друг от друга по количеству встречающихся в них акцессорных минералов. В рифейских гранитоидах в среднем содержится 11 минералов, 5 из них в заметных количествах, в герцинских немного меньше — 10 минералов и только 3 в заметных количествах. В породах жильной фазы (аплиты, аляскиты), как и в породах эндоконтактной фазы, видовой состав акцессорных минералов несколько беднее, чем в породах главной интрузивной фазы. Пегматиты как кембро-рифейских, так и герцинских гранитоидов не отличаются по количеству акцессорных минералов от ма-

теринских пород, лишь в некоторых случаях их минеральный состав несколько разнообразнее. Кварцевые жилы, связанные с рифейскими гранитоидами, по видовому составу минералов также аналогичны им, но состав молодых кварцевых жил весьма разнообразен — в них встречено 29 минералов, причем 9 в заметных количествах — от нескольких до тысяч граммов на тонну.

Значительно богаче и разнообразнее минеральный состав метасоматических образований герцинского возраста по сравнению с первичными породами. Так, если граниты Мань-Хамбо содержат в среднем 17 (8)¹ видов аксессуарных минералов, то образовавшиеся по ним метаграниты — 19 (14) видов.

Граниты Северного Тимана имеют более разнообразный состав аксессуарных минералов, чем одновозрастные им аналоги Приполярного Урала, но количество минералов, встречающихся в заметных количествах, для тех и других совершенно одинаково.

АССОЦИАЦИИ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Под ассоциацией аксессуарных минералов нами понимается совместное нахождение их в породе, установленное по данным исследования искусственных шлихов без выделения парагенетических групп.

Ассоциации минералов, характерные для каждого типа пород изученных регионов, даны в табл. 21. Они выделены путем анализа частот встречаемости минералов в породах, представляющих собой статистическую оценку вероятности нахождения минералов в пробах исследуемых пород, выраженную в процентах (табл. 19, 20). При этом учитывалась также и количественная оценка содержания минералов.

Ниже дается разбор ассоциаций аксессуарных минералов магматических пород Приполярного Урала и Тимана (минералы, определяющие название ассоциации, перечислены в порядке увеличения их содержания в породе) с выделением минералов, отражающих специфику каждого типа пород.

В диабазах и порфиритах доордовикского эффузивного комплекса специфику состава аксессуарных минералов определяют постоянно присутствующие в них в заметных количествах пирит, магнетит и эпидот. Специфику кварцевых порфиров этого же комплекса отражает постоянное присутствие в них в заметных количествах циркона, пирита и сфалерита и в единичных знаках — галенита, магнетита, эпидота.

Ассоциации аксессуарных минералов в породах парнукского габбро-диоритового интрузивного комплекса довольно широкие и вполне определенные для каждого типа пород — перидотитов, габбро и габбро-диабазов, кварцевых диоритов (табл. 21). Во всех породах этого комплекса в заметных количествах постоянно присутствуют апатит, ильменит, магнетит, пирит, сфен, циркон, эпидот, в единичных знаках — гранат, молибденит, турмалин, халькопирит. Они и определяют специфику этих пород, все другие минералы встречены лишь в отдельных пробах.

Очень разнообразны минеральные ассоциации в гранитах и гранодиоритах сальнерско-маньхамбовского интрузивного комплекса (табл. 21). Наиболее обычная ассоциация аксессуарных минералов — циркон-пирит-apatит-эпидотовая, причем места этих минералов в ассоциации могут меняться. Часто

¹ В скобках, как и в табл. 19 и 20, указано количество минералов, встречающихся в заметных количествах.

Ассоциации акцессорных минералов в магматических породах Приполярного Урала и Северного Тимана

Массив	Породы	Минералы, встречающиеся в заметных количествах (в порядке увеличения содержания)	Минералы, встречающиеся в единичных знаках	
			более чем в 20% проб	менее чем в 20% проб

СЕВЕРНЫЙ И ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

Рифейские комплексы пород

Эффузивный комплекс пород

Мань-Хамбо.	Диабазы, порфи- риты.	[(Цирк)]—Ап—(Сф)—Мт—Пир— Эп.	Гран—Рут—Фл.	Гем—Ильм—Ков—Лейк— Орт—Сфал—Турм—Х-зин Х-пир.
Лапчавожский. Мань-Хамбо.	Порфириты. Кварцевые пор- фиры.	Х-пир—Пир—Эп—Мт. [Сфал]—Цирк—Пир.	Ап—Гал—Гем—Гран—Мт—Мо Мон—Орт—Рут—Турм—Фл— Эп.	— —
Приполярный Урал.	То же.	[Цирк]—Пир—Х-пир.	Гал—Мт—Сфал—Эп.	—

Парнуковский габбро-диоритовый интрузивный комплекс

Северный и При- полярный Урал.	Перидотиты.	Мт	Гран—Мол—Пир—Турм—Х- пир—Цирк—Эп.	Гал—Ильм—Рут—Сф—Хром.
	Габбро и габбро- диабазы. Кварцевые дио- риты.	Цирк—Ап—Сф—(Рут)—Пир— (Ильм)—(Мт). [Ап]—[Пир]—Цирк—[Гран]— [Ильм]—Сф—Эп.	Гран—Турм. Х-пир.	Киан—Аи—Мо—Фл—Х-пир— Цр. Мт—Мо—Рут—Турм.

Массивы	Породы	Минералы, встречающиеся в заметных количествах (в порядке увеличения содержания)	Минералы, встречающиеся в единичных знаках	
			более чем в 20% проб	менее чем в 20% проб

Сальнерско-маньхамбовский гранит-гранодиоритовый комплекс

Мань-Хамбо.	Главная интрузивная фаза.	[(Фл)]—[(Турм)]—[Орт]— [Гран]—Ап—Цирк—Пир—Сф Эп—Мт.	Ильм—Мо—Рут—Х-пир—Цр.	Мон—Рь—Ферг.
	Фация эндоконтактов.	[Турм]—Ап—Пир—Цирк—Сф— Ильм—Эп—Мт.	Гран—Мо.	Гем—Мон—Рут—Сфал—Х- пир—Цр.
	Аляскиты и аплиты.	[(Ап)]—Сф—Цирк—Пир—Фл— Мт.	Гран—Ильм—Тур—Эп.	Ап—Гем—Колумб—Рут— Сфал—Ферг.
Сотчемйользский.	Граниты.	Ап—Цирк—Гран—Эп.	Ильм—Мо—Пир—Турм.	—
Косизский.	»	Орт—Ап—Цирк—Пир—Эп.	—	—
Сальнерский.	»	[(Мон)]—Цирк—Ап—Пир—Гран.	Мт—Мо—Орт—Турм—Эп.	Гем—Ильм—Рут—Фл—Цр.
Парнукский.	Граниты и гранодиориты.	[Цирк]—Пир—Ап—Сф—Эп.	Гал—Мо—Орт—Турм.	—
Городкова.	Гранодиорит.	Ап.	Гран—Мон—Турм—Цирк.	—
Яротский.	Граниты.	Пир.	Ап—Гал—Мт—Цирк—Эп.	—
Бадьяуский.	»	[Гал]—[Цирк]—Пир—Эп—Мт.	Гран—Ильм—Мо—Орт.	—
Малдинский.	»	Эп.	Ап—Гал—Гран—Пир—Цирк.	Мт—Мо—Рь—Турм—Фл—Х- пир.

Пегматиты

Приполярный Урал.	Пегматиты.	[Цирк]—[(Пирр)]—[Пир]—Ап— Гран—Турм.	Гал—Мо—Фл.	Баз—Касс—Мт—Мон—Рут— Рь—Сф—Х-зин—Церус—Э
Северный Урал.	»	[Цирк]—[Ильм]—[Гран]—Пир— Эп—Сф.	Ап—Орт.	—

Таблица 21 (продолжение)

Массивы	Породы	Минералы, встречающиеся в заметных количествах (в порядке увеличения содержания)	Минералы, встречающиеся в единичных знаках	
			более чем в 20% проб	менее чем в 20% проб
Кварцевые жилы				
Приполярный Урал.	Кварцевые жилы.	[Эп]—Цирк—Гран—Ап.	Ильм—Мт—Орт—Пир—Рут—Сф—Турм.	—
	То же.	Пир.	Гал—Мт—Фл—Цирк—Эп.	—
Кожимский гранитоидный комплекс				
Интрузивные породы				
Водораздельный.	Граниты.	[Цирк]—[Пир]—Эп—Мт.	Сф.	Ап—Гран—Ильм—Си—Орт—Рь.
Кожимский.	»	Цирк—Пир—Эп—Гр—Мт.	Орт.	Мо—Сфал—Турм.
Лапчавожский.	Гранодиориты.	[Цирк]—Эп.	—	—
Вангырский.	Граниты и гранодиориты.	[Орт]—[Цирк]—Гран—Эп.	Гал—Мо—Пир.	Ап—Ильм—Мт—Рь—Сф—Турм—Фл—Х-пир.
Народинский.	Граниты.	{Ап}—[Цирк]—[Гран]—Пир—Эп.	Гал—Мо—Орт—Рут—Турм.	Гем—Ап—Ильм—Мт—Х-пир.
Хаталамба-Лапчинский.	Граниты и гранодиориты.	[Цирк]—Орт—Эп—Гран.	Гал—Мо—Пир—Фл.	Ап—Х-зин—Х-пир.
Игшорский.	Граниты.	Гран.	Гал—Касс—Пир—Фл.	—
Сурайский.	»	[Цирк].	Гал—Гран—Мо—Пир—Эп.	—
Николайшорский.	»	—	Гал—Гран—Мт—Мо—Орт—Пир—Сф—Цирк—Эп.	—
Неройско-Патокский.	»	Пир—Цирк—(Мт)—Гран—Эп.	Мо—Орт—Турм—Фл.	Ап—Ап—Ильм—Касс—Мон—Рут—Сф.
Метасоматические образования				
Неройско-Патокский.	Метаграниты.	Мт—Цирк—Орт—Гран.	Ильм—Мо—Пир—Турм—Ферг—Фл—Эп	Гал—Мон—Рут—Х-пир.
Неройско-Патокский (малые тела).	»	(Мт)—Фл—Ап—Пир—Гран.	Колумб—Мо—Мон—Орт—Турм—Цир.	Гал—Гем—Ильм—Рут—Х-пир.

Массивы	Породы	Минералы, встречающиеся в заметных количествах (в порядке увеличения содержания)	Минералы, встречающиеся в единичных знаках	
			более чем в 20% проб	менее чем в 20% проб
Мань-Хамбо.	Метаграниты.	[(Турм)]—[Мо]—[Ферг]—[Гем]— Црт—Цирк—Орт—Ильм—Эп— Пир—Гран—Фл—Сф—Мг.	—	Ап—Мо—Рут—Сфал—Тор.
	Метадиабазы.	(Ап)—Гем—Пир—Х-пир—Турм— Эп.	Гран—Мо—Фл—Цирк.	Ильм—Мт—Сфал—Сф.
Пегматиты				
Приполярный Урал.	Пегматиты.	[Орт]—Гран—Ап—Турм.	Ильм—Мо—Моп—Пир—Рут— Цирк—Эп.	—
Кварцевые жилы				
Приполярный Урал.		[(Сфал)]—(Ильм)—Гран—Гал— (Турм)—Эп—Пирр—Х-пир— Пир	Цирк.	Ап—Ап—Бар—Вис—Гем— Мт—Мо—Орт—Рут—Сф— Фл—Х-зин—Церус.
СЕВЕРНЫЙ ТИМАН				
Магматические породы кембро-рифейского возраста				
Габброидный комплекс				
Северный Тиман.	Габброиды.	[Пир]—[Ап]—[Сф].	Ап—Гал—Магн—Мол—Рут—Х- пир—Цирк—Эп.	Брук—Дист—Ильм—Кор— Сфал.
Большой Камешек.	Габброиды гранитизированные.	[Ап]—Цирк.	Ап—Мо—Пир—Сф.	—
Мыс Большой Румяничный.	Метадиабазы снепитизированные.	Сф—Мт—Эп.	Ап—Мо—Рут—Цт.	—

Таблица 21 (продолжение)

Массивы	Породы	Минералы, встречающиеся в заметных количествах (в порядке увеличения содержания)	Минералы, встречающиеся в единичных знаках	
			более чем в 20% проб	менее чем в 20% проб
Гранитный комплекс				
Большой Камешек.	Граниты.	[Пир]—[Цирк].	Ап—Ап—Гал—Гран—Дист— Мт—Мо—Мон—Рут—Ставр— Сф—Фл—Эп.	—
Щелочной комплекс				
Устье р. Большой Румяничной.	Граниты альбитизированные.	[Фл]—[Цирк]—[Ап]—Пир—Турм.	Ап—Гран—Мо—Рут.	—
Мыс Большой Румяничный.	Граниты щелочные.	[Рь]—[Цирк]—[Пир]—Ап—Турм.	Ап—Гран—Дист—Мо—Рут—Цт.	—
То же.	Гранит-аплит.	Ап—Ильм—Цт—Мо—Пир.	Гран—Мт—Мон—Рут—Сфал— Сф—Цирк—Эп.	Гем—Дист—Ставр—Турм.
Крайний Камешек.	Сиециты.	Пир—Ильм—Цирк.	Ап—Рь—Црт.	—
Мыс Большой Румяничный.	»	[Пир]—[Ап]—[Цирк]—Магн.	Ап—Гран—Рут—Сфал—Эп—Црт.	Гал—Гем—Дист—Рь—Сф— Турм.
То же.	Сиецит-аплиты.	[Цирк]—[Ап]—[Гем]—[Турм]— Цр.	Гран—Ильм—Си—Мо—Пир— Рь—Ферг—Х-пир—Эп.	—
Комплексы щелочных габброидов				
Мыс Большой Румяничный.	Лампрофиры.	[Сф]—[Ап]—Пир—Эп.	Гран—Мт—Мо—Олово—Рут— Рь—Цирк.	Гем—Дист—Ильм—Кор—Л— Си—Мон—Пирр—Став— Турм—Фл—Хром—Цр.
Малый Камешек.	»	[Сф]—[Пир].	Ап—Гал—Гран—Магн—Мон— Рут—Сфал—Цирк.	Дист—Кор—Мол—Пирр— Рь—Х-пир—Эп.
Мыс Большой Румяничный.	Эссекситовые порфириты.	[Сф]—[Пир].	Ап—Кор—Мол—Гал—Гран— Мол—Рут—Цирк—Эп.	—

Примечание. В круглых скобках показаны минералы, встреченные менее чем в 50% проб; в квадратных — встреченные в количестве менее 10 г/т, Ап — анатаз, Ап — апатит, Бар — барит, Баз — базобисмутит, Брук — брукит, Вис — висмутит, Гал — галенит, Гем — гематит, Гран — гранат, Дист — дистен, Аи — золото самородное, Ильм — ильменит, Касс — касситерит, Киан — кианит, Ков — новеллин, Колумб — колумбит, Кор — корунд, Л — лейкоксен, Мт — магнетит, Си — медь самородная, Мо — молибденит, Мон — монацит, Олово — олово самородное, Орт — ортит, Пир — пирит, Пирр — пирротин, Рут — рутил, Рь — свинец самородный, Ставр — ставролит, Сфал — сфалерит, Сф — сфен, Тор — торит, Турм — турмалин, Ферг — фергусонит, Фл — флюорит, Х-зия — халькозин, Х-пир — халькопирит, Хром — хромит, Церус — церусит, Цирк — циркон, Цр — цитролит, Эп — эпидот.

к главным минералам гранитоидной ассоциации присоединяются гранат, магнетит, сфен. Почти постоянно, но в незначительных количествах (единичные знаки), присутствуют ильменит, молибденит, монацит, турмалин, дистен. Все они определяют специфику состава рифейских гранитоидов. Остальные минералы встречаются эпизодически.

Минеральные ассоциации пегматитов совершенно аналогичны ассоциациям акцессорных минералов в материнских гранитоидах.

Ассоциации минералов в кварцевых жилах беднее, чем в гранитоидах, особенно в жилах Приполярного Урала.

Наиболее обычной ассоциацией акцессорных минералов гранитоидов кожимского комплекса является циркон-гранат-эпидотовая с постоянно присутствующими в виде единичных знаков галенитом, магнетитом, молибденитом, пиритом. Пегматиты имеют весьма своеобразную, отличную от гранитов, ортит-гранат-апатит-турмалиновую ассоциацию с ильменитом, молибденитом, пиритом, рутилом, цирконом и эпидотом. Минеральные ассоциации кварцевых жил кожимского комплекса охватывают очень широкий круг минералов. Наиболее обычная — сфалерит-ильменит-гранат-галенит-турмалин-эпидот-пирротин-халькопирит-пиритовая с цирконом, а иногда молибденит-касситерит-швеллитовая. Реже встречаются анатаз, апатит, барит, висмутин, гематит, магнетит, молибденит, ортит, рутил, сфен, флюорит, халькозин, церуссит.

Очень много минералов входит и в состав ассоциаций, характерных для метасоматических образований послеордовикского возраста — метгранитов и метадиабазов (табл. 21). Метаграниты Мань-Хамбо содержат турмалин-молибденит-фергусонит-гематит-циртолит-циркон-ортит-ильменит-эпидот-пирит-гранат-флюорит-сфалерит-магнетитовую ассоциацию акцессорных минералов, кроме них эпизодически встречаются апатит, монацит, рутил, сфалерит, торит.

Минеральные ассоциации в гранитоидах Северного Тимана по главным минералам, определяющим название ассоциации, мало отличаются от одновозрастных рифейских гранитоидов Приполярного Урала (табл. 21). В альбитизированных гранитах дополнительно появляется флюорит, присутствующий в количестве нескольких граммов на тонну.

В сиенитах постоянно присутствуют в значительных количествах пирит и циркон, иногда апатит, ильменит, магнетит, в незначительных — анатаз, гранат, свинец самородный, рутил, сфалерит, эпидот, циртолит; очень редко, в единичных зернах отмечаются галенит, гематит, дистен, сфен, турмалин.

Для габброидов характерна пирит-апатит-сфеновая ассоциация акцессорных минералов с анатазом, галенитом, магнетитом, молибденитом, рутилом, халькопиритом, цирконом, эпидотом. Редко отмечаются брукит, дистен, ильменит, корунд, сфалерит. Гранитизированные разности габброидов содержат значительные количества циркона.

В жильных щелочных габброидах — лампрофирах — ассоциации акцессорных минералов довольно выдержаны. Обычно это сфен-пиритовая ассоциация или сфен-апатит-пирит-эпидотовая с постоянно встречающимися в единичных знаках гранатом, дистеном, корундом, молибденитом, свинцом, цирконом и целым рядом эпизодических минералов.

КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ГРАНИТОИДАХ

Исследования парных и одновременно информационных коэффициентов корреляции между акцессорными минералами гранитоидов показывают, что установленные связи в общем виде подтверждают намеченные

выше ассоциации акцессорных минералов, характерные для каждого комплекса. Основное достоинство информационных коэффициентов корреляции в том, что они указывают на силу связи независимо от ее формы при игнорировании содержания всех других элементов, кроме тех, между которыми связь оценена (Вистелиус, 1964). Парные же коэффициенты корреляции фиксируют только линейную зависимость, пропуская связи иного рода, которые, как показали расчеты, очень сильны и приближаются в ряде случаев к функциональным. Из табл. 22, 23, 24 видно, что в 46% случаев мы пропускаем связь (если считаем только парные коэффициенты корреляции), тогда как информационные коэффициенты корреляции достигают в этих случаях величин 0.5—0.692 и показывают достаточно сильные связи. В 39% случаев связь фиксируется только парными коэффициентами корреляции и в 15% случаев подтверждается как парными, так и информационными коэффициентами корреляции. Таким образом, использование информационных характеристик позволило дать в два раза более полную картину зависимостей между содержаниями акцессорных минералов в гранитоидах. Знак связи для информационного коэффициента корреляции брался нами, исходя из знака парного коэффициента корреляции для одной и той же пары минералов.

Анализ табл. 22 показал, что в гранитах сальнерско-маньхамбовского гранит-гранодиоритового комплекса наблюдаются две группы акцессорных минералов:

1) ассоциирующие, т. е. имеющие положительную связь (каждый предыдущий с каждым последующим): а) апатит—сфен—циркон—эпидот, б) магнетит—пирит—ортит, в) циркон—ильменит;

2) антагонистические, содержания которых связанными обратными зависимостями: а) апатит с пиритом, магнетитом и ильменитом, б) гранат с эпидотом и ильменитом, в) магнетит с эпидотом, цирконом и сфеном.

Граниты кожимского комплекса отличаются от вышеописанных существенным уменьшением количества значимых связей (6 против 18), а также их характером (табл. 23). Среди ассоциирующих минералов в данном случае наблюдаются следующие группы: а) апатит со сфеном и эпидотом, б) гранат с эпидотом, в) циркон с пиритом. Антагонистическим является пирит по отношению к гранату и эпидоту.

Наиболее существенными отличиями гранитоидов сальнерско-маньхамбовского и кожимского комплексов по связям между акцессориями следует считать:

1) наличие в первых и отсутствие во вторых положительных связей 99%-й значимости между сфеном и эпидотом ($r=+0.597$), ильменитом и цирконом ($r=+0.392$), ортитом и пиритом ($r=+0.369$);

2) появление в гранитах кожимского комплекса отрицательной связи 99%-й значимости между гранатом и пиритом ($r=-0.437$), не значимой для гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса;

3) усиление положительной зависимости между содержаниями апатита и сфена в гранитах кожимского комплекса ($r=+0.467$ против $r=+0.252$; табл. 22 и 23).

Все эти характеристики следует считать коррелирующими при отнесении гранитоидов к тому или иному комплексу пород, исходя из особенностей их акцессорной минерализации.

Метаграниты кожимского комплекса также диагностируются по своеобразному видовому составу акцессорных минералов (табл. 24). Ассоциирующими в этом случае являются: а) ортит с цирконом, гранатом, турмалином и пиритом, б) циркон с ильменитом, в) сфен с эпидотом, г) флюорит с молибденитом. Антагонистически ведут себя: а) гранат со сфеном, пиритом, ильменитом и апатитом, б) магнетит с цирконом и

Матрица $\frac{\text{парных } (r)}{\text{информационных } (r_i)}$ коэффициентов корреляции между содержаниями аксессуарных минералов в гранитах сальнерско-маньхамбовского гранит-гранодиоритового комплекса ($n = 78$)

	Эпидот	Циркон	Турмалин	Сфен	Пирит	Ортит	Магнетит	Ильменит	Гранат
Апатит	$\frac{+0.181}{\mathbf{0.607}}$	$\frac{+0.166}{\mathbf{0.646}}$	$\frac{-0.054}{0.470}$	$\frac{+\mathbf{0.252}}{\mathbf{0.571}}$	$\frac{-\mathbf{0.323}}{0.348}$	$\frac{-0.114}{0.453}$	$\frac{-0.033}{\mathbf{0.620}}$	$\frac{-0.053}{\mathbf{0.543}}$	$\frac{+0.018}{0.435}$
Гранат	$\frac{-0.035}{\mathbf{0.563}}$	$\frac{-0.044}{0.483}$	$\frac{-0.014}{0.384}$	$\frac{-0.034}{0.242}$	$\frac{-0.049}{0.336}$	$\frac{-0.020}{0.377}$	$\frac{-0.010}{0.486}$	$\frac{-0.014}{\mathbf{0.586}}$	
Ильменит	$\frac{+0.046}{0.384}$	$\frac{+\mathbf{0.392}}{0.493}$	$\frac{-0.198}{0.277}$	$\frac{-0.062}{0.362}$	$\frac{-0.005}{0.484}$	$\frac{+0.001}{0.462}$	$\frac{-0.014}{0.471}$		
Магнетит	$\frac{-0.006}{\mathbf{0.509}}$	$\frac{-0.004}{\mathbf{0.536}}$	$\frac{-0.025}{0.172}$	$\frac{-0.028}{\mathbf{0.622}}$	$\frac{+0.089}{\mathbf{0.515}}$	$\frac{+0.070}{\mathbf{0.515}}$			
Ортит	$\frac{+0.041}{0.415}$	$\frac{+0.155}{0.372}$	$\frac{-0.048}{0.444}$	$\frac{-0.054}{0.453}$	$\frac{+\mathbf{0.369}}{\mathbf{0.676}}$				
Пирит	$\frac{+0.004}{0.322}$	$\frac{0.043}{0.453}$	$\frac{0}{0.349}$	$\frac{-0.040}{0.444}$					
Сфен	$\frac{+\mathbf{0.597}}{\mathbf{0.692}}$	$\frac{+\mathbf{0.279}}{\mathbf{0.501}}$	$\frac{-0.039}{0.425}$						
Турмалин	$\frac{+0.041}{0.461}$	$\frac{-0.009}{0.291}$							
Циркон	$\frac{+\mathbf{0.260}}{\mathbf{0.575}}$								

Примечание. Зона 99%-й значимости парных коэффициентов корреляции при $|r| \geq 0.283$, зона 95%-й значимости при $|r| \geq 0.217$. В табл. 22, 23, 24 жирным шрифтом выделены значимые парные коэффициенты корреляции и информационные коэффициенты корреляции при $r_i > 0.500$.

Матрица парных (r)
информационных (r_i) коэффициентов корреляции между содержаниями аксессуарных минералов в гранитах
кожимского гранитоидного комплекса ($n = 50$)

	Эпидот	Циркон	Турмалин	Сфен	Пирит	Ортит	Магнетит	Ильменит	Гранат
Апатит	$\frac{+0.037}{0.516}$	$\frac{+0.008}{0.221}$	$\frac{-0.041}{0.221}$	$\frac{+0.467}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.267}{0.446}$	$\frac{-0.144}{0.433}$	$\frac{-0.063}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.030}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.019}{0.329}$
Гранат	$\frac{+0.070}{0.521}$	$\frac{-0.028}{0.435}$	$\frac{-0.056}{0.119}$	$\frac{-0.052}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.437}{0.362}$	$\frac{+0.151}{0.454}$	$\frac{-0.097}{\text{Не выч.}}$	$\frac{+0.031}{\text{Не выч.}}$	
Ильменит	$\frac{-0.040}{\text{Не выч.}}$	$\frac{+0.090}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.005}{\text{Не выч.}}$	$\frac{+0.042}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.020}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.036}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.042}{\text{Не выч.}}$		
Магнетит	$\frac{-0.113}{\text{Не выч.}}$	$\frac{+0.103}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.019}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.045}{\text{Не выч.}}$	$\frac{+0.123}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.126}{\text{Не выч.}}$			
Ортит	$\frac{-0.227}{0.446}$	$\frac{+0.093}{0.260}$	$\frac{-0.161}{0.329}$	$\frac{-0.029}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.147}{0.400}$				
Пирит	$\frac{-0.307}{0.301}$	$\frac{-0.036}{0.521}$	$\frac{-0.042}{0.142}$	$\frac{+0.256}{\text{Не выч.}}$					
Сфен	$\frac{+0.001}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.030}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.014}{\text{Не выч.}}$						
Турмалин	$\frac{+0.066}{0.142}$	$\frac{-0.127}{0.244}$							
Циркон	$\frac{-0.053}{0.383}$								

Примечание. Зона 99%-й значимости парных коэффициентов корреляции при $|r| \geq 0.354$, зона 95%-й значимости при $r \geq 0.273$.

Матрица $\frac{\text{парных } (r)}{\text{информационных } (r_i)}$ коэффициентов корреляции между содержаниями аксессуарных минералов в метагранитах кожимского гранитоидного комплекса ($n = 75$)

	Эпидот	Циркон	Флюорит	Турмалин	Сфен	Пирит	Ортит	Молибденит	Магнетит	Ильменит	Гранат
Апатит	$\frac{-0.006}{0.293}$	$\frac{-0.167}{0.336}$	$\frac{-0.078}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.015}{0.444}$	$\frac{-0.023}{0.347}$	$\frac{-0.219}{0.336}$	$\frac{+0.009}{0.486}$	$\frac{+0.012}{0.100}$	$\frac{-0.118}{0.632}$	$\frac{-0.075}{0.453}$	$\frac{-0.601}{0.238}$
Гранат	$\frac{+0.096}{0.347}$	$\frac{+0.199}{0.336}$	$\frac{-0.066}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.079}{0.453}$	$\frac{-0.337}{0.347}$	$\frac{-0.552}{0.416}$	$\frac{+0.293}{0.361}$	$\frac{-0.063}{0.385}$	$\frac{-0.024}{0.273}$	$\frac{-0.355}{0.462}$	
Ильменит	$\frac{-0.080}{0.504}$	$\frac{+0.315}{0.373}$	$\frac{-0.062}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.038}{0.238}$	$\frac{-0.044}{0.336}$	$\frac{+0.215}{0.347}$	$\frac{-0.043}{0.436}$	$\frac{-0.054}{0.273}$	$\frac{+0.008}{0.478}$		
Магнетит	$\frac{+0.011}{0.385}$	$\frac{-0.017}{0.530}$	$\frac{+0.043}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.064}{0.345}$	$\frac{-0.032}{0.425}$	$\frac{-0.060}{0.362}$	$\frac{-0.103}{0.253}$	$\frac{-0.054}{0.347}$			
Молибденит	$\frac{+0.028}{0.347}$	$\frac{+0.007}{0.310}$	$\frac{+0.221}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.164}{0.140}$	$\frac{-0.007}{0.238}$	$\frac{-0.191}{0.336}$	$\frac{-0.028}{0.230}$				
Ортит	$\frac{-0.042}{0.436}$	$\frac{+0.310}{\text{Не выч.}}$	$\frac{+0.023}{\text{Не выч.}}$	$\frac{+0.249}{0.238}$	$\frac{-0.027}{0.538}$	$\frac{+0.135}{0.624}$					
Пирит	$\frac{+0.011}{0.281}$	$\frac{-0.406}{0.574}$	$\frac{+0.036}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.035}{0.336}$	$\frac{-0.035}{0.361}$						
Сфен	$\frac{+0.449}{0.434}$	$\frac{+0.170}{0.293}$	$\frac{-0.045}{\text{Не выч.}}$	$\frac{-0.020}{0.308}$							
Турмалин	$\frac{-0.043}{0.385}$	$\frac{+0.047}{0.273}$	$\frac{-0.036}{\text{Не выч.}}$								
Флюорит	$\frac{-0.104}{\text{Не выч.}}$	$\frac{+0.001}{\text{Не выч.}}$									
Циркон	$\frac{-0.864}{0.361}$										

Примечание. Зона 99%-й значимости парных коэффициентов корреляции при $|r| \geq 0.29$, зона 95%-й значимости при $|r| \geq 0.22$.

апатитом, в) эпидот с ильменитом и цирконом, г) пирит с цирконом, д) ортит со сфеном.

В метагранитах кожимского комплекса унаследуется отрицательная связь граната и пирита ($r = -0.552$), характерная для гранитов этого же комплекса; становится незначимой положительная связь апатит—сфен, присущая гранитоидам обоих комплексов, и появляется целая гамма зависимостей, не значимых в гранитах обоих комплексов. К числу таких относятся положительные связи ортита с гранатом ($r = +0.293$) и цирконом ($r = +0.310$), отрицательные связи граната со сфеном ($r = -0.337$), ильменитом ($r = -0.355$) и апатитом ($r = -0.601$) и циркона с пиритом ($r = -0.406$) и эпидотом ($r = -0.864$). Во всех случаях 99%-я зона значимости.

Очевидно, в процессе метасоматического изменения гранитоидов происходит коренная смена акцессорных минералов, существенное «вытеснение» сфена, апатита и особенно эпидота. На место апатит—сфен—циркон—эпидотовой ассоциации, типичной для гранитов, приходят ортит—гранат—цирконовая, флюорит—молибденитовая и т. д., не говоря уже о фергюсоните и колумбите, что свидетельствует о резкой смене среды и условий минералообразования.

Корреляционный анализ в данном случае позволил отделить существенные зависимости от несущественных и наметить некоторые ассоциации акцессорных минералов, допускающие благодаря их 99%-й значимости генетическую трактовку.

МИНЕРАЛЫ, СВЯЗАННЫЕ С ЧАСТНЫМИ ОСОБЕННОСТЯМИ МАГМАТИЧЕСКОГО И МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПРОЦЕССОВ

Следует особо выделить акцессорные минералы, присутствие которых характерно для всех или почти всех изверженных пород, но лишь в пределах определенных регионов. Вероятно, наличие таких минералов определяется какими-то региональными особенностями магматических и метаморфических процессов.

Для всех пород района Мань-Хамбо, например, весьма характерно присутствие значительных количеств магнетита. Повышенные количества акцессорного магнетита зафиксированы также в гранитоидах Бадьяюского, Водораздельного и Неройско-Патокского массивов. В магматических породах всех других массивов Приполярного Урала магнетит либо встречается эпизодически, либо вообще отсутствует.

В породах Северного Тимана почти всегда хотя бы в единичных знаках отмечаются анатаз, дистен, корунд, самородные олово и свинец, не характерные или мало характерные для магматических пород Северного и Приполярного Урала (дистен и корунд на Приполярном Урале встречаются относительно часто лишь в Сальнерском и Городковском массивах).

ГЛАВА III

ОПИСАНИЕ И ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

В изверженных породах Приполярного Урала и Тимана установлено более 50 минералов, которые можно отнести к акцессорным в соответствии с принятым нами содержанием этого термина и сделанными выше оговорками.

Порядок расположения минералов при описании общепринятый: подразделение на классы производится по химическому составу (самородные элементы, сульфиды, галогениды и т. д.), внутри классов минералы расположены по структурно-химическим группам в соответствии с представлениями Х. Штрунца (1962). Формулы минералов также даются в основном по Х. Штрунцу.

Все описания минералов в принятой классификации распределяются следующим образом:

самородные элементы — золото, медь, свинец, олово, графит;
сульфиды — галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит, молибденит, пирит, марказит, висмутин, тетрадимит, тетраэдрит, арсенопирит.
галогениды — флюорит;
окислы — магнетит, хромит, корунд, гематит, ильменит, касситерит, рутил, анатаз, брукит, колумбит, фергюсонит, гаусманит;
бораты — людвицит, флюоборит, ашарит;
сульфаты — барит;
вольфраматы — шеелит, вольфрамит;
фосфаты — ксенотим, монацит, апатит, штаффелит;
силикаты: силикаты с островными тетраэдрами — гранат, циркон, торит; островные силикаты с добавочными анионами — дистен, ставролит, сфен, браунит; островные силикаты с изолированными парами тетраэдров — эпидот, ортит, родонит; кольцевые силикаты — аксинит, турмалин.

Кроме того, мы сочли необходимым дать краткую характеристику восьми вторичным минералам (гетит, лейкоксен, пиролюзит, халькозин, ковеллин, церуссит, малахит, базобисмутит), развивающимся по акцессорным. Описание этих минералов дано не в общем классификационном порядке, а для большего отенения генетических отличий выделено в специальный раздел.

Наиболее полно описаны минералы, широко распространенные и содержащиеся в относительно повышенных концентрациях, количество которых было достаточно для проведения комплекса физико-химических исследований. Для некоторых же эпизодических минералов из-за недостатка материала (единичные зерна) пришлось ограничиться лишь кратким описанием с приведением отдельных констант.

При описании минералов, кроме результатов личных исследований, использована известная авторам литература до 1967 г.

Характеризуя каждый минерал, мы старались придерживаться единой схемы описания: название, формула, распространение и взаимоотношения с породообразующими минералами, внутреннее строение, физические свойства (цвет, оптические свойства, удельный вес, твердость, хрупкость, результаты рентгеноструктурных исследований), характер включений, химический состав и элементы-микропримеси, характер вторичных изменений. В заключение дается обзор важнейших типоморфных особенностей минерала и подчеркивается их корреляционное и индикаторное значение. Для некоторых минералов проведены специальные исследования, например изучение твердости, зависимость физических свойств от химического состава и др., результаты которых также приводятся при их описании.

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Самородные элементы пользуются ограниченным распространением в магматических породах и являются эпизодическими, с очень небольшой частотой встречаемости.

С а м о р о д н о е з о л о т о — Au. Единичные знаки самородного золота обнаружены в протоловках из гранитов кожимского комплекса — Народинского и Хаталамба-Лапчинского массивов, а также в рифейских гранитах Сальнерского массива. Они представлены чешуйками размером не более 0.25 мм, золотисто-желтого цвета, с плавными очертаниями, очень ковкими, иногда несколько изогнутыми. Из других коренных источников золота как на Урале, так и на Тимане известны магматические и пневматолито-гидротермальные рудопроявления, вкрапленные и прожилково-вкрапленные рудопроявления золото-кварцево-сульфидной и золото-кварцево-арсенопиритовой формации, а также зоны пиритизации в кристаллических сланцах у контактов с гранитоидами. В. Ю. Эшкин (1965) обнаружил отдельные знаки золота и в хрусталеносных кварцевых жилах Приполярного Урала.

Интересно отметить, что в рыхлых отложениях, смываемых с Урала и Тимана, золото встречается довольно часто. Местами его концентрации достигают 3 г/м³. Обнаруженные коренные рудопроявления, за редким исключением, недостаточны для появления таких концентраций. В. Ю. Эшкин (1965), проводивший специальные исследования, пришел к выводу, что источником россыпного золота являются сульфиды кварцевых жил, в первую очередь галенит, содержащие золото в тонкодисперсном состоянии. При выветривании сульфидов происходит собирательная перекристаллизация золота и его механическая миграция в рыхлые осадки.

С а м о р о д н а я м е дь — Cu. Самородная медь в единичных знаках встречена в протоловках гранитов Водораздельного массива и скарноподобных породах в районе горы Тельпос-Из на Приполярном Урале, а также в сиенит-аплитах Большого Румяничного на Северном Тимане. Зерна меди имеют форму пластинок и проволочек красного цвета, с тусклым металлическим блеском на шероховатой поверхности. Иногда покрыты легко отскакивающим сажистым налетом.

С а м о р о д н ы й с в и н ц — Pb. Отдельные знаки самородного свинца в виде мелких (около 0.25 мм) шариков, корочек, проволочек серого цвета встречены в протоловках гранитоидов Мань-Хамбо, Водораздельного, Вангырского и Малдинского массивов, а также в пегматитах Приполярного Урала, связанных с рифейскими гранитоидами.

С а м о р о д н о е о л о в о — Sn. Самородное олово встречается почти во всех изверженных и метаморфических породах Северного Тимана в виде единичных знаков, достигая в отдельных случаях концентрации в 2 г/т. Диагностировано рентгеноструктурным методом. Оно образует правильные шарики и желвачки серебристо-белого, реже серого цвета с гладкой блестящей поверхностью. Размер шариков не превышает 0.8 мм в диаметре. Подобные образования из метаморфических пород хр. Канин изучали Б. А. Мальков, Е. М. Мельникова и И. В. Швецова (1965), которые считают их своеобразными шаровыми монокристаллами с несколько блокированной решеткой, сложенными полиморфической модификацией белого олова. Содержание олова 94.58%. Широкий набор примесей, по данным полуколичественного спектрального анализа, представлен следующими элементами: Pb — 0.5, Cu — 0.1, As — 0.05, Na — 0.5, Ni — 0.005, Co — 0.005, Sr — 0.005, Bi — 0.1, Sb — 0.2%, Mn — 0.5, Ca — 1.0, Fe — 0.5, Al — 0.5, Ag — 0.005, Si — 1.0, Mg — 0.5, Ti — 0.005%. Высокое содержание кремнезема и ряда породообразующих элементов, видимо, связано с тем, что поверхность шариков иногда покрыта корочкой кварца, от которой не всегда удается полностью избавиться при подготовке материала к анализу.

Г р а ф и т — С. Графит в виде мелких (0.001—0.003 мм) чешуек нередко встречается в гранитах Приполярного Урала. Т. К. Кожина и Н. Г. Удовкина (1965) описали чешуйки графита с рр. Яршора и Байдарата, включенные в полевые шпаты и слюды, в которых они ориентированы по спайности или приурочены к трещинкам катаклаза. В. В. Буканов обнаружил интересные полые сферические агрегаты графита в кварцевых жилах, связанных с гранитоидами кожимского комплекса.

СУЛЬФИДЫ

Г а л е н и т — PbS. Галенит на Приполярном Урале и Северном Тимане в незначительных количествах встречается довольно часто. Его среднее содержание в гранитоидах не превышает нескольких граммов на тонну, но в отдельных пробах из минерализованных зон может достигать 200 (Лапчавожский массив) и даже 2000 г/т (Малдинский массив). Для молодых кварцевых жил с сульфидной минерализацией характерно устойчиво высокое (300—400 до 6000 г/т) содержание галенита. Здесь он присутствует в ассоциации с кварцем, кальцитом, серицитом, хлоритом, баритом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, пирротином и арсенопиритом, образуя иногда интересные, с промышленной точки зрения, рудопроявления.

Цвет стально-серый, блеск металлический. Кристаллики акцессорного галенита имеют размер не более 1 мм, в жильных дериватах он повышается до 2—5 мм. Форма кристаллов исключительно кубическая, октаэдрические грани ни на одном из них не отмечены (рис. 13). Весьма характерно блоковое строение многих кристаллов с несколько непараллельной ориентировкой блоков, скелетные наросты на гранях и ребрах кристаллов, выколки по спайным плоскостям. Комбинационная штриховка на гранях обычно прямолинейная и отражает линии полицентричных, реже моноцентричных слоев роста. Иногда на гранях куба фиксируются криволинейные линии слоев роста, мало характерные для галенита. В ряде случаев была отмечена несогласная штриховка на соседних квадрантах граней, возможно, отражающая двойниковое строение кристаллов (механические полисинтетические двойники по {441}, по Григорьеву, 1958, 1961).

Кристаллы галенита иногда содержат видимые вросстки рутила, очевидно, кристаллизовавшегося одновременно с ним, и особенно часто — сфалерита.

Результаты рентгеноструктурного исследования галенита

№№ линий	Эталонная дебаграмма (Михеев, 1957)				Галенит № 656 из кварцевых жил в экоконтакте Хага- ламба-Лапчинского массива	
	<i>hkl</i>	<i>I</i>	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/m}$	<i>I</i>	$d_{\alpha/n}$
1	111 β	2	(3.790)	3.435	7	3.76
2	111	9	3.442	(3.120)	21	3.39
3	200 β	3	(3.283)	2.975	16	3.25
4	220	10	2.965	2.688	100	2.945
5	220 β	2	(2.311)	2.095	6	2.311
6	220	10	2.093	(1.897)	22	2.090
7	311 β	3	(1.966)	1.782	4	1.973
8	222 β	1	(1.883)	1.707	3	1.886
9	311	9	1.780	(1.614)	16	1.785
10	222	8	1.707	(1.548)	6	1.709
11	—	—	—	—	4	1.637
12	400	5	1.480	(1.342)	10	1.480
13	420 β	3	(1.461)	1.325	4	1.446
14	331	6	1.359	(1.231)	4	1.357
15	—	—	—	—	3	1.336
16	420	10	1.324	(1.200)	8	1.325
17	511 β , 333 β	1	(1.253)	1.136	2	1.261
18	422	8	1.209	(1.096)	4	1.209
19	511, 333	7	1.141	(1.034)	4	1.139
20	440	3	1.048	(0.950)	—	—

Примечание. Условия съемки: $\text{CuK}\alpha$, β -излучение, дифрактометр УРС-50И, скорость движения счетчика $0.5^\circ/\text{мин}$. Лаборатория минералогии Института геологии Коми филиала АН СССР, аналитик В. В. Хлыбов.

Межплоскостные расстояния на рентгенограмме галенита (табл. 25) заметно уменьшены по сравнению с эталонной (особенно четко это видно на наиболее сильных линиях), что можно объяснить изоморфным вхож-

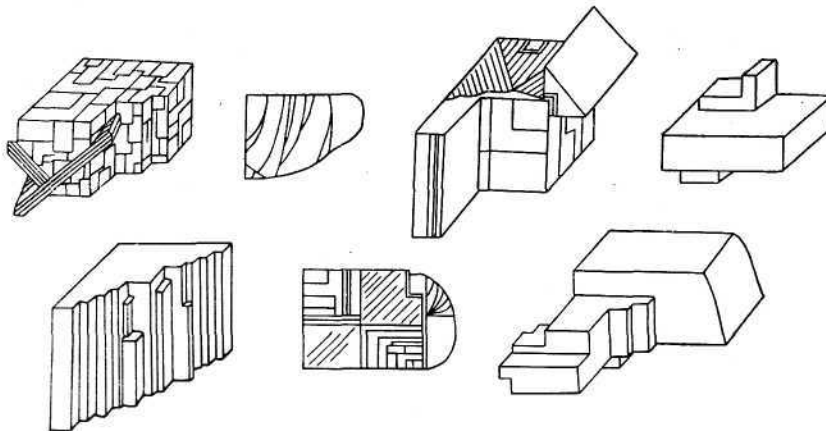


Рис. 13. Морфология кристаллов акцессорного галенита из гранитоидов Приполярного Урала.

дением Zn, замещающего Pb. Линия с $d=1.637$, не характерная для галенита, вероятно, принадлежит сфалериту, образующему мелкие вrostки в изученный галенит. Она близка к одной из наиболее интенсивных линий ($I=8$, $d=1.630$) сфалерита, отражающей плоскость {311}.

Результаты качественного и полуквантитативного спектрального анализа галенита

Места отбора и порода	N, N ₂ проб	Zn	Co	As	Be	Sb	La	Mn	Bi	Mo	Ti	Cu	Cd	Ag	Zr	Ba	Y	Ce
Рифейские																		
Малдинский массив, перматиты	290	—	—	—	+	—	—	+	+	—	+	+	—	+	—	+	—	—
Бадьяоский массив, граниты	4552	—	—	—	—	—	+	—	+	—	+	+	—	+	—	—	—	—
Лагчавожский массив, кварцевые альбитофиры	81	n	0.00n	—	0.0n	—	—	—	0.n	—	0.00n	0.0n	—	0.00n	—	—	0.00n	—
Каледоно-герцинские																		
Лагчавожский массив, гранодиориты Хаталамба-Лапчинский массив, кварцево-карбонатные жилы	4522 656	— 0.0n	— —	— 0.000n	— —	— 0.0n	— —	— —	— n	— —	— 0.00n	— n	— 0.0n	— 0.00n	— —	— —	— —	— 0.0n

Примечание. + — слабые линии, ++ — средние линии, +++ — сильные линии. Лаборатория минералогии Института геологии Коми филиала АН СССР, аналитики Т. И. Иванова и Г. Е. Юшкова.

По данным спектральных анализов (табл. 26) в галените постоянно присутствуют в качестве примесей Bi, Ti, Cu, Ag, довольно часто отмечаются Be, Cd, Sb, Mn, реже Co, As, La, Mo, Zr, Ba, Y, Ce. Цинк характерен для галенитов кварцевых и кварцево-карбонатных жил, в аксессуарном галените из гранитоидов он не обнаружен.

По поверхности кристаллов галенита иногда развиваются тонкие пленочки англезита.

Сфалерит — ZnS. Сфалерит в единичных знаках обнаруживается во всех типах пород как на Урале, так и на Тимане, но ни для одного из них не является характерным аксессуарным минералом. Несколько повышено (до 10 г/т) его содержание в кварцевых порфирах Мань-Хамбо.

Наиболее высокие концентрации сфалерита характерны для кварцевых жил, особенно связанных с каледоно(?)-герцинскими гранитоидами, в которых он нередко образует заслуживающие внимания рудопроявления. Здесь сфалерит встречается в парагенезисе с галенитом, халькопиритом, пиритом и из нерудных минералов — с кварцем, кальцитом, гранатом, хлоритом. Из вторичных минералов отмечены церуссит и смитсонит.

Довольно значительное рудопроявление сфалерита обнаружено в северной части массива Мань-Хамбо, во вмещающих его измененных альбитизированных кварцитах, где он представлен

как черной, так и бесцветной разновидностями (Голдин, 1965). Светлоокрашенный сфалерит заполняет центральные части прожилков, по альбандам их развиваются альбит, хлорит, кальцит, родохрозит, доломит, минералы ряда штольцит—вульфенит, кварц, реже магнетит. В ассоциации с темноокрашенным сфалеритом наблюдаются молибденит, гранат (альмандин), гастингсит, магнетит и апатит. Повышенные содержания сфалерита отмечены также среди кварцево-сланцевых в области экзоконтакта Кожимского гранитного массива (Фишман, Голдин, 1963), где он образует жилы и прожилки до 5 см.

В гранитоидах аксессуарный сфалерит образует неправильной формы зерна, реже тетраэдрические и еще реже кубические, плохо ограненные кристаллики. Довольно часто идиоморфные зерна размером до 10 мм встречаются и в альбитизированных кварцитах. В кварцевых жилах сфалерит образует сплошные зернистые вкрапления неправильной формы или содержится в виде мелких пойкилитовых включений в галените и халькопирите, а сам в свою очередь содержит эмульсионные включения халькопирита.

Окраска как аксессуарного сфалерита, так и сфалерита рудопроявлений самая разнообразная и нередко варьирует в пределах одного штуфа. Встречены зерна бесцветного прозрачного сфалерита, зеленого, желтого, буровато-желтого, коричневого, темно-красного, черного. Блеск алмазный, жирный.

Сфалерит очень хрупок, с раковистым изломом и совершенной спайностью по $\{110\}$, плоскостями которой обычно и ограничены его зерна в протолочках.

Спектральным анализом в сфалерите обнаружены элементы-микропримеси: Mn (менее 0.2%), Co, Cu, Pb, Cd, Ba (менее 0.02%), реже Bi (менее 0.2%).

Пирротин — Fe_1S_{1+x} . Как аксессуарный минерал пирротин встречается в гранодиоритах Лапчавожского массива и лампрофитах Северного Тимана в виде единичных знаков. Более обычен в древних (рифейских) пегматитах и герцинских кварцевых жилах. В последних его содержание достигает примерно 1000 г/т. Он встречается в парагенезисе с халькопиритом, галенитом, пиритом, марказитом, молибденитом, сфалеритом, ильменитом, кварцем, кальцитом, эпидотом, хлоритом, цирконом и флюоритом. Довольно часто отмечается в диабазах и мраморах экзоконтактов гранитоидных массивов сальнерско-маньхамбовского комплекса.

В кварцевых жилах пирротин встречается в виде зернистых агрегатов, образующих сплошные массы или в виде вкраплеников. В гранодиоритах он часто представлен в виде хорошо ограненных кристалликов размером 0.5—1 мм.

Кристаллы обычно пирамидальные и асимметричные дипирамидальные. В их огранке принимают участие грани гексагональной дипирамиды $\{20\bar{2}1\}$ и пинакоида $\{0001\}$, иногда отмечаются узенькие грани дипирамиды $\{10\bar{1}1\}$ (рис. 14). Реже встречаются таблитчатые кристаллы по $\{0001\}$ с боковыми гранями гексагональной призмы $\{10\bar{1}0\}$. Грани

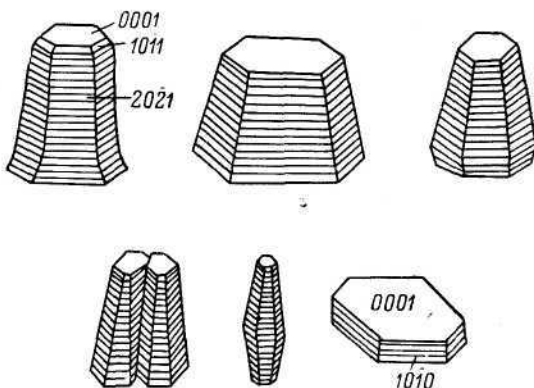


Рис. 14. Морфология кристаллов аксессуарного пирротина.

дипирамид и призмы всегда покрыты частой комбинационной штриховкой, параллельной ребру (2021) : (0001), иногда очень слабая линейная штриховка фиксируется и на грани пинакоида, особенно у таблитчатых кристаллов. Она также параллельна ребру (2021) : (0001) или (1010) : (0001).

Цвет пирротина в сплошных зернистых массах темный, бронзово-желтый, блеск металлический. Обычно бурая побежалость. Довольно хрупкий, с хорошо выраженной отдельностью по третьему пинакoidу и очень несовершенной спайностью по {1010}.

Пирротин из кальций-магнийсодержащих пород в экзоконтактных частях гранитоидных массивов сальнерско-маньхамбовского комплекса, ассоциирующий с пиритом, сильно ферромагнитен и относится к β -пирротину. Такие разности по Д. Кискирас (Kiskyras, 1950) и Т. Нагата (Nagata, 1961) характеризуются повышенным содержанием серы и пределами $0.1 < x < 0.14$ в формуле Fe_1S_{1+x} .

В то же время пирротин из кварцевых жил, связанных с гранитоидами кожимского комплекса, ассоциирует с халькопиритом и характеризуется парамагнитностью или очень слабой ферромагнитностью. Он является антиферромагнитным α -пирротинном с $0 < x < 0.1$ и образуется по Д. Кискирас (Kiskyras, 1950) в условиях высоких температур и давлений (пирротины любого состава при температуре выше $320^\circ C$ становятся парамагнетиками).

Х а л ь к о п и р и т — $CuFeS$. Халькопирит наиболее характерен для пород доордовикского эффузивного комплекса Приполярного Урала, где часто присутствует в количестве нескольких сотен граммов на тонну. В гранитоидах встречается в единичных знаках, причем заметно чаще в молодых, каледоно(?)—герцинских. На Северном Тимане единичные знаки халькопирита отмечены в сиенит-аплитах, габброидах и лампрофирах.

Резко повышено содержание халькопирита в каледоно(?)—герцинских кварцевых жилах и метадиабазах (до 1000 г/т). В кварцевых жилах, например, известен целый ряд заслуживающих внимания рудопроявлений, в которых халькопирит встречается в парагенезисе с пирротинном, галенитом, пиритом, марказитом, молибденитом, сфалеритом, ильменитом и валлериитом. Жильные минералы — кварц, кальцит, эпидот, хлорит, циркон, флюорит; вторичные — малахит, азурит, ковеллин, гетит.

Акцессорный халькопирит магматических пород имеет преимущественно форму неправильных зерен или зернистых вкрапленников размером 0.01—0.6 мм. В кварцевых жилах вкрапленность халькопирита либо равномерная, либо кучная, гнездоподобная с размером выделений от долей миллиметра до 5 мм. Встречаются тонкозернистые эмульсиевидные выделения, содержащие включения кварца. Часто можно заметить, как по трещинкам халькопирит замещается гетитом.

Цвет халькопирита латуно-желтый, поверхность многих зерен покрыта пестрой побежалостью. Блеск металлический. Рентгенограмма полностью идентична эталонной.

Спектральным анализом обнаружены следующие элементы-примеси: в сотых долях процента — Pb, Zn, Co, в тысячных — Ni, Ti, в стотысячных — Ag и следы Bi, Mo, V.

М о л и б д е н и т — MoS_2 . Молибденит — широко распространенный акцессорный минерал магматических пород. Он встречается в единичных знаках почти во всех породах региона и особенно часто в гранитоидах кожимского комплекса Урала. Повышенные, значимые содержания его зафиксированы в метагранитах Мань-Хамбо на Северном Урале (до 39 г/т, среднее 2 г/т) и в гранит-аплитах Большого Румяничного на Северном

Тимане (до 679 г/т, среднее 102 г/т). В кварцевых жилах Торговского месторождения он достигает промышленных концентраций (Фишман и др., 1960).

Размер чешуек молибденита от 0.1 до 2—3 мм и иногда несколько крупнее. Цвет их стально-серый или серебристо-серый, блеск металлический.

Чешуйки молибденита обычно имеют неправильную листоватую форму, но довольно часто, особенно в тиманских гранит-аплитах, встречаются очень хорошо ограниченные таблитчатые гексагональные кристаллики.

Кристаллы таблитчатые по $\{0001\}$, боковые грани кажутся призматическими, но на самом деле они представлены полисинтетическими очень узенькими гранями дигипирамиды $\{10\bar{1}5\}$, проявляющимися в виде густой горизонтальной комбинационной штриховки (рис. 15, а). Пинакоидальные

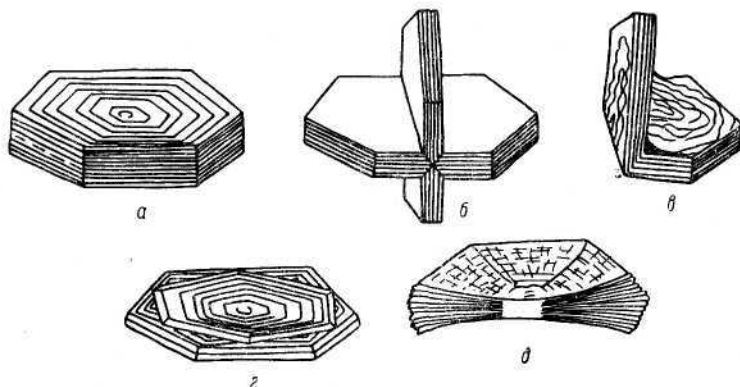


Рис. 15. Морфология кристаллов акцессорного молибденита.

грани также густо иштрихованы концентрической штриховкой, параллельной ребрам $(0001) : (10\bar{1}5)$, либо несут криволинейные границы слоев роста. Неоднократно встречались в пробах тиманского молибденита двойникоподобные сростки молибденита двух типов, которые, к сожалению, из-за очень малой величины не удалось исследовать гониометрически.

Первый тип (рис. 15, б, в) — сростки с плоскостью срастания $\{01\bar{1}0\}$ и осью поворота $[01\bar{1}0]$, угол между пластинками около 90° . Вероятно, эти сростки являются настоящими двойниками по $\{01\bar{1}0\}$, хотя в литературе они и не описаны.

Сростки второго типа (рис. 15, г) имеют плоскостью срастания грань пинакоида $\{0001\}$ и повернуты по оси $[0001]$ на угол около 30° один относительно другого. Они встречаются реже, и у нас нет уверенности в том, являются ли эти сростки закономерными, но довольно точный и выдержанный угол поворота заставляет относиться к ним более внимательно.

О подобных двойниках упоминает В. В. Степанов (1962), который вслед за И. И. Шафрановским считает, что двойниковой осью является направление, отвечающее ребру между гранями $(21\bar{3}0)$ и (0001) .

Часто встречаются изогнутые в результате каких-то деформаций пластинки и расщепленные кристаллы (рис. 15, д) в виде двулистика, дающие начало розеткам.

Рентгеноструктурный анализ молибденита показывает, что главными линиями на его рентгенограммах являются $d=2.257$ ($I=34$), $d=2.042$ ($I=100$), $d=1.697$ ($I=25$), $d=1.532$ ($I=80$), которые хорошо сходятся с эталонными данными. В полированных шлифах измерялась твердость молибденита с помощью микротвердометра ПМТ-3 (табл. 27).

Результаты измерения твердости молибденита из кварцевых жил

Район	№№ образцов	Количество измерений	Колебания твердости, кг/мм ²	Средняя твердость, кг/мм ²	Твердость в пересчете на шкалу Мооса	Класс твердости по Хрущову
Истоки р. Торговой.	23-I	20	23.0—73.4	41.8	4.8	2.4
	27-I	20	16.6—43.7	27.2	4.6	2.1
	II-III	20	16.6—54.9	31.9	4.7	2.3
Среднее течение р. Балбан-ю.	32	20	23.9—89.8	41.5	4.8	2.4
	31	20	18.3—53.1	31.8	4.7	2.3
Среднее				34.9	4.7	2.3

Сведений по количественной оценке твердости молибденита в рассмотренной нами литературе нет и сравнить полученные данные не с чем. Отмечено, что твердость, измеренная вдавливанием, несколько выше твердости, измеренной царапанием. Даже при малых нагрузках отпечатки алмазной пирамиды окружены многочисленными трещинками, следовательно молибденит относится к весьма хрупким минералам (1 балл по шкале Дмитриева).

По данным спектральных анализов (табл. 28), молибденит беден микроэлементами. В сотых, тысячных и десятитысячных долях процента в нем иногда присутствуют Mn, Pb, Ti, Ba, Nb, Cu, Sc, Ag, Be, Sn, Bi. Обращает на себя внимание заметное повышение в молибдените из Лапчавожского массива содержания свинца и появление в нем ниобия и висутона. Молибденит из лампрофиров Тимана содержит скандий и бериллий, не характерные для молибденита из других пород.

В качестве вторичного продукта по молибдениту иногда развивается молибдит.

П и р и т — FeS₂. Широко распространенный аксессуарный минерал, встречающийся во всех типах пород изученных регионов, но содержание его подвержено значительным колебаниям. Так, на Северном и Приполярном Урале диабазы и порфиры рифейского эффузивного комплекса содержат пирит в количестве 2—4 тыс. г/т, а кварцевые порфиры — значительно меньше — около 200 г/т. Среди пород Парнукского габбро-диоритового интрузивного комплекса сравнительно высоким (63 г/т) содержанием пирита характеризуются габбро и габбро-диабазы, в то время как в перидотитах и кварцевых диоритах его среднее содержание не превышает нескольких граммов на тонну. Что касается гранитоидов, то в рифейских содержания пирита заметно выше, чем в каледоно(?)герцинских. Высокие содержания пирита (десятки, сотни и тысячи граммов на тонну) зафиксированы в кварцевых жилах, а также в метасоматитах каледоно(?)герцинского возраста, особенно в метадиабазам.

На Северном Тимане наибольшие количества пирита (сотни граммов на тонну) характерны для альбитизированных гранитоидов и гранит-аплитов, во всех других породах его среднее содержание не превышает 15 г/т.

Из протоколов магматических пород пирит обычно выделяется в виде правильных, хорошо ограненных кристаллов. Размер кристаллов колеблется в широких пределах: от 0.05 до 2.00 мм по грани куба, но средний размер более или менее выдержан для каждого типа пород. Так, кристаллы пирита из гранитоидов имеют среднюю величину в различных

Результаты полуколичественных спектральных анализов молибденита

Массив и порода	№№ проб	Mn	Pb	Ti	Ba	Nb	Bi	Cu	Sc	Ag	P	Be	Sn
Кожимский гранитоидный комплекс													
Народинский (гранит)	1126	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Неройско-Патокский (гранит)	1592	0.00n	—	0.00n	0.0n	—	—	—	—	—	—	—	—
Вангырский (гранит)	1138-б	0.000n	0.00n	0.00n	0.00n	—	—	—	—	—	—	—	—
Хаталамба-Лапчинский (гранит)	96	+	—	++	+	—	—	+	—	—	—	—	—
Лапчавожский (гранодиорит)	22-а	—	n	0.0n	—	0.00n	n	0.00n	—	—	—	—	—
То же	1522-а	++	+++	++++	++	+	+++	++	—	++	—	—	—
Комплекс щелочных габброидов													
Тиман (лампрофиты)	16	0.00n	—	0.n	0.00n	0.00 n	—	0.00n	0.000n	—	0.0n	0.0000n	—
Щелочной комплекс													
Тиман (сиенит-анлиты)	16/64	0.00n	0.00n	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.000n

Примечание. + — слабые линии, ++ — средние линии, +++ — сильные линии. Лаборатория минералогии Института геологии Коми филиала АН СССР, аналитики Г. Е. Юшкова и Т. И. Иванова.

массивах 0.18—0.25 мм. В сиенитах пирит несколько крупнее — 0.38 мм, в лампрофирах — 0.45 мм. Значительно повышается размер кристаллов в метагранитах кожимского комплекса, развивающихся в результате щелочного метасоматоза по гранитам, — здесь средний размер кристаллов составляет 0.60 мм. Крупные кристаллы пирита со средним размером 0.75 мм характерны для кварцевых и кварц-карбонатных жил.

Облик кристаллов изометричный (кубический) и анизометричный (параллелепипедальный), причем в каждой пробе присутствуют кристаллы того и другого облика с некоторым преобладанием одного из них, чаще последнего.

Габитус довольно различен (рис. 16). Чаще всего кристаллы имеют кубический габитус. Они либо огранены гранями куба {100}, либо по ребрам усложнены узенькими гранями пентагондодекаэдра {210}, а вершины притуплены треугольными гранями октаэдра {111}. Этим небольшим списком и ограничиваются простые формы, принимающие участие в огранке изученных кристаллов пирита. Различная степень развития граней этих форм обуславливает появление и других габитусов: пентагондодекаэдрического и так называемого икосаэдрического (комбинация октаэдра с пентагондодекаэдром).

Грани кристаллов обычно покрыты характерной для пирита комбинационной штриховкой. На гранях куба {111} штриховка параллельна [011], на {210} || [001], на других при увеличении до 100 раз она не фиксируется. Кристаллы кубического габитуса, не усложненные дополнительными гранями, несут обычно очень тонкую частую штриховку, а нередко даже являются совершенно гладкими. На гранях кристаллов более сложной формы штрихи обычно крупные, рельефные, но распределены редко и неравномерно.

Грани кристаллов, помимо штриховки, иногда несут гранные отпечатки других индивидов пирита и прочих минералов, обычно кварца. Встречаются кристаллы с изъеденными, ячеистыми гранями. Для кубических кристаллов иногда характерны субиндивиды на гранях, придающие кристаллам скелетную форму.

Цвет пирита на свежих гранях латуно-желтый, при окислении появляются радужные пленки и сгущается буроватый оттенок. Блеск сильный металлический. Твердость пирита на грани куба колеблется от 876 до 1794 кг/мм², составляя в среднем 1160 кг/мм².

Данные по морфологии и физическим свойствам пирита суммированы в табл. 29.

Межплоскостные расстояния пирита, по данным рентгеноструктурного анализа, сходны с расстояниями эталонной рентгенограммы.

По данным спектрального анализа пириты имеют довольно сложный состав микроэлементов (табл. 30). Постоянно во всех пробах в количестве от тысячных до десятых долей процента присутствуют Ni, Co, Ti, Cu, Mn, Zr, Ba.

Весьма характерны вторичные изменения пирита и в первую очередь его лимонитизация. Она начинается с поверхности кристалла. Грани покрываются тоненькой бурой блестящей лимонитовой корочкой, которая постепенно утолщается.

Прожилки лимонита от корочки проникают по тончайшим трещинкам глубоко в тело кристалла, сеть их сгущается и в конце концов весь кристалл превращается в псевдоморфозу лимонита по пириту. Интересно отметить, что лимонитовая корочка толще на гранях октаэдра и пентагондодекаэдра, чем на гранях куба. Видимо, в этом направлении скорость окисления значительно выше. Заметного изменения в составе микроэлементов при лимонитизации пирита не происходит. В лимонитовых псевдоморфозах лишь несколько уменьшается содержание Bi, Mo, V, но увели-

Морфология и физические свойства пиритов Приполярного Урала и Тимана

Массив	Порода	Габитус кристаллов	Комбинация простых форм	Облик кристаллов
Сальнерско-маньхамбовский гранит-гранодиоритовый комплекс				
Мань-Хамбо.	Граниты.	Кубический.	{100}, очень редко с {111}.	Параллелепипедальный, реже кубический.
Мань-Хамбо.	Метаграниты.	Кубический и пентагондодекаэдрический, иногда кубооктаэдрический.	Главные грани {100}, второстепенные, но сильнее развитые, чем в гранитах {111} и {210}.	Параллелепипедальный, реже изометричный.
Малдинский.	Граниты.	Кубический.	{100}	Параллелепипедальный, таблитчатый, изометричный.
Яротский.	Граниты.	Кубический.	{100}	Изометричный.
Кожимский гранитоидный комплекс				
Хаталамба-Лапчинский.	Граниты.	Кубический и кубооктаэдрический.	{100} — главная, {111} — второстепенная.	Изометричный и параллелепипедальный.
Народинский.	»	Кубический, реже кубооктаэдрический.	То же.	Параллелепипедальный.
Лапчавожский.	Гранодиориты.	Кубический, реже кубооктаэдрический и пентагондодекаэдрический.	{100}, {111} {210}	Изометричный, несколько уплощенный, реже параллелепипедальный.
Николайшорский.	Граниты.	Кубический и кубооктаэдрический	Главные {100} и {111}, второстепенная — {210}.	Изометричный и параллелепипедальный.

Массив	Порода	Габитус кристаллов	Комбинации простых форм	Облик кристаллов
Парнуковский габбро-диоритовый комплекс				
Парнуковский.	Кварцевые диориты.	Кубический и кубооктаэдрический.	Главная {100}, второстепенные {111} и {210}.	Изометричный и параллелепедальный.
Щелочной комплекс Тимана				
Крайний Камешек и Большой Румяничный.	Сиениты.	Кубический и кубооктаэдрический.	{100}, {111}	Изометричный.
Крайний Камешек.	Субщелочные граниты.	Постепенный переход от кубического через кубооктаэдрический и пентагондодекаэдрический к икосаэдрическому	{100}, {111}, {210}	Изометричный и параллелепедальный.
Комплекс щелочных габброидов Тимана				
Большой Румяничный.	Лампрофиры.	Кубический, кубооктаэдрический, пентагондодекаэдрический.	{100}, {111} {210}	Изометричный, реже параллелепедальный.
Кварцевые и кварц-карбонатные жилы Приполярного Урала.		Кубический и кубооктаэдрический.	Главные {100} и {111}, второстепенная {210}.	Параллелепедальный, реже изометричный.

Таблица 29 (продолжение)

Массив	Характер граней	Размер кристаллов, мм	Цвет кристаллов	Примечание
Сальнерско-маньхамбовский гранит-гранодиоритовый комплекс				
Мань-Хамбо.	Грани гладкие, реже с тонкой, едва заметной штриховкой.	$\frac{0.08-0.05}{0.25}$	Темно-бурый до черного.	Кристаллы сильно лимонитизированы. Характерны сложной формы параллельные сростки.
Мань-Хамбо.	Грани зеркально гладкие, с редкой, но очень рельефной комбинационной штриховкой.	$\frac{0.08-1.10}{0.60}$	Латунно-желтый, светлый, иногда с желтовато-бурой побегалостью.	Форма кристаллов очень правильная.
Малдинский.	Грани покрыты тонкой красно-бурой пленочкой, на которой заметны следы тонкой комбинационной штриховки.	$\frac{0.10-0.25}{0.20}$	Латунно-желтый, у лимонитизированных — темно-бурый.	Некоторые кристаллы лимонитизированы, но не очень сильно.
Яротский.	Грани гладкие, без штриховки.	$\frac{0.25-0.50}{0.38}$	Буровато-черный.	Кристаллы полностью лимонитизированы. Ребра закруглены, возможно, в результате псевдоморфизации.
Кожимский гранитоидный комплекс				
Хаталамба-Лапчинский.	Грани покрыты плотной блестящей лимонитовой корочкой, на которой слабо заметна тонкая комбинационная штриховка.	0.18	На поверхности красно-бурый, в изломе буровато-черный.	Кристаллы полностью псевдоморфизованы лимонитом.
Народинский.	Грани иногда покрыты пленками лимонита, штриховка тонкая, четкая, иногда отмечаются параллельные наросты на гранях.	$\frac{0.12-0.30}{0.20}$	Латунно-желтый, у лимонитизированных — красно-бурый.	Форма кристаллов нередко искаженная вследствие неравномерного развития граней, иногда встречаются простые параллельные сростки.
Лапчавожский.	Штриховка как редкая, так и частая, но всегда очень четкая. Иногда отмечаются гранные наросты и отпечатки зерен и кварца. Иногда в виде пятен на гранях развивается очень тонкая красно-бурая пленочка.	$\frac{0.25-1.00}{0.40}$	Латунно-желтый.	В гибридных породах приконтактной зоны массива кристаллы пирита, имея тот же габитус, совершенно не несут штриховки — грани их зеркально гладкие, блестящие.
Николайшорский.	Грани покрыты тонкой бурой корочкой, легко отскакивающей. Штриховка четкая.	$\frac{0.18-0.40}{0.25}$	Латунно-желтый, реже красновато-бурый.	

Массив	Характер граней	Размер кристаллов, мм	Цвет кристаллов	Примечание
Парнукский габбро-диоритовый комплекс				
Парнукский.	Штриховка резкая, но редкая. Грани всегда покрыты лимонитовой блестящей корочкой толщиной в сотые доли миллиметра.	$\frac{0.05-0.25}{0.18}$	С поверхности красно-бурый, в изломе латунино-желтый.	Форма кристаллов часто неправильная вследствие неравномерного развития граней.
Щелочной комплекс Тимана				
Крайний Камешек и Большой Румяничный.	Комбинационная штриховка очень четкая.	$\frac{0.30-0.50}{0.40}$	Латунино-желтый.	Содержание всех морфологических типов кристаллов примерно одинаково.
Крайний Камешек.	Грани гладкие, реже с грубой рельефной штриховкой с неравными интервалами между штрихами. Иногда покрыты тонкой лимонитовой корочкой.	$\frac{0.25-0.38}{0.32}$	» »	
Комплекс щелочных габброидов Тимана				
Большой Румяничный.	Грани покрыты редкой, но четкой штриховкой.	$\frac{0.30-0.50}{0.45}$	Латунино-желтый, иногда красно-бурый.	Иногда кристаллы несколько лимонитизированы.
Кварцевые и кварц-карбонатные жилы Приполярного Урала.	Грани неровные, с отпечатками граней других кристаллов, с грубой редкой, не очень четкой, как бы занозистой штриховкой. Иногда грани блокированы.	$\frac{0.45-2.00}{0.75}$	Латунино-желтый, иногда с буроватой побелалостью.	Кристаллы часто неправильные вследствие неравномерного развития граней.

Примечание. Здесь и в табл. 32, 49 и 53 в графе «Размер кристаллов» в числителе показаны пределы колебаний, в знаменателе — средние значения.

Аццессорные элементы в пиритах

Район, массив	Порода	№№ проб	Mn	Ni	Co	Ti	V	Mo	Zr	Nb
Мань-Хамбо.	Диабаз.	1817-а	0,00n	0,00n	0,0n	0,00n	—	—	Сл.	—
	Амфиболит.	1345-1X	0,0n	0,00n	0,0n	0,0n	0,00n	—	0,00n	—
	»	1719-д	0,0n	0,00n	0,0n	0,0n	—	0,00n	0,00n	—
	Амфиболизированное габбро.	1103	0,0n	0,0n	0,0n	0,0n	0,00n	0,00n	0,00n	0,0n
	Габбро.	134	0,0n	0,0n	0,0n	0,0n	—	—	0,00n	—
	»	1304-б	0,0n	0,00n	0,0n	0,0n	0,00n	—	0,00n	—
	Кварцевый диорит.	556-б	0,0n	0,00n	0,00n	0,0n	0,00n	—	0,00n	—
	Гранит.	1119	0,0n	0,00n	0,0n	0,0n	0,00n	0,00n	—	—
	»	576-а	0,00n	0,00n	0,00n	0,0n	—	—	0,00n	—
	»	1525	0,00n	0,00n	0,0n	0,0n	0,00n	—	0,00n	—
	»	1028	0,00n	0,00n	0,0n	0,0n	0,00n	—	0,00n	—
	»	1028 *	0,0n	0,00n	0,0n	0,0n	0,00n	—	0,00n	—
	»	7	0,00n	0,00n	0,00n	0,0n	0,00n	—	0,00n	—
	»	1036	0,0n	0,00n	0,00n	0,0n	0,00n	0,00n	0,00n	—
	»	1513	0,0n	0,00n	0,00n	0,0n	0,00n	0,00n	0,0n	—
	»	1311	0,0n	—	0,0n	0,0n	—	0,00n	0,00n	0,00n
	»	106	0,0n	0,00n	0,0n	0,0n	—	0,00n	0,00n	0,00n
	Метагранит.	529-а	0,0n	0,0n	0,0n	0,0n	0,00n	0,00n	0,0n	0,0n
	»	1566-у	0,0n	0,00n	0,00n	0,0n	0,00n	0,00n	0,00n	0,00n
	»	1539-б	0,00n	0,00n	0,0n	0,0n	0,00n	0,0n	—	—
»	1126-у	0,0n	0,00n	0,0n	0,0n	0,00n	0,0n	—	—	
»	1069-б	0,0n	0,00n	0,0n	0,0n	0,00n	0,00n	0,0n	—	
»	1345-9-б	0,0n	0,00n	0,0n	0,0n	—	0,00n	0,0n	0,00n	

Район, массив	Порода	№№ проб	Be	Cu	Pb	Ag	Sb	Bi	As	Zn
Мань-Хамбо.	Диабаз.	1817-а	—	0.00n	—	—	—	—	0.0n	0.00n
	Амфиболит.	1345-IX	—	0.00n	0.00n	—	—	0.00n	—	—
	»	1719-д	—	0.00n	0.0n	—	0.00n	0.00n	0.0n	—
	Амфиболитизированное габбро.	1103	—	0.0n	—	—	—	—	—	—
	Габбро.	134	—	0.0n	—	—	—	—	0.0n	—
	»	1304-б	—	0.00n	—	—	—	—	0.0n	—
	Кварцевый диорит.	556-б	—	0.0n	—	0.000n	—	—	—	0.00n
	Гранит.	1119	0.0000n	0.0n	0.0n	0.000n	—	—	—	0.00n
	»	576-а	—	0.00n	—	—	—	—	—	0.00n
	»	1525	—	0.00n	—	—	—	—	—	0.00n
	»	1028	—	0.00n	—	—	—	—	—	0.00n
	»	1028 *	—	0.0n	0.00n	0.000n	—	—	—	0.00n
	»	7	—	0.00n	—	—	—	—	—	0.00n
	»	1036	0.0000n	0.0n	0.0n	—	—	0.00n	—	0.00n
	»	1513	0.0000n	0.0n	0.00n	—	—	0.00n	—	0.00n
	»	1311	0.000n	0.00n	0.0n	—	—	0.00n	Сл.	—
	»	106	0.00n	0.00n	0.0n	—	—	—	—	0.00n
	Метагранит.	529-а	0.00n	0.00n	0.00n	—	—	—	—	—
	»	1566-у	0.000n	0.0n	0.00n	—	—	0.0n	—	0.00n
	»	1539-б	—	0.00n	0.00n	0.000n	—	0.00n	—	0.00n
»	1126-у	0.0000n	0.0n	0.0n	0.000n	—	—	—	0.00n	
»	1069-б	0.00n	0.0n	0.0n	0.000n	—	—	—	0.00n	
»	1345-9-б	0.000n	0.00n	0.00n	—	—	0.00n	—	—	

Таблица 30 (продолжение)

7 М. В. Филиппов и др.

Район, массив	Порода	№№ проб	Ce	Sn	Ga	Y	La	Ba	Li	
Мань-Хамбо.	Диабаз.	1817-а	—	—	—	—	—	0.00n	—	
	Амфиболит.	1345-IX	—	—	—	0.00n	—	0.0n	—	
	»	1719-д	—	—	—	—	—	0.00n	—	
	Амфиболитизированное бро. габ-	1103	—	—	—	—	—	0.00n	—	
	Габбро.	134	—	—	—	—	—	0.00n	—	
	»	1304-б	—	—	—	—	—	0.0n	—	
	Кварцевый диорит.	556-б	—	—	—	—	—	0.0n	—	
	Гранит.	1119	0.0n	—	—	—	0.00n	0.00n	—	
	»	576-а	—	0.0n	—	—	—	0.00n	—	
	»	1525	—	—	—	—	—	0.00n	—	
	»	1028	—	—	—	—	—	0.00n	—	
	»	1028 *	—	—	—	—	—	0.00n	—	
	»	7	—	—	—	—	—	—	—	
	»	1036	—	—	—	—	—	0.00n	—	
	»	1513	—	—	—	—	—	0.00n	—	
	»	1311	—	—	—	—	—	0.00n	—	
	»	106	—	—	—	—	0.00n	0.0n	—	
	Метагранит.	529-а	—	—	—	—	0.0n	—	0.00n	0.0n
	»	1566-у	—	—	—	—	0.00n	—	0.00n	—
	»	1539-б	—	—	—	—	—	—	0.00n	—
»	1126-у	—	—	—	—	—	—	0.00n	—	
»	1069-б	—	—	—	—	0.0n	—	0.00n	—	
»	1345-9-б	—	—	—	—	0.00n	—	0.0n	—	

Район, массив	Порода	№№ проб	Mn	Ni	Co	Ti	V	Mo	Zr	Nb
Мань-Хамбо.	Метагранит.	1870-в	0.0n	—	0.0n	0.0n	—	0.00n	0.00n	—
	»	1446-а	0.0n	0.00n	0.0n	0.00n	—	0.00n	0.00n	—
	»	1337	0.0n	—	0.0n	0.00n	—	—	0.00n	—
	»	1347-4	0.0n	0.00n	0.0n	—	—	—	0.0n	0.00n
	»	1745	0.0n	0.00n	0.0n	0.00n	—	—	0.00n	—
	Аплит.	1794	0.0n	0.00n	0.0n	0.0n	—	0.00n	0.00n	—
	Кварцит.	1385-в	0.00n	—	0.00n	0.0n	—	—	0.00n	—
	»	1887-е	0.0n	0.00n	0.0n	0.0n	—	0.00n	0.00n	—
	»	1290	0.0n	0.0n	0.00n	0.0n	—	—	0.00n	—
	»	1884	0.00n	—	0.0n	0.0n	—	—	Сл.	—
Парнукский.	Конгломераты.	725-г	0.000n	0.0n	0.0n	0.00n	—	0.0n	—	—
	Кварцевый порфир.	677-а	0.0n	0.0n	0.0n	0.0n	—	0.00n	—	—
	Гранит.	677	0.0n	0.0n	0.0n	0.0n	0.00n	—	—	—
Сальнерский.	Кварцевый диорит.	746-в	0.00n	0.0n	0.0n	0.0n	0.00n	0.00n	0.00n	—
	Гранит.	522-а	0.000n	0.00n	0.0n	0.00n	0.00n	0.00n	—	—
	»	516-б	0.00n	0.00n	—	0.00n	—	0.0n	—	0.0n
Баный.	»	757	0.000n	—	0.00n	0.00n	—	0.0n	—	—
	»	681	0.0n	0.00n	0.0n	0.0n	0.00n	0.00n	0.00n	—
	»	692-б	0.0n	0.0n	0.0n	0.0n	—	—	0.00n	—
Истоки Мань-Хобе-ю (малые тела).	Метагранит.	602-в	0.0n	—	0.00n	0.0n	—	0.00n	0.00n	—
	»	602-г	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	—
	»	603-а	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	—
Вангырский. Маньхобеюский.	Кварцевый диорит.	764-а	Сл.	0.0n	0.0n	0.00n	Сл.	Сл.	—	—
	Гранодиорит.	648-а	0.0n	0.00n	0.0n	0.0n	0.00n	—	0.00n	—

Таблица 30 (продолжение)

Район, массив	Порода	№№ проб	Be	Cu	Pb	Ag	Sb	Bi	As	Zn
Мань-Хамбо.	Метагранит.	1870-в	0.00n	0.00n	0.00n	—	—	0.00n	0.0n	—
	»	1446-а	0.000n	—	0.00n	—	—	0.0n	—	0.00n
	»	1337	0.0000n	0.00n	0.0n	—	—	0.0n	—	0.0n
	»	1347-4	0.00n	0.00n	0.00n	—	—	0.0n	—	0.00n
	»	1745	0.000n	0.0n	0.0n	—	—	0.00n	0.0n	0.00n
	Аплит.	1794	0.00n	0.0n	0.0n	0.000n	—	—	0.0n	0.00n
	Кварцит.	1385-в	—	0.00n	—	—	—	—	0.0n	—
	»	1887-е	—	0.00n	0.0n	—	—	0.0n	0.0n	0.0n
	»	1290	—	0.0n	—	—	—	—	—	—
	»	1884	—	0.00n	—	—	—	—	—	—
Парнукский.	Конгломераты.	1884	—	0.00n	—	—	—	—	—	—
	Кварцевый порфир.	725-г	—	0.0n	—	—	—	—	0.0n	—
	Гранит.	677-а	—	—	—	—	—	—	—	—
Сальнерский.	»	677	—	0.0n	—	—	—	—	0.0n	—
	Кварцевый диорит.	746-в	—	0.0n	0.00n	—	—	—	0.0n	—
	Гранит.	522-а	0.0000n	0.00n	0.00n	—	—	0.00n	0.00n	—
Баньный.	»	516-б	—	0.0n	0.0n	0.000n	—	0.00n	0.0n	0.0n
	»	757	—	0.0n	—	—	—	0.0n	0.0n	0.0n
Неройско-Патокский.	»	681	—	0.0n	0.00n	—	—	0.00n	0.0n	—
	»	692-б	—	—	0.0n	0.000n	—	—	0.0n	—
	»	602-в	—	0.00n	0.00n	—	—	—	0.0n	0.0n
Истоки Мань-Хобе-ю (малые тела).	Метагранит.	602-в	—	0.00n	0.00n	—	—	—	0.0n	0.0n
	»	602-г	—	0.000n	0.00n	—	—	0.00n	0.00n	0.0n
	»	603-а	0.0000n	0.00n	0.00n	—	—	—	0.00n	0.0n
Вангырский. Маньхобеюский.	Кварцевый диорит.	764-а	—	0.00n	—	—	—	—	Сл.	—
	Гранодиорит.	648-а	0.0000n	0.0n	0.00n	—	—	—	—	—

Район, массив	Порода	№№ проб	Ce	Sn	Ga	Y	La	Ba	Li
Мань-Хамбо.	Метагранит.	1870-в	—	—	—	0.00n	—	0.00n	—
	»	1446-а	—	—	—	—	—	0.00n	—
	»	1337	—	—	—	—	—	0.00n	—
	»	1347-4	—	—	—	0.00n	—	0.0n	—
	»	1745	—	—	0.00n	—	—	0.00n	—
	Аплит.	1794	—	—	—	—	—	0.0n	—
	Кварцит.	1385-в	—	—	—	—	—	0.00n	—
	»	1887-е	—	—	—	—	—	0.00n	—
	»	1290	—	—	—	—	—	—	—
	»	1884	—	—	—	—	—	0.00n	—
Парнуковский.	Конгломераты.	1884	—	—	—	—	—	0.00n	—
	Кварцевый порфир.	725-г	—	—	—	—	—	0.00n	—
	Гранит.	677-а	—	—	—	—	—	0.00n	—
	»	677	—	—	—	—	—	0.00n	—
Сальперский.	Кварцевый диорит.	746-в	—	—	—	—	—	0.00n	—
	Гранит.	522-а	—	—	—	—	—	0.00n	—
	»	516-б	—	—	0.0n	—	—	—	—
Банный.	»	757	—	—	—	—	—	—	
Неройско-Патокский.	»	681	—	—	—	—	—	0.00n	—
	»	692-б	—	—	—	—	—	0.00n	—
	»	602-в	—	—	—	—	—	0.00n	—
Истоки Мань-Хобе-ю (малые тела).	Метагранит.	602-в	—	—	—	—	—	0.00n	—
	»	602-г	—	—	—	—	—	0.00n	—
	»	603-а	—	—	—	—	—	0.00n	—
Вангырский. Маньхобеюский.	Кварцевый диорит.	764-а	—	—	—	—	—	—	—
	Гранодиорит.	648-а	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Аналитики Т. И. Иванова и Г. Е. Юшкова.

чивается содержание Ag, остальные элементы фиксируются в тех же количествах.

Поскольку пирит очень распространенный минерал, встречающийся во всех разностях пород, представляется интересным остановиться на его типоморфных особенностях.

В первую очередь нужно отметить, что наши наблюдения полностью подтверждают данные Г. К. Абдулаева (1957) об образовании пентагон-додекаэдрических кристаллов в более низкотемпературных условиях по сравнению с кубическими. Особенно четко это видно из сравнения морфологии пиритов гранитов и метагранитов Мань-Хамбо. Если в первых встречаются почти исключительно кубические кристаллы, то для метагранитов они совсем нехарактерны. Здесь преобладают преимущественно кристаллы пентагондодекаэдрического габитуса либо кубические, но усложненные хорошо развитыми гранями пентагондодекаэдра и октаэдра. Такие же кристаллы характерны и для низкотемпературных жил.

На кристаллах, выросших в высокотемпературных условиях, штриховка тонкая, очень частая, с одинаковыми интервалами между штрихами. Кристаллы же из метагранитов несут резкую рельефную штриховку, но редкую, с неравномерными интервалами.

Величина кристалликов низкотемпературного пирита значительно больше, чем высокотемпературного.

Сравнивая морфологические особенности акцессорного пирита гранитоидов Урала, можно заметить, что в гранитах сальнерско-маньхамбовского комплекса кристаллики пирита имеют преимущественно кубический габитус с весьма редко появляющимися гранями других форм. Грани либо покрыты тонкой частой комбинационной штриховкой, либо гладкие, не штрихованные. Обычно кристаллы с поверхности, а часто и полностью, лимонитизированы. Нередко встречаются сложной формы параллельные сростки. В гранитоидах кожимского комплекса кристаллы пирита имеют более сложную форму. Кроме граней куба, они почти всегда несут грани пентагондодекаэдра и октаэдра, часто имеют пентагондодекаэдрический и даже икосаэдрический габитус. Штриховка более грубая, резкая, но редкая. Лимонитизация кристаллов слабая, чаще всего они абсолютно не изменены и имеют равномерный латунно-желтый цвет с сильным металлическим блеском.

Таким образом, морфологические особенности акцессорного пирита позволяют предполагать о более высокотемпературных условиях формирования гранитоидов рифейского магматического этапа на Урале, что подтверждается наблюдениями над акцессорным апатитом, о котором будет сказано ниже. Исключение представляют северотиманские магматические породы. Они имеют кембро-рифейский возраст, но пирит в них больше схож с пиритом каледоно(?)герцинских уральских гранитоидов кожимского комплекса. Появление и резкое преобладание сравнительно низкотемпературного пирита в этих породах, видимо, связано с влиянием наложенных процессов, широкое развитие которых отмечают Ю. П. Ивенсен (1964), Б. А. Мальков и др. (1965).

Марказит — FeS_2 . Встречается очень редко. Обнаружен лишь в тяжелой фракции протоочки метагранитов Мань-Хамбо (проба 1745) в количестве около 10 г/т. Определение минерала подтверждено рентгеноструктурным анализом. Марказит образует правильные призматические и таблитчатые кристаллики с гладкими блестящими гранями (рис. 17). Цвет латунно-желтый с сероватым оттенком, блеск металлический. По данным спектрального анализа, марказит содержит заметное количество Cu (проценты), в десятых долях процента в нем обнаружен Ti, в сотых — Co и Mn, в тысячных — Pb, Zr, Sc, Sn, Y, в сотысячных — Be.

В и с м у т и н — Bi_2S_3 . Висмутин в общем встречается редко. В заметных количествах отмечается в кварцевых жилах в районе истоков р. Торговой. Представлен неправильной формы зернами серебристо-белого с серым оттенком цвета, непрозрачными, с сильным металлическим блеском. В кварцевых жилах истоков р. Торговой висмутин образует пластинчатые или игольчатые кристаллы размером от долей миллиметра до 5 мм. Они слагают гнездообразные скопления, вытянутые параллельно контакту жил. Иногда окаймляют шеелитовые зерна, создавая «венчико-

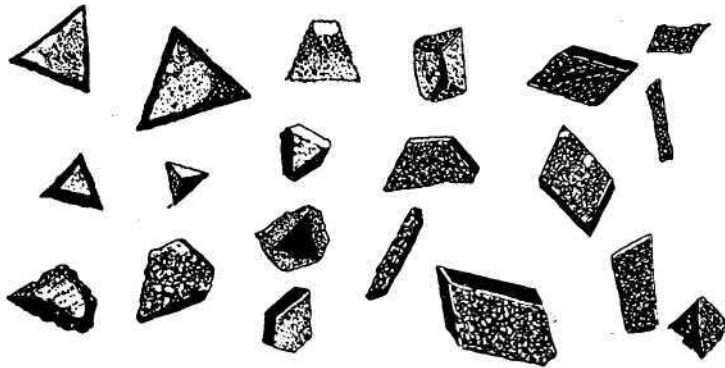


Рис. 17. Кристаллы аксессуарного марказита из метагранитов Мань-Хамбо. Увел. 10.

вую» текстуру. Переходит в зеленовато-серый базобисмутит и зеленовато-желтую висмутовую охру.

Т е т р а д и м и т — $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$. Изредка встречается лишь в кварцевых жилах верховьев р. Торговой в парагенезисе с шеелитом, халькопиритом, молибденитом, висмутином. Образует очень мелкие (доли миллиметра) пластинчатые по $\{0001\}$ кристаллики стально-серого цвета и зернистые агрегаты.

Т е т р а э д р и т — $\text{Cu}_3\text{SbS}_{3-4}$. Встречается очень редко в кварцевых жилах р. Торговой в виде единичных зерен в массе кварца, а также в форме тонких прожилков.

А р с е н о п и р и т — FeAsS . В единичных знаках обнаружен в проглоточках гранитоидов из эндоконтактовой юго-восточной части Народинского и северной части Хаталамба-Лапчинского массивов. Встречается в ассоциации с молибденитом, но кристаллизовался несколько позднее его.

ГАЛОГЕНИДЫ

Ф л ю о р и т — CaF_2 . Довольно распространенный аксессуарный минерал и встречается почти во всех породах района. Повышенные содержания его характерны для аляскитов и лейкогранитов Мань-Хамбо и ряда мелких массивов в истоках рр. Щокурью, Большого Патока и др. и особенно для метагранитов. В последних, например в массиве Мань-Хамбо, его содержание достигает 5600 г/т, составляя в среднем 392 г/т. На Северном Тимане повышенными количествами флюорита также отличаются альбитизированные разности гранитов. Во всех породах флюорит поздний. Образование его, видимо, связано с наложенными гидротермальными процессами.

В гранитоидах флюорит ранних генераций обычно тесно ассоциирует с мусковитом и кварцем, располагаясь между зернами других минералов. Мелкие зерна флюорита нередко приурочены к мусковиту и хлориту, замещающим биотит (рис. 18), что является свидетельством регрессивного разложения первичного биотита.

В метагранитах Мань-Хамбо установлены три генерации. Флюорит первой генерации ($n \approx 1.432$) образует неправильные выделения, часто отороченные мусковитом и мелкозернистым эпидотом, и ассоциирует с ранними фергусонитом и магнетитом. Зерна корродируются мусковитом и альбитом поздних генераций. Флюорит второй генерации ($n \approx 1.438$) распределен в породе более или менее равномерно или образует скопления гранобластовых зерен (0.05—0.1 мм) среди кварца, альбита и микроклина. Развивается по трещинкам в раннем калишпате. Ассоциирует с магнетитом, поздним фергусонитом, колумбитом и кварцем, содержит включения циркона, эпидота, ортита, колумбита (?), корродирует циркон и фергусонит ранних генераций. Флюорит третьей генерации ($n \approx 1.442$)

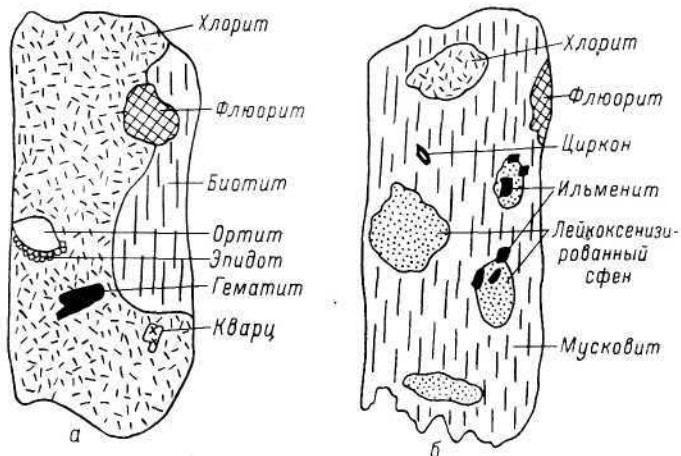


Рис. 18. Замещение биотита хлоритом (а) и хлорита мусковитом (б) с образованием флюорита, ортита, эпидота и сфенового лейкоксена в измененных гранитоидах сальнерско-маньхамбовского комплекса (рис. Н. П. Павлова и И. Ф. Фомишина).

образует скопления в кварцевых жилах и прожилках, ассоциируя со сфеном, поздним микроклином, торитом, урано-торитом, ортитом, пиритом, молибденитом.

На некоторых участках флюорит образует субграфические срастания с турмалином (истоки рр. Щокурья и Мань).

Обычно во всех породах флюорит образует мелкие (до 1 мм) неправильной формы зерна, чаще всего бесцветные, реже розовато-фиолетовые и темно-фиолетовые, почти черные. Рентгеноструктурным анализом не выявлено различий межплоскостных расстояний в флюоритах различной окраски.

Поскольку в протолочках кристаллы флюорита сильно разбиваются, судить об их форме трудно.

В пробах сиенитов массивов Крайний Камешек и Большой Румяничный (Северный Тиман) среди неправильной формы зерен встречено несколько кубических кристалликов с размером по ребру не более 0.25 мм. Грани кристаллов довольно сильно корродированы естественным травлением, ребра сглажены. Кристаллики бесцветны, но почти всегда зональны. Зоны роста оттенены фиолетовой окраской. Фиолетовая окраска не распространяется по всей зоне равномерно, а образует оригинальные реберные каркасы и вершинники (рис. 19, а—в) с очень четкими внешними границами и менее четкими — внутренними. Наличие этих погребенных каркасов указывает на имевшее место в процессе роста кратковременное

Аксессуарные элементы в флюоритах из метакринов Мавь-Хамбо (кожимский комплекс)

№№ проб	Mn	Ti	Zr	Be	Cu	Ag	Zn	Ce	Y	La	Sr	Ba	P
1512	0.00n	0.00n	0.0n	0.0000n	0.000n	—	—	0.00n	—	—	—	—	—
1598-6	0.0n	0.00n	0.0n	0.000n	0.000n	—	—	0.00n	—	—	—	—	—
1566-у	0.00n	0.00n	—	—	0.000n	—	—	—	0.0n	—	—	—	—
1503-г	0.00n	0.0n	0.00n	0.000n	0.00n	—	—	0.00n	0.00n	0.00n	—	—	—
1069-6	0.0n	0.00n	—	0.0n	0.00n	—	—	—	0.00n	—	—	—	—
1566-IV	0.00n	0.00n	—	—	0.00n	—	—	—	0.00n	0.00n	—	—	—
1044	0.00n	0.00n	—	0.0000n	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—	—
1591	0.00n	0.00n	—	0.000n	0.00n	—	—	—	0.00n	0.00n	—	—	—
1047	0.0n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	—	—	—	0.00n	0.00n	—	—	—
1284-д	0.00n	0.00n	0.00n	0.000n	—	—	—	—	—	—	—	—	—
III	0.000n	0.0n	0.00n	0.000n	—	—	—	—	0.0n	—	0.00n	—	—
1717-г	0.000n	0.00n	—	0.000n	—	—	—	—	0.0n	—	0.00n	—	—
D	0.00n	0.0n	—	—	0.000n	—	—	—	0.00n	—	0.00n	—	0.n
1315	0.00n	0.00n	—	0.00n	0.000n	—	—	—	0.0n	—	—	—	—
XXIV	0.0n	0.0n	0.00n	0.000n	0.000n	—	—	—	0.0n	—	—	—	0.n
1703	0.00n	0.00n	0.0n	0.000n	0.000n	—	—	—	0.00n	—	—	0.0n	—
3II	0.00n	—	—	0.000n	—	—	—	—	0.00n	—	—	—	—
3III	0.00n	0.00n	—	0.000n	0.000n	—	—	—	0.00n	—	—	—	—
3I	0.00n	0.00n	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1347-12	0.0n	0.0n	0.0n	0.00n	0.000n	0.000n	0.00n	—	0.00n	—	—	—	—
1337	0.0n	—	—	—	0.000n	—	0.00n	—	—	—	—	—	—
1347-4	0.0n	0.0n	0.0n	0.000n	0.000n	—	—	—	—	0.00n	—	—	—
1284-е	0.00n	—	—	—	0.000	—	—	—	—	0.00n	—	—	—
1702	0.00n	0.00n	0.00n	0.0000n	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Частота встречаемости, %	100	87.5	45.8	75	75	4.1	8.2	12.3	62.5	29.1	12.3	4.1	8.2

Примечание. Аналитика Т. И. Иванова и Г. Е. Юшкова.

изменение состава растворов, вероятнее всего связанное с обогащением радиоактивными элементами.

По осколкам кристаллов флюорита из метагранитов Мань-Хамбо, наиболее обогащенных этим минералом, удается установить, что их форма октаэдрическая и кубооктаэдрическая.

Тот факт, что флюорит метасоматически измененных пород обнаруживает явную тенденцию к образованию октаэдрических кристаллов, свидетельствует о состоянии наибольшего пересыщения растворов фтором. Кристаллы в них также зональны: внутренняя зона бесцветная, внешняя — темно-фиолетовая до черной. Зоны не всегда охватывают кристалл

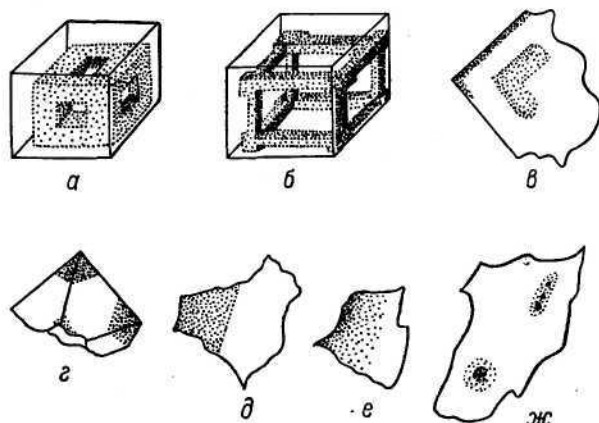


Рис. 19. Распределение фиолетовой окраски в зональных кристаллах акцессорного флюорита.

полностью, черная окраска концентрируется у вершин, образуя октаэдрический вершинник (рис. 19, г). Границы между черной и бесцветной зонами резкие (рис. 19, д), реже темно-фиолетовая окраска сгущается в черную постепенно (рис. 19, е). В кристаллах флюорита отмечаются включения колумбита (?), окруженные темно-фиолетовыми «двориками» диаметром до 0.02 мм (рис. 19, ж). Следовательно, в процессе калиевого метасоматоза минералообразующие растворы были довольно сильно обогащены радиоактивными элементами, излучение которых возбуждало F-центры решетки отлагавшегося флюорита.

По данным полуколичественного спектрального анализа, во флюоритах всех генераций в качестве элементов-примесей присутствуют Mn, Ti, Be, Cu (0, n%), реже Y, Zr, La и Ce (табл. 31). В некоторых пробах встречены Sr, Ag, Zn, P и Ba. Флюориты третьей генерации (обр. 1566-у, D, 31) в отличие от ранних не содержат Be, Zr и La, что позволяет говорить о наиболее раннем выпадении этих элементов из послемагматического раствора. Присутствие иногда фосфора в качестве примеси во флюорите обусловлено, очевидно, неустойчивостью апатита при послемагматическом метасоматозе гранитов (при формировании метагранитов), в результате чего фосфор переходил в раствор, входя позже в виде изоморфной примеси в различные метасоматические минералы.

ОКИСЛЫ

Магнетит — $\text{Fe}^{3+}(\text{Fe}^{2+} \cdot \text{Fe}^{3+})\text{O}_4$. Является одним из наиболее распространенных акцессорных минералов изверженных пород в изученных регионах. Среди пород уральского рифейского эффузивного ком-

целюкса весьма высоким содержанием магнетита (1000—50 000 г/т) отличаются диабазы и порфиры. В кварцевых порфирах содержание его хотя и достигает в отдельных случаях 3000 г/т, но в среднем очень незначительно.

Породы парнукского габбро-диоритового комплекса характеризуются различным средним содержанием магнетита: периодиты — 2400 г/т, габбро и габбро-диабазы — 240 г/т.

Также разнородны по содержанию магнетита и гранитоиды сальнерско-маньхамбовского комплекса. Если гранитоиды Мань-Хамбо содержат тысячи граммов на тонну этого минерала, то в гранитоидах Бадьяюского массива его содержание понижается до 380 г/т, Сальнерского и Яротского массивов — до единичных знаков, а в гранитоидах Сотчемельзского, Косизского, Маньхобеюского и Городковского массивов магнетит вообще не встречен.

В гранитах кожимского комплекса магнетит фиксируется чаще всего в единичных знаках и только в гранитоидах Кожимского и Неройско-Патокского массивов среднее содержание его повышается соответственно до 1560 и 124 г/т.

Каледоно(?)-герцинские метасоматиты во всех случаях значительно обогащены магнетитом, а в пегматитах и в кварцевых жилах содержание его низкое — единичные зерна.

На Тимане устойчиво высокие и повышенные содержания магнетита характерны лишь для сиенитов и сиенитизированных диабазов, во всех других породах он встречается эпизодически, только в отдельных случаях образуя скопления с содержанием 300 и даже 2000—5000 г/т (гранит-аплиты, лампрофиры).

Ранние генерации магнетита в габброидах представлены разведенными зернами, тяготеющими к зернам биотита, роговой обманки и пироксена. Встречаются сростки с кальцитом и сфеном, гнездообразные стяжения с апатитом. Магнетит часто встречается в виде дисперсионных и пылевидных (особенно в горнблендитах и пироксенитах) включений во многих породообразующих силикатах, являющихся, по-видимому, результатом распада твердых растворов в раннюю стадию изменения минералов. В некоторых типах пород встречается дисперсный магнетит, образовавшийся при серпентинизации оливина (Парнукский массив).

В гранитах магнетит обычно ассоциирует с поздним биотитом или его зерна располагаются между зернами других минералов. Часто он встречается в сростках с метасоматическим альбитом, микроклином и мусковитом, заместившими биотит, т. е. значительная часть магнетита образовалась в результате трансформации темноцветных минералов (Батиева и Бельков, 1953). Иногда в метагранитах замещается гастингситом и лепидомеланом.

Отношение магнетита к другим акцессорным минералам имеет двойственный характер. Так, с одной стороны, включения циркона содержатся в магнетите, с другой стороны, циркон содержит включения магнетита. Это указывает на близость времени кристаллизации этих минералов. Сфен, который часто наблюдается в ассоциации с магнетитом, выглядит по отношению к нему обычно более поздним.

Данные по морфологии и физическим свойствам магнетита из разных массивов сведены в табл. 32.

Магнетит обычно образует правильные, довольно хорошо ограненные кристаллы, реже встречается в виде пойкилокристаллов и неправильной формы зерен. Размер кристаллов акцессорного магнетита колеблется от 0.12 до 1.00 мм, причем колебания средних значений величины для кристаллов из разных массивов лежат в более узких пределах — от 0.20 до 0.50 мм. Несмотря на такой узкий интервал колебаний средних величин

Морфология и физические свойства магнетитов Приполярного Урала и Тимана

Массив	Порода	Габитус кристаллов	Облик кристаллов	Характер граней	Размер кристаллов, мм	Цвет кристаллов	Примечание
Парнуковский габбро-диабазовый комплекс							
Мань-Хамбо (Северный Урал).	Габбро.	Октаэдрический.	Бликий к изометричному.	Грани неровные, шероховатые, ребра закруглены.	0.38—0.70 0.50	Черный.	Кристаллы довольно просты по огранке.
	Гранодиорит.	»	Изометричный.	Грани гладкие, блестящие, иногда шероховатые.	0.25—0.50 0.40	»	В пробах преобладают неправильной формы изометричные зерна.
Сальнерско-маньхамбовский гранит-гранодиоритовый комплекс							
Мань-Хамбо (Северный Урал).	Гранит.	Октаэдрический.	Изометричный, редко таблитчатый.	Грани зеркально гладкие, иногда с толстыми пластинчатыми наростами, поверхность которых также зеркально-гладкая. Иногда очень тонкая моноцентрическая штриховка в виде концентрических треугольников.	0.12—0.75 0.28	Иссиня-черный.	Часто с поверхности наблюдается разложение с образованием бурых окисных пленок.
Малопатовский (Приполярный Урал).	»	»	Изометричный.	Поверхность граней покрыта многочисленными концентрическими вициальными наростами.	0.45	»	Кристаллы преимущественно кривогранные со сглаженными ребрами.

Массив	Порода	Габитус кристаллов	Облик кристаллов	Характер граней	Размер кристаллов, мм	Цвет кристаллов	Примечание
Бадьяуский (Приполярный Урал).	»	»	»	Грани либо гладкие, несколько шероховатые, либо с массивными гранными наростами.	0.20	Буровато-черный	Кристаллы с поверхности заметно окислены, покрыты бурыми рыхлыми пленками. Кристаллы очень правильные.
Сальнерский (Приполярный Урал).	»	»	»	Грани чаще гладкие, реже покрыты очень тонкой, еле заметной штриховкой, сгущающейся к ребрам.	0.20	»	С поверхности часто покрыты бурыми рыхлыми корочками. Иногда образуют четковидные параллельные сростки.
Яротский (Приполярный Урал).	»	»	»	Грани изъеденные, шероховатые, иногда с грубыми наростами, без штриховки.	0.25	»	Часто кристаллы с поверхности окислены, покрыты бурыми корочками.

Кожимский гранитоидный комплекс

Интрузивные породы

Неройско-Патокский (Приполярный Урал).	Гранит.	Октаэдрический.	Изометричный.	На гранях пирамидальные наросты, ограниченные довольно резкой комбинационной штриховкой.	$\frac{0.45-0.50}{0.48}$	Иссиня-черный.	Кристаллы довольно «свежие», грани очень чистые, весьма редко с бурыми окисными пленками.
--	---------	-----------------	---------------	--	--------------------------	----------------	---

Таблица 32 (продолжение)

Массив	Порода	Габитус кристаллов	Облик кристаллов	Характер граней	Размер кристаллов, мм	Цвет кристаллов	Примечание
Метасоматические образования							
Мань-Хамбо (Северный Урал)	Метадиабаз	Октаэдрический.	Изометричный.	Грани кристаллов гладкие, изредка с параллельными наростами и тонкой комбинационной штриховкой.	0.30—0.50 0.40	Иссиня-черный.	Встречаются кристаллы с отрицательными ребрами и вершинами.
	Метагранит.	Октаэдрический и псевдоромбододекаэдрический.	Изометричный, реже таблитчатый.	На гранях обычно сложные наросты, придающие кристаллам скелетный вид, и резкая комбинационная штриховка, сгущающаяся к ребрам.	0.12—1.00 0.50	Черный, с синеватой побелостью.	Кристаллы октаэдрического и псевдоромбододекаэдрического габитуса одинаково широко представлены. Грани ромбододекаэдра ложные, образованы комбинационными пирамидами нарастания на гранях октаэдра. Ребра и вершины притуплены псевдогранями, густо исштрихованными; часто кристаллы кривогранны.
Кварцевые жилы							
Приполярный Урал.		Октаэдрический.	Бликий к изометричному.	На гранях многочисленны скелетные наросты и комбинационная штриховка. Поверхность блестящая.	0.12—0.62 0.33	Иссиня-черный.	Ребра и вершины часто отрицательные либо притуплены исштрихованными псевдогранями.

Таблица 32 (продолжение)

Массив	Порода	Габитус кристаллов	Облик кристаллов	Характер граней	Размер кристаллов, мм	Цвет кристаллов	Примечание
Крайний Камешек (Северный Тыман).	Субщелочные граниты.	Октаэдрический.	Изометричный.	Грани с грубыми наростами и комбинационной штриховкой.	0.38	Истинно-черный.	Ребра и вершины часто отрицательные.

Щелочной комплекс

Примечание. В числителе — колебания размеров кристаллов, в знаменателе — их среднее значение.

кристалликов, размер их типоморфен для различных типов пород, что раскрывается при статистической обработке результатов измерений. Так, на кривой распределения акцессорного магнетита из диабазов района Мань-Хамбо по величине зерен (рис. 20) четко выступают два максимума, отвечающие двум его генерациям: первый — для размера 0.50—0.60 мм и второй, более значительный, — для размера 0.75—0.88 мм. Для магнетита гранитоидов того же района выделяются по одному максимуму, лежащему уже в других пределах: из гранитов — 0.25—0.37 мм, из метагранитов — 0.37—0.50 мм.

Кристаллы магнетита из вмещающих пород, особенно гидротермально измененных, отличаются от акцессорного магнетита изверженных пород значительно большей величиной, достигающей 10—20 мм в поперечнике.

Облик кристаллов акцессорного магнетита преимущественно изометричный либо близкий к изометричному и только в диабазах, гранитах и метагранитах Мань-Хамбо иногда встречаются таблитчатые кристаллики (за счет попарно неравномерного развития граней октаэдра).

Габитус октаэдрический, в метагранитах и кварцевых жилах иногда псевдоромбододекаэдрический. В морфологической постройке кристаллов принимает участие лишь одна простая форма — октаэдр {111}. Появляющиеся иногда узкие прерозионные грани, по своему морфологическому положению соответствующие граням ромбододекаэдра {110} и куба {100}, не дают собственных сигналов, состоят из мозаики гранных участков {111} и являются псевдогранями.

Грани кристаллов редко бывают зеркально гладкими, такие кристаллы характерны лишь для гранитов. Обычно они покрыты либо концентрически замкнутой штриховкой, иногда сгущающейся к ребрам, либо несут многочисленные тонко- и толстопластинчатые субпараллельные наросты. Наличие субпараллельных наростов на гранях нередко приводит к тому, что кристаллы магнетита приобретают скелетный вид — на них появляются отрицательные ребра, отрицательные вершины, искривляется поверхность граней. Грани кристаллов из Бадьяюского и Яротского массивов неровные, как бы

тонко корродированные. Все характерные типы граничных скульптур и скелетных кристаллов приведены на рис. 21.

Цвет кристаллов магнетита черный, черный с синеватой побужалостью, буровато-черный за счет развития бурых окисных пленок, блеск металлический.

Поскольку твердость магнетита характеризуется довольно противоречивыми цифрами и не описана в литературе с достаточной детальностью, мы сочли необходимым провести на нашем материале специальное исследование с целью получения возможно полной количественной характеристики твердости этого минерала.

Объектом исследования служили хорошо ограненные октаэдрические кристаллы магнетита размером от 2 до 20 мм в поперечнике из гранитоидов и хлоритовых сланцев Приполярного Урала.

Твердость измерялась на естественных, реже приполированных октаэдрических гранях кристаллов с помощью микротвердометра ПМТ-3 по стандартной методике (Лебедева, 1963; Ильинский, 1963) при нагрузке на индентор 100 Г. Скорость спуска индентора — 10 сек., статическое действие нагрузки — 10 сек. На каждую грань кристалла наносилось по 40 отпечатков алмазной пирамиды с различной ориентировкой ее диагоналей. Точки замеров располагались так, чтобы грань была покрыта более или менее равномерно. Длина обеих диагоналей измерялась окулярным винтовым микрометром МОВ-1-15* втроекратно с точностью до десятых долей микрона. Из суммы замеров твердости, сгруппированных по ориентировке диагонали, вычислялась средняя твердость для различных кристаллографических направлений, средняя твердость грани и средняя твердость кристалла. Тарировка прибора была произведена на спайной плоскости кристалла галита (средняя твердость 20—22,5 кГ/мм²) при нагрузке 5 кг.

По данным измерения 12 кристаллов, на которых было всего сделано 1820 замеров, твердость магнетита из Приполярного Урала колеблется от 444 до 552 кГ/мм², составляя в среднем 497 кГ/мм².

Сравнивая наши результаты с опубликованными в литературе (табл. 33), можно заметить, что средняя твердость магнетита из Приполярного Урала заметно ниже полученной большинством других авторов и даже ниже общего среднего. Она приближается лишь к твердости магнетита, измеренного Зибелем (Siebel, 1943). Такой разброс средних значений, видимо, можно объяснить неоднородностью измеряемого материала. Ниже будет показано, что на твердость магнетита заметное влияние оказывает характер изучаемой поверхности и содержание титана. Последний является характерной легирующей примесью и повышает твердость магнетита. Наши образцы содержали 0.05—0.12% TiO₂, магнетит из месторождений Горной Шории, исследованный В. И. Синяковым (1965), 0.16—0.36%, а вообще большинство природных образцов еще более богаты TiO₂ и содержат его до 1.37—6.98 и даже 19.42—26.76% (Deer a. oth., 1963). Вероятно, предыдущие исследователи имели дело с более титанистыми разновидностями магнетита.

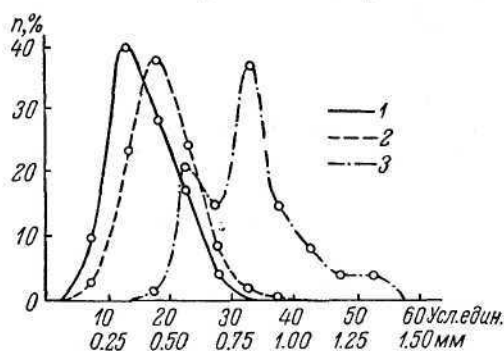


Рис. 20. Кривые распределения аксессуарного магнетита из массива Мань-Хамбо по величине зерен.

1 — граниты; 2 — метаграниты; 3 — диабазы.

Средние числа твердости магнетита по данным различных авторов

Автор	Количество замеров	Пределы колебаний твердости		Средняя твердость
		минимальная	максимальная	
Siebel, 1943	—	446	493	477
Дмитриев, 1949	—	480	740	620
Onitsch-Modl, 1953	—	600	650	625
Nachla, 1956 *	—	622	946	804
Пудовкина, 1957	—	412	724	568
Бови и Тейлор, 1959	—	530	599	560
Робертсон, 1961 **	—	486	574	536
Лебедева, 1961	—	535	695	640
Гершойг и Дементьева, 1960	492	412	689	509
Синяков, 1965	1627	421	677	566
Приполярный Урал (наши данные)	1920	444	552	497
Общее среднее		412	946	581

* Среднее из данных, полученных при пяти разных нагрузках (25, 50, 100, 200 и 300 Г).

** Цитируется по А. С. Поваренных (1963).

Микровдавливанием прекрасно отбивается поверхностный ослабленный микротрещиноватый слой кристалла, выделенный акад. А. Ф. Иоффе (1929), наличие которого устанавливается повышением твердости с увеличением нагрузки на индентор (Гогоберидзе, 1952). По нашим данным, измеряемая твердость магнетита на естественной грани кристалла вначале резко увеличивается с увеличением нагрузки, но при нагрузках более 100 Г становится постоянной величиной. Видимо, силы в 100 Г достаточно, чтобы проткнуть алмазной пирамидой ослабленный слой кристалла и углубиться в его ненарушенный материал. Эту нагрузку и следует принимать в качестве оптимальной при измерении твердости. Полировка граней почти полностью снимает ослабленный слой.

Следует отметить, что эти данные противоречат утверждению С. И. Лебедевой (1963), что «с уменьшением нагрузки микротвердость у всех минералов увеличивается» (стр. 59,) и согласуются с данными Д. Б. Гогоберидзе (1952) и ряда других авторов. Подобный же характер влияния поверхностного ослабленного слоя был установлен нами при изучении кристаллов серы, кальцита, арагонита, целестина и ортита (Юшкин, 1966).

Полировка естественных граней кристаллов в зависимости от ее качества по нашим данным увеличивает средние числа твердости на 8.87—11.29%. Это явление связано с образованием на полированном образце так называемого упроченного или наклепанного слоя, который увеличивает твердости до определенной глубины (Ильинский, 1963). Толщина этого слоя на кристаллах магнетита небольшая, и он протыкается алмазной пирамидой уже при нагрузке на индентор в 20 Г. Однако наклепанный слой оказывает определенное влияние на величину измеряемых чисел твердости и при больших нагрузках, сдерживая погружение в измеряемый материал ребер пирамиды. Это влияние приблизительно можно оценить в 100 кГ/мм². Явление наклепа следует учитывать при изучении твердости магнетита в полированных шлифах и при сравнении результатов исследования твердости различно подготовленных образцов.

В нашем распоряжении имелись три проанализированных образца магнетита из Приполярного Урала и два измерения твердости из оцуб-

ликованных в литературе (Синяков, 1965), которые были снабжены сведениями по химическому составу. По этим данным мы попытались количественно оценить зависимость твердости магнетита от содержания в нем TiO_2 , так как уже беглое рассмотрение результатов анализов показывает ее наличие. Связь твердости с другими компонентами — примесями магнетита — при таком количестве данных незначительна.

Результаты линейного корреляционного анализа приведены в табл. 34. Вычисления показывают наличие сильной связи $H-TiO_2$ с положительным коэффициентом корреляции $r_{H, TiO_2} = +0.99$ (99%-я зона значимости). Для этой зависимости было составлено одномерное уравнение регрессии, которое имеет вид

$$c_{TiO_2} = 0.001H - 0.37 \pm 0.033,$$

где c_{TiO_2} — содержание TiO_2 , %; H — твердость, кГ/мм².

Точность работы уравнения ($\sigma = \pm 0.033$) гарантируется в 68% случаев.

Т а б л и ц а 34

Вычисление коэффициента корреляции средних чисел твердости магнетита с содержанием TiO_2

H	c_{TiO_2}	$H - H_{cp}$	$(H - H_{cp})^2$	$c - c_{cp}$	$(c - c_{cp})^2$	$(H - H_{cp})(c - c_{cp})$
684.1	0.36	+144.3	20822.49	+0.19	0.04	+27.42
547.3	0.18	+7.5	56.25	+0.01	0.00	+0.08
529.7	0.16	-10.1	102.01	-0.01	0.00	+0.10
494	0.12	-90.8	8244.64	-0.05	0.00	+4.54
444	0.05	-95.8	9177.64	-0.12	0.01	+11.50
$H_{cp} = 539.8$	$c_{cp} = 0.17$		$\Sigma = 38403.03$		$\Sigma = 0.05$	$\Sigma = 43.64$

Выявленную закономерность повышения средних чисел твердости магнетита от содержания в нем TiO_2 можно объяснить тем, что атомы титана, входя в кристаллическую решетку магнетита и образуя твердый раствор, значительно повышают критическое скалывающее напряжение, т. е. в данном случае мы имеем дело с типичным упрочением материала естественным легированием.

Интересны данные о выявившейся анизотропии твердости. Магнетит относится к группе шпинели, минералы которой кристаллизуются в кубической сингонии и имеют сходную структуру, характеризующуюся сочетанием изометричных структурных единиц (тетраэдров и октаэдров) таким образом, что каждая вершина является общей для одного тетраэдра и трех октаэдров (Белов, 1947). Эта особенность структуры хорошо объясняет оптическую изотропию магнетита, довольно высокую его твердость и другие физические особенности, поэтому следовало бы ожидать и изотропной твердости у магнетита, одинаковой по всем кристаллографическим направлениям. Однако экспериментальные данные указывают на наличие довольно заметной анизотропии твердости этого минерала.

В. В. Синяков (1965), изучая твердость магнетитов из месторождений Горной Шории на искусственных гранях, установил, что твердость анизотропна и $H_{[100]} > H_{[110]} > H_{[111]}$. Коэффициент анизотропии твердости $K_{H_{[100]}/H_{[111]}} = 1.12 \div 1.18$.

Для проверки этого факта нами на двух октаэдрических кристаллах были отполированы естественные грани октаэдра {111}, нарезаны и отпо-

лированы искусственные грани форм $\{100\}$ и $\{110\}$ и детально изучена их твердость. Вследствие выявившейся физической неравнозначности последних двух форм для удобства описания мы расчленили их на три пинакоида $\{001\}$, $\{010\}$, $\{100\}$ и на две призмы $\{101\}$ и $\{110\}$.

В результате измерения выяснилось, что наибольшее среднее число твердости (609 кГ/мм^2) присуще форме $\{001\}$, наименьшее (480 кГ/мм^2) — всем формам пояса $\{100\}$, $\{110\}$, $\{010\}$; грани пирамиды $\{111\}$, косолежащие к перечисленным формам, характеризуются промежуточной твердостью (500 кГ/мм^2). Анизотропию твердости изученных кристаллов магнетита можно выразить как $H_{[001]} > (H_{[111]} = H_{[101]}) > (H_{[100]} = H_{[110]} = H_{[010]})$ и представить в виде одноосного эллипсоида вращения, ось вращения которого совпадает с одной из осей четвертого порядка, а все сечения, перпендикулярные к ней, имеют форму правильных окружностей. Симметрия эллипсоида твердости $G_\infty \propto G_2 \propto PC$. Коэффициент анизотропии $K_{H \frac{[001]}{[100]}} = 1.27$.

Анизотропия твердости довольно четко отражается и розетками твердости, форма которых близка к форме сечения эллипсоида твердости рассматриваемой гранью.

Полученная нами картина анизотропии твердости магнетита заметно отличается от данных В. И. Сияякова только направлением максимальной твердости. Видимо, это объясняется тем, что В. И. Сияяков измерил максимальную твердость на той грани куба $\{100\}$, которая в нашей установке обратилась в грань пинакоида $\{001\}$, а остальные грани куба остались неизученными.

В чем же причина анизотропии твердости магнетита, другие физические свойства которого изотропны? Обратимся опять к структуре, рассмотрев ее более детально.

В элементарной ячейке минералов группы шпинели содержится 8 формульных единиц, т. е. 32 атома кислорода, 8 атомов типа M^{2+} и 16 атомов трехвалентного железа. Атомы кислорода занимают позиции 32e и образуют кубическую плотную упаковку, в октаэдрических и тетраэдрических пустотах которой размещаются катионы. По типу размещения катионов магнетит относится к структурному подтипу так называемой обращенной шпинели (Barth a. Posnjak, 1932), в которой 8 ионов Fe^{3+} имеют четверную координацию, а другие 8 ионов Fe^{3+} и 8 ионов Fe^{2+} — шестерную координацию. Поэтому магнетит может быть представлен формулой $Fe^{3+}(Fe^{2+}Fe^{3+})O_4$. Перпендикулярно тройным осям кристалла магнетита слои катионов, в которых все катионы находятся в шестерной координации, чередуются со слоями, катионы которых находятся как в шестерной, так и в четверной координации в соотношении одного шестерного к двум четверным. Такое неравномерное распределение ионов шестерной координации, когда в проекции на плоскость $\{111\}$ они оказываются расположенными в вершинах ромба, а не квадрата, уже создает причину для проявления анизотропии твердости. Вхождение в решетку магнетита ионов Ti^{4+} , занимающих места ионов Fe^{2+} с вдвое меньшей валентностью, изменяет межатомное расстояние $R-O$ от 2.14 до 1.97 \AA и этим не только повышает общую твердость магнетита, но и делает более рельефной ее анизотропию. Механизм повышения твердости минералов с увеличением валентности элементов их структуры детально рассмотрел А. С. Поваренных (1963). Подобрать другое удовлетворительное объяснение проявлению анизотропии твердости магнетита трудно.

При работе с твердометром можно получить представление и о хрупкости минерала. Первые видимые трещины на кристаллах исследованного магнетита появляются при нагрузках $100-200 \text{ Г}$, следовательно, его

можно рассматривать как пластичный минерал и оценить степень хрупкости в 4—4.5 балла по шкале С. Д. Дмитриева.

Полученные данные по твердости магнетита могут быть использованы для его диагностики в полированных шлифах и при изучении кристалло-морфологических особенностей. Так как твердость магнетита связана линейной зависимостью с содержанием в нем двуокиси титана, а последняя, как известно (Abdullah a. Atherton, 1964), является функцией температуры образования магнетита, изучение его твердости может помочь в реконструкции некоторых характеристик минералообразующей среды.

Данные рентгеноструктурного анализа магнетита показывают идентичность его структуры с эталонными образцами.

Результаты химических анализов магнетита и эмпирические формулы, рассчитанные по ним, приведены в табл. 35.

Обращает на себя внимание заметно пониженное содержание V_2O_5 и MgO в магнетитах гранитов и метагранитов по сравнению с магнетитами из вмещающих пород (кварцитов) и из диоритов. Содержания этих компонентов в магнетитах гранитов и метагранитов сходны, но в первых несколько повышено значение TiO_2 . Сравнивая состав акцессорного магнетита из уральских пород с магнетитом северотиманских сиенит-аплитов, можно заметить, что в последних магнетит богаче V_2O_5 .

Данные полуквантитативных спектральных анализов приведены в табл. 36. Если Mg , V , Ti , Mn , Zn и ряд других элементов изоморфно входят в решетку магнетита, то основная масса остальных несомненно связывается с включениями кварца, полевых шпатов, биотита, циркона, эпидота и др., постоянно присутствующих в монокристаллах магнетита.

По составу микропримесей магнетиты из различных массивов мало отличаются друг от друга. Можно отметить лишь, что эпизодические Co , Ag , Sc , Ge , отмечающиеся в гранитоидах Мань-Хамбо, не отмечены в гранитоидах других массивов, в первых несколько повышены и содержания редкоземельных Y и La .

Более четкие различия между магнетитом гранитов и метагранитов. Так, в магнетитах метагранитов отсутствуют Co , Ag , Sc , отмечаемые в гранитах, на порядок ниже содержание Ti , реже встречаются Ni , V , Zr , но несколько чаще Be , Nb , Sn , Ge , Ga .

Из вторичных изменений магнетита наиболее характерна его маргитизация (замещение гематитом), нередко наблюдаемая в зоне гипергенеза, а также замещение магнетита гидрогетитом с поверхности и по тонким трещинкам.

Типоморфные особенности магнетита менее четко выражены, чем особенности других сквозных минералов, таких как циркона, пирита, апатита (табл. 32, рис. 21). По особенностям его кристаллов трудно отличить разновозрастные гранитоиды, но довольно хорошо различается магнетит из диабазов, габбро и гранитоидов. Наиболее резкие различия характерны для кристаллов магнетита из гранитоидов и метасоматических образований — метагранитов и метадиабазов. В последних кристаллы всегда имеют более сложную форму: с наростами на гранях, скелетную, неправильную, что особенно четко видно на рис. 21. Подобную же усложненную форму имеют кристаллы и из других, сравнительно низкотемпературных образований — кварцевых жил, гидротермально измененных вмещающих пород. Вероятно, скелетность в развитии кристаллов магнетита вообще отражает условия низких температур и давлений.

Хромит — $FeCr_2O_4$. Хромит очень редок. В единичных знаках обнаружен в протоlochках перидотитов и малопапчатских аплитов на Приполярном Урале, а также в лампрофирах Малого Камешка на Северном Тимане. Зерна имеют неправильную остроугольную форму, цвет черный, в тонких осколках просвечивают красновато-бурым. Под микроскопом изотроп-

Химический состав магнетита

Оксиды	Магнетиты из пород южной части Печорского Урала (массив Мань-Хамбо, в верховьях р. Илыча)					Магнетит из кварцевых жил в западном экзо-контакте Кожимского массива, обр. 620	Магнетит из хлоритовых сланцев в истоках р. Кожима, обр. 862	Магнетит из сланцев в экзо-контакте Хата-ламба-Лапчинского массива, обр. 101	Магнетит из сланцев в экзо-контакте Хата-ламба-Лапчинского массива, обр. 101	Магнетит из сланцев в экзо-контакте Хата-ламба-Лапчинского массива, обр. 101
	кварцит доордовикский, обр. 1887-е	диорит, обр. 556-б	гранит, обр. 1028	метагранит, обр. 1709-д	метагранит, обр. 1345-9-в					
CaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.57	0.29	Сл.	Не опр.	
TiO ₂	0.12	0.08	0.12	0.08	0.05	0.30	1.64	0.23	0.12	
MnO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.03	0.12	0.06	Не опр.	
Fe ₂ O ₃	66.68	68.58	69.07	68.79	69.05	69.02	65.41	66.82	69.73	
FeO	29.48	29.42	29.56	28.80	29.58	29.78	30.39	30.86	29.96	
MgO	0.40	0.24	Сл.	0.04	0.02	0.03	0.14	Сл.	0.17	
V ₂ O ₅	0.064	0.198	0.019	0.02	0.015	0.01	0.21	0.15	0.266	
Al ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.74	0.84	1.32	Не опр.	
Сумма	96.744	98.518	98.769	97.73	98.715	100.48	99.04	99.44	100.246	

Кристаллохимические формулы

обр. 1887-е — $(\text{Fe}_{0.98}^{2+}\text{Mg}_{0.02}\text{V}_{0.001}\text{Ti}_{0.002})_{1.002}\text{Fe}_{2}^{3+}\text{O}_4$,

обр. 556-б — $(\text{Fe}_{0.96}^{2+}\text{Mg}_{0.01}\text{V}_{0.004}\text{Ti}_{0.002})_{0.976}\text{Fe}_{2.01}^{3+}\text{O}_4$,

обр. 1028 — $(\text{Fe}_{0.96}^{2+}\text{Ti}_{0.002})_{0.982}\text{Fe}_{2.02}^{3+}\text{O}_4$,

обр. 1709-д — $(\text{Fe}_{0.94}^{2+}\text{Mg}_{0.002}\text{Ti}_{0.002})_{0.944}\text{Fe}_{2.03}^{3+}\text{O}_4$,

обр. 1345-9-в — $(\text{Fe}_{0.96}^{2+}\text{Ti}_{0.002})_{0.962}\text{Fe}_{2.02}^{3+}\text{O}_4$,

обр. 620 — $(\text{Fe}_{0.95}^{2+}\text{Ca}_{0.02}\text{Ti}_{0.01}\text{Mg}_{0.002})_{0.982}(\text{Fe}_{1.97}^{3+}\text{Al}_{0.03})_2\text{O}_4$,

обр. 862 — $(\text{Fe}_{0.98}^{2+}\text{Ca}_{0.01}\text{Mg}_{0.01}\text{V}_{0.004}\text{Mn}_{0.002})_{1.006}\text{Ti}_{0.05}(\text{Fe}_{1.99}^{3+}\text{Al}_{0.01})_{1.91}\text{O}_4$,

обр. 101 — $(\text{Fe}_{0.99}^{2+}\text{Ti}_{0.007}\text{V}_{0.003})_{1.00}(\text{Fe}_{1.94}^{3+}\text{Al}_{0.06})_2\text{O}_4$,

обр. 16 — $(\text{Fe}_{0.96}^{2+}\text{Mg}_{0.01}\text{V}_{0.005}\text{Ti}_{0.002})_{0.975}\text{Fe}_{2.02}^{3+}\text{O}_4$.

Примечание. Аналитик Л. П. Павлов.

Результаты полук количественного спектрального анализа магнетитов (аксессуары элементы)

Массив, район	Порода	№№ проб	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo
Парнукский габбро-диоритовый интрузивный комплекс									
Мань-Хамбо.	Диабаз.	1817-а/63	0.п	0.0п	—	0.00п	0.00п	0.00п	0.00п
	»	1624-а/62	0.0п	0.00п	—	0.п	0.00п	0.00п	0.00п
	Амфиболит.	1719-е/63	0.00п	—	—	0.00п	0.00п	—	—
	Габбро.	1864-б/63	—	—	—	—	—	—	—
	Кварцевые диориты.	1750/63	0.п	0.00п	—	0.п	0.0п	—	—
		556-б/62	0.0п	0.00п	—	0.0п	0.0п	0.00п	0.00п
Сальнерско-маньхамбовский гранит-гранодиоритовый интрузивный комплекс									
Мань-Хамбо.	Гранит.	7/62	0.п	—	—	0.п	0.00п	—	0.00п
	»	29-б/62	0.п	—	—	п	0.00п	—	0.00п
	»	576-а/62	0.0п	0.00п	0.00п	0.п	0.0п	—	0.00п
	»	598/62	0.0п	—	—	0.0п	0.00п	—	0.00п
	»	1525/62	0.п	0.00п	0.00п	0.0п	0.00п	0.00п	0.00п
	»	1119/62	0.0п	—	—	0.00п	—	—	—
	»	1023/62	0.0п	0.00п	—	0.п	0.00п	—	0.00п
	»	1028/62	0.п	0.00п	—	0.0п	0.00п	—	0.00п
	»	1122/62	0.п	0.00п	—	0.0п	0.00п	—	0.00п
	»	1848/63	0.п	0.00п	—	п	0.0п	—	—
	»	1311/63	0.0п	0.00п	—	0.0п	—	0.00п	—
»	529-а/62	0.п	—	—	п	0.00п	—	0.00п	
Кожимский гранитоидный комплекс									
Мань-Хамбо.	Метагранит.	1044/62	0.0п	—	—	0.0п	0.00п	—	0.00п
	»	1047/62	0.п	0.00п	—	0.0п	0.00п	—	0.00п
	»	1069-б/62	0.п	—	—	0.п	0.00п	—	0.00п
	»	1502-б/62	0.0п	—	—	0.0п	0.00п	—	0.00п
	»	1503-г/62	0.п	—	—	0.п	0.00п	—	0.00п
	»	1512/62	0.п	0.00п	—	0.0п	—	—	0.00п
	»	1539-б/62	0.0п	—	—	0.0п	—	—	0.00п
	»	1566-IV/62	0.0п	0.00п	—	0.0п	—	—	0.0п
	»	1566-V/62	0.0п	0.00п	—	0.0п	—	—	0.00п
	»	1591/62	0.п	0.00п	—	0.п	—	—	0.00п
	»	1598-б/62	0.п	0.00п	—	0.0п	—	—	0.00п
»	1502-д/62	0.п	—	—	0.00п	—	—	0.00п	

Массив, район	Порода	№№ проб	Ag	Zr	Sc	Nb	Be	Cu	Pb
Парнукский габбро-диоритовый интрузивный комплекс									
Мань-Хамбо.	Диабаз.	1817-а/63	—	—	—	—	—	0.0n	—
	»	1624-а/62	—	0.0n	—	—	—	0.00n	—
	Амфиболит.	1719-е/63	—	—	—	—	—	—	—
	Габбро.	1864-б/63	—	—	—	—	—	—	—
	Кварцевые диориты.	1750/63	—	0.00n	—	—	—	0.00n	0.00n
		556-б/62	—	0.00n	—	—	—	0.00n	—
Сальнерско-маньхамбовский гранит-гранодиоритовый интрузивный комплекс									
Мань-Хамбо	Гранит.	7/62	—	0.0n	—	—	—	0.000n	—
	»	29/-б/62	—	0.00n	—	0.00n	—	0.000n	—
	»	576-а/62	0.00n	0.0n	—	—	—	0.00n	0.00n
	»	598/62	—	0.00n	—	—	—	0.000n	—
	»	1525/62	—	0.00n	—	—	0.00n	0.00n	—
	»	1119/62	—	—	—	—	—	—	—
	»	1023/62	—	0.00n	—	—	0.00n	0.00n	—
	»	1028/62	—	0.00n	—	—	—	0.00n	—
	»	1122/62	—	0.0n	—	—	0.0000n	0.00n	—
	»	1848/63	—	0.0n	—	—	0.000n	0.000n	0.0n
	»	1311/63	—	0.00n	—	—	—	0.00n	—
	»	529-а/62	—	0.00n	0.00n	0.0n	0.000n	0.000n	0.0n
Кожимский гранитоидный комплекс									
Мань-Хамбо.	Метагранит.	1044/62	—	0.00n	—	—	0.000n	—	—
	»	1047/62	—	0.0n	—	—	—	0.000n	—
	»	1069-б/62	—	0.0n	—	0.00n	0.000n	0.00n	0.00n
	»	1502-б/62	—	0.00n	—	—	—	0.000n	—
	»	1503-г/62	—	0.00n	—	0.00n	0.000n	0.000n	0.00n
	»	1512/62	—	0.0n	—	—	—	0.00n	—
	»	1539-б/62	—	—	—	—	—	0.000n	—
	»	1566-IV/62	—	0.00n	—	0.00n	0.000n	0.00n	0.00n
	»	1566-V/62	—	0.00n	—	—	0.000n	0.00n	0.00n
	»	1591/62	—	0.0n	—	0.00n	0.0000n	0.000n	0.00n
	»	1598-б/62	—	0.00n	—	0.00n	0.000n	0.000n	0.0n
	»	1502-д/62	—	0.00	—	—	0.000n	—	—

Таблица 36 (продолжение)

Массив, район	Порода	№№ проб	Zn	Sn	Ge	Ga	La	Ba	Bi	Y	
Парнукский габбро-диоритовый интрузивный комплекс											
Мань-Хамбо.	Диабаз.	1817-а/63	0.00n	—	—	—	—	—	—	—	
	»	1624-а/62	—	—	—	—	—	0.00n	—	—	
	Амфиболит.	1719-е/63	—	—	—	—	—	0.00n	—	—	
	Габбро.	1864-б/63	—	—	—	—	—	0.00n	—	—	
	Кварцевые диориты.	1750/63	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—	
		556-б/62	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—	
Сальнерско-маньхамбовский гранит-гранодиоритовый интрузивный комплекс											
Мань-Хамбо.	Гранит.	7/62	0.0n	—	—	—	—	0.00n	—	—	
	»	29-б/62	—	—	—	—	—	0.00n	—	—	
	»	576-а/62	0.0n	—	—	0.00n	—	0.00n	—	—	
	»	598/62	—	—	—	—	—	0.00n	—	—	
	»	1525/62	0.0n	—	—	—	—	0.00n	—	—	
	»	1119/62	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—	
	»	1023/62	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—	
	»	1028/62	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—	
	»	1122/62	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—	
	»	1848/63	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	—	0.00n
	»	1311/63	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—	—
»	529-а/62	0.00n	0.0n	0.00n	—	0.00n	—	—	—	0.00n	
Кожимский гранитоидный комплекс											
Мань-Хамбо.	Метагранит.	1044/62	0.00n	—	—	—	—	—	—	—	
	»	1047/62	0.0n	—	—	0.00n	—	0.00n	—	—	
	»	1069-б/62	0.0n	0.00n	0.00n	0.00n	—	0.00n	—	—	
	»	1502-б/62	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—	
	»	1503-г/62	0.n	0.00n	—	0.00n	—	0.00n	—	—	
	»	1512/62	0.0n	—	—	—	—	0.00n	—	—	
	»	1539-б/62	0.0n	—	—	—	—	0.00n	—	—	
	»	1566-IV/62	0.0n	—	—	—	—	0.00n	—	—	
	»	1566-V/62	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—	
	»	1591/62	0.0n	0.00n	—	—	—	0.00n	—	0.00n	
	»	1598-б/62	0.0n	0.00n	—	—	—	0.00n	—	—	
	»	1502-д/62	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—	

Массив, район	Порода	№№ проб	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo
Кожимский гранитоидный комплекс									
Мань-Хамбо.	Метагранит.	1532-а/62	0.п	—	—	0.0п	0.00п	—	0.00п
	»	1069-VI/62	0.0п	0.00п	—	0.0п	0.00п	—	0.00п
	»	1284-д/63	0.0п	0.00п	—	0.п	0.00п	—	0.00п
	»	1284-г/63	0.п	0.00п	—	0.п	0.00п	—	—
	»	1703/63	0.п	—	—	0.0п	0.00п	—	—
	»	1704-д/63	0.п	—	—	0.0п	0.00п	—	—
	»	XXIV/63	0.п	—	—	0.0п	0.00п	0.00п	—
	»	1704-ж/63	0.0п	—	—	0.0п	—	—	—
	»	Д/63	0.п	—	—	0.0п	0.00п	0.00п	0.00п
	»	XIII/63	0.п	—	—	0.0п	0.00п	0.00п	0.00п
	»	1315/63	0.п	—	—	0.0п	0.00п	0.00п	0.00п
	»	1717-г/63	0.п	—	—	0.0п	0.00п	0.00п	0.00п
	»	III/63	0.п	—	—	0.0п	0.00п	0.00п	0.00п
	»	3/63	0.0п	—	—	0.п	0.00п	—	—
	Маньинский. Неройско-Патокский.	»	1702/63	0.00п	—	—	0.00п	0.00п	—
»		XXIII/63	0.0п	—	—	0.0п	—	—	—
»		1870-в	0.0п	—	—	0.0п	0.00п	—	0.00п
Гранит.		I	0.0п	—	—	0.0п	0.00п	—	0.00п
Метагранит.		592	0.п	0.00п	—	0.п	0.00п	—	0.00п
»	571-а	0.0п	0.0п	—	0.п	0.00п	0.00п	0.00п	
Вмещающие гранитоиды отложения									
Мань-Хамбо (экзоконтакт массива).	Хлоритовый сланец.	1731-б	0.0п	0.00п	—	0.0п	0.00п	0.00п	0.00п
	Конгломерат.	1884	0.0п	—	—	0.0п	0.00п	—	—
	Кварцит.	1887-е	0.0п	—	—	0.0п	0.0п	0.00п	0.00п
Истоки р. Мань-Хобе-ю	Кварцит.	684	0.0п	0.0п	—	0.0п	0.00п	0.00п	—
	»	571	0.0п	—	—	0.0п	0.00п	—	0.00п
	Конгломерат пиритизированный.	681	0.0п	0.0п	—	0.п	0.00п	0.00п	0.00п
Комплекс щелочных габброидов									
Большой Румяничный (Се- верный Тиман)	Лампрофир	14	0.0п	0.00п	—	0.00п	0.00п	0.00п	0.00п
	»	21	0.0п	0.00п	—	0.0п	0.00п	0.00п	0.00п

Таблица 36 (продолжение)

Массив, район	Порода	NN проб	Ag	Zr	Sc	Nb	Be	Cu	Pb
Кожимский гранитоидный комплекс									
Мань-Хамбо.	Метагранит.	1532-а/62	—	0.00n	—	—	—	0.000n	—
	»	1069-VI/62	—	0.00n	—	—	—	0.000n	—
	»	1284-д/63	—	0.00n	—	—	—	0.000n	—
	»	1284-г/63	—	0.00n	—	—	0.0000n	0.000n	—
	»	1703/63	—	0.00n	—	0.00n	0.0000n	—	—
	»	1701-д/63	—	0.00n	—	—	0.0000n	—	—
	»	XXIV/63	—	—	—	—	—	0.000n	—
	»	1701-ж/63	—	0.00n	—	—	—	0.00n	—
	»	Д/63	—	—	—	—	0.0000n	0.00n	0.00n
	»	XIII/63	—	—	—	—	0.0000n	0.000n	0.00n
	»	1315/63	—	—	—	—	—	0.000n	—
	»	1717-г/63	—	—	—	—	0.0000n	—	—
	»	III/63	—	—	—	—	0.0000n	—	0.00n
	»	3/63	—	0.00n	—	—	—	0.00n	—
»	1702/63	—	—	—	—	—	0.00n	—	
»	XXIII/63	—	—	—	—	0.000n	—	—	
»	1870-в	—	0.00n	—	—	—	0.000n	—	
Маньинский.	Гранит.	I	—	0.00n	—	—	—	—	—
Неройско-Патокский.	Метагранит.	592	—	0.00n	—	—	0.00n	—	—
	»	571-а	—	0.00n	—	—	0.0n	—	—
Вмещающие гранитоиды отложения									
Мань-Хамбо (экзоконтакт массива).	Хлоритовый сланец.	1731-б	—	—	—	—	—	0.000n	—
	Конгломерат.	1884	—	0.00n	—	—	—	—	—
Истоки р. Мань-Хобе-ю	Кварцит.	1887-е	—	—	—	—	0.0000n	0.000n	0.00n
	Кварцит.	684	—	—	—	—	—	0.0n	—
	»	571	—	0.00n	—	—	0.00n	—	—
	Конгломерат пиритизированный.	681	—	0.00n	—	—	—	0.00n	—
Комплекс щелочных габброидов									
Большой Румяничный (Северный Тиман)	Лампрофир	14	—	—	—	—	—	0.00n	—
	»	21	—	—	—	—	—	0.00n	—

Массив, район	Порода	№№ проб	Zn	Sn	Ge	Ga	La	Ba	Bi	Y
Кожимский гранитоидный комплекс										
Мань-Хамбо.	Метагранит.	1532-а/62	0.0n	—	—	—	—	0.00n	—	—
	»	1069-VI/62	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—
	»	1284-д/63	0.0n	—	0.00n	0.00n	—	0.00n	—	—
	»	1284-г/63	0.0n	—	—	0.00n	—	0.00n	—	—
	»	1703/63	—	—	—	—	—	0.00n	—	0.00n
	»	1701-д/63	—	—	—	—	—	0.00n	—	—
	»	XXIV/63	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—
	»	1701-ж/63	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—
	»	Д/63	0.00n	—	—	—	—	—	—	—
	»	XIII/63	0.00n	—	—	—	—	—	—	—
	»	1315/63	0.00n	—	—	—	—	—	—	—
	»	1717-г/63	0.0n	—	—	—	—	—	—	—
	»	III/63	0.0n	—	—	—	—	—	—	—
	»	3/63	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—
	Маньинский.	Гранит.	1702/63	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—
XXIII/63			0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—
Неройско-Патокский.	Метагранит.	1870-в	0.00n	—	0.00n	0.00n	0.00	0.00n	—	—
		I	0.0n	—	—	—	—	0.00n	—	—
		592	0.n	—	—	0.00n	—	0.00n	—	—
		571-а	0.n	—	—	0.00n	—	0.00n	—	—
Вмещающие гранитоиды отложения										
Мань-Хамбо (экзоконт- массива).	Хлоритовый сланец.	1731-6	0.00n	—	—	—	—	—	—	—
	Конгломерат.	1884	0.00n	—	—	—	—	0.00n	—	—
Истоки р. Мань-Хобе-ю.	Кварцит.	1887-е	0.n	—	—	—	—	—	0.00n	—
	Кварцит.	684	—	—	—	—	—	—	—	—
	»	571	0.0n	—	—	0.00n	—	0.00n	—	—
	Конгломерат пиритизированный.	681	0.0n	—	—	—	—	0.00n	—	—
Комплекс щелочных габброидов										
Большой Румяничный (Се- верный Тиман)	Лампрофир.	14	—	—	—	—	—	0.00n	—	0.00n
	»	21	—	0.0n	—	—	—	0.00n	—	0.00n

Примечание. Аналитики Т. И. Иванова и Г. Е. Юшкова.

ный, в проходящем свете коричневатобурый до коричневаточерного, с высоким показателем преломления.

К о р у н д — Al_2O_3 . Единичные зерна корунда встречаются во многих пробах габброидов, лампрофиров и эссекситовых порфиритов на Северном Тимане; изредка он отмечается в гранитах Сальнерского и Маньхобеюского массивов. Для других пород этот минерал не характерен. Зерна его неправильные, остроугольные, без видимой спайности. Размер не превышает 0.1—0.3 мм. Прозрачный, бесцветный. Некоторые зерна участками имеют пятнистую бледно-голубую окраску. Одноосный, отрицательный. Показатели преломления близки к эталонным: $n_o=1.765$; $n_e=1.757$ (± 0.002). Вероятно, появление корунда в изверженных породах связано с наложенными метаморфическими процессами.

Г е м а т и т — Fe_2O_3 . Единичные зерна гематита встречаются довольно часто в протолочках всех типов пород, но значительными можно считать только количества гематита, содержащегося в метакристаллах (до 400, среднее 9 г/т) и в метадиабазах (до 2000, среднее 110 г/т) Мань-Хамбо. Довольно часто крупные кристаллы гематита встречаются в кварцевых жилах.

Зерна гематита из изверженных пород имеют неправильную форму, они нередко агрегатные. Размер не превышает 4 мм. В кварцевых жилах он представлен правильными таблитчатыми кристаллами с поперечником до 15—20 мм и толщиной 5—7 мм. Таблички развиваются по {0001}, боковые поверхности ограничены

равными по величине, очень узкими грани {1120} и {1011}. Боковые параллельной ребру с пинакоидом, на базисе штриховка полигонально-концентрическая, также очень четкая. Обычны параллельные полисинтетические сростки по {0001} и крестообразные двойники прорастания с плоскостью срастания {1010}. В ряде случаев отмечались розеткообразно расщепленные таблички с осью расщепления {0001}. Нередко встречаются псевдоморфозы гематита по магнетиту. Псевдоморфизованные гематитом кристаллы магнетита становятся слабо магнитными, раздавливаются в красно-бурый порошок.

Цвет стально-серый, блеск сильный, металлический, на агрегатных зернах — полуметаллический. В тонких осколках хорошо заметны внутренние кроваво-красные рефлексы.

Межплоскостные расстояния решетки приполярноуральского гематита по данным рентгеноструктурного анализа близки к эталонным.

Химический состав гематита из кварцевых жил Приполярного Урала приведен в табл. 37.

И л ь м е н и т — $FeTiO_3$. Ильменит — широко распространенный акцессорный минерал. Наиболее высокие его содержания характерны для приполярноуральских пород, особенно для пород парнукского габбро-диоритового интрузивного комплекса, гранитоидов сальнерско-мань-

Т а б л и ц а 37

Химический состав гематита из кварцевых жил в экзоконтактной зоне Хаталамба-Лапчинского массива (р. Лапчавож, Приполярный Урал)

Окислы	Обр. 1	Обр. 656
TiO ₂	4.66	5.57
Al ₂ O ₃	0.65	0.42
Fe ₂ O ₃	89.42	88.80
FeO	2.95	2.78
MnO	0.01	0.01
MgO	Не обн.	Не обн.
CaO	» »	» »
V ₂ O ₅	0.06	0.07
Сумма	97.75	97.65

Кристаллохимические формулы
 обр. 1 — $(Fe_{1.81}^{3+}, Ti_{0.10}Fe_{0.06}^{2+}Al_{0.02})_{1.99}O_3$
 обр. 656 — $(Fe_{1.80}^{3+}, Ti_{0.11}Fe_{0.06}^{2+}Al_{0.01})_{1.98}O_3$

Примечание. Аналитик Л. А. Разницына.

хамбовского и метасоматических образований кожимского комплексов. В гранитах кожимского комплекса ильменит редок.

В габбро, щелочных габброидах и лампрофирах ильменит обычно приурочен к вторичному биотиту, актинолиту и микроклину и содержит их включения. Замещается лейкоксомом.

В гранитоидах ильменит встречается главным образом в разностях повышенной щелочности, затронутых поздней микроклинизацией. С поздним биотитом, мусковитом и цирконом здесь связаны зернистые или лейстовидно-удлиненные выделения ильменита, часто окруженные каемочкой тонкозернистого бесцветного лейкоксена. Некоторые ильменито-подобные неправильной формы мелкие зерна (до 0.1 мм), ассоциирующие со сфеном, окружены иногда ясной плеохроичной каймой в хлоритизированном биотите (возможно, эта разновидность рудного минерала имеет родственные отношения с давидитом).

В сиенитах и пегматитах ильменит ассоциирует с мусковитом и микроклином поздних генераций.

В кварцевых жилах наблюдаются две ильменитовые ассоциации: 1) ильменит+апатит+анатаз+брукит и 2) ильменит+халькопирит+пирит+кальцит+сфен. В первом случае отмечаются как включения анатаза (голубоватого и зеленого) и апатита в ильмените, так и замещение ильменита анатазом (желтым) и брукитом с развитием их по спайности и трещинкам. Во втором случае все минералы по отношению к ильмениту являются более поздними; кальцит и халькопирит выполняют роль цемента (цементируют его пластинчатые выделения).

Встречается в виде неправильной формы зерен и таблитчатых кристалликов размером до 5 мм. Кристаллы обычно ограничены формами {0001}, {1011}, {0221}, {2243}. В кварцевых жилах образует пластинчатые кристаллы размером до $0.6 \times 4 \times 10$ мм, реже встречается в виде плотных зернистых масс.

Цвет железно-черный, реже коричневато-черный, блеск металлический. Излом раковистый и полураковистый. Твердость, измеренная на пинакоидальной грани, колеблется в широких пределах — от 460 до 1028 кг/мм^2 , в среднем 722 кг/мм^2 (среднее из 20 замеров). В переводе этих данных на соответствующие шкалы твердость уральского ильменита можно оценить в 5.8 по Моосу или в 6.3 по Хрущову. Она почти не отличается от данных, приводимых в минералогических справочниках (5—6 по Моосу, 6.0 по Хрущову), и от экспериментальных данных С. И. Лебедевой (средняя твердость 640 кг/мм^2 ; Лебедева, 1963).

Рентгеноструктурный анализ подтверждает правильность определения ильменита и показывает, что ильменит серпентинитов отличается от ильменита метагранитов заметно меньшими значениями межплоскостных расстояний по всем наиболее интенсивным линиям.

Химический состав ильменита приведен в табл. 38. Он заметно отличается от теоретического присутствием довольно значительных количеств Fe_2O_3 и MnO . Интересно, что состав ильменита из высокотемпературных сульфидных жил отличается от состава его из низкотемпературных кварцевых жил более высоким содержанием железа, как окисного, так и закисного, и пониженным содержанием марганца.

Спектральный анализ ильменитов приведен в табл. 39. Обращают на себя внимание очень высокие (целые проценты) содержания ниобия в ильмените из метагранитов и присутствие в них тысячных долей процента германия. К сожалению, из-за очень ограниченного количества материала мы не смогли провести химический анализ ильменитов из этих проб даже на отдельные компоненты.

Ильменит вмещающих гранитоиды пород отличается более бедным составом элементов-микропримесей и пониженным содержанием сквоз-

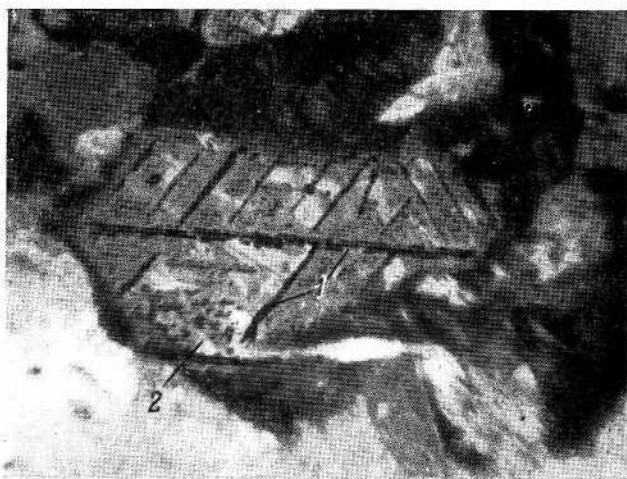


Рис. 22. Выделение рутила (1) по спайности голубовато-зеленой роговой обманки ряда тремолит—гастингсит (2) в габбро-амфиболите. Истоки р. Ильча. Николи ||, увел. 25.

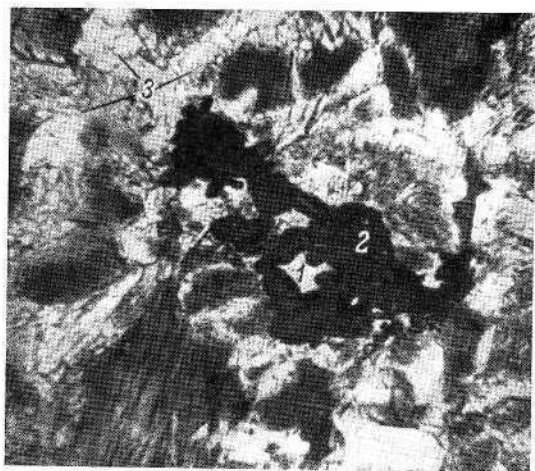


Рис. 23. Порфиробласт рутила (2) в габбро-амфиболите. Николи ||, увел. 70.

1 — реликты роговой обманки; 3 — голубовато-зеленая роговая обманка; 4 — обыкновенная роговая обманка.

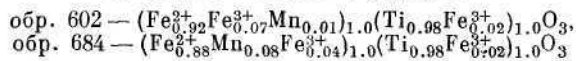


Рис. 24. Рутиловые прожилки (1), секущие зерна роговой обманки (2) в роговообманковом прожилке. Истоки р. Ильча. Николи ||, увел. 70.

Химический состав ильменита с Приполярного Урала
(истоки р. Хаталамбы)

Окислы	Ильменит из высокотемпературной кварцевой жилы, обр. 602	Ильменит из низкотемпературной кварцевой жилы, обр. 684	Теоретический состав
TiO ₂ . . .	51.34	51.55	52.66
FeO . . .	43.25	41.17	47.34
Fe ₂ O ₃ . . .	4.85	3.27	
MnO . . .	0.57	3.40	
SiO ₂ . . .	0.35	0.20	
Nb ₂ O ₅ . . .	0.084	0.086	
Ta ₂ O ₅ . . .	0.012	0.015	
Сумма . .	100.446	99.691	100.00

Кристаллохимические формулы



П р и м е ч а н и е. Аналитик Л. А. Разницына.

ных элементов — Mn, Cu, Sc, но V в них более обычен, чем в гранитоидах.

Вторичные изменения ильменита выражаются в его лейкоксенизации и в некоторых случаях в рутилизации и брукитизации.

К а с с и т е р и т — SnO₂. Касситерит — сравнительно редкий акцессорный минерал. В единичных знаках он встречается в пегматитах, генетически связанных с гранитоидами сальнерско-маньхамбовского комплекса и в каледоно (?) герцинских гранитоидах Неройско-Патокского массива. По данным И. А. Преображенского (1941б), встречается в гранитоидах Мань-Хамбо. Повышенные содержания касситерита отмечаются только в кварцевых жилах района истоков р. Торговой, где он встречается в ассоциации с молибденитом и шеелитом (Фишман и др., 1960). Зерна акцессорного касситерита в гранитоидах призматические, но с плохо выраженными гранями, цвет черно-бурый, блеск жирный. В кварцевых жилах встречается в виде темно-красных или почти черных зерен или кристаллов короткопризматического габитуса, размером до 2—3 мм.

Р у т и л — TiO₂. Встречается во всех типах изученных пород на Урале и Тимане, но устойчиво высокое (39 г/т) среднее содержание характерно лишь для габбро и габбро-диабазов, особенно в их амфиболитизированных разностях (рис. 22, 23, 24).

Рутил из гранитоидов наблюдается в виде сагенитовой решетки по хлоритизированному биотиту или обнаруживается в виде включений в мусковите, развивающемся по биотиту. Образует сростки с кварцем и полевым шпатом.

В кварцевых жилах встречается на участках, где с ильменитом ассоциирует микроклин. В этом случае наблюдается замещение ильменита рутилом.

Рутил обычно образует зерна неправильной формы размером 0.2—0.5 мм. Реже он представлен сильно вытянутыми призматическими и игольчатыми кристаллами длиной до 1 мм. Призматический пояс кристаллов образован гранями тетрагональных призм {110} и {010}, относительная величина которых сильно колеблется. Обычно грани призмы {110} больше граней призмы {010}. Головки образованы тетрагональной дипирамидой

Акцессорные элементы в ильменитах

Массив, район	Порода	№№ проб	Mn	Ni	Mo	V	Cr	Zr	Sc	Nb	Be
Мань-Хамбо.	Метагранит.	1315/63	<i>n</i>	—	—	—	—	0.00 <i>n</i>	0.00 <i>n</i>	0. <i>n</i>	0.000 <i>n</i>
	»	1717-г/63	<i>n</i>	—	—	—	—	0.00 <i>n</i>	0.0 <i>n</i>	<i>n</i>	0.000 <i>n</i>
	»	1069/62	<i>n</i>	—	—	—	—	0.00 <i>n</i>	0.00 <i>n</i>	<i>n</i>	0.000 <i>n</i>
	»	529-а/62	<i>n</i>	—	—	0.00 <i>n</i>	—	0.0 <i>n</i>	0.00 <i>n</i>	<i>n</i>	0.000 <i>n</i>
	Слюдяно-хлоритовый сланец.	1731-б/63	0. <i>n</i>	—	—	0.00 <i>n</i>	—	—	—	0.00 <i>n</i>	—
	Кварцевый порфир.	1935-1/64 1935-а1/64	0. <i>n</i> 0.0 <i>n</i>	0.00 <i>n</i> —	— —	0.00 <i>n</i> 0.00 <i>n</i>	0.00 <i>n</i> —	0.00 <i>n</i> 0.00 <i>n</i>	— —	— —	0.0000 <i>n</i> —
	Кварцит.	1961-1/64	<i>n</i>	—	—	0.00 <i>n</i>	—	0.00 <i>n</i>	0.00 <i>n</i>	—	0.0000 <i>n</i>
Неройско-Патокский	Метагранит.	1571	<i>n</i>	—	—	—	—	0.00 <i>n</i>	—	0.0 <i>n</i>	—
		576-а	<i>n</i>	—	—	—	0.00 <i>n</i>	0.00 <i>n</i>	—	0. <i>n</i>	0.0000 <i>n</i>
Сальнерский.	Гранит.	514	<i>n</i>	—	—	0.00 <i>n</i>	0.00 <i>n</i>	0.00 <i>n</i>	—	0.00 <i>n</i>	—
Истоки р. Маньи, северный экзоконтакт Сальнерского массива.	Кварцит гранитизированный	50-а	0. <i>n</i>	—	0.00 <i>n</i>	—	0.00 <i>n</i>	0.00 <i>n</i>	—	0.00 <i>n</i>	—
	Гранит гибридизированный	594-а	0. <i>n</i>	—	—	0.00 <i>n</i>	—	0.0 <i>n</i>	—	0.00 <i>n</i>	0.0000 <i>n</i>
Парнукский.	Гранит.	1102	<i>n</i>	—	—	0.00 <i>n</i>	—	—	—	0.00 <i>n</i>	—

Таблица 39 (продолжение)

Массив, район	Порода	№№ проб	Cu	Pb	Zn	Ce	Sn	Ge	Ga	Y	La	Ba
Мань-Хамбо.	Метагранит.	1315/63	—	0.00n	0.00n	—	0.00n	—	—	0.00n	—	—
	»	1717-г/63	—	0.00n	—	—	0.00n	—	—	0.0n	0.0n	—
	»	1069/62	0.00n	1%	0.n	0.00n	0.n	0.00n	0.00n	0.0n	0.0n	0.00n
	»	529-а/62	0.000n	0.n	0.0n	—	0.0n	0.00n	0.0n	0.n	—	—
	Слюдяно-хлоритовый сланец.	1731-б/63	0.00n	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0n
	Кварцевый порфир.	1935-1/64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0n
		1935-а1/64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.00n
	Кварцит.	1961-1/64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0n
Неройско-Патокский.	Метагранит.	1571	0.000n	0.00n	0.0n	—	0.00n	—	—	—	—	0.00n
		578-а	0.00n	0.00n	0.0n	—	0.00n	—	0.n	—	—	0.00n
Сальнерский.	Гранит.	514	0.00n	0.00n	0.0n	—	—	—	0.00n	—	—	0.00n
Истоки р. Маньи, северный экзоконтакт Сальнерского массива.	Кварцит гранитизированный.	50-а	0.00n	0.n	0.0n	—	0.0n	—	0.00n	—	—	0.00n
	Гранит гибридизированный.	594-а	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.00n
Парнукский.	Гранит.	1102	0.000n	0.0n	0.0n	—	—	—	0.0n	—	—	0.00n

Примечание. Аналитики Т. И. Иванова и Г. Е. Юшкова.

{011} (рис. 25, а). Изредка фиксируются маленькие грани дипирамиды {111} и пинакоида {001}, имеющие подчиненное значение. Обычны коленчатые двойники по {011}.

Грани кристаллов, как правило, очень несовершенны. Они покрыты резкой вертикальной штриховкой (рис. 25, б), округлы. Поверхность некоторых кристаллов корродирована, ячеистая.

В гидротермально измененных кварцитах верховьев р. Большой Хатамбы встречены оригинальные кристаллы рутила с анатазовой формой кристаллов (рис. 25, в). Иногда попадаются очень хорошо ограненные кристаллики с хорошо выраженными гранями, но грани не дают сплошного отблеска, а распадаются на множество мельчайших, разно ориенти-

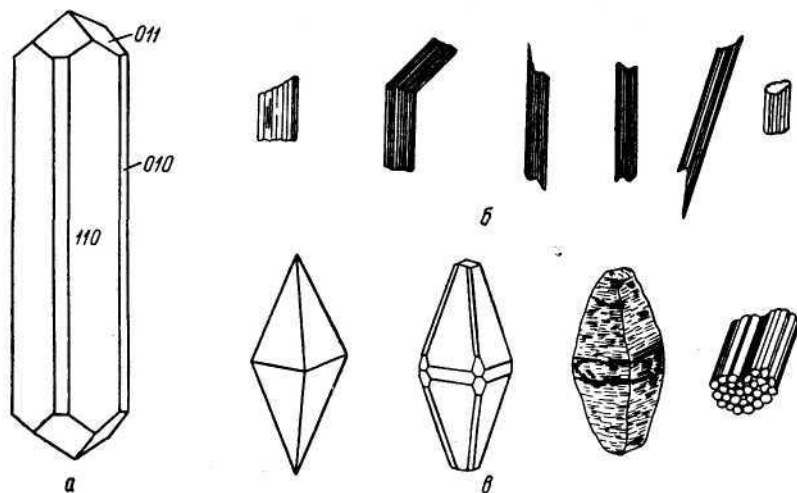


Рис. 25. Форма кристаллов акцессорного рутила (а, б) и псевдоморфоз рутила по анатазу (в).

рованных участков. Это происходит потому, что весь кристалл (псевдоморфоза рутила по анатазу) является не монокристаллом, а скелетным агрегатом мелких субиндивидов рутила, сросшихся субпараллельно.

Отмечены также пластинчатые псевдоморфозы рутила по ильмениту.

Цвет рутила — от желтого до кремово-коричневого, оранжево-красного и даже черного. Иногда встречаются зональные кристаллы с черным непрозрачным ядром и красной прозрачной внешней зоной. Хрупкий, с раковистым изломом и довольно ясной спайностью по {110}. Удельный вес определен пикнометрически лишь для тантало-ниобиевой разности ильменорутила из среднетиманских карбонатитов. Удельный вес равен 4.35, т. е. заметно повышен по сравнению с чистым рутилом — 4.26.

Рентгеноструктурный анализ показывает идентичность дебаграммы уральских рутилов с эталонной и подтверждает правильность определения.

По данным химического анализа (табл. 40), в красном рутиле несколько повышено содержание SiO_2 , видимо, за счет вростков кварца, от которых не удалось полностью избавиться при подготовке материала к анализу. Полуколичественный спектральный анализ рутила приведен в табл. 41.

В гидротермально измененных гранитах и карбонатитах наблюдается ниобиевый рутил — ильменорутил. Зерна его, встречающиеся в сростках со сфеном, альбитом и ильменитом, имеют неправильную форму, цвет черный, по краям зерен и в очень тонких осколках просвечивает красновато-бурый. Блеск смолистый. Под микроскопом в проходящем свете зеленовато-бурый, одноосный, положительный. Двупреломление высокое,

Химический состав рутила

Окислы	Рутил из амфиболитов района Мань-Хамбо, обр. 1103-г; аналитик Л. А. Разницына		Ильменорутилы из тиманских карбонатитов (данные Ухтинского ТГУ)	
SiO ₂ . . .	3.52		Не опр.	Не опр.
TiO ₂ . . .	93.91		» »	» »
FeO . . .	} 1.48		10.06	» »
Fe ₂ O ₃ . . .			Не опр.	» »
MnO . . .	0.01		0.16	» »
Nb ₂ O ₅ . . .	0.039		10.74	12.7
Ta ₂ O ₅ . . .	0.0025		Не опр.	1.9
Сумма . . .	98.962		—	—

Кристаллохимическая формула: $(Ti_{0.99}Fe_{0.01})_{1.0}O_2$.

Т а б л и ц а 41

Акцессорные элементы в рутилах из района Мань-Хамбо в южной части Печорского Урала

Порода	$\frac{Nb}{N}$ проб	Mn	V	Cr	Zr	Sc	Nb	Cu	Ce	Ba	P
--------	---------------------	----	---	----	----	----	----	----	----	----	---

Парнукский габбро-диоритовый комплекс

Амфиболит.	1946-3	0.0n	—	0.00n	0.0n	—	0.n	0.00n	—	—	—
Габбро.	1103	0.0n	0.0n	0.0n	—	—	0.0n	0.000n	—	—	—
Амфиболовое габбро.	1103-г	0.0n	0.0n	0.0n	—	—	0.n	0.000n	0.00n	—	—

Кожимский комплекс

Кварц жильный.	1969-6	0.00n	—	0.00n	n	0.00n	n	0.000n	—	0.n	0.0n
----------------	--------	-------	---	-------	---	-------	---	--------	---	-----	------

Примечание. Аналитики Т. И. Иванова и Г. Е. Юшкова.

заметен плеохроизм от темно-бурого по *Ne* до зеленовато-желтого по *No*. Ильменорутил из среднетиманских карбонатитов, по данным Ухтинского ТГУ, содержит 10.74—12.7% Nb₂O₅, 1.9% Ta₂O₅ и до 10.06% FeO (табл. 40). Ильменорутил из гранитоидов Ильяизского массива, по данным полуквантитативных спектральных анализов, выполненных в Воркутинской КГРЭ и ВИМСе, имеет состав, близкий к тиманскому: Nb — 1.0—10.0, Ta — 0.1—0.3, Fe — 1.0—5.0, Sc — 0.005, La — 0.03—0.1, Y — 0.01—0.2, Yb — 0.01—0.2, Si — 0.1, Al — 0.01, Mg — 0.01, Ca — 1.0—3.0, Mn — 0.3, Pb — 0.01, Cu — 10⁻⁴, Ce — 0.1, Sn — 0.003%.

Вторичные изменения рутила, широко развитые во всех породах, характеризуются развитием лейкоксоновых корочек на поверхности его зерен и кристаллов.

А н а т а з — TiO₂. На Приполярном и Северном Урале анатаз в единичных знаках обнаружен в отдельных пробах гранитов как сальнерско-маньхамбовского (Мань-Хамбо, Сальнерский массивы), так и кожимского (Народинский, Неройско-Патокский массивы) комплексов, в метакристаллах Неройско-Патокского района и в кварцевых жилах, связанных с гранитоидами кожимского комплекса. Особенно характерен для Север-

ного Тимана, где встречается почти во всех типах горных пород, но также в незначительных количествах (единичные знаки). Ограниченное количество этого минерала в искусственных шлихах не позволило нам провести его детальное исследование.

Анализ встречается в виде мелких кристаллов, размер которых в гранитоидах не превышает 0.5 мм, а в кварцевых жилах может достигать нескольких миллиметров. Облик кристаллов таблитчатый, изометричный, удлиненный, габитус пинакоидальный, усеченнодипирамидальный, дипирамидальный. В кварц-ильменитовых прожилках анатаз представлен кристаллами двух генераций. Кристаллы первой генерации более крупные (0.5 мм), усеченнодипирамидальные, образованные всего двумя формами $\{011\}$ и $\{001\}$. Поздние кристаллы таблитчатые, в их огранке наряду с перечисленными формами принимают участие призмы $\{110\}$ и $\{010\}$

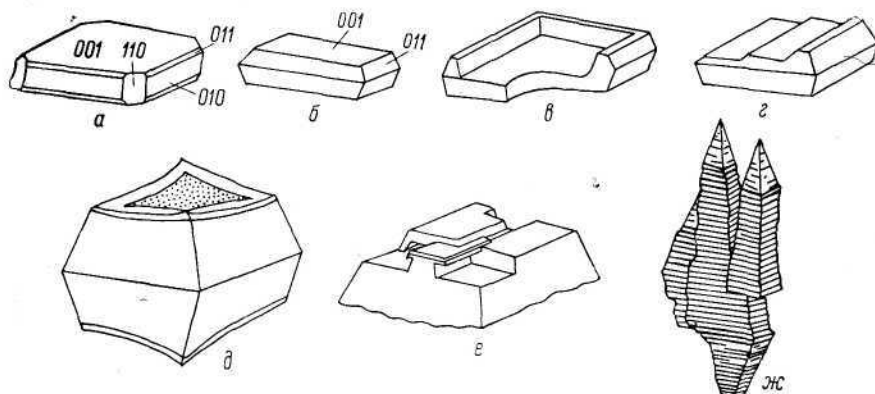


Рис. 26. Кристаллы акцессорного анатаза.

(рис. 26). Часто встречаются скелетные кристаллы в виде коробочек (рис. 26, в) либо с наростами на пинакоидальных гранях (рис. 26, г, е). Интересны деформированные кристаллы, грани пинакоида у которых как бы изогнуты, что, видимо, можно связать с явлениями расщепления.

Усеченнодипирамидальные и таблитчатые кристаллы обычно имеют гладкие, ровные, несколько блокированные грани, у дипирамидальных грани густо иштрихованы параллельно ребру $(001) : (011)$.

Кристаллы анатаза из тиманских пород обычно окрашены в зеленовато-синий цвет. Окраска анатаза из кварцевых жил Приполярного Урала индигово-синяя или, часто, зеленая. Встречаются кристаллы с зональным распределением окраски, внутренняя зона которых темно-зеленая, внешняя — несколько светлее (рис. 26, д). Границы между зонами довольно четкие и резкие.

Интересно отметить рутилизацию анатаза в гидротермально измененных кварцитах верховьев р. Большой Хаталамбы. В них в обилии встречаются остродипирамидальные кристаллики желтовато-бурого цвета, имеющие типичный анатазовый габитус с простыми формами $\{110\}$, $\{011\}$, $\{101\}$, $\{230\}$, но сложенные плотным мелкозернистым агрегатом рутила. Это типичные псевдоморфозы рутила по анатазу.

Б р у к и т — TiO_2 . Брукит еще более редок, чем анатаз. В парагенезисе с анатазом он иногда встречается в измененных магматических породах Приполярного Урала и Северного Тимана в виде таблитчатых по $\{010\}$ кристаллов желтовато-коричневого цвета. На гранях призмы почти всегда отмечается четкая штриховка вдоль $\{001\}$. Вероятно, является вторичным минералом, развивающимся по анатазу.

К о л у м б и т — $(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg}) (\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Sn})_2\text{O}_6$. Минералы изоморфного ряда колумбит—танталит встречаются преимущественно в метагранитах (Фишман, Голдин, 1962; Фишман и др., 1966а), приурочиваясь к кварцево-флюорито-слюдистым скоплениям в них. Так, колумбит встречается в метагранитах и породах жильной фазы (аляскиты) на Мань-Хамбо и в метагранитах малых тел на Приполярном Урале. Отдельные кристаллики его иттриевой разновидности обнаружены в протолочках доломитизированных известняков, залегающих на контакте с гранитами Водораздельного массива в северной его части. Ю. П. Ивенсен (1964) указывает на распространенность колумбита как акцессорного минерала в карбонатах Среднего Тимана (Четласский Камень).

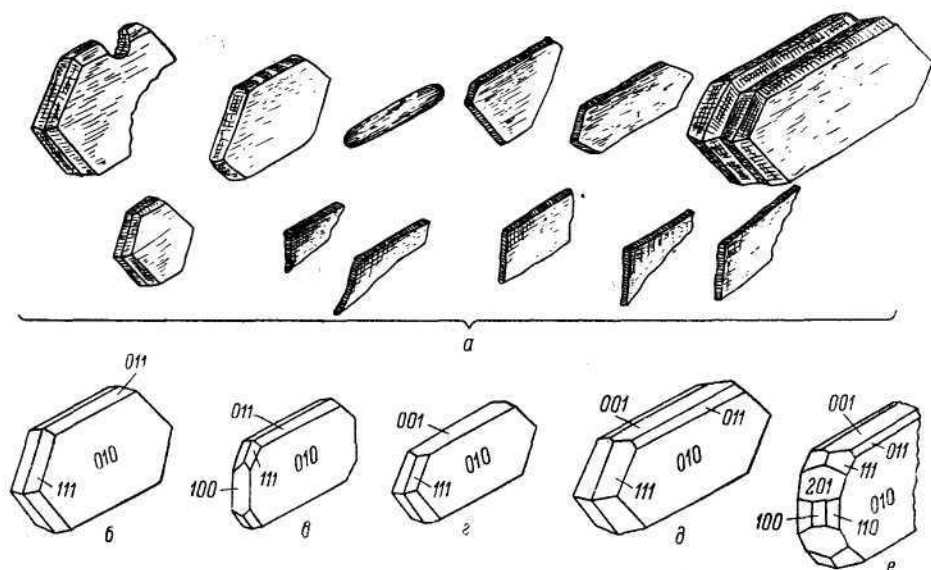


Рис. 27. Кристаллы акцессорного колумбита из метагранитов Приполярного Урала.

Колумбит обычно образует мелкую вкрапленность в гранитоидах, причем вкрапленники чаще всего идиоморфны.

Облик кристаллов пластинчатый по $\{010\}$ и толстотаблитчатый (рис. 27, а—е). Габитус пинакоидальный, реже призматический. Пластинчатые кристаллы довольно просты по огранке. Они образованы комбинацией форм $\{010\}$, $\{011\}$ и $\{111\}$, иногда с гранями форм $\{001\}$ и $\{100\}$ (рис. 27, в, г), причем грани второго пинакоида $\{010\}$ всегда являются господствующими. Призматические кристаллы более крупные и более сложные по огранке. На них, кроме перечисленных простых форм, обнаруживаются формы $\{201\}$ и $\{110\}$ (рис. 27, е). Грани кристаллов, как правило, неровные, шероховатые, тонкоизъеденные, ребра притуплены. Реже встречаются кристаллы с гладкими блестящими гранями. Нередко грани несут параллельные пластинчатые наросты, отмечены параллельные сростки по $\{010\}$.

Размер мелких кристаллов по удлинению колеблется от 0.12 до 0.50 мм, крупные достигают длины в 1.0—1.5 мм. В метагранитах Мань-Хамбо был встречен крупный призматический кристалл колумбита, ограненный формами $\{010\}$, $\{011\}$ и $\{111\}$, длина которого 28 мм, а толщина — 15 мм. Удлинение (отношение длины к средней толщине) колеблется в пределах от 1.5 до 2.2, составляя в среднем 1.7; пластинчатость (отношение ширины к толщине) довольно заметная — от 1.0 у призматических кристаллов до 4.0 у пластинчатых (средняя 2.2).

Цвет колумбита черный, реже буровато-черный. Иногда заметна тусклая синеватая побежалость. Блеск металлический или полуметаллический. Непрозрачный, по краям зерен слегка просвечивает красноватым. Под микроскопом непрозрачный и просвечивает красно-бурым лишь в очень тонких срезах, плеохроируя в бурых тонах по Ng и в желтых по Nm и Np .

Хрупкий. Излом раковистый. Заметна спайность по $\{010\}$ и $\{100\}$.

Удельный вес, определенный микропикнометром, — 6,6, что, по данным В. И. Кузнецова (1945), примерно соответствует ниобо-танталиту с содержанием Ta_2O_5 45—55%, т. е. среднему члену серии колумбит—танталит.

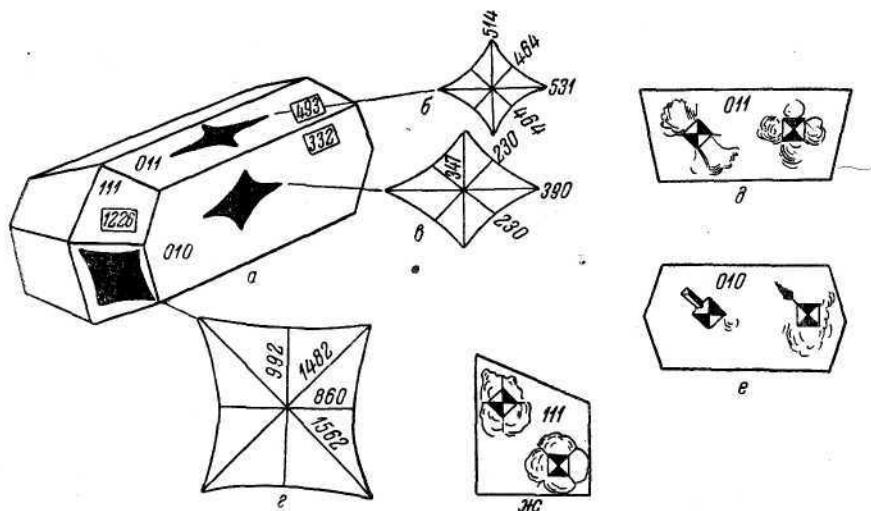


Рис. 28. Розетки твердости и характер трещиноватости вокруг отпечатков алмазной пирамиды на кристалл колумбита.

Твердость колумбита изучалась с помощью микротвердометра ПМТ-3 С. И. Лебедевой и Н. И. Резенковой (Лебедева и Резенкова, 1961; Лебедева, 1963). Эти авторы измеряли твердость на всех составляющих ряда колумбит—танталит и установили, что в пределах этого ряда она изменяется закономерно от колумбита к танталиту от 240 до 470 $кГ/мм^2$ для колумбита с минимальным содержанием Ta_2O_5 (1,5—3%) до 700—1050 $кГ/мм^2$ для танталита с максимальным содержанием Ta_2O_5 (70—80%). В средней части ряда значения твердости, однако, часто перекрываются, и это обусловлено весьма существенной анизотропией твердости колумбит-танталитов. С. И. Лебедева и Н. И. Резенкова отмечают, что «им присущи оба вида анизотропии твердости, однако анизотропия второго рода характерна для всего ряда минералов, а анизотропия первого рода наиболее четко выявляется лишь для колумбитов с низким содержанием Ta_2O_5 » (Лебедева, 1963, стр. 63—64). К сожалению, поскольку замеры проводились в разно ориентированных зернах в шлифах, этим авторам не удалось детально изучить анизотропию твердости по различным кристаллографическим направлениям. Мюгге (Mügge, 1898) также отмечал, что на грани (100) твердость в направлении $[010]$ больше, чем по $[001]$.

Мы проводили измерение твердости на крупном кристалле колумбита из метагранитов Мань-Хамбо (рис. 28), на каждую приполированную грань которого наносилось по 40 разно ориентированных отпечатков алмазной пирамиды. Средняя твердость оказалась равной 680 $кГ/мм$,

что, по С. И. Лебедевой, соответствует ниобо-танталиту с содержанием Ta_2O_5 около 20—25%. Выявилась существенная анизотропия твердости, более резкая, чем на колумбитах С. И. Лебедевой, характер которой отражен формой розеток твердости на рис. 28, *a—г*. Наибольшая твердость (1226 кг/мм^2) характерна для направления вдоль оси *a*, наименьшая (493 кг/мм^2) — для оси *c*. Общую картину анизотропии можно выразить формулой

$$[H_{(111)} = 1226] > [H_{(011)} = 493] > [H_{(010)} = 332].$$

Коэффициент анизотропии $K_{H_{(111)}(011)} = 2.47$, $K_{H_{(111)}(010)} = 3.69$, $K_{H_{(011)}(010)} = 1.48$.

Таким образом, твердость на грани (111) в 3.7 раза выше, чем на грани (010). Исследованный колумбит хрупкий, его хрупкость можно оценить баллом 2 шкалы С. Д. Дмитриева (1949), так как первые видимые трещинки вокруг отпечатков появляются при нагрузке на индентор в 20—50 Г.

Интересный материал дают наблюдения над характером трещин, образующихся при вдавливании алмазной пирамиды на различных гранях кристаллов.

На грани (011), несмотря на то что на нее выходят две взаимно перпендикулярные системы плоскостей спайности по {010} и {100}, трещины спайности плохо заметны. Они проявляются в виде прямолинейных штрихов, идущих от ребер отпечатка при такой ориентировке пирамиды, когда ее диагонали совпадают с направлениями спайности (рис. 28, *д*). Более четко выражены трещины скола, полого отходящие от граней пирамиды, которые образуются в результате хрупкости минерала.

На грани (010) также отмечаются пологие и горизонтальные трещины. В отличие от вышеописанных они не замыкаются в виде лепестков у каждой грани пирамиды, а имеют тенденцию охватить отпечаток полностью. Эти трещины связаны со сколом по плоскости спайности {010}, параллельной грани; спайность по {100} на этой грани не проявляется. Особый интерес представляют оригинальные фигуры давления, образующиеся при вдавлении пирамиды (рис. 28, *е*). Если пирамида ориентирована своими диагоналями по направлениям [100] и [001], то от ее грани в направлении [101] отскакивает выколк в форме трехгранной пирамиды, ширина которого примерно $1/3$ — $1/2$ длины диагонали, а длина равна длине диагонали отпечатка. Грани этого выколка — фигуры давления — гладкие, блестящие, более совершенны, чем грани кристалла. Следует особо подчеркнуть, что выколк отскакивает лишь в одном направлении, от верхней левой грани отпечатка, как это изображено на рис. 28, *ж*. Если пирамида ориентирована диагоналями по направлениям [101], то в этом случае образуется фигура давления, имеющая ту же ориентировку, что и в первом случае. Форма ее другая — от ребра пирамиды отходит тонкая прямая вертикальная трещинка, на конце которой образуется выколк чечевицеобразной формы, окруженный системой вертикальных трещинок. Расстояние от ребра отпечатка до центра выколка примерно равно длине диагонали.

По этим фигурам давления легко отличить грань (010) от других граней кристалла колумбита, что очень важно при диагностике минералов в полированных шлифах, так как твердость колумбита в различных направлениях резко различна. Считается, что по форме фигуры удара можно судить о симметрии грани, на которой она образуется. Если взять отдельно форму выколка, образующегося в первом случае, то их симметрия $L_2 2P$ соответствует грани (010). Если же рассматривать всю фигуру в целом, вместе с отпечатком, или фигуру давления, образующуюся во втором случае, то их симметрия *P*, т. е. ниже симметрии грани. Однако, как

указывает В. А. Мокиевский (1959), низкая симметрия пирамиды, накладываемая на симметрию грани, может понижать симметрию отпечатка, а следовательно, и симметрию фигуры давления. Этот недостаток формы пирамиды мог бы быть ликвидирован путем замены ее на конусовидную. Поэтому о симметрии грани необходимо судить по фигуре давления с наивысшей симметрией. Кроме перечисленных моментов, фигуры давления на грани (010) указывают на наличие косых плоскостей смещения (плоскостей спайности или плоскостей скольжения), о которых не упоминается в минералогических справочниках.

На грани (111) проявляются две системы трещин (рис. 28, ж). Первая — это вертикальные, глубинные трещины хрупкого разрыва, отходящие от ребер отпечатка в виде нитевидных извилистых следов. Вторая система — почти горизонтальные трещины, проявляющиеся в виде ореолов с перламутровым отливом. Они отражают систему спайности по {100}.



Рис. 29. Кристаллы фергюсонита из метагранитов.

К сожалению, мы не смогли проанализировать колумбит из изученных пород. В работе В. С. Кудрина, М. А. Кудриной и Т. Н. Шурига (1965) приводятся данные о составе колумбитов из аналогичных нашим метагранитам апогранитов Полярного Урала. Они характеризуются следующим составом: Nb_2O_5 — 60–63%, Ta_2O_5 — 4.5–6.5%, Nb_2O_5/Ta_2O_5 — 9–20; FeO — 11–13%, MnO — 6.5–7.0%, $FeO/MnO \approx 2$. Близкий состав колумбита из этого же района приводит Н. В. Скоробогатова (1963): Nb_2O_5 — 70.20, Ta_2O_5 — 3.43, FeO — 10.57, MnO — 7.15, TiO_2 — 0.91,

TR_2O_3 — 2.91, CaO — 1.02, MgO — следы, SnO_2 — 0.60, SiO_2 — 1.52, Al_2O_3 — 0.20, Na_2O — 0.29, K_2O — 0.07, H_2O — 0.41%; Nb_2O_5/Ta_2O_5 — 20; сумма 99.28%.

Спектральным анализом в наших колумбитах обнаружены элементы микропримеси Zr, Mo, Cu, Ge, Pb, Bi, Zn в количестве от десятых долей процента и менее. Колумбит из района Водораздельного массива, по составу приближающийся к танталиту, содержит иттрий в количестве 0.003 и иттербий — 0.001% (данные Воркутинской КГРЭ).

Состав колумбита из карбонатитов Среднего Тимана по данным Ухтинского ГУ: $(Nb, Ta)_2O_5$ — 72.08, TiO_2 — 7.07, TR_2O_3 — 0.25, FeO — 7.4, MnO — 10.71, Al_2O_3 — 2.5%, удельный вес 5.17. В другом образце раздельно определено содержание Nb_2O_5 — 73.0% и Ta_2O_5 — 2.3%.

Ф е р г ю с о н и т — (Y, TR, U, Ca, Th) $(Nb, Ta, Ti)O_4$. Фергюсонит в магматических породах изучаемого региона был впервые обнаружен и описан Б. А. Голдиным (Голдин, Маркова, 1963). Единичные зерна этого минерала встречаются в рифейских гранитоидах Мань-Хамбо, затронутых наложенными процессами, а в метагранитах Мань-Хамбо и Неройско-Патокского района он является довольно обычным акцессорным минералом. Зафиксирован фергюсонит в единичных зернах и в сиенит-аплитах Северного Тимана (Мальков и Мельникова, 1965).

В метагранитах Мань-Хамбо фергюсонит образует две генерации. Кристаллы различных генераций различаются лишь удлинением (ранние сильно удлинённые, поздние — короче, приближаются к изометричным).

и густотой бурого оттенка, более слабой у позднего фергюсонита. Фергюсонит ранней генерации ассоциирует с кварцем, альбитом, циртолитом, гранатом (гроссуляром), ранним флюоритом и ранним магнетитом; поздний фергюсонит — с кварцем, колумбитом, флюоритом, ортитом и поздним магнетитом.

Кристаллы фергюсонита имеют удлинённый призматический облик. Они заострены на концах — копьевидные и зубьевидные (рис. 29, 30, а). Поверхность сильно корродирована, ребра притуплены и о кристалломорфологии фергюсонита можно судить лишь по отдельным, более или менее хорошо огранённым зернам. Длина кристаллов колеблется от 0.32 до 0.57 мм, иногда до 1—2 мм, ширина — 0.08—0.15 мм. Удлинение (отношение толщины к длине) — от 1 : 3 до 1 : 5.

Габитус кристаллов призматический и остро-дипирамидальный. Они представляют собою комбинацию тетрагональной призмы {230} с острой {111} (рис. 30, б) или острейшей {231} (рис. 30, в) дипирамидами. Реже кристаллы являются комбинацией двух дипирамид {111} и {231} с призмой {230} (рис. 30, г, д). Часто вершины дипирамид притуплены очень маленькими гранями третьего пинакоида {001}.

Цвет фергюсонита светло-желтый, желтый, желтовато-бурый до бурого и даже буровато-черного. Излом раковистый. В осколках просвечивает красно-бурый цвет, иногда полупрозрачный. Блеск на поверхности зерен матовый, в изломе жирный, смолистый, реже стеклянный.

Под микроскопом цвет фергюсонита желтовато-бурый. Как правило, это изотропный минерал, в кристаллах встречаются лишь отдельные анизотропные очень мелкие участки с сильным двуупределением. Показатель преломления $n=2.000 (\pm 0.002)$.

Для фергюсонита характерна светло-желтая корочка продуктов изменения, покрывающая грани кристаллов. На фергюсонитах Неройско-Патокского района эта корочка тонкая, а на фергюсонитах из метабазитов Мань-Хамбо изменение захватывает почти весь кристалл, не измененным остается лишь небольшое внутреннее ядро.

В естественном состоянии фергюсонит рентгеноаморфен (метамиктный): на порошкограммах проявляется диффузное гало в области значения d/n около 30 кХ. Четкая дебаеграмма получается у фергюсонита, прокаленного при 1000° С в течение 60 час. (табл. 42). Межплоскостные расстояния двух изученных образцов поразительно одинаковы, несмотря на довольно различное содержание в них церия, влияющее на размеры элементарной ячейки (Минеев, 1965). Видимо, прокаливание метамиктного фергюсонита с переходом его в высокотемпературную β -модификацию не дает возможности рентгенографическими методами выяснить те незначительные колебания размеров элементарной ячейки, которые связаны с замещением в их составе тяжелых лантаноидов на легкие. Наши данные

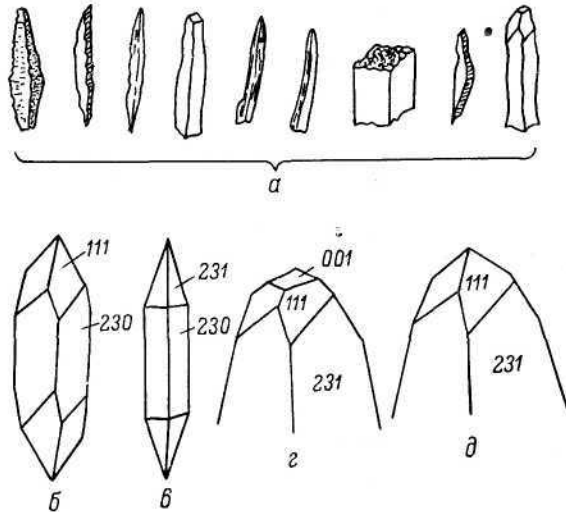


Рис. 30. Форма кристаллов аксессуарного фергюсонита из метабазитов Приполярного Урала.

Межплоскостные расстояния фергосонита с Северного и Приполярного Урала

№№ линий	Анизотропный фергосонит (по А. И. Комкову, 1957)				Изотропный фергосонит с Приполярного Урала, обр. 127		Фергосонит с Мавь-Хамбо, обр. 595	
	I	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	hkl	I	$d_{\alpha/n}$	I	$d_{\alpha/n}$
1	4	(3.41)	3.09	121 $\bar{3}$	4	(3.42)	2	3.41
2	3	(3.23)	2.93	121 $\bar{3}$	2	(3.23)	3	3.28
3	10	3.12	—	121	10	3.13	10	3.12
4	10	2.95	—	121	9	2.96	9	2.965
5	5	2.72	—	040	4	2.73	3	2.731
6	4	2.63	—	002	3	2.63	1	2.646
7	3	2.52	—	200	3	2.51	3	2.523
8	—	—	—	—	1	2.22	1	2.223
9	2	2.15	—	141	1	2.15	2	2.158
10	4	(2.08)	1.98	042 $\bar{3}$	2	(2.08)	2	2.098
11	3	(2.04)	1.85	240 $\bar{3}$	1	(2.05)	1ш	2.057
12	1	1.999	—	150	1	2.00	1ш	1.936
13	10	1.892	—	220, 042	10	1.893	10	1.902
14	8	1.853	—	240	7	1.850	7	1.852
15	1	(1.806)	1.637	161 $\bar{3}$	—	—	1ш	1.829
16	1	(1.780)	1.620	161 $\bar{3}$, 123 $\bar{3}$	—	—	—	—
17	5	1.752	—	202	2	1.750	3	1.759
18	1	(1.700)	1.550	242 $\bar{3}$, 123 $\bar{3}$	—	—	2	1.716
19	1	(1.657)	1.502	321	—	—	4	1.651
20	6	1.639	—	161	3	1.643	—	—
21	9ш	1.616	—	161, 123	7ш	1.616	6	1.625
22	5	1.568	—	321	5	1.569	4	1.575
23	8ш	1.554	—	242, 123	6ш	1.554	5	1.560
24	7	1.502	—	321	4	1.504	3ш	1.509
25	4	1.473	—	242	3	1.476	2	1.478
26	2	1.393	—	170	—	—	—	—
27	3	1.361	—	080	2	1.369	2	1.368
28	—	—	—	—	1	1.321	—	—
29	—	—	—	—	—	—	1ш	1.288
30	—	—	—	—	2	1.262	1ш	1.264
31	—	—	—	—	1	1.245	1ш	1.248
32	—	—	—	—	1	1.233	1ш	1.239
33	—	—	—	—	5	1.220	2ш	1.221
34	—	—	—	—	5	1.211	2ш	1.213
35	—	—	—	—	1	1.199	4ш	1.191
36	—	—	—	—	5р	1.189	—	—
37	—	—	—	—	5р	1.144	2ш	1.148
38	—	—	—	—	1р	1.131	—	—
39	—	—	—	—	4ш	1.107	—	—
40	—	—	—	—	1	1.087	—	—
41	—	—	—	—	4	1.079	—	—
42	—	—	—	—	1	1.053	—	—
43	—	—	—	—	2	1.050	—	—
44	—	—	—	—	2р	1.042	—	—
45	—	—	—	—	2р	1.033	—	—
46	—	—	—	—	2р	1.025	—	—
47	—	—	—	—	4р	1.001	—	—
48	—	—	—	—	3р	0.9919	—	—

Примечание. Fe-антикатод, без фильтра, 30 кв, 8 ма, $D=57.3$ мм, $d=0.5$ мм, $h=5$ час. Образцы снимались после прокалывания до 1000° . Лаборатория минералогии Института геологии Коми филиала АН СССР, аналитики Г. А. Маркова и В. В. Хлыбов.

вполне согласуются с данными рентгеноструктурного анализа, приведенными А. И. Комковым (1957), однако являются более полными, особенно в области малых углов.

К сожалению, малое количество имеющегося в нашем распоряжении материала не дало возможности провести полное химическое исследование фергюсонита. Удалось сделать лишь две расшифровки состава редкоземельных элементов по данным рентгеноструктурного анализа, выполнить спектральный полуколичественный анализ и ряд частных определений.

Особый интерес представляют данные рентгеноспектральных анализов (табл. 43). Фергюсонит из метагранитов Мань-Хамбо является типичным иттриевым фергюсонитом — в составе редких земель резко преобладают лантаноиды иттриевой группы с диспрозий-эрбий-иттербиевым максимумом. Из легких цериевых лантаноидов повышено содержание гадолиния. В фергюсоните из метагранитов Неройско-Патокского массива обнаруживается полный состав лантаноидов с основным диспрозиевым максимумом и менее резкими максимумами всех четных членов ряда лантаноидов. Несколько затупеван лишь максимум вообще мало распространенного самария. Этот фергюсонит занимает промежуточное положение между иттриевым и цериевым фергюсонитами, так как содержание иттриевых и цериевых р. з. э. в нем примерно одинаково. Таким образом, фергюсонит нельзя считать резко селективным иттриевым минералом, как это делает Е. И. Семенов (1957); он является комплексным минералом р. з. э. (Гинзбург и др., 1960; Макарович и др., 1965). Фергюсониты нашего района занимают как раз промежуточное положение, комплексность р. з. э. в них выражена очень четко.

Полуколичественным спектральным анализом определено содержание $Ta_2O_5 = 2.3\%$ и $Nb_2O_5 = 32\%$ (анализ выполнен в ВИМСе М. И. Трофимовой), а также зафиксировано присутствие марганца (0.0%), свинца (0.0%), железа (0.0%), титана (0.0%), меди (0.00%), никеля (0.00%), циркония (0.0%).

Гаусманит — $MnMn_2O_4$. Довольно значительные скопления гаусманита в парагенезисе с браунитом, родонитом, пьезонитом, пиритом, магнетитом и пси-

Таблица 43

Состав редкоземельных элементов в фергюсоните по данным рентгеноспектральных анализов ($\Sigma TR_2O_3 - Y_2O_3 = 100\%$)

Места отбора проб	№№ проб	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Σ Ce : Σ Y
Метаграниты Мань-Хамбо	1311	1.7	0.9	—	0.8	4.4	—	11.3	0.8	17.4	3.5	16.5	2.6	34.8	5.2	0.25
Метаграниты Неройско-Патокского массива	127	4.5	11.7	1.3	6.5	6.3	0.2	14.3	4.9	17.2	3.2	13.6	1.3	14.9	2.6	0.87
Слюдгора	10	0.6	1.3	—	0.6	0.6	0.1	3.4	0.6	9.9	5.1	24.7	3.4	45.3	4.5	0.08
Акжайлуу	6	3.3	15.0	5.3	15.8	8.6	0.7	0.9	2.0	9.2	3.3	9.2	1.3	13.8	2.6	1.54

Примечание. Анализ выполнен без предварительного выделение TR_2O_3 . Д. А. Минеевым (ИМГРО). Анализ проб №№ 10 и 6 заимствованы из статьи Б. А. Макаровича, Д. А. Минеева и В. Б. Александрова (1965).

ломеланом обнаружены в измененных на контакте с гранитоидами кварцевых порфирах верховьев рр. Выра-ю и Потым-ю. Встречается в виде черных зерен и стяжений, замещаемых псиломеланом.

БОРАТЫ

Л ю д в и г и т — $(Mg, Fe^{II})_2Fe^{III}[O_2]VO_3$. Людвигит образует редкие скопления в кальцифирах (магнезиальных скарнах), развивающихся по известнякам на северном контакте одного из массивов кожжисского комплекса. Людвигитсодержащие кальцифиры состоят из кальцита — 50—75%, доломита — 5—10, серпентина — 5—10, брусита — до 5, роговой обманки — 5—15, магнетита — 1%.

Людвигит в снежно-белом кальцифире резко выделяется черным цветом своих кристаллов. Размер их до 1—2 мм, реже до 5—10 мм, форма призматическая, удлинение около 2—3. Очень хорошо заметна вертикальная штриховка на призматических гранях. Этим кристаллы людвигита очень похожи на кристаллы турмалина, отличаясь лишь характерным ромбическим поперечным сечением. Можно заметить очень несовершенную спайность, перпендикулярную удлинению. Иногда игольчатые кристаллики людвигита сгруппированы в сферолиты.

Людвигит непрозрачен, в тонких срезах под микроскопом прозрачный, но с густой зеленой окраской. Удельный вес 3.89.

Т а б л и ц а 44

Межплоскостные расстояния людвигита

Людвигит с Приполярного Урала, обр. 7036		Людвигит из Венгрии (Шабынин, 1955)		Людвигит с Приполярного Урала, обр. 7036		Людвигит из Венгрии (Шабынин, 1955)	
<i>I</i>	$d_{\alpha/n}$	<i>I</i>	$d_{\alpha/n}$	<i>I</i>	$d_{\alpha/n}$	<i>I</i>	$d_{\alpha/n}$
2	5.85	—	—	1р	1.545	3ш	1.542
2	5.71	—	—	1	1.537	—	—
3	5.39	3	5.41	5	1.521	4	1.520
8	5.18	7	5.04	3	1.508	6	1.503
1	3.59	—	—	4	1.479	6	1.478
3	3.36	—	—	6	1.384	7	1.382
1	3.28	—	—	1	1.361	—	—
2	3.11	—	—	5	1.307	5	1.306
4	3.04	1дв	3.02	1	1.296	1	1.295
3р	2.838	5	2.82	1	1.284	—	—
10	2.557	10	2.55	1	1.256	2	1.257
5	2.546	—	—	1	1.246	—	—
2	2.362	3	2.38	1	1.213	—	—
4	2.183	8	2.17	1	1.211	2	1.207
3	2.139	2	2.13	1	1.193	—	—
1	2.072	—	—	1	1.181	2	1.184
7	2.048	7	2.03	3	1.159	4	1.157
1	2.011	4	1.998	1	1.135	—	—
1	1.967	2	1.955	1	1.127	2	1.126
4	1.924	5	1.911	1	1.103	—	—
1	1.887	3	1.875	3	1.087	5	1.089
1р	1.857	—	—	1	1.083	—	—
3	1.777	4	1.764	2	1.044	3	1.045
1	1.745	—	—	7	1.021	—	—
3	1.678	2	1.673	4	0.9992	—	—
1р	1.635	—	—	1	0.9904	—	—
6	1.584	1	1.594	1	0.9875	—	—

П р и м е ч а н и е. FeK_{α} , β -излучение, 35 кв, 10 ма, $D = 57.3$ мм, $d = 0.5$ мм, $h = 6$ час. Лаборатория минералогии Института геологии Коми филиала АН СССР, анализ В. В. Хлыбов.

Рентгенометрические исследования уральского людвигита (табл. 44) показывают близость его структурных параметров людвигиту из Венгрии, рентгенограмма которого приведена Л. И. Шабыниным (1955).

Флюоборит — $Mg_3[(F, OH)_3 | VO_3]$. Флюоборит встречается в тех же кальцифирах, что и людвигит, в виде отдельных зерен с гексагональными очертаниями. Размер зерен до 0.5 мм. Показатель преломления $n_e = 1.517 \pm 0.001$, $n_o = 1.559 \pm 0.001$, $n_o - n_e = 0.042$. Удельный вес 2.92 (Агулов и Малинко, 1966). В шлифах часто наблюдается замещение флюоборита ашаритом.

Ашарит — $Mg[OH|VO_2]$. Ашарит встречается в кальцифирах в парагенезисе с людвигитом и флюоборитом, довольно редко превалируя над ними. Встречается в виде бесцветных игольчатых и призматических кристалликов, как правило полисинтетически sdвойникованных, а также в виде волокнистых выделений.

По данным С. Н. Агулова и С. В. Малинко (1966), показатель преломления ашарита: $n_p = 1.577 \pm 0.001$, $n_g = 1.653 \pm 0.001$, $n_g - n_p = 0.076$; $2V = -27^\circ$. Удельный вес 2.8. Химический состав (в %): SiO_2 — 2.31, MgO — 45.28, MnO — 0.56, FeO — 2.04, Al_2O_3 — 0.83, B_2O_3 — 38.42, $H_2O^{(+)}$ — 10.51, сумма 99.95%. Следовательно, ашарит из кальцифиров является почти чистой магnezиальной разновидностью с крайне незначительным содержанием марганцовистого минала.

СУЛЬФАТЫ

Барит — $Ba[SO_4]$. Барит встречается на Приполярном Урале в кварцевых жилах, связанных с гранитоидами кожимского комплекса. Зерна чаще всего имеют неправильную форму, иногда ограничены спайными плоскостями, бесцветные, прозрачные.

ВОЛЬФРАМАТЫ

Шеелит — $Ca[WO_4]$. Шеелит присутствует в единичных зернах в гранитах Торговского (Кожина, 1959), Сальнерского, Неройско-Патокского, Малдинского, Хартесвожского, Няртинского массивов. В районе истоков р. Торговой шеелит, встречающийся в кварцевых жилах в ассоциации с касситеритом, молибденитом, висмутином, наблюдается в повышенных количествах. Здесь он преимущественно концентрируется в крайних частях кварцевых жил, образуя идиоморфные кристаллы до 4—5 см (Кожина, 1959; Фишман и др., 1960).

Зерна шеелита среди кварцевой массы группируются в виде цепочек, изолированных скоплений; секутся хлоритом, кварцем, содержащим включения халькопирита. Взаимоотношения шеелита с рудными и нерудными минералами показывают, что он кристаллизуется одним из первых.

В последние годы вкрапленная шеелитовая минерализация была обнаружена нами в грейzenизированных кварцевых порфирах и скарнированных основных эффузивах гранат-магнетит-пироксенового состава, пронизанных карбонатными прожилками (истоки р. Нярта-Сю-ю, левый приток р. Щугора), а также в метасоматически измененных пирротин-содержащих диабазах.

Значительных содержаний шеелит достигает в метасоматически измененных гранодиоритах (Буканов, Буканова, 1967) и хрусталеносных кварцевых жилах Лапчавожского массива (экзо- и эндоконтактовая его части).

По данным В. В. Буканова и В. А. Букановой (1967), шеелит обнаружен здесь в прожилках по зонам дробления в мраморах, в кварцевых жилах

и хрусталеносных гнездах, а также в зонах рассланцевания среди альбитизированных гранитоидов.

Кристаллы имеют размер 2—7 мм, очень редко до 20 мм. Основной габитусной формой является тетрагональная дипирамида {101}, нередко усложненная небольшими гранями дополнительных дипирамид {111}, {131}, {212}, грани покрыты крупными вициналями роста, на дополнительных гранях скульптура тоньше. Цвет желтый, оранжево-желтый, красновато-оранжевый. Удельный вес 6.07 ± 0.01 . Показатели преломления $n_g = 1.935$, $n_p = 1.918$, $n_g - n_p = 0.017 (\pm 0.002)$. Твердость 330 кг/мм².

Химический состав шеелита близок к теоретическому: WO_3 — 80.50, CaO — 19.50, SrO — 0.02, TiO_2 — 0.01, MnO — следы. ΣTR — 0.19, сумма — 100.2%. Спектральным анализом в десятых долях процента обнаружен Y, в сотых — Si, Mg, в тысячных — Al, Fe, Mn, Ba и Cu.

Состав редких земель (в % от суммы редких земель без иттрия): La — 4.1, Ce — 24.8, Pr — 7.2, Nd — 26.9, Sm — 12.2, Eu — 6.5, Gd — 9.3, Tb — 1.6, Dy — 4.0, Ho — 0.3, Er — 1.6, Tm — 0.3, Yb — 0.7, Lu — 0.3. Таким образом, заметно обогащение шеелита промежуточными лантаноидами (неодимом, самарием, европием, гадолинием) за счет уменьшения содержания лантана и церия, что характерно для шеелита гидротермальных месторождений.

В истоках ручья Нярт-сю-ю (приток р. Щугора) в измененных кварцевых порфирах, разбитых тонкими (до 5 мм) кварцевыми прожилками, встречены зерна молибденовой разновидности шеелита — сейригита, в ассоциации с пьезонтитом. Сейригит отличается желтоватым цветом флюоресценции в катодных лучах и несколько пониженным удельным весом.

В о л ь ф р а м и т — (Mn, Fe) $[WO_4]$. Вольфрамит крайне редок. Он встречается в виде мелких включений в кристаллах шеелита из кварцевых жил (Торговский массив) и в виде отдельных изометричных зерен в жильном кварце (истоки р. Торговой).

ФОСФАТЫ

К с е н о т и м — Y $[PO_4]$. Ксенотим встречен нами в гранитах Малопатокского массива на Приполярном Урале и Е. М. Мельниковой в гранитоидах Северного Тимана в виде единичных, очень мелких (0.1—0.3 мм) дипирамидальных кристалликов. Цвет их зеленовато-буровато-желтый, кристаллы полупрозрачны. Показатель преломления $n_p = 1.720 \pm 0.003$. В гранитах Южного Тимана описан Д. П. Сердюченко (1959) в виде бесцветных, чуть желтоватых призматических кристалликов, включенных в микроклин и биотит.

М о н а ц и т — (Ce, La, Y, Th) $[PO_4]$. Монацит можно отнести к редко встречающимся минералам. На Приполярном Урале он обнаружен в кварцевых порфирах Мань-Хамбо (ед. зн.), в гранитах Сальнерского и Неройско-Патокского (ед. зн.) массивов, в метагранитах Мань-Хамбо (до 139 г/т) и Неройско-Патокского района (ед. зн.), древних и молодых пегматитах (ед. зн.), а также в кварцевых жилах Приполярного Урала, где он описан В. В. Букановым и И. В. Швецовым (1966). По данным Б. А. Малькова и Е. М. Мельниковой (1965), монацит иногда встречается и в изверженных породах Северного Тимана. В гранитоидах Южного Тимана (Сердюченко, 1959) монацит встречается в виде довольно многочисленных кристаллических включений размером 0.02—0.10 мм в биотите и фемических минералах.

В гранитах и сиенитах монацит обычно включен в биотит или контактирует с его зернами, образуя в биотите широкий плеохроичный ореол. Встречается также монацит, включенный в краевые части зерен плагиоклаза на границе их с кварцем. Наблюдаются сростки с магнетитом и апа-

титом (рис. 31). В метасоматически измененных гранитах (метагранитах) иногда отмечаются реликты монацита в ортите, при его замещении ортитом выделялся апатит. Кроме того, в ассоциации с монацитом встречаются ильменит, эпидот, пирит, флюорит, циртолит, колумбит. В кварцевых жилах Приполярного Урала монацит парагенетически связан с титановыми минералами и занимает в последовательном ряду рутил—ильменит—анатаз—брукит—сфен место между анатазом и брукитом. Кроме этих минералов, в жилах с монацитом встречаются кварц, апатит и альбит (Буканов, Швецова, 1966).



Рис. 31. Монацит (М) и апатит (А) в биотите (Б). Гранит Сальнерского массива. Николи ||, увел. 160.

Обычно монацит представлен неправильной или округлой формы зернами или правильными, довольно хорошо ограниченными кристалликами призматического габитуса. Размер кристалликов в гранитоидах Приполярного Урала и Тимана колеблется от 0.15 до 0.30 мм, составляя в среднем 0.22 мм. В кварцевых жилах они крупнее — 1—2 до 7 мм. Цвет желтый, желтовато-розовый, медово-желтый. Кристаллы прозрачные или полупрозрачные, зерна непрозрачные, но просвечивают.

Габитус кристаллов призматический. Облик преимущественно укороченно-уплощенный (таблитчатый) — 65%, удлинено-уплощенный (досковидный) — 20%, изометричный — 10% и удлинённый 5%. Среднее удлинение 1.4 (от 1.1 до 2.0), уплощение довольно значительное — 1.7 (от 1.2 до 2.5).

Кристаллы монацита из гранитоидов образованы комбинацией форм {100}, {010}, {110}, {101}, {111} (рис. 32, а). Следует отметить, что соотношение величины граней {110} и {010} непостоянно и на разных кристаллах превалирует либо одна, либо другая форма. Иногда они одинаковы по величине. Кристаллы монацита из кварцевых жил более сложные (рис. 32, б). Кроме отмеченных выше, на них зафиксированы грани форм {101}, {011}, {111}, {101}, {021}, {311}, {210}, {211}, {122}. В. В. Букановым и И. В. Швецовой здесь описаны двойники по {100} с входящими углами.

Показатели преломления монацита из кварцевых жил: $n_g=1.835-1.844$, $n_p=1.784-1.792$, удельный вес 5.06—5.18.

Определение монацита подтверждено рентгеноструктурным анализом.

Детальное исследование химического состава монацита не проводилось. По данным спектральных анализов (табл. 45), в монаците из гранитоидов содержится в десятых долях процента лантан, в сотых — ниобий, титан, в тысячных — ванадий, цирконий и следы свинца и бериллия. Монацит из кварцевых жил содержит десятые доли иттрия, сотые — кальция, тысячные — скандия, магния, марганца, таллия, титана. Состав редких земель в монаците гранитоидов по нашим данным и в монаците кварцевых жил по В. В. Буканову и др. (1966) приведен в табл. 46. Из сравнения видно, что в монаците гранитоидов содержание редких земель иттриевой группы несколько выше, чем в монаците кварцевых жил.

Монацит из биотитовых гранитов Полярного Урала имеет, по данным Т. К. Кожинной и Н. Г. Удовкиной (1965), следующий состав редких и редкоземельных элементов: Y — 10, La — 10, Zr — 0.2, Hf — 20, Pr — 5, Nd — 10, Sm — 3, Gd — 1, Eu — 0.1, Dy — 0.5, U — 0.3, Th — 10, Ti — 0.3%. Такой же состав имеет и монацит из пегматитов, но содержания некоторых элементов другие: Zr — 0.1, Sm — 5, Er — 0.2, Dy — 1, U — 0.2%; кроме

того, присутствуют Tb — 0.1, Yb — 0.5, Ho — 0.05%. По данным ВСЕГЕИ, в среднетиманском монаците содержится 8.15—10.2% ThO_2 и 0.50—2.50% Y_2O_3 .

Апатит — $\text{Ca}_5[\text{PO}_4)_3\text{F}]$. Апатит — довольно широко распространенный акцессорный минерал магматических горных пород. В заметных количествах (десятки граммов на тонну) встречен в породах эффузивного и габбро-диоритового рифейских комплексов на Приполярном Урале. Особенно характерен для гранитоидов сальнерско-маньхамбовского интрузивного комплекса, в которых его содержание нередко достигает 800 г/т; в гранитоидах кожимского комплекса либо вообще не встречается, либо отмечается в незначительных количествах (от единичных зерен до нескольких граммов на тонну). Что касается метасоматических образований, то он встречается только в метагранитах, образовавшихся в результате переработки рифейских гранитов; при этом его содержание по сравнению с первичными породами понижается почти в 10 раз. Обычен в пегматитах, кварцевых жилах, как древних, так и молодых, но в древних его содержание более значительно. На Северном Тимане наиболее характерен для гранитоидов, одновозрастных с гранитоидами сальнерско-маньхамбовского комплекса Приполярного Урала (десятки граммов на тонну). В сиенитах и габброидах содержание апатита обычно незначительно и составляет в среднем 1—5 г/т.

В гранитах, гранодиоритах, кварцевых диоритах и сиенитах апатит образует включения в виде идиоморфных зерен в зернах плагиоклаза, кварца, микроклина и особенно биотита. В лампрофирах и щелочных габброидах Северного Тимана довольно часто встречаются включения апатита в пироксене (титан-авгите). Отмечаются скопления отдельных зерен среди биотита, граната, лейкоксена, концентрирующихся в полосы и стяжения. Отдельные зерна апатита располагаются между зернами

Результаты спектрального анализа монацита с Приполярного Урала

Места отбора монацитов	Be	Pb	V	Ti	Zr	Nb	Ta	La	Y	Sc	Ca	Mg	Mn
Гранитоиды Сальнерского массива, обр. 514	0.0000n	0.000n	0.00n	0.0n	0.00n	0.0n	—	0.0n	—	—	—	—	n
Кварцевые жилы (среднее из 3 анализов) кожжисского комплекса (истоки р. Кобыла-ю) . . .	—	—	—	0.00n	—	—	0.00n	—	0.0n	0.00n	0.0n	0.00n	0.00n

Примечание. Аналитики Т. И. Иванова и Г. Е. Юшкова.

Состав редких земель в монаците (в % от суммы редких земель без иттрия)

Места отбора монацитов	La	Ce	Ba	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb
Гранитоиды Сальнерского массива, обр. 514	23.8	42.8	3.7	21.3	3.0	0.3	2.4	0.3	1.2	—	0.3	0.9
Кварцевые жилы (данные В. В. Буканова и др., 1966)	18.3	46.5	6.6	20.6	3.8	0.3	2.8	0.2	0.7	0.2	—	—
	19.0	46.9	6.0	21.6	3.6	0.2	2.0	0.2	0.5	—	—	—
	19.2	46.0	5.9	21.5	4.3	0.4	2.2	0.1	0.4	—	—	—

Примечание. Анализы выполнены в ИМГРЭ, аналитик Д. А. Минеев.

других минералов, преимущественно в стыках плагиоклаза и биотита (рис. 33), плагиоклаза и кварца, керсутита и плагиоклаза, биотита и магнетита с лейкоксеном. В щелочных габброидах и сиенитах отдельные кристаллы апатита одновременно пронизывают выделения нефелина, пироксена и роговой обманки, а в гранитоидах — плагиоклаза и биотита или кварца и содержащегося в нем лейкоксена. Встречаются разорванные зерна, участки разрыва часто выполнены кварцем, серицитом и эпидотом. Замещается и разъедается роговой обманкой, биотитом, турмалином. Замещает биотит и хлорит, содержит их реликты (рис. 34) в виде включений, параллельных главной оси. Также содержит включения циркона, магнетита, монацита и др. Сам в свою очередь включен в сфен (рис. 35), ортит, турмалин, эпидот и др.

Следовательно, кристаллизация апатита начинается с ранних стадий формирования изверженных пород и продолжается длительный период времени, включая стадии их постмагматического преобразования. Во многих случаях удается довольно четко выделить две генерации апатита — раннюю и позднюю; формирование поздней генерации связано с наложенными гидротермальными процессами.

Следует отметить очень высокую способность апатита к переотложению даже в одну и ту же стадию формирования пород. Растворение зерен, их регенерация, повторное зарождение весьма характерны для апатита.

По данным рентгеноструктурного анализа, изученный нами апатит является фтор-apatитом. Сравнение полученных дебаеграмм с эталонными показывает хорошую сходимость линий.

Зерна апатита, содержащиеся в изверженных породах, имеют удлиненный облик с колебаниями отношений длины к ширине от 2—3 до 5, редко до 10. Поскольку в искусственных шлихах целые, не разбитые кристаллы встречаются очень редко, выявить какие-либо закономерности удлинения в зависимости от физико-химической характеристики пород не удастся. Можно лишь отметить, что кристаллы апатита из габбро, диоритов и кварцевых диоритов более сильно удлинены по сравнению с кристаллами из гранитов (рис. 36). В них же чаще встречаются и уплощенные за счет неравномерного развития граней призмы кристаллы.

Габитус кристаллов преимущественно гексагональный призматический, реже гексагональный дипирамидально-призматический. Обычно они представлены комбинацией призмы $\{10\bar{1}0\}$ и третьего пинакоида $\{0001\}$ (рис. 37, а), комбинацией призмы $\{10\bar{1}0\}$ с дипирамидой $\{10\bar{1}1\}$ (рис. 37, в, г) или комбинацией форм $\{10\bar{1}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$ и $\{0001\}$ (рис. 37, б, д). На отдельных кристаллах отмечаются слабо развитые грани форм $\{11\bar{2}1\}$ и $\{21\bar{3}1\}$ (рис. 37, е—к). Весьма богаты простыми формами кристаллы апатита из жильных дериватов гранитной магмы (рис. 37, л), описанные В. В. Букановым (1961). Можно отметить, что на кристаллах апатита из пород габбро-диоритового комплекса почти всегда хорошо развиты грани дипирамид, в то время как на кристаллах апатита из гранитоидов появляются пинакоидальные грани, часто подавляющие грани дипирамид. В кварцевых жилах грани пинакоида уже становятся габитусными и кристаллы принимают таблитчатый облик.

Очень характерно появление на кристаллах аксессуарного апатита следов естественного травления (рис. 37, и). У слабо затронутых растворением кристаллов несколько сглажены ребра, с увеличением интенсивности растворения ребра призматического пояса сглаживаются, грани вследствие этого делаютя выпуклыми и кристалл становится как бы «обсопанным». Конечной формой растворения призматического кристалла является стержень с круговым поперечным сечением и шероховатой матовой поверхностью. Морфология фигур естественного травления при наблюдении в обычный микроскоп не поддается расшифровке.

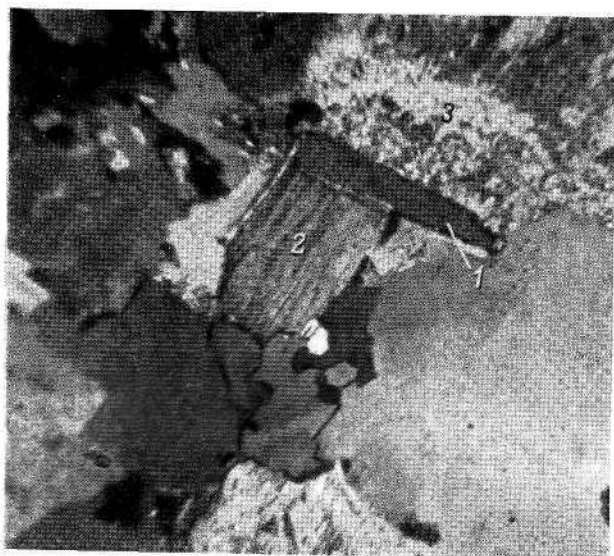


Рис. 33. Кристалл апатита (1) в граните. Николи +,
увел. 70.
2 — биотит; 3 — сосюритизированный плагиоклаз.



Рис. 34. Включения биотита (1) в апатите (2) из гранита. Николи +,
увел. 160.

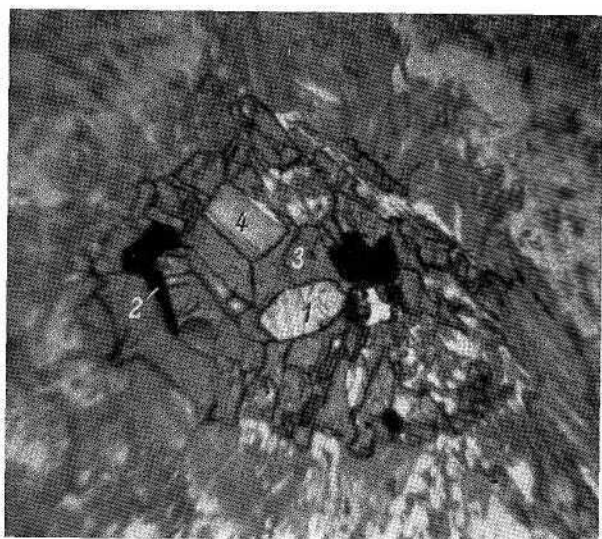


Рис. 35. Включения апатита (1) и магнетита (2) в сфене (3), содержащем реликты биотита (4). Метасоматически измененное габбро. Николи+, увел. 160.

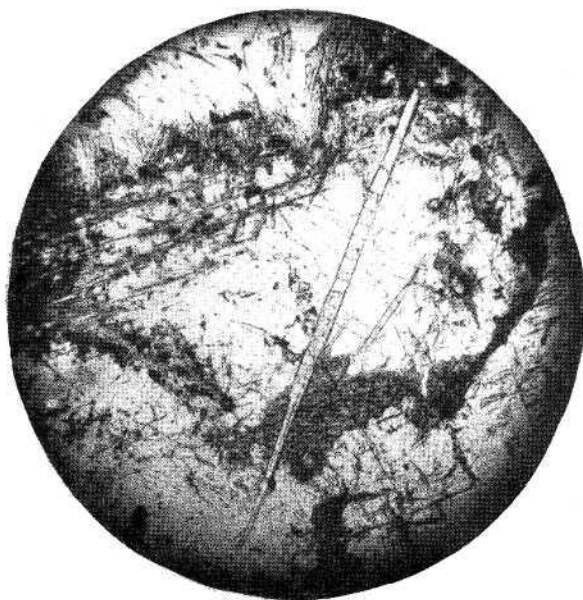


Рис. 36. Апатит в габбро-пегматите. Николи ||, увел. 20.

Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях (точность ± 0.002) для апатитов из изверженных пород Приполярного Урала: $n_o=1.637$, $n_e=1.633-1.636$; для апатитов из кварцевых жил: $n_o=1.636$, $n_e=1.627-1.630$ (данные В. В. Буканова, 1961); для апатитов Северного Тимана: $n_o=1.634-1.637$, $n_e=1.631-1.633$. Удельный вес 3.16—3.33 (определен с помощью микропикнометра).

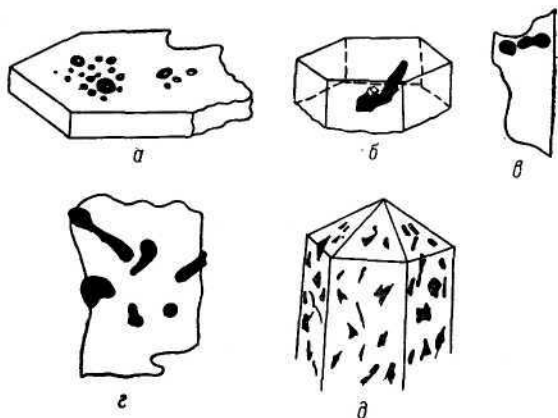


Рис. 38. Включения пирита и ильменита в апатите.

Мелкие кристаллы аксессуарного апатита из изверженных пород непригодны для измерения твердости, поэтому с помощью микротвердометра ПМТ-3 нами была измерена твердость лишь двух крупных кристаллов из кварцевых жил. Форма кристаллов апатита таблитчатая, с габитусными гранями пинакоида (рис. 37, л). Один кристалл бесцветный, прозрачный, с гладкими блестящими гранями, второй — молочно-белый, непрозрачный, грани шероховатые. Средняя твердость прозрачного кристалла по данным 80 замеров оказалась равной 393.9 кг/мм^2 (от 239.5 до 657.0 кг/мм^2), что соответствует 4.5 балла по Моосу или 4.8 балла по Хрущову. Средняя твердость молочно-белого кристалла несколько ниже; по данным 20 замеров она равна 366.64 кг/мм^2 (от 201.1 до 397.0 кг/мм^2). Заметна некоторая анизотропия твердости $H_{(10\bar{1}1)} = 430 > H_{(10\bar{1}0)} = 390 > H_{(0001)} = 367$. Коэффициент анизотропии твердости $K_{\frac{H_{(10\bar{1}1)}}{H_{(0001)}}} = 1.17$.

Очень интересными и важными с генетической точки зрения являются состав и характер распределения твердых включений в кристаллах изученного апатита. Вообще в качестве включений в апатите отмечено довольно много минералов: хлорит, биотит, эпидот, плагиоклазы, актинолиты, обыкновенная роговая обманка, магнетит, пирит, кварц, мусковит. Их наличие говорит о том, что большая часть кристаллов апатита росла вместе с этими минералами и, следовательно, расшифровывает некоторые особенности минералогенеза. Примечательно еще и то, что, кроме закономерных сростаний с пиритом (рис. 38, а-г) и ильменитом (рис. 38, д) и другими минералами, апатит образует эпитаксисческие сростки с кварцем, обыкновенной роговой обманкой и мусковитом.

Эпитаксисческие сростки апатита с кварцем широко представлены в габбро, диоритах и реже в гранитах Мань-Хамбо. В других местах они

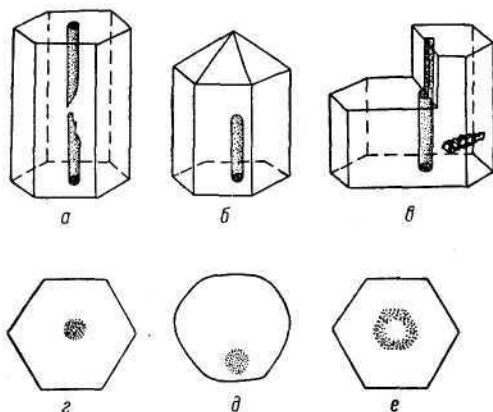


Рис. 39. Кварцевые «стержни» в кристаллах апатита.

не встречались. Сrostки весьма своеобразны морфологически и могут быть подразделены на два типа.

Первый тип — это округлые, почти цилиндрические «стержни» кварца в теле кристаллов апатита, вытянутые вдоль главной оси (рис. 39, *a—d*). «Стержни» располагаются обычно в центральной части кристалла, прозрачный апатит как бы обрастает их. Реже они сдвинуты ближе к одной из граней призмы. Встречен кристалл с апатитовым округлым «стержнем», охваченным кварцевым «чехлом», и вновь обросший апатитом (рис. 39, *e*).

Второй тип эпитактических сrostков апатита с кварцем представлен секториальными кристаллами (рис. 40, *a—г*), пирамиды роста которых представлены кварцевыми трехгранными скелетами, а гранные пучки между ними, образованные трансляцией ребер гексагональной призмы, сложены апатитом. Сrostки не во всех случаях имеют такую идеальную форму, как изображена на рис. 40, *a*; часто кварцем представлены только 1—2 пирамиды роста граней призмы $\{10\bar{1}0\}$ и, наоборот, пирамиды роста нередко срastаются вместе и затем обрастают апатитом. Подобные сrostки из пегматитовых жил Карелии описаны К. П. Януловым (1955).

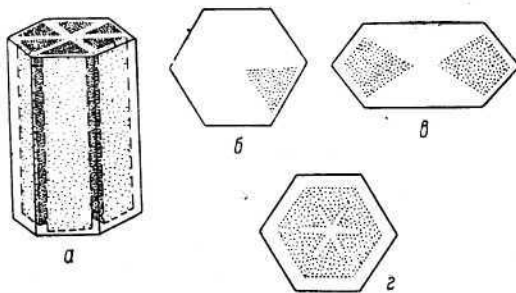


Рис. 40. Включения кварца по пирамидам нарастания апатита.

Исследования под микроскопом показывают, что как «стержни», так и гранные пирамиды не являются индивидами, а состоят из множества параллельных призмочек кварца, сцементированных апатитом. Срastание их с апатитом происходит так, что плоскости $\{10\bar{1}0\}$ кварца и апатита, как и направления $[0001]$, оказываются параллельными друг другу.

Такая ориентировка срastющихся минералов структурно наиболее выгодна, так как в структуре апатита и кварца мы имеем дело с тетраэдрами $[PO_4]$ и $[SiO_4]$, располагающимися цепочками вокруг винтовых осей. Размеры ребер тетраэдров очень близки: $[PO_4]=2.53\text{Å}$, $[SiO_4]=2.66\text{Å}$; расхождение между ними всего 5.14%.

Таким образом, изученные сrostки позволяют в некоторой степени воссоздать картину их роста. Рост кристаллов апатита с кварцевыми «стержнями» начинался с совместного отложения кварца и апатита и заканчивался отложением чистого апатита. Рост секториальных кристаллов, наоборот, начался отложением чистого апатита, затем к нему примешивался кварц, концентрировавшийся преимущественно на гранях кристаллов, оставляя свободными ребра. Процесс заканчивался отложением опять чистого апатита. Наличие закономерных срastаний говорит о значительной насыщенности растворов соединениями фосфора.

Сrostки апатита с роговой обманкой встречены в лампрофирах мыса Большого Румяничного на Северном Тимане. Это идиоморфные кристаллы апатита с хорошо развитыми гранями, но имеющие грязно-серый или черный цвет. По сравнению с бесцветными они имеют несколько повышенные показатели преломления ($n_o=1.637$, $n_e=1.633$ по сравнению с $n_o=1.634$, $n_e=1.633$) и пониженный удельный вес (3.16 по сравнению с 3.33).

Для них характерно повышенное содержание таких микропримесей, как Ti, Fe, Mo. Размер кристалликов колеблется от 0.38 до 0.76 мм, составляя в среднем 0.50 мм. При малых увеличениях в темноцветных кристаллах апатита незаметно никаких посторонних включений, они

кажутся равномерно окрашенными. При увеличениях более 50 становится заметным, что черные кристаллы густо пронизаны тончайшими иголочками черного минерала, ориентированными вдоль главной оси (рис. 41) и придающими черный цвет и самому апатиту. Исследования под микроскопом и рентгеноструктурный анализ показали, что игольчатые вростки являются обыкновенной роговой обманкой. Эти иголки гаснут в поляризованном свете одновременно при повороте столика микроскопа на угол около 40° от погасания апатита. Таким образом, в данном случае мы имеем тоже эпитактическое срастание апатита с роговой обманкой, в котором

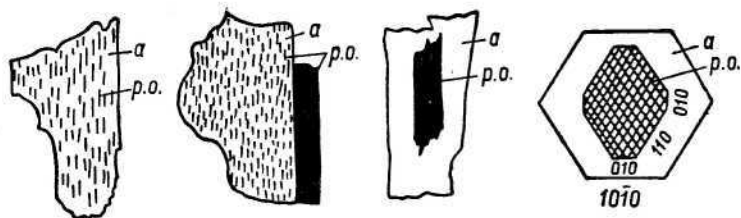


Рис. 41. Сrostки апатита (а) с роговой обманкой (р. о.).

грань (010) роговой обманки срастается с гранью (10 $\bar{1}$ 0) апатита так, что направление [001] ее совпадает с направлением [0001] апатита. Сравнительный анализ структуры этих минералов показывает, что при подобном срастании угол β , равный у роговой обманки $105^\circ 45'$, должен совпасть с углом между направлениями [0001] и [2241] апатита, равным $108^\circ 49'$. Расхождения между соответствующими параметрами рядов очень незначительны:

апатит — ряд [0001] = $6.88 \times 3 = 20.64 \text{ \AA}$,	}	расхождение 3.9%.
роговая обманка — ряд [001] = $5.36 \times 4 = 21.44 \text{ \AA}$		
апатит — ряд [2241] = 19.93 \AA ,	}	расхождение 0.2%.
роговая обманка — ряд [100] = $9.94 \times 2 = 19.88 \text{ \AA}$		

Хорошее совпадение параметров и объясняет наличие таких срастаний. Сrostки апатита с тремолитом, а не роговой обманкой по тому же закону были описаны И. Е. Каменцевым (1958). Бакер (Baker, 1942), детально исследовавший подобные темные апатиты из гранитоидов, полагает, что включения в них представлены тонко диспергированным и частично резорбированным железисто-магнезиальным минеральным материалом.

Наличие эпитактических сrostков этого типа указывает на одновременную кристаллизацию апатита и роговой обманки в лампрофирах.

На одном из кристаллов (рис. 42) отмечено закономерное нарастание пластинок мусковита гранью (001) на грань (10 $\bar{1}$ 0) апатита. Сходимость характеристик этих сеток (a_0 апатита = 9.36 \AA , b_0 мусковита = 8.98 \AA), равная 4.06%, объясняет кристаллографическую выгоду такой эпитакисии.

Рис. 42. Нарастание мусковита на грани (10 $\bar{1}$ 0) кристалла апатита.

По данным химических анализов (табл. 47), апатит из высокотемпературных кварцевых жил отличается от апатита низкотемпературных появлением до 0.025% содержания редких земель.

Данные полуколичественных спектральных анализов приведены в табл. 48. Постоянными аксессуарными элементами-примесями в апати-

Химический состав апатита из кварцевых жил Приполярного Урала

Окислы	Апатит из кварцевого обособления в гранитоидной гнейсе, хр. Марун-Кеу (по Кожинной и Удовкиной, 1965)	Апатит из низкотемпературных кварцевых жил (экзоконтакт Неройско-Патокского массива, истоки р. Патока)		Апатит из высокотемпературной кварцевой жилы (экзоконтакт Хаталамба-Лапчинского массива), обр. 684-а	Теоретический состав апатита
		по В. В. Буканову, 1961	обр. III		
SiO ₂	Не опр.	Не опр.	0.62	1.06	—
TiO ₂	» »	» »	<0.01	<0.01	—
Al ₂ O ₃	0.17	0.12	<0.10	<0.10	—
Fe ₂ O ₃	0.12	0.03		0.28	—
FeO	Не опр.	Не опр.	{0.25	0.28	—
MnO	0.02	0.08	<0.01	<0.01	—
MgO	0.09	Не опр.	Не обн.	Не обн.	—
CaO	55.49	55.68	55.32	54.78	55.51
Na ₂ O	0.15	0.22	0.54	0.52	—
K ₂ O	Нет	0.40	0.10	0.12	—
H ₂ O	Не опр.	0.56	Не опр.	Не опр.	—
P ₂ O ₅	42.08	42.54	40.38	41.86	42.25
F	1.40	2.75	Не опр.	Не опр.	3.77
Cl	0.13	Сл.	» » »	» » »	—
TR ₂ O ₃	Сл.	Не опр.	Не обн.	0.025	—
Сумма	99.65	102.38 (за вычетом O=F=-1.16, сумма 101.22)	97.21	98.395	101.53 (за вычетом O=F=-1.53, сумма 100.00)

Примечание. Аналитики Л. П. Павлов и Л. А. Разницына.

тах региона являются марганец (от процентов до сотых долей процента), титан (десятые, сотые и тысячные доли процента), цирконий (десятые, сотые и тысячные доли процента), иттрий (сотые и тысячные доли процента). Довольно часто присутствуют церий, лантан, барий, стронций, реже фиксируются линии меди, свинца, галлия, бериллия, кобальта, вольфрама. В апатитах из гранитоидов Мань-Хамбо в тысячных долях процента присутствуют молибден, цинк и ниобий, не отмеченные в апатитах из других массивов.

Как уже указывалось, плохая сохранность кристаллов апатита в искусственных шлихах затрудняет использование их морфологических особенностей в коррелятивных целях. Однако по отдельным обломкам кристаллов при достаточно высоком содержании апатита в пробе можно воссоздать их облик и выявить типоморфные признаки. Данные по типоморфным особенностям апатита из различных массивов Приполярного Урала и Тимана сведены в табл. 49. Сравнивая их, можно заметить, что наиболее изменчивыми признаками являются степень развития простых форм, наличие включений в кристаллах и степень естественной коррозии граней.

Степень развития простых форм. Наблюдаемая изменчивость формы кристаллов апатита связана с относительной степенью развития пинакоидальных граней {0001}, обуславливающей изменение габитуса кристаллов от призматически-дипирамидального с острыми головками до призматического с тупыми головками. С большой степенью определенности можно говорить, что развитие граней пинакоида {0001} регулируется температурой: их относительный размер увеличивается с понижением температуры минералоотложения и соответственно подавляется величина дипирамидальных граней. Так, на кристаллах апатита из пород габбро-диорито-

Акцессорные элементы в апатитах (результаты полуколичественного спектрального анализа)

Массив	Порода	№№ проб	Mn	Ti	Mo	Zr	Nb	Cu	Pb	Zn
Парнукский габбро-диоритовый комплекс										
Мань-Хамбо.	Габбро.	134	0.n	0.00n	—	0.0n	—	0.000n	—	—
Хаталамба-Лапчинский.	»	632a	0.n	0.00n	—	0.0n	—	—	—	—
Мань-Хамбо.	Диабаз.	1265	0.n	0.0n	—	0.00n	—	0.000n	—	—
	Кварцевый диорит.	5566	0.0n	0.0n	—	0.n	—	—	—	—
Сальнерско-маньхамбовский гранит-гранодиоритовый комплекс										
Мань-Хамбо.	Гранит.	576a	0.0n	0.0n	—	0.n	—	—	—	—
	»	1119	0.0n	0.n	0.00n	0.n	0.00n	—	—	—
	»	598	0.0n	0.0n	0.00n	0.n	—	0.00n	0.0n	—
	»	1525	0.0n	0.n	0.00n	0.n	—	0.00n	—	0.00n
	»	1122	0.n	0.n	—	0.0n	—	—	—	—
	Гранодиорит.	1102	n	0.n	—	0.n	—	—	0.0n	—
	»	1862-a	0.n	0.n	—	0.n	—	—	—	—
	»	1539в	0.0n	n	—	0.n	—	—	—	—
Малдинский.	Гранит.	221-a	n	0.n	—	0.0n	—	—	—	—
	»	514	n	0.n	—	0.n	—	0.000n	0.00n	—
Сальнерский.	»	1007a	n	0.0n	—	0.0n	—	—	0.00n	—
	»	5166	n	0.n	—	0.n	—	—	—	—
	»	1070	n	0.n	—	0.n	—	—	0.0n	—
Кожимский гранитоидный комплекс										
Народинский.	Гранит.	10336	n	0.n	—	0.0n	—	—	—	—
	»	1116	n	0.n	—	0.0n	—	—	—	—
Лапчавожский.	Гранодиорит.	505a	0.0	—	—	—	—	—	—	—
Игшорский.	Гранит.	1606	0.n	0.n	—	0.00n	—	—	—	—
Николайшорский.	Пегматит.	1611	n	0.00n	—	0.00n	—	0.00n	0.0n	—
	»	858	n	0.n	—	—	—	—	0.00n	—

Таблица 48 (продолжение)

Массив	Порода	№№ проб	Ce	Ga	Y	La	Ba	Sr	Be	Co
Парнукский габбро-диоритовый комплекс										
Мань-Хамбо.	Габбро.	134	—	—	0.00n	—	—	0.00n	—	—
Хаталамба-Лапчинский.	»	632a	0.0n	—	0.00n	0.00n	—	—	—	—
Мань-Хамбо.	Диабаз.	1265	—	—	—	—	—	0.00n	—	—
	Кварцевый диорит.	5566	—	—	0.00n	0.00n	0.n	0.000n	—	—
Сальнерско-маньхамбовский гранит-гранодиоритовый комплекс										
Мань-Хамбо.	Гранит.	576a	0.0n	—	0.0n	0.0n	0.00n	—	—	—
	»	1119	0.0n	—	0.0n	0.0n	—	—	—	—
	»	598	—	0.00n	0.00n	—	—	0.000n	—	—
	»	1525	0.0n	—	0.0n	0.0n	—	0.00n	—	—
	»	1122	0.0n	—	0.0n	0.0n	0.00n	0.00n	—	—
	Гранодиорит.	1102	—	0.00n	0.0n	—	0.0n	—	—	—
	»	1862-a	0.0n	0.00n	0.0n	0.0n	—	—	—	—
	»	1539в	—	—	0.0n	—	—	0.000n	—	—
Малдинский.	Гранит.	221-a	0.00n	—	0.00n	0.00n	—	0.00n	—	0.00n
	»	514	0.n	0.00n	0.0n	0.00n	0.0n	—	—	—
Сальнерский.	»	1007a	0.n	—	0.0n	—	—	—	—	—
	»	5166	—	—	0.0n	0.00n	—	—	—	—
	»	1070	0.n	0.00n	0.0n	0.0n	0.0n	—	0.0000n	—
Кожимский гранитоидный комплекс										
Народинский.	Гранит.	10336	0.00n	—	0.00n	0.00n	—	0.00n	—	0.00n
	»	1116	—	—	0.00n	—	—	0.00n	—	—
Лапчавожский.	Гранодиорит.	505a	—	—	—	—	—	—	—	—
Игшорский.	Гранит.	1606	—	—	0.00n	—	—	0.00n	—	—
Николайшорский.	Пегматит.	1611	—	—	0.00n	—	—	—	—	—
	»	858	—	—	0.00n	0.00n	—	—	—	—

Примечание. Аналитики Т. И. Иванова и Г. Е. Юшкова.

Кристалломорфология и физические свойства апатитов Приполярного Урала и Тимана

Массив	Порода	Комбинация простых форм	Облик кристаллов	Характер граней	Размер кристаллов, мм	
П а р н у к с к и й г а б б р о - д и о р и т о в ы й к о м п л е к с						
Мань-Хамбо Урал).	(Северный	Габбро.	{10 $\bar{1}$ 0}, {10 $\bar{1}$ 1}	Удлиненно-уплощенный (досковидный).	Грани обычно корродированы.	0.35
Парнукский (Приполярный Урал).	»	»	Главные {1010} и {0001}, второстепенные {10 $\bar{1}$ 1}	Удлиненный.	Грани очень сильно корродированы.	0.38
Парнукский.	»	Кварцевый диорит.	{10 $\bar{1}$ 0}, {0001}, {10 $\bar{1}$ 1}	Сильно удлиненный.	Грани гладкие, блестящие.	0.38
С а л ь н е р с к о - м а н ь х а м б о в с к и й г р а н и т - г р а н о д и о р и т о в ы й к о м п л е к с						
Мань-Хамбо Урал).	(Северный	Гранодиорит.	{10 $\bar{1}$ 0}, {10 $\bar{1}$ 1}, {0001}	Удлиненный, досковидный.	Грани слабо корродированы.	0.36
	»	Гранит.	Главные {10 $\bar{1}$ 0} и {10 $\bar{1}$ 1}, второстепенные {0001}	Удлиненный.	Грани корродированы.	0.36
Маньхобеюский.	»	»	{10 $\bar{1}$ 0}, {0001}	Слабо удлиненный.	Грани гладкие, блестящие, иногда слабо корродированы.	$\frac{0.25-0.50}{0.38}$
Сальнерский.	»	»	Главные {10 $\bar{1}$ 0}, {10 $\bar{1}$ 1}, второстепенные {0001} и {11 $\bar{2}$ 1}	Изометричный и слабо удлиненный.	Грани заметно корродированы.	$\frac{0.18-0.75}{0.38}$
Малдинский (Приполярный Урал).	»	»	Главные {10 $\bar{1}$ 0} и {0001}, второстепенные {10 $\bar{1}$ 1} и {11 $\bar{2}$ 1}	Слабо удлиненный.	Грани сильно корродированы.	$\frac{0.25-0.50}{0.38}$

Массив	Цвет	Прозрачность	Оптические константы		Примечание	
			n_o	n_e		
П а р н у к с к и й г а б б р о - д и о р и т о в ы й к о м п л е к с						
Мань-Хамбо Урал).	(Северный	Бесцветные, реже мо- лочно-белые и грязно- серые.	Прозрачные, реже по- лупрозрачные.	1.639	1.633	Весьма характерно секториаль- ное распределение тонкодис- персных твердых примесей по пирамидам нарастания граней и в виде «стержней» в центре.
Парнукский ный Урал).	(Приполяр-	Молочно-белые.	Полупрозрачные.	—	—	Кристаллы сильно трещиноваты, ребра совершенно сглажены. Головки тупые.
Парнукский.		Бесцветные.	Водянопрозрачные.	—	—	Головки кристаллов острые.
С а л ь н е р с к о - м а н ь х а м б о в с к и й г р а н и т - г р а н о д и о р и т о в ы й к о м п л е к с						
Мань-Хамбо Урал).	(Северный	Бесцветные.	Водянопрозрачные.	1.638	1.635	Почти все кристаллы зональные. Центральная зона замутненная в связи с наличием тонкодис- персных механических приме- сей.
		»	Прозрачные	1.640	1.636	Довольно часто наблюдается сек- ториальное строение кристал- лов, фиксированное поглощен- ными темноцветными включе- ниями.
Маньхобеюский.		»	Водянопрозрачные.	—	—	Видимых включений не отме- чается.
Сальнерский.		Бесцветные и молочно-бе- лые.	Прозрачные и полупро- зрачные.	—	—	Кристаллы часто трещиноваты и имеют цилиндрическую форму вследствие затупления ребер.
Малдинский ный Урал).	(Приполяр-	То же.	То же.	—	—	То же.

Массив	Порода	Комбинация простых форм	Облик кристаллов	Характер граней	Размер кристаллов, мм
Кожимский гранитоидный комплекс					
Водораздельный (Приполярный Урал).	Гранит.	{10 $\bar{1}$ 0}, {0001}	Удлиненный.	Грани корродированы.	0.35
Хаталамба - Лапчинский (Приполярный Урал).	»	Главные {10 $\bar{1}$ 0} и {0001}, второстепенные {10 $\bar{1}$ 1} и {11 $\bar{2}$ 1}	»	Грани блестящие, иногда очень слабо корродиро- ваны.	0.38
Народинский (Приполярный Урал).	»	Главные {10 $\bar{1}$ 0} и {0001}, второстепенные {10 $\bar{1}$ 1}, {11 $\bar{2}$ 1}, {21 $\bar{3}$ 1}	»	Грани гладкие, блестя- щие.	$\frac{0.18-0.50}{0.38}$
Лапчавожский (Приполярный Урал).	Гранитоиды.	Главные {10 $\bar{1}$ 0} и {0001}, второстепенные {10 $\bar{1}$ 1}, редко {11 $\bar{2}$ 1} и {21 $\bar{3}$ 1}	»	Грани несколько кор- родированы.	0.35
Неройско - Патокский (Приполярный Урал).	Гранит.	{10 $\bar{1}$ 0}, {10 $\bar{1}$ 1}	»	Грани слабо корроди- рованы.	0.38
Мань-Хамбо (Северный Урал).	Метадиабаз.	{10 $\bar{1}$ 0}, {10 $\bar{1}$ 1}, {0001}	»	Грани корродированы, матовые.	0.38
Приполярный Урал.	Пегматиты.	Главные {10 $\bar{1}$ 0} и {0001}, второстепенные {10 $\bar{1}$ 1} и {11 $\bar{2}$ 1}	Изометричный.	Грани весьма корроди- рованы.	$\frac{0.25-1.18}{0.89}$
»	Кварцевые жилы.	Главная {0001}, второсте- пенные {10 $\bar{1}$ 0}, {11 $\bar{2}$ 0}, {10 $\bar{1}$ 1}, {20 $\bar{2}$ 1}, {10 $\bar{1}$ 2}, {11 $\bar{2}$ 1} и др.	Таблитчатый	Грани относительно глад- кие, иногда со слоями роста.	Обычный 20—30 до 180

Массив	Цвет	Прозрачность	Оптические константы		Примечание
			n_0	n_e	
Кожимский гранитоидный комплекс					
Водораздельный (Приполярный Урал).	Бесцветные.	Водянопрозрачные.	—	—	Ребра затушены, кристаллы имеют округлую форму.
Хаталамба - Лапчинский (Приполярный Урал).	Бесцветные, иногда с желтоватым оттенком.	»	—	—	Видимых включений не отмечено.
Народинский (Приполярный Урал).	Бесцветные.	»	—	—	Некоторые кристаллы тонко трициноваты. Иногда содержат мелкие темные непрозрачные включения.
Лапчавожский (Приполярный Урал).	»	»	—	—	Головки кристаллов тупые, пинакоидальные.
Неройско-Патокский (Приполярный Урал).	Бесцветные, с поверхности неравномерно окрашены в красно-бурый цвет.	Прозрачные и полупрозрачные.	—	—	Густота красно-бурой окраски сгущается у вершин.
Мань-Хамбо (Северный Урал).	Бесцветные, молочно-белые.	Прозрачные.	1.637	—	Очень часты точечные темные включения, распределенные в теле кристалла без видимой закономерности.
Приполярный Урал.	То же.	Прозрачные и полупрозрачные.	—	—	Видимых включений не отмечено.
»	Бледно-зеленые с голубовато-зеленым и желтовато-зеленым оттенками.	То же.	1.631—1.636, среднее 1.634	1.627—1.630, среднее 1.629	Данные В. В. Буканова (1961). Уд. вес. 3.193.

Массив	Порода	Комбинация простых форм	Облик кристаллов	Характер граней	Размер кристаллов, мм
--------	--------	-------------------------	------------------	-----------------	-----------------------

Щелочной комплекс

Крайний Камешек и Большой Румяничный (Северный Тиман).	Сиенит.	{10 $\bar{1}$ 0}, {10 $\bar{1}$ 1}	Удлиненный.	Грани тонко корродированы.	$\frac{0.20-0.30}{0.25}$
	»	{10 $\bar{1}$ 0}, {10 $\bar{1}$ 1}	Удлиненный, иногда несколько уплощенный.	Грани несколько корродированы, реже зеркально гладкие.	0.25

Гранитный комплекс

Большой Камешек (Северный Тиман).	Гранит.	{10 $\bar{1}$ 0}, {10 $\bar{1}$ 1}, {0001}	Удлиненный.	Грани тонко корродированы.	$\frac{0.15-0.30}{0.25}$
-----------------------------------	---------	--	-------------	----------------------------	--------------------------

Комплекс щелочных габброидов

Большой Румяничный.	Лампрофиры	Главные {10 $\bar{1}$ 0} и {10 $\bar{1}$ 1}, второстепенные {0001}, {11 $\bar{2}$ 1}, {21 $\bar{3}$ 1}	Удлиненный.	Грани сильно корродированы.	$\frac{0.38-0.76}{0.50}$
---------------------	------------	--	-------------	-----------------------------	--------------------------

Массив	Цвет	Прозрачность	Оптические константы		Примечание
			n_o	n_e	
Щелочной комплекс					
Крайний Камешек и Большой Румяничный (Северный Тиман).	Бесцветные, иногда с голубоватым оттенком.	Прозрачные.	1.636	1.632	Изредка содержат мелкие каплевидные включения пирита.
	Бесцветные, иногда с желтоватым оттенком, реже розоватые.	Водянопрозрачные.	1.636	1.632	Иногда содержат газово-жидкие включения и редкие темноцветные минеральные примеси.
Гранитный комплекс					
Большой Камешек (Северный Тиман).	Бесцветные.	Прозрачные.	1.634	1.631	Ребра сглажены. Иногда содержат обильные газово-жидкие включения.
Комплекс щелочных габброидов					
Большой Румяничный.	Бесцветные, молочно-белые, грязно-серые, черные.	Прозрачные до непрозрачных.	1.637	1.633	Обычно переполнены игольчатыми включениями роговой обманки, распространенными зонально или равномерно, и каплевидными включениями пирита. Уд. вес у бесцветных 3.33, у черных — 3.16.

вого комплекса пинакоидальные грани либо вообще не развиты, либо очень малы; на кристаллах из гранитоидов они значительно более развиты, а на кристаллах из пегматитов, имеющих изометричный облик, грани пинакоида {0001} уже равнозначны с гранями призмы {1010}. В кварцевых жилах альпийского типа кристаллы апатита таблитчатые по пинакоиду (Буканов, 1961) и его грани подавляют грани всех других форм. Эта эволюция формы продолжается и дальше: кристаллы экзогенного апатита игольчатые и волокнистые, вытянутые в плоскости пинакоида и образуют радиальнолучистые стяжения-конкреции (Лазаренко, 1963).

Рассматривая этот признак на апатите изученных нами массивов, мы можем разбить их схематически на две группы (табл. 50). Массивы первой группы можно считать сформированными в более высокотемпературных условиях по сравнению с массивами второй группы.

Таблица 50

Массивы изверженных пород с различной морфологией апатита

Содержащие кристаллы апатита с острыми головками (первая группа)	Содержащие кристаллы апатита с тупыми головками (вторая группа)
Мань-Хамбо (граниты). Сальнерский (граниты). Парнукский (габбро). Неройско-Патокский (граниты). Крайний Камешек и Большой Румяничный (сиениты). Крайний Камешек (субщелочные граниты). Большой Камешек (граниты). Большой Румяничный (лампрофиры)	Мань-Хамбо (метаграниты). Маньхобеуский (граниты). Водораздельный (граниты). Малдинский (граниты). Хатамба-Лапчинский (граниты). Народинский (граниты). Пегматиты. Кварцевые жилы.

Интересно отметить, что в первую группу попадают преимущественно массивы рифейского возраста, в то время как вторая группа представлена более молодыми каледоно-герцинскими. Этот факт позволяет сделать предположение о сравнительно более высокотемпературных условиях кристаллизации апатита в породах рифейского возраста и, кроме того, делает возможным использование габитуса кристаллов апатита для коррелятивных целей.

Наличие включений. Вопрос о твердых включениях в кристаллах апатита разбирался выше. Наличие закономерных сростков, как уже указывалось выше, говорит о совместной кристаллизации «минерала-хозяина» и «минерала-узника» и об условиях спокойной кристаллизации апатита. В приконтактных частях массива Мань-Хамбо иногда встречаются оригинальные кристаллы с плеохроичными ядрами, представляющими скопления мельчайших зерен хлорита, биотита и роговой обманки, которые, как указывает В. В. Ляхович (1963а), могут служить индикатором процессов гибридности. Выявляется и коррелятивное значение твердых включений. Так, апатиты из всех рифейских интрузивных массивов содержат те или иные твердые примеси, в то время как кристаллы апатита из каледоно-герцинских массивов свободны от них (табл. 47).

Коррозия граней. Следы естественного травления особенно характерны для кристаллов апатита из рифейских интрузивов, в них кристаллы нередко доведены до конечной формы растворения. В каледоно(?)-герцинских породах кристаллы апатита обычно несут гладкие блестящие грани и только в гранитах Водораздельного массива и в метагранитах массива Мань-Хамбо их грани несколько корродированы. Растворение апатита связано с наложенными процессами и фиксирует отклонения

от слабощелочной—слабокислой среды в сторону увеличения как щелочности, так и кислотности постмагматических растворов (Никитина, 1965), поэтому не случайно апатит более древних пород сильнее корродирован. Следовательно, кроме коррелятивного значения, степень естественного травления кристаллов апатита может служить индикатором постмагматических изменений гранитоидов.

Карбонатапатит (штафеллит) — $\text{Ca}_5[\text{PO}_4\text{CO}_3\text{OH}]_3\text{F}$. Карбонатапатит встречен вместе с фторапатитом Т. К. Кожкиной и Н. Г. Удовкиной (1965) и описан Н. П. Лупановой в гранитоидах Торговского, Маньхобеюского и Вангырского массивов. Образует мелкие прозрачные кристаллики с хорошо заметными поперечными трещинками спайности и очень тонкими продольными. Часто содержит игольчатые включения рутила, трещины иногда выполнены пылевидными бурыми продуктами его разрушения. В биотите зерна карбонатапатита окружены слабыми плеохроичными ореолами.

СИЛИКАТЫ

Силикаты с изолированными тетраэдрами SiO_4

Гранат — $(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_3(\text{Al}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]_3$. Гранат относится к широко распространенным акцессорным минералам, но его содержания в породах подвержены весьма значительным колебаниям — от единичных зерен до десятков тысяч граммов на тонну. Заметно повышено содержание граната в гранитоидах кожимского комплекса по сравнению с гранитоидами сальнерско-маньхамбовского интрузивного комплекса и еще более — в метасоматических образованиях. В породах Северного Тимана содержание граната значительно ниже, чем в уральских.

В метадиабазе и щелочных габброидах правильно образованные кристаллы граната развиваются по плагиоклазу и роговой обманке, а также образуют кучные скопления среди чешуек биотита и актинолита. Содержат вросстки пироксена, апатита, сфена и нефелина (в эссекитовых порфиридах, щелочных габброидах). В гранитах сальнерско-маньхамбовского комплекса, подвергнутых региональному метаморфизму, в результате которого они раздроблены, гранат встречается в ассоциации с хлоритом.

В гранитах кожимского комплекса гранат обычно ассоциирует с поздним микроклином. Часто приурочивается к стыкам позднего микроклина и плагиоклаза или микроклина и кварца. Сечет зерна кварца, замещает плагиоклаз, магнетит. Сам в свою очередь сечется биотитом.

В лампрофирах Тимана гранат образует идиоморфные выделения, включает мельчайшие призматические зерна пироксена и апатита, в контактовых частях жил резорбирует пироксены, нефелин и магнетит. В пегматитах гранат концентрируется в призальбандовых участках тел, в виде неправильной формы выделений. Иногда образует реакционные оторочки, интенсивно замещая пироксены. В нефелиновых сиенитах наблюдаются две генерации (Мальков, 1965 г.). Первая представлена идиоморфными по отношению к нефелину зернами, но включает вросстки пироксена, апатита и магнетита. Вторая генерация граната образует скелетные выделения, развивающиеся между зернами пироксена и нефелина, и проникает по трещинкам, замещает пироксен, титаномагнетит и нефелин.

В метагранитах Неройско-Патокского массива гранат (альмандин) приурочен к биотитовым скоплениям, развивается по плагиоклазу, располагается между зернами позднего микроклина, кварца и магматического плагиоклаза. Ассоциирует с фергюсонитом, ортитом, апатитом и

дирконом. Содержит включения биотита, плагиоклаза, кварца и магнетита. В гранитах Мань-Хамбо и истоков р. Шокурью, подвергнутых альбитизации и окварцеванию, наряду с альмандином часто присутствует гроссуляр, где он ассоциирует с фергусонитом, колумбитом, циртолитом и флюоритом.

В гранитоидах гранат встречается либо в изометричных монокристаллических зернах с неровной корродированной поверхностью, либо в виде несовершенных, грубо огранных кристалликов. Размер зерен колеблется в пределах от 0.38 до 1.00 мм, средний размер — 0.50 мм.

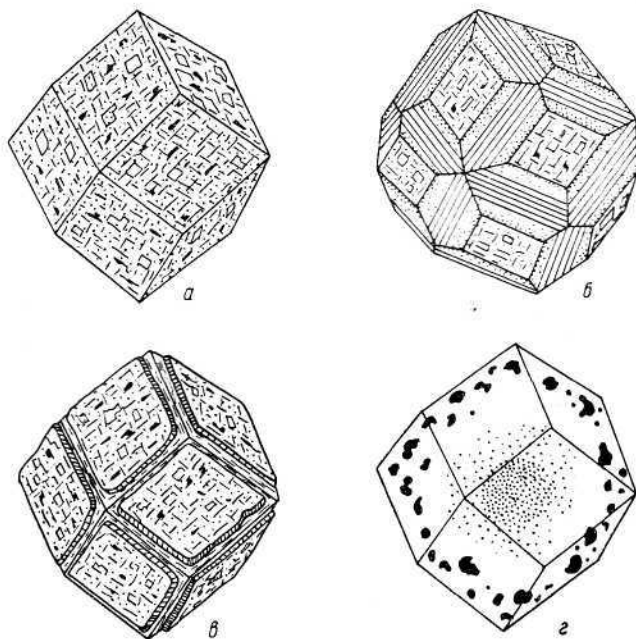


Рис. 43. Типы кристаллов акцессорного граната.

Кристаллы имеют преимущественно ромбододекаэдрический габитус (рис. 43, а), иногда по ребрам ромбододекаэдра развиваются узкие грани тетрагонтриоктаэдра (рис. 43, б).

Грани кристаллов очень несовершенны. Ромбододекаэдрические грани обычно покрыты черепитчатой скульптурой, бугорками роста, множеством субпараллельных наростов. Довольно часто отмечаются параллельные пластинчатые наросты толщиной 0.02—0.05 мм, покрывающие грань почти полностью, оставляя свободными лишь ребра (рис. 43, в), что указывает на рост грани от центра к краям. Возможно, что это регенерированные формы растворения, так как часто встречаются кристаллы, на поверхности которых явно видно наложение скульптур роста на скульптуры растворения. Грани тетрагонтриоктаэдра несут слабую продольную штриховку (рис. 43, б). Кристаллы граната из гранитоидов иногда содержат редкие, но довольно крупные пластинчатые включения биотита.

Кристаллы граната из пегматитов более крупные (средний размер около 1 мм) и, как правило, огранены зеркально-гладкими блестящими гранями. Очень редко на них заметны тонкие полицентрические пластинчатые наросты, придающие граням черепитчатую скульптуру. Содержат обильные включения турмалина и слюд. Включения распределяются зонально: в центре кристалла сгусток очень мелких включений с посте-

пенно ослабляющейся густотой, затем свободная от включений зона и по периферии — новая зона включений, но крупных (рис. 43, з).

Цвет граната варьирует от почти бесцветного и светло-розового до желто-бурого, коричневатого-бурого, но преобладают розовые тона окраски. Кристаллы прозрачные, полупрозрачные до непрозрачных. В метагранитах встречаются гранаты желтовато-зеленого и грязно-зеленого цветов.

Показатели преломления гранатов колеблются в пределах $n=1.790-1.810$, чаще $n=1.800-1.810$, что соответствует комбинации альмандинового, пиропового и спессартинового минала с общей железистостью 65—80 (чаще 73—77) мол. %.

По рентгеноструктурным характеристикам гранаты из вмещающих гранитоиды метаморфических пород довольно близки друг другу. Их можно отнести к альмандину с примесью гроссулярового, спессартинового и пиропового минала, что вполне согласуется и с данными химических анализов (табл. 51).

Таблица 51

Химический состав гранатов

Оксиды	Гранат из кварцитов района Мань-Хамбо, обр. 2255	Гранат из кварцитов р. Кожима (вблизи Кожимского массива)		Гранат из гнейсов р. Николайшора, обр. 849	Гранат из гранитов Хаталамба-Лячинского массива, обр. 179	Гранат из гранитов Банного массива, обр. 757	Гранат из гранитов Йгшорского массива, обр. 160-6
		обр. 18	обр. 37-в				
SiO ₂	39.62	53.54	51.44	46.90	39.90	44.23	40.68
TiO ₂	0.73	0.40	0.15	0.42	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	21.80	17.04	17.41	17.40	20.29	19.45	20.36
Fe ₂ O ₃	1.16	1.02	1.19	4.73	1.47	1.03	1.07
FeO	25.18	21.59	22.86	19.25	20.62	20.11	25.43
MnO	1.77	0.58	0.70	2.80	5.87	10.46	3.15
MgO	1.90	0.59	0.23	1.24	0.67	0.46	1.08
CaO	7.30	4.63	5.98	7.20	10.84	3.52	7.22
Na ₂ O	1.21	0.52	0.19	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
K ₂ O	0.08	0.16	0.08	» »	» »	» »	» »
H ₂ O	—	—	—	0.12	0.25	0.85	0.66
Сумма	100.75	99.87	100.23	100.06	99.91	100.11	99.65

Пересчет анализов на миналы

Пироп	9.2	3.6	4.3	4.9	2.8	2.2	4.9
Гроссуляр	13.0	15.6	19.1	19.3	28.8	8.8	19.3
Альмандин	68.9	74.4	72.7	63.9	49.5	55.9	63.9
Андрадит	4.1	4.4	4.7	3.8	4.7	3.6	3.8
Спессартин	4.8	2.0	2.2	8.1	14.2	29.5	8.1
$n (\pm 0.002)$	1.810	1.807	1.807	—	—	—	—

Примечание. Аналитики Л. П. Павлов и Л. А. Разницына.

Как видно из табл. 51, четкое различие гранатов из кварцитов и гранитов проявляется в содержании альмандинового минала (в гранатах из кварцитов 68%, из гранитов 65%) и спессартинового минала (в гранатах из кварцитов 5%, из гранитов 8%). Резко отличается гранат из метагранитов Мань-Хамбо (обр. 1717-г) — состав его, по данным рентгеноструктурных анализов, скорее всего гроссуляр-уваровитовый.

Спектральный анализ гранатов приведен в табл. 52. Обращает на себя внимание повышенное содержание во всех гранатах редкоземельных

Массив, район	Порода	№№ проб	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	
Сальнерско-маньхамбовский									
Мань-Хамбо.	Гранит.	1119	—	—	0.0n	0.00n	—	0.00n	
		» 1028	0.00n	—	0.0n	0.00n	—	0.00n	
		» 7	0.00n	—	0.0n	0.00n	0.00n	0.0n	
		» 1734	—	0.00n	0.0n	—	—	0.00n	
		» 1126-V	0.00n	—	n	0.00n	—	0.0n	
Сальнерский.	»	1007-а	—	—	0.0n	0.00n	—	0.00n	
		» 529-а	0.00n	—	0.0n	0.00n	Сл.	0.00n	
		» 508-а	—	—	0.0n	—	0.00n	0.00n	
		» 45	—	—	0.0n	0.00n	Сл.	0.00n	
		» 50а	—	—	0.0n	0.00n	0.00n	0.00n	
Истоки р. Парнука.	Пегматит.	704-а	—	—	—	0.0n	—	0.00n	
		» 532-в	—	—	0.0n	—	0.00n	0.00n	
		» 532-III	—	—	0.00n	—	0.00n	—	
Кожимский									
Вангырский.	Гранит.	1140	0.00n	—	0.0n	—	—	—	
		» 1136	0.00n	—	0.0n	—	Сл.	—	
Неройско-Патокский.	Метагранит.	557	0.00n	—	0.0n	—	—	0.00n	
Мелкие тела в истоках рр. Маньи, Шокурьи и Большого Патока.		» 561	0.00n	—	0.0n	—	—	0.0n	
		» 571	0.00n	—	0.0n	—	0.00n	0.00n	
		» 571-а	0.00n	—	0.0n	—	—	—	
		» 559	—	—	0.0n	—	0.00n	0.00n	
		» 592	0.00n	—	0.0n	—	Сл.	—	
		» 577-а	0.00n	—	0.0n	0.00n	0.00n	0.00n	
		» 541	—	—	0.0n	—	—	—	
		» 545	0.00n	—	0.0n	—	—	—	
		» 544-а	0.00n	—	0.0n	—	0.00n	0.00n	
		» 705	0.00n	—	0.0n	—	0.00n	0.00n	
		Мань-Хамбо.	» 1069-б	0.00n	—	0.0n	0.00n	—	0.00n
			» 1502-д	0.00n	—	0.0n	0.00n	—	0.00n
			» 1532-а	0.00n	—	n	0.00n	—	—
			» 1047	—	—	0.0n	0.00n	0.00n	0.00n
	» 1073		—	—	0.0n	—	0.00n	0.00n	
» 1503-г	0.00n		—	n	0.00n	0.00n	0.00n		
» 1512	—		—	0.0n	0.00n	0.00n	0.00n		
» 1347-ч	—		—	0.0n	0.00n	0.00n	0.00n		
» 1284-г	—		—	0.0n	0.00n	0.00n	0.00n		
» 1284-д	—		—	0.0n	—	—	—		
» 1701-е	—	—	0.0n	—	—	0.00n			
» 1073	—	—	0.0n	0.00n	—	0.00n			
» 1277-г	—	—	0.0n	—	—	0.0n			
» 1337-а	—	—	0.0n	—	—	0.00n			
» 1701-ж	—	—	0.0n	—	—	0.0n			
» 1717-г	—	—	0.0n	—	—	0.0n			
» 1701	—	—	0.0n	—	—	0.00n			
» XXIII	—	—	0.0n	0.00n	—	Сл.			
» XXIV	—	—	0.0n	0.00n	—	Сл.			

Примечание. Аналитики Т. И. Иванова и Г. Е. Юшкова.

элементов, особенно иттрия, и присутствие германия в гранатах из гранитоидов Мань-Хамбо, являющегося для них типоморфным элементом. Данные о типоморфных особенностях гранатов сведены в табл. 53.

Ц и р к о н — Zr[SiO₄]. Характерный акцессорный минерал всех изверженных пород Приполярного Урала и Тимана. Эффузивные породы обычно содержат небольшие количества циркона (единицы граммов на

менгы в гранатах

Sc	Be	Cu	Pb	Ag	Sn	Ge	Ga	Y	La	Ce	Ba	Nb
----	----	----	----	----	----	----	----	---	----	----	----	----

гранит-гранодиоритовый комплекс

—	—	0.000n	—	—	—	—	0.00n	0.00n	—	—	0.00n	—
0.00n	—	0.000n	—	—	—	—	—	0.0n	—	—	0.00n	—
0.00n	—	0.000n	0.0n	—	—	0.00n	0.00n	0.0n	—	—	0.00n	—
—	0.000n	0.00n	—	—	—	—	—	0.00n	—	—	0.00n	—
0.00n	—	0.0000n	—	—	—	0.00n	0.00n	0.0n	—	—	0.00n	—
—	—	0.00n	—	—	—	—	0.0n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	—
Сл.	Сл.	0.00n	—	—	—	—	0.0n	0.00n	0.00n	0.00n	Сл.	—
0.00n	0.0000n	—	—	—	—	—	—	0.00n	0.0n	—	0.00n	—
0.00n	Сл.	Сл.	0.00n	—	—	—	0.00n	0.0n	0.00n	0.00n	Сл.	—
—	—	0.000n	—	—	—	—	0.00n	0.0n	—	—	0.00n	—
0.00n	0.0000n	0.000n	—	—	—	—	—	0.00n	—	—	0.00n	—
0.00n	0.0000n	0.000n	—	—	—	—	—	0.0n	—	—	0.00n	—
—	—	—	—	—	—	—	—	0.0n	—	—	0.00n	—

гранитоидный комплекс

—	—	—	—	—	—	—	—	0.00n	0.00n	—	—	—
—	—	Сл.	—	—	—	—	—	0.0n	—	—	Сл.	—
—	0.0000n	—	—	—	—	—	0.00n	0.0n	—	—	—	0.00n
0.00n	—	0.00n	—	—	—	—	0.00n	0.00n	—	—	0.00n	—
0.00n	—	0.000n	—	—	—	—	—	0.0n	0.00n	—	0.00n	—
0.00n	0.0000n	0.000n	—	—	—	—	—	0.0n	—	—	0.00n	—
—	0.0000n	0.000n	—	—	—	—	—	0.0n	—	—	0.00n	—
—	Сл.	Сл.	—	—	—	—	0.00n	0.0n	—	—	Сл.	—
0.00n	0.000n	0.000n	0.00n	—	0.00n	—	—	0.0n	—	—	0.00n	—
—	0.0000n	—	—	—	—	—	0.00n	0.00n	—	—	—	—
—	0.0000n	—	—	—	—	—	0.00n	0.00n	—	—	—	—
—	0.00n	0.000n	0.00n	—	0.00n	—	—	0.0n	—	—	0.00n	—
—	0.0000n	0.000n	—	—	0.00n	—	0.00n	0.0n	—	—	0.00n	—
0.00n	0.00n	0.0000n	0.00n	—	—	0.00n	0.00n	0.0n	0.0n	0.0n	0.00n	—
0.00n	—	0.000n	—	0.000n	—	—	—	0.0n	—	—	0.00n	—
—	—	0.00n	—	0.000n	—	—	0.00n	0.0n	—	—	0.00n	—
0.00n	0.0000n	0.000n	—	—	—	—	0.00n	0.0n	—	—	0.00n	—
0.00n	0.0000n	0.000n	—	—	—	—	—	0.00n	0.0n	—	—	—
0.00n	0.0000n	0.000n	—	—	—	—	—	0.00n	0.0n	—	—	—
0.00n	0.0000n	0.000n	—	—	—	—	—	0.00n	0.0n	0.00n	—	—
0.00n	0.0000n	0.000n	—	—	—	—	—	0.00n	0.0n	—	—	—
0.00n	0.0000n	0.000n	—	—	—	—	—	0.0n	—	—	—	—
0.00n	0.0000n	0.000n	—	—	—	0.00n	0.00n	0.0n	—	—	—	—
0.00n	0.000n	0.000n	—	—	—	0.00n	—	0.00n	—	—	0.0n	—
0.0n	0.000n	0.000n	—	—	—	0.00n	—	0.0n	—	—	0.00n	—
0.00n	0.0000n	0.000n	—	—	—	0.00n	—	0.0n	—	—	0.00n	—
0.00n	0.0000n	0.000n	—	—	—	0.00n	—	0.0n	—	—	0.00n	—
0.00n	0.0000n	0.000n	0.00n	—	—	0.00n	—	0.0n	—	—	0.00n	—
0.00n	0.0000n	—	—	—	—	—	—	0.00n	—	—	0.0n	—
—	0.0000n	0.000n	—	—	—	—	—	0.00n	—	—	—	—
0.00n	0.0000n	Сл.	—	—	—	—	—	0.0n	—	—	—	—
0.00n	0.000n	—	—	—	—	—	—	0.00n	—	—	—	—

тонну), за исключением кварцевых порфиров Мань-Хамбо, где его среднее содержание повышено до 88 г/т. Породы парнукского габбро-диоритового комплекса в среднем содержат 12—17 г/т циркона. В гранитоидах сальнерско-маньхамбовского интрузивного комплекса содержание циркона непостоянно, но наиболее обычное — десятки граммов на тонну, против единиц граммов на тонну в гранитоидах кожимского комплекса.

Кристалломорфология и физические свойства гранатов Приполярного Урала и Тимана

Массив	Порода	Комбинация простых форм	Характер граней	Размер кристаллов, мм
Сальнерско-маньхамбовский гранит-гранодиоритовый комплекс				
Мань-Хамбо (Северный Урал).	Граниты.	{110}, реже {211}	Грани покрыты многочисленными таблитчатыми полицентрическими наростами, придающими им черепитчатую скульптуру.	$\frac{0.20-0.40}{0.30}$
Сальнерский (Приполярный Урал).	»	{110}	Грани корродированы. На гранях обычно единичные таблитчатые гранные наросты, довольно толстые (0.02—0.05 мм).	$\frac{0.38-1.00}{0.50}$
Кожимский гранитоидный комплекс				
Неройско-Патокский (Приполярный Урал)	Граниты.	{110}	Грани гладкие.	0.38
Мань-Хамбо (Северный Урал).	Метаграниты.	{110}, реже {211}	Черепитчатая структура.	$\frac{0.30-0.50}{0.40}$
Пегматиты Приполярного Урала.		{110}	Грани гладкие, блестящие, реже с черепитчатой скульптурой.	$\frac{1-2}{1}$
Щелочной комплекс Тимана				
Крайний Камешек и Большой Румяничный (Северный Тиман)	Сиениты.	{110}	Грани гладкие, иногда тонко корродированы.	$\frac{0.05-0.10}{0.08}$
Большой Камешек (Северный Тиман).	Граниты.	{110}	Грани гладкие, иногда корродированы.	$\frac{0.020-0.30}{0.25}$
Комплекс щелочных габброидов Тимана				
Большой Румяничный (Северный Тиман).	Лампрофиты.	{110}	Грани тонко корродированы, матовые.	$\frac{0.20-0.40}{0.30}$

Таблица 53 (продолжение)

Массив	Цвет	Прозрачность	Показатель преломления	Примечание
Сальнерско-маньхамбовский гранит-гранодиоритовый комплекс				
Мань-Хамбо (Северный Урал).	От бесцветных до желто-бурого и темного, буровато-коричневого.	От прозрачных до непрозрачных.	1.831	Зерна чаще всего неправильные, иногда с включениями магнетита.
Сальнерский (Приполярный Урал).	Розовый, иногда с бурым оттенком.	Прозрачные и полупрозрачные.	—	Обычно ребра затушены, кристаллы округлые — результат растворения. Содержат редкие, но довольно крупные включения пластинчатого биотита.
Кожимский гранитоидный комплекс				
Неройско-Патокский (Приполярный Урал).	Розовато-бурый.	Прозрачные.	—	Очень правильные кристаллы без видимых включений.
Мань-Хамбо (Северный Урал).	Красновато-бурый, иногда грязно-зеленый.	Полупрозрачные и непрозрачные.	1.831	Чаще неправильной формы зерна.
Пегматиты Приполярного Урала.	Светло-розовый.	Прозрачные и полупрозрачные.	—	Кристаллы обычно переполнены черными непрозрачными включениями турмалина, количество которых увеличивается к центру, придавая кристаллам грубозональный вид.
Щелочной комплекс Тимана				
Крайний Камешек и Большой Румяничный (Северный Тиман).	Светло-розовый.	Прозрачные.	Более 1.78	Чаще всего неправильной формы зерна. Содержат газово-жидкие и минеральные включения.
Большой Камешек (Северный Тиман).	Светло-розовый с лиловым оттенком.	„	1.765—1.780	Ребра часто закруглены.
Комплекс щелочных габброидов Тимана				
Большой Румяничный (Северный Тиман).	Светло-розовый, розовый, оранжевый.	Прозрачные.	1.794	Иногда содержат включения эпидота, полевого шпата, карбонатов

Метаграниты содержат несколько меньше циркона, чем граниты, но здесь резко повышено содержание его метамиктной разновидности — циртолита. Среднее содержание циркона в гранитоидах Северного Тимана — единицы граммов на тонну, так же как и в гранитоидах Южного Тимана; в лампрофирах он встречается в единичных знаках.

Акцессорный циркон обычно представлен хорошо ограненными кристалликами, реже неправильными выделениями. Размер кристалликов колеблется от 0.02 до 1.00 мм, пределы колебаний средних цифр по массивам от 0.18 до 0.50 мм.



Рис. 44. Циркон II (циртолит) с включениями циркона I. Метагранит из зоны преимущественной альбитизации. Николи ||, увел. 160.

Циркон в гранитоидах и связанных с ними жильных образованиях присутствует в виде включений во всех породообразующих минералах, причем чаще встречается в плагиоклазе и биотите. Вокруг последнего обычно наблюдаются плеохроичные ореолы шириной до 0.01 мм. Часто кристаллы циркона в ассоциации с магнетитом, ортитом, гранатом, сфеном располагаются между кварцем и плагиоклазом, кварцем и биотитом, что, по-видимому, связано с миграцией легкоподвижных соединений циркония, с одной стороны, и наличием в плагиоклазе и биотите сильных оснований (кальций, магний), способствующих переходу циркония в твердую фазу, — с другой. Мелкие кристаллики циркона нередко выполняют вместе с кварцем, кальцитом и мусковитом трещинки в породообразующих минералах. В хлоритизированном и мусковитизированном биотите циркон в ассо-

циации с лейкоксоном располагается по спайности, содержит включения магнетита, биотита, мусковита.

Наиболее крупные зерна циркона тяготеют к терцитизированным плагиоклазам, кучным скоплениям эпидота, кварца и альбита. Наиболее мелкие кристаллики часто оказываются включенными в магнетит, апатит, ортит и в циркон (циртолит) поздних генераций (рис. 44).

В метасоматически измененных контактовых породах (метагаббро, диабазы, метапорфириты Приполярного Урала) и в лампрофирах Тимана игловидные зерна циркона обычно совместно с магнетитом и ильменитом включены в кварц, вторичную роговую обманку, биотит и соскюритизированный плагиоклаз. Встречаются включения циркона в ортите. Сам циркон в свою очередь содержит включения биотита (рис. 45).

Облик кристаллов довольно разнообразный: изометричный, удлиненный, удлиненно-уплощенный, укороченно-уплощенный, причем в большинстве типов исследованных пород преобладают кристаллы удлиненного облика, за исключением тиманских сиенитов, субщелочных гранитов, лампрофиров и приполярноуральских фельзитов, где преобладают изометричные кристаллы (рис. 46). В общем удлинение кристаллов колеблется от 1 до 20, колебания средних по массивам удлинений лежат в пределах от 1 до 4.1. Уплотнение 1—8, среднее 1—1.5.

Габитус кристаллов тетрагональный призматический, дитетрагональный призматический и дипирамидальный; кристаллы дипирамидального габитуса более редки, чем призматические.

Основными габитусными формами, принимающими участие в огранке кристаллов циркона, являются тетрагональные призмы $\{110\}$ и $\{100\}$ и тетрагональная пирамида $\{111\}$. Довольно часто фиксируются грани тетрагональных дипирамид $\{331\}$ и $\{311\}$, причем дипирамида $\{311\}$ иногда представлена большими гранями и выступает как габитусная. На кристаллах из метагранитов в отдельных случаях наблюдались очень маленькие грани пинакоида $\{001\}$.

Более подробно облик и габитус кристаллов будут рассмотрены ниже при характеристике типоморфных особенностей циркона.

Двойники очень редки, коленчатые двойникоподобные сростки отмечены только среди кристаллов циркона из гранитов Мань-Хамбо.

Грани хорошо ограненных кристаллов гладкие, блестящие, иногда с очень тонкой, плохо заметной штриховкой вдоль главной оси. Во многих случаях грани матовые, шероховатые, мелкобугорчатые, как бы корродированные, особенно это характерно для метамиктного циркона — цирколита.

На гранях метамиктного циркона нередко отмечаются довольно крупные наросты — таблитчатые, субпараллельные и др. Отмечались параллельные сростки кристаллов и кристаллы со сквозными цилиндрическими отверстиями на гранях призмы.

Кристаллы циркона иногда бесцветны, чаще же они имеют желтоватый оттенок либо окрашены в светло-желтый, желтый, желтовато-розовый, желтовато-бурый и грязно-серый цвета. Встречаются белые фарфоровидные кристаллы. Более густая окраска характерна для цирколита.

Обычно кристаллы прозрачны и полупрозрачны; метамиктный циркон не просвечивает. Излом неровный, иногда раковистый, спайность весьма несовершенная.

Удельный вес кристаллического циркона 4.25—4.28, метамиктного 3.75—3.80 (определен с помощью микропикнометра).

Под микроскопом можно различить две разности циркона — анизотропную и изотропную, однако резкую границу между ними провести трудно. Чаще всего метамиктным, изотропным является не весь кристалл, а отдельные зоны или участки. Даже в почти полностью изотропном кристалле встречаются анизотропные участки. Снижаются и показатели преломления: от $n_e=1.976$, $n_o=1.922$ (± 0.002) у кристаллического циркона до $n_e=1.970$, $n_o=1.910$ (± 0.002) у переходного к метамиктному.

Зональные кристаллы циркона встречаются очень часто, особенно в породах, подвергшихся наложенному пневматолито-гидротермальному воздействию. Зоны выражены неодинаково четко и имеют различную ширину. Наиболее характерны два типа зональности. Зональные кристаллы первого типа содержат округлые окатанные ядра, окруженные кристаллической оторочкой с идиоморфным внешним контуром и подобной ему тонкой зональностью. У кристаллов второго типа чередуются зоны метамиктного и кристаллического циркона. В кристаллах из сиенитов Северного Тимана внутренняя зона — метамиктная, средняя — кристаллическая, внешняя — метамиктная; в кристаллах из фельзитов Крайнего Камешка внутренняя зона относительно слабо малаконизированная, внешняя — метамиктная. Интересно, что в ряде случаев по зональности можно проследить эволюцию формы кристаллов циркона в процессе роста: внутренняя цирконовая зона кристаллов из фельзитов имеет дитетрагонально-призматический контур с гранями форм $\{111\}$, $\{110\}$, $\{100\}$, во внешней грани формы $\{100\}$ исчезают, полностью подавляясь гранями призмы $\{110\}$.

Акцессорные эле

Массив, район	Порода	№№ проб	Mn	Ni	Ti	V
П а р н у к с к и й г а						
Мань-Хамбо.	Диабаз. Амфиболит.	129 1719-д	0.0n 0.0n	0.00n —	0.n 0.00n	— —
С а л ь н е р с к о - м а н ь х а м б о в с к и й						
Мань-Хамбо.	Кварцевый диорит. Гранодиорит. Гранит.	556-б 1083-а 7	0.0n 0.n 0.0n	0.00n 0.00n 0.00n	0.0n — 0.n	— 0.00n —
	»	1028	0.0n	0.00n	—	—
	»	1525	0.0n	0.00n	—	—
	»	1122	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	1023	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	1036	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	576-а	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	1119	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	114	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	29-б	0.0n	0.00n	0.n	—
Ильязский.	»	10	0.001	0.001	0.001	—
	»	11	0.01	0.001	0.1	—
	»	50-а	0.00n	0.00n	0.0n	—
Сальнерский	»	65-а	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	508	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	516-б	0.0n	—	0.n	—
	»	1007-а	0.0n	0.00n	0.0n	—
Маньхобекский.	Гранодиорит.	648-а	0.0n	0.00n	0.0n	—
Сальнерский.	Пегматит.	532-в	0.0n	0.00n	0.0n	—
К о ж и м с к и й						
Истоки рр. Парнука и Мань.	Пегматит.	701	0.00n	0.00n	0.0n	—
Маньинский.	Гранит.	I	0.00n	0.00n	0.0n	—
Водораздельный.	»	15	—	—	—	—
Вангырский.	»	764-а	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	764-б	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	1136	0.0n	0.00n	0.0n	—
	»	1140	0.0n	0.00n	0.0n	—
Неройско-Патокский.	Метагранит.	561	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	571	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	571-а	0.0n	0.00n	0.0n	—
	»	576	0.0n	0.00n	0.0n	—
	»	576-а	0.0n	0.00n	0.0n	—
Мань-Хамбо.	»	III	0.0n	—	0.0n	—
	»	1345-96	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	1347-4	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	1347-12	0.0n	—	0.n	—
	»	1337-а	0.0n	—	0.0n	—
	»	1126-V	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	1598-б	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	1532-а	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	1539-в	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	1047	0.n	0.00n	0.n	—
	»	1069-б	0.n	0.00n	0.n	—
	»	1503-г	0.n	0.00n	0.n	—
	»	1277-г	0.n	0.00n	0.n	—
	»	1284-г	0.n	0.00n	0.n	—
	»	139-а	0.0n	0.00n	0.n	—
	»	1703	0.0n	—	0.0n	—
	»	XXIII	0.0n	—	0.0n	—
	»	1717-г	0.0n	—	0.0n	—
	»	XXIV	0.0n	0.0n	0.0n	—

металлы в цирконах

Cr	Mo	Sc	Nb	Be	Cu	Pb	Ag	Bi	Zn
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

ббро-диоритовый комплекс

—	—	0.00n	—	0.00n	0.000n	0.00n	—	—	—
—	—	0.00n	—	0.00n	0.000n	—	—	—	—

гранит-гранодиоритовый комплекс

0.00n	—	—	—	0.0000n	0.000n	—	—	—	—
0.00n	—	0.00n	0.0n	—	—	—	—	—	—
0.00n	—	0.00n	—	0.000n	0.000n	—	—	—	—
—	—	0.00n	0.0n	0.0000n	0.000n	—	—	—	—
—	—	0.00n	0.0n	0.000n	0.000n	—	—	—	—
0.00n	—	—	—	0.000n	—	—	—	—	—
0.00n	—	—	—	0.000n	—	0.00n	—	—	—
0.00n	—	—	—	0.000n	—	0.00n	—	—	—
0.00n	—	—	—	0.000n	—	—	—	—	—
0.00n	—	—	—	0.00n	—	0.00n	0.00	—	—
—	—	0.00n	—	0.00n	0.000n	0.00n	—	—	0.00n
0.00n	—	0.00n	—	0.00n	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0.0005	—	—	—	—	—
—	—	0.007	0.007	0.007	—	0.003	—	—	—
—	—	0.00n	0.00n	0.000n	—	—	—	—	—
—	—	0.00n	0.00n	0.000n	—	—	—	—	—
—	—	0.00n	0.0n	0.000n	—	0.00n	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0.0n	0.00n	0.0n	0.000n	—	—	—	—	—
—	—	0.00n	0.00n	0.000n	—	—	—	—	—
—	—	0.00n	0.00n	0.000n	—	—	—	—	—

гранитоидный комплекс

—	—	0.00n	0.00n	0.000n	—	—	—	—	—
—	—	0.00n	0.00n	0.000n	—	0.00n	—	—	—
—	—	—	0.03	0.001n	—	—	—	—	—
—	—	0.00n	0.0n	0.000n	—	—	—	—	—
—	—	0.00n	0.0n	0.000n	—	0.00n	—	—	—
—	—	0.00n	0.00n	0.000n	0.00n	0.00n	—	—	—
—	—	0.00n	0.0n	0.000n	—	0.00n	—	—	—
—	—	0.00n	0.00n	0.00n	0.000n	0.00n	—	—	—
—	—	0.00n	0.0n	0.000n	—	—	—	—	—
—	—	—	0.00n	0.000n	0.000n	—	—	—	—
—	—	0.00n	0.0n	0.000n	—	—	—	—	—
—	—	0.00n	—	0.00n	—	0.00n	—	—	—
—	—	0.00n	—	0.00n	0.000n	0.00n	—	—	0.00n
—	—	0.00n	—	0.00n	0.000n	—	—	—	—
0.00n	—	0.0n	—	0.000n	—	—	—	—	—
—	—	0.00n	—	0.000n	—	—	—	—	—
0.00n	—	—	—	0.000n	—	—	—	—	—
0.00n	—	0.00n	0.0n	0.00n	—	0.00n	—	—	—
0.00n	—	0.00n	—	0.00n	0.000n	0.00n	—	—	—
0.00n	0.0n	0.00n	—	0.000n	0.000n	0.00n	—	—	—
0.00n	—	—	0.0n	0.00n	0.000n	0.00n	—	—	—
0.00n	—	—	—	0.00n	0.00n	0.0n	—	—	—
—	—	—	—	0.0n	0.000n	—	—	—	—
—	—	—	—	0.0n	0.000n	0.0n	—	—	—
—	—	0.00n	—	0.0n	0.000n	0.00n	—	0.00n	—
—	—	0.00n	—	0.00n	0.00n	0.00n	—	—	—
—	—	0.00n	—	0.00n	0.00n	0.0n	—	—	—
—	—	0.0n	—	0.00n	0.00n	0.0n	—	—	—
0.00n	—	0.0n	—	0.000n	—	—	—	—	—

Массив, район	Порода	№№ проб	Ce	Sn	Ga	Y
---------------	--------	---------	----	----	----	---

Парнуковский га

Мань-Хамбо.	Диабаз.	129	0.00n	—	—	0.00n
	Амфиболит.	1719-д	—	—	—	—

Сальнерско-маньхамбовский

Мань-Хамбо.	Кварцевый диорит.	556-б	—	—	—	0.00n
	Гранодиорит.	1083-а	—	—	—	0.0n
	Гранит.	7	—	—	—	0.0n
	»	1028	0.0n	—	—	0.0n
	»	1525	0.0n	—	—	0.0n
	»	1122	—	—	—	0.0n
	»	1023	—	—	—	0.0n
	»	1036	—	—	—	0.0n
	»	576-а	—	—	—	0.0n
	»	1119	—	—	—	0.0n
	»	114	0.00n	—	—	0.0n
	»	29-б	—	—	—	0.0n
	Ильяизский.	»	10	—	—	—
»		11	0.1	—	—	0.3
»		50-а	—	—	—	0.0n
Сальнерский.	»	65-а	0.00n	—	—	0.0n
	»	508	—	—	—	0.00n
	»	516-б	—	—	—	0.00n
Маньхобеюский.	Гранодиорит.	1007-а	—	—	—	0.00n
	Сальнерский.	648-а	0.0n	—	—	0.0n
Сальнерский.	Пегматит.	532-в	—	—	—	0.0n

Кожимский

Истоки рр. Парнука и Манья.	Пегматит.	701	0.n	—	—	0.00n
	Маньинский.	Гранит.	I	—	—	0.0n
Водораздельный.	»	15	—	0.005	—	0.5
Вангырский.	»	764-а	—	—	—	0.0n
	»	764-б	—	—	—	0.0n
	»	1136	—	—	—	0.0n
	»	1140	—	—	—	0.0n
Неройско-Патокский.	Метагранит.	561	—	—	—	0.0n
	»	571	—	—	—	0.0n
	»	571-а	—	—	—	0.0n
	»	576	—	—	—	0.0n
	»	576-а	—	—	—	0.0n
Мань-Хамбо.	»	III	—	—	—	—
	»	1345-9б	0.00n	—	—	0.0n
	»	1347-4	0.00n	—	—	0.0n
	»	1347-12	—	—	—	—
	»	1337-а	—	—	0.00n	—
	»	1126-V	—	—	—	0.0n
	»	1598-б	—	—	—	0.0n
	»	1532-а	—	—	—	0.0n
	»	1539-в	—	—	—	0.0n
	»	1047	—	—	—	0.0n
	»	1069-б	—	—	—	0.0n
	»	1503-г	—	—	—	0.0n
	»	1277-г	0.00n	0.00n	—	0.0n
	»	1284-г	0.00n	0.00n	—	0.0n
	»	139-а	0.00n	0.00n	—	0.0n
»	1703	—	—	—	—	
»	XXIII	—	—	—	—	
»	1717-г	—	—	—	—	
»	XXIV	—	—	—	0.0n	

Примечание. Аналитики Т. И. Иванова и Г. Е. Юшкова.

Таблица 54 (продолжение)

La	Ba	P	Hf	Yb	U	Th	Физическое состояние проанализированного циркона
----	----	---	----	----	---	----	--

ббро-диоритовый комплекс

—	0.00n	0.n	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Кристаллическое.
—	—	0.0n	» »	» »	» »	» »	

гранит-гранодиоритовый комплекс

—	0.0n	0.n	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»
0.00n	0.00n	—	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	—	—	» »	» »	» »	» »	»
—	—	—	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	—	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	—	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	—	—	» »	» »	» »	» »	»
0.05	—	—	0.3 0.1	0.1 0.3	— 0.3	— 0.1	»
—	0.00n	0.n	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Метамиктное.
0.00n	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	Кристаллическое.
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
0.00n	—	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	Сл.	—	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.0n	» »	» »	» »	» »	»

гранитоидный комплекс

0.n	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	Метамиктное.
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	—	—	0.1	0.01	—	—	»
—	0.00n	0.n	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.n	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Кристаллическое.
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	—	—	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	—	» »	» »	» »	» »	»
—	—	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	—	—	» »	» »	» »	» »	»
—	—	—	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	—	» »	» »	» »	» »	Метамиктное.
—	0.00n	0.0n	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
0.n	0.00n	—	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	—	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.n	» »	» »	» »	» »	»
—	0.00n	0.0n	» »	» »	» »	» »	»
—	—	—	» »	» »	» »	» »	»
—	—	—	» »	» »	» »	» »	»
—	—	—	» »	» »	» »	» »	»
—	0.0n	—	» »	» »	» »	» »	»

Часто кристаллы циркона переполнены газово-жидкими и твердыми минеральными включениями. Особенно заметны довольно крупные пластинчатые включения биотита размером 0.025—0.050 мм, густо и закономерно насыщающие кристаллы, отчего они приобретают грязно-серую и даже черную окраску. Кроме биотита, встречаются мелкие, микроскопические включения хлорита, роговой обманки, магнетита, апатита, плагиоклаза. Иногда, например в дипирамидальных кристаллах из метагранитов Неройско-Патокского массива, примеси распределены секториально, по пирамидам роста граней, а гранные пучки, образованные трансляцией ребер во время роста, остаются свободными от включений.

Кристаллы, находящиеся в начальных стадиях метамиктного распада, обычно разбиты густой сетью тонких извилистых трещин, переплетающихся друг с другом, но в общем проявляющих тенденцию к радиальной ориентировке. Возможно, что они возникают в результате внутренних напряжений в начальной стадии метамиктного распада уже выросших кристаллов. Это подтверждается и наличием вокруг кристаллов цирколита, включенных в биотит, грубых радиальных трещин, детально описанных Д. П. Сердюченко (1959) в гранитах Южного Тимана.

Кристаллический циркон при рентгеновской съемке дает четкую дебаграмму, межплоскостные расстояния его близки к эталонным. Как правило, при длительной экспозиции дебаграмму можно получить и с цирколита, так как в них сохраняются кристаллические анизотропные участки. Дебаграмма с полностью метамиктных цирконов получается лишь после восстановления кристаллической структуры прокаливанием порошка до 1000°, она совершенно подобна дебаграмме кристаллического циркона. Полуколичественный спектральный анализ цирконов приведен в табл. 54.

Анализами частных проб установлено присутствие гафния (0.1—0.3%), урана (0.10—0.34%), тория (0.1%) и скандия (0.005—0.018%). Часть элементов входит в циркон изоморфно, замещая Zr и Si, как это предусматривается общей формулой (Zr, Hf, Th, U, TR, Ca, Na) [Si, P, Al] (O, OH)₄ (Костылева, 1946). Другие элементы, и в первую очередь Ni, Ti, Mn, Cu, являются неструктурными примесями; их присутствие, возможно, объясняется захватом частиц других минералов при кристаллизации циркона. Возможно, что свинец, по крайней мере часть его, имеет радиогенное происхождение.

Намечается некоторое различие в микропримесях между цирконами различных массивов гранитоидов. Наиболее уверенно можно сравнивать гранитоиды Мань-Хамбо с другими массивами, в которых проанализировано достаточное количество проб циркона (Сальнерский, Вангырский). Так, в цирконах Мань-Хамбо чаще, чем в цирконах других массивов, присутствуют свинец, медь, ванадий, менее характерен ниобий. Кристаллические цирконы метагранитов в отличие от цирконов гранитов содержат несколько больше бериллия, чаще в них обнаруживаются медь, свинец, олово.

По данным количественных спектральных анализов, выполненных в лаборатории Института земной коры Ленинградского университета В. А. Галибиным, содержание скандия в цирконах неизменных гранитоидов Мань-Хамбо колеблется от 0.013 до 0.018%, составляя в среднем 0.016%. В цирколите из метагранитов оно несколько ниже — от 0.005 до 0.015%, среднее 0.010%. В цирконах из гранитоидов кожимского комплекса (Хаталамба-Лалчинский, Народинский массивы) содержание скандия также ниже, чем в цирконах Мань-Хамбо, — 0.010%. Следовательно, намечаются некоторые различия в содержании скандия в цирконах, связанные с их разновозрастностью и интенсивностью метасоматических процессов.

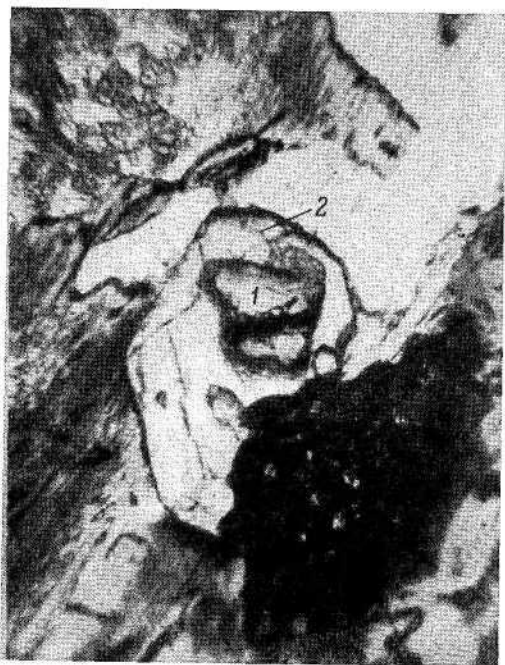


Рис. 45. Включения биотита (1) в цирконе (2).
Гранит. Николи ||, увел. 110.

Цирконий-гафниевоe отношение (ZrO_2/HfO_2), определенное также В. А. Галибиным по разработанной им методике (Леонова, Галибин, 1964), в цирконах из неизмененных гранитоидов обоих комплексов почти не отличается и, колеблясь от 27 до 38, в среднем оценивается в 32.

Циртолиты из метагранитов характеризуются заметно пониженным отношением ZrO_2/HfO_2 (от 17 до 27, среднее 22). Это понижение, отмечаемое и целым рядом других исследователей (Львов и Петрова, 1964; Леонова и Галибин, 1964, и др.), отражает накопление гафния в поздних магматических дифференциатах и постмагматических растворах.

Интересно рассмотреть подробнее элементы-микропримеси метамиктного циркона — циртолита. Сравнивая метамиктные и кристаллические разновидности этого минерала из одних и тех же пород (гранитоиды Мань-Хамбо, Илья-Иза), можно заметить, что в циртолитах повышается содержание или частота встречаемости почти всех элементов-примесей, особенно Nb, TR, U, Th, Mn, Be, P, Pb, Ni, Cr, Cu, Ba, Mo, Bi, Sn, Ti. Например, содержание урана в циртолитах 0.34%, тогда как в кристаллическом цирконе оно около 0.1% (аналитик А. Н. Басырова). Эта концентрация вполне достаточна для разрушения решетки и превращения кристалла полностью в метамиктный. Отношение $Th/U=0.1:0.3 < 1$ и позволяет отнести встреченный нами метамиктный циркон именно к циртолиту, а не к малакону.

Типоморфное значение циркона было очень выразительно показано И. И. Шафрановским (1933) для изверженных пород района Вишневых гор и позднее рассматривалось целым рядом исследователей, в том числе С. Д. Туровским (1960), В. В. Ляховичем (1963d), Б. К. Львовым и Н. И. Петровой (1964) и др. Наши исследования подтверждают ценность использования типоморфных особенностей циркона для целей корреляции.

Исследования проводились на концентратах циркона, выделенных из протолочек пород. Под микроскопом с помощью окуляр-микрометра замерялись отдельные кристалломорфологические константы (размеры кристаллов, величина простых форм и др.), результаты замеров обрабатывались методами вариационной статистики. В каждой пробе изучалось детально 50—100 кристаллов. Всего измерено более 30 тыс. кристаллов.

Изучение взаимоотношений кристаллов циркона с другими минералами изверженных пород показывает, что циркон начинает выделяться на самых ранних стадиях формирования пород и продолжает кристаллизоваться после выделения основной массы породообразующих минералов, причем большая часть его образуется в позднемагматическую стадию. Конечно, в течение такого длительного процесса должна проходить определенная эволюция цирконотлагающих растворов, отражающаяся на эволюции формы его кристаллов. Из-за специфики объекта исследования в большинстве случаев мы не могли это учитывать и имели дело лишь с конечными формами, выделяя статистическими методами резко преобладающие, характерные для определенного массива или разновидности пород. Такой подход не влиял на выполнение поставленной цели — выделение из общей совокупности признаков, наиболее приемлемых для целей корреляции.

Статистически усредненные кристалломорфологические характеристики циркона по массивам приведены на рис. 46.

Облик кристаллов можно описывать двумя параметрами (Разумовский, 1960) — удлинением (отношение длины кристалла к толщине) и уплощением (отношение большей толщины к меньшей). Для изученных цирконов уплощение не характерно, и лишь в отдельных случаях оно достигает 1.5. Так как уплощение характеризует степень неравномерности развития граней одной и той же призмы {100} или {110} и отражает понижение симметрии цирконотлагающей среды, уплощенные кристаллы

скорее всего могут вырасти в условиях относительно интенсивного движения растворов. Видимо, поэтому они и встречаются чаще в продуктах пневматолито-гидротермальной метасоматической переработки пород — в метагранитах и метадиабазам.

Более заметно от массива к массиву изменяется удлинение кристаллов — от 1.1 до 3.9. Внутри массивов оно подвержено еще более значительным колебаниям (от 1 до 10), но на кривых распределения всегда выделяются четкие пики наиболее типичных удлинений.

В. В. Ляхович (1963а) считает, что удлинение кристаллов циркона является функцией скорости остывания массива: чем выше скорость остывания, тем более удлиненные кристаллы в нем вырастают. Следовательно, при прочих близких факторах удлинение цирконов может служить показателем глубины формирования изверженных пород. К совершенно противоположному выводу приходят другие авторы (Taylor, 1937; Семенова, 1953; Львов, 1965). Особенно интересны для нас данные Б. К. Львова, проводившего исследование на Урале в условиях, приблизительно аналогичных нашим. Им установлено, что в глубоко эродированных массивах кристаллы циркона характеризуются наибольшим удлинением (удлинения 2.5—3.0), а в наименее эродированных, наоборот, самым коротким (1.5—2.0).

По величине удлинения цирконов все изученные нами массивы изверженных пород можно объединить в две группы. В первую, для которой кристаллы циркона имеют удлинение менее 2.5, попадает основная масса (тиманские массивы субщелочных гранитов, сиенитов, тела лампрофиров, уральские граниты и метаграниты массивов Мань-Хамбо, Вангырского, Хаталамба-Лапчинского, Малопатокского, Бадьяюского и метаграниты Неройско-Патокского). Ко второй группе, с удлинением цирконов более 2.5, относятся граниты Малдинского, Лапчавожского, Водораздельного, Неройско-Патокского, Маньхобеюского, Народинского и Сальнерского массивов на Урале и Большого Камешка на Тимане. Хотя в первую группу и попадают преимущественно приповерхностные массивы, а во вторую — глубинные, что соответствует и данным Б. К. Львова, однако процент «брака» (т. е. количество массивов, попадающих по глубине формирования не в свою группу) слишком велик. Видимо, в наших условиях нельзя использовать удлинение кристаллов как критерий глубины формирования массивов изверженных пород.

Б. К. Львов (1965) предполагает, что удлинение кристаллов связано обратной зависимостью с концентрацией циркония в расплаве-растворе — при малых концентрациях вырастают более удлиненные кристаллики. Это предположение подтверждается заметным уменьшением удлинения кристаллов с увеличением его содержания в породах. Очевидно, на удлинение кристаллов влияет и химизм вмещающей породы. Проведенный нами линейный корреляционный анализ удлинения кристаллов циркона с относительной щелочностью содержащих его пород (отношение характеристик a/c по Заварицкому) раскрывает значимую (95%-я зона) обратную связь этих признаков с коэффициентом корреляции $r_{a/c, m} = -0.46$.

Известно (Ляхович, 1963а), что высокие концентрации летучих понижают вязкость магмы и способствуют росту крупных кристаллов циркона. Поэтому магма, сформировавшая все породы Северного Тимана и гранитоиды массивов Водораздельного, Неройско-Патокского, Маньхобеюского и Сальнерского на Урале, была, видимо, богаче летучими по сравнению с магмой, сформировавшей другие массивы, так как размер кристаллов в них значительно выше (0.25—0.40 мм по сравнению с 0.10—0.25 мм).

На рис. 46 сведены данные по типам кристаллов циркона всех изученных массивов. Хорошо заметно их резкое различие по габитусу и относительной степени развития простых форм на кристаллах, в первую оче-

редь — граней пояса {100}, {110}. Большинство исследователей видит причину этого в изменении химизма среды. В. В. Ляхович (1963а) определенно предполагает, что «повышенная концентрация щелочей стимулирует преобладающий рост грани {100}» (стр. 147). Мы располагали пробами циркона из всех типов изверженных пород, щелочность которых колеблется в широких пределах — от низкой и умеренной до весьма повышенной, но подметить какие-либо изменения в развитии форм, связанных с этим фактором, не удалось. Проверка сопряженности степеней развития граней всех основных форм с показателями относительной щелочности пород (a/c) методами математической статистики (табл. 55) раскрывает независимость этих величин, поскольку связь оказалась ниже 95%-й значимости и величины коэффициентов сопряженности довольно низки (Митропольский, 1961). Исключение составляет только дипирамида {331}, для которой обратная зависимость ее развития от щелочности документируется с надежностью $> 99\%$ при наибольшем среди рассмотренных форм коэффициенте взаимной сопряженности ($K=0.52$).

Т а б л и ц а 55

Сопряженность степени развития простых форм на кристаллах циркона с показателем относительной щелочности (a/c)

Сравниваемые характеристики	a/c				
	{110}	{100}	{111}	{311}	{331}
χ^2	0.50	5.97	0.85	5.89	9.49
$P (\chi^2 > \chi^2_q)$	0.75	0.06	0.65	0.07	0.01
K	0.12	0.41	0.16	0.40	0.52

Зависимость между степенью развития простых форм и химическим составом пород более сложная и раскрывается из анализа диаграммы $Q-a/c$ (рис. 47), на которую нанесены основные типы кристаллов циркона. При низком содержании свободной кремнекислоты ($Q < 26$) кристаллы циркона имеют дитетрагонально-призматический габитус (группа I на рис. 47). В поясе призм формы {100} и {110} развиты примерно одинаково, с некоторым преобладанием первой. Из дипирамид наиболее развита {311}, грани которой габитусные, в то время как грани дипирамиды {111} очень маленькие, иногда вообще отсутствуют. Вследствие этого кристаллы имеют заостренный вид. В среднекислых породах ($Q=26-36$) циркон тетрагонально-призматический с габитусными гранями {110} и {111} (группа II). Грани призмы {100} очень узкие, чуть заметные, часто вообще не фиксируются. Нередко присутствуют хорошо заметные грани тетрагональной дипирамиды {311}. Породы с повышенным содержанием свободной кремнекислоты ($Q > 37$) содержат циркон тетрагонально- и дитетрагонально-призматического габитуса с габитусными гранями дипирамиды {111} и призм {100} и {110} (группы III, IV). Из последних чаще всего превалирует призма {100}, иногда они равны по величине граней. На некоторых кристаллах фиксируются узенькие грани дитетрагональной дипирамиды {311}.

Эта зависимость развития простых форм на цирконе от содержания свободной кремнекислоты прекрасно иллюстрирует вывод И. И. Шафрановского (1957, 1960, 1961) о динамическом поведении одной и той же структуры в различных физико-химических средах. В нейтральной среде, отвечающей в нашем случае полю среднекислых пород, катионы и анионы

имеют как бы равноправное значение и статистический порядок граней на содержащихся в них кристаллах циркона точно соответствует теоретической последовательности по Браве (рис. 47). В средах с высоким и с низким содержанием свободной кремнекислоты первенствующую роль играют ионы одного сорта (Zr или SiO₂), соответственно изменяющие габитус кристаллов. Последовательность реально наблюдаемых форм в этом случае соответствует теоретической последовательности, вычисленной по нагрузкам (плотностям сеток) с учетом ионов только одного сорта (Шафрановский, 1957).

В группе V, представленной метагранитами с высокой щелочностью, циркон дипирамидальный и короткопризматический, в то время как в гранитах его кристаллы заметно удлинены. Возможно, что значительно повышенная щелочность тормозит рост граней призматического пояса в длину, по главной оси. Это подтверждается и приведенными выше данными линейного корреляционного анализа $m - a/c$, дающего коэффициент корреляции $r_{a/c, m} = -0.46$ (95%-я зона значимости).

Выделенные по степени развития простых форм на кристаллах циркона пять групп массивов отчетливо отличаются друг от друга как по возрасту, так и по условиям залегания (рис. 47). В общем можно сказать, что в гранитоидах сальнерско-маньхамбовского комплекса кристаллы аксессуарного циркона образованы либо комбинацией габитусных форм А: {110}, {100}, {331}, либо комбинацией Б: {110}, {111}, тогда как циркон из пород кожимского комплекса обычно огранен габитусными формами в других комбинациях: А' — {110}, {100}, {111} или Б' — {100}, {111}. Комбинации А и А' характерны для массивов пластообразной формы, комбинации Б и Б' — для массивов неправильной формы с эруптивными контактами.

Таким образом, относительная степень развития простых форм на кристаллах циркона отражает химические особенности среды (рис. 47) и может служить относительным возрастным коррелятивным признаком для изверженных пород Приполярного Урала и Тимана.

В эндоконтактных частях некоторых массивов встречались хорошо окатанные зерна циркона (рис. 46), характерные для вмещающих метаморфических толщ. Терригенная природа таких зерен установлена изучением характера их поверхности, показывающим отсутствие рациональных граней даже мельчайшего размера, наличие плавных очертаний, сечение зон роста и т. п. Это служит доказательством развития явлений гибридного при формировании изверженных пород и может помочь при выяснении относительного возраста интрузий.

Корреляция метаморфических пород, также содержащих значительное количество циркона (до 340 г/т), проводилась нами по следующим характеристикам: а) содержание циркона, б) степень окатанности, в) габитус кристаллов, восстановленный по сохранившимся обломкам, г) удлинение зерен, д) относительное содержание изометричных, удлиненных, удлиненно-уплощенных зерен, е) окраска, ж) наличие включений, з) степень метамиктности, и) наличие явлений регенерации зерен. Совокупность этих данных позволила расчленить монотонные толщи кварцитов на доордовикские — рифейские и ордовикские, что затруднительно сделать обычными методами, установить источники сноса путем сравнения со средними характеристиками цирконов изверженных пород и проследить некоторые процессы изменения кварцитов (Фишман и др., 1966б).

Установлено, что в кварцитах, подвергнутых метасоматическим преобразованиям в результате их альбитизации, многие кристаллы циркона регенерированы и имеют зональное строение с окатанными ядрами. В кварцитах, затронутых слабыми процессами щелочного метасоматоза и подвергнутых только окварцеванию и флюоритизации, встречаются две раз-

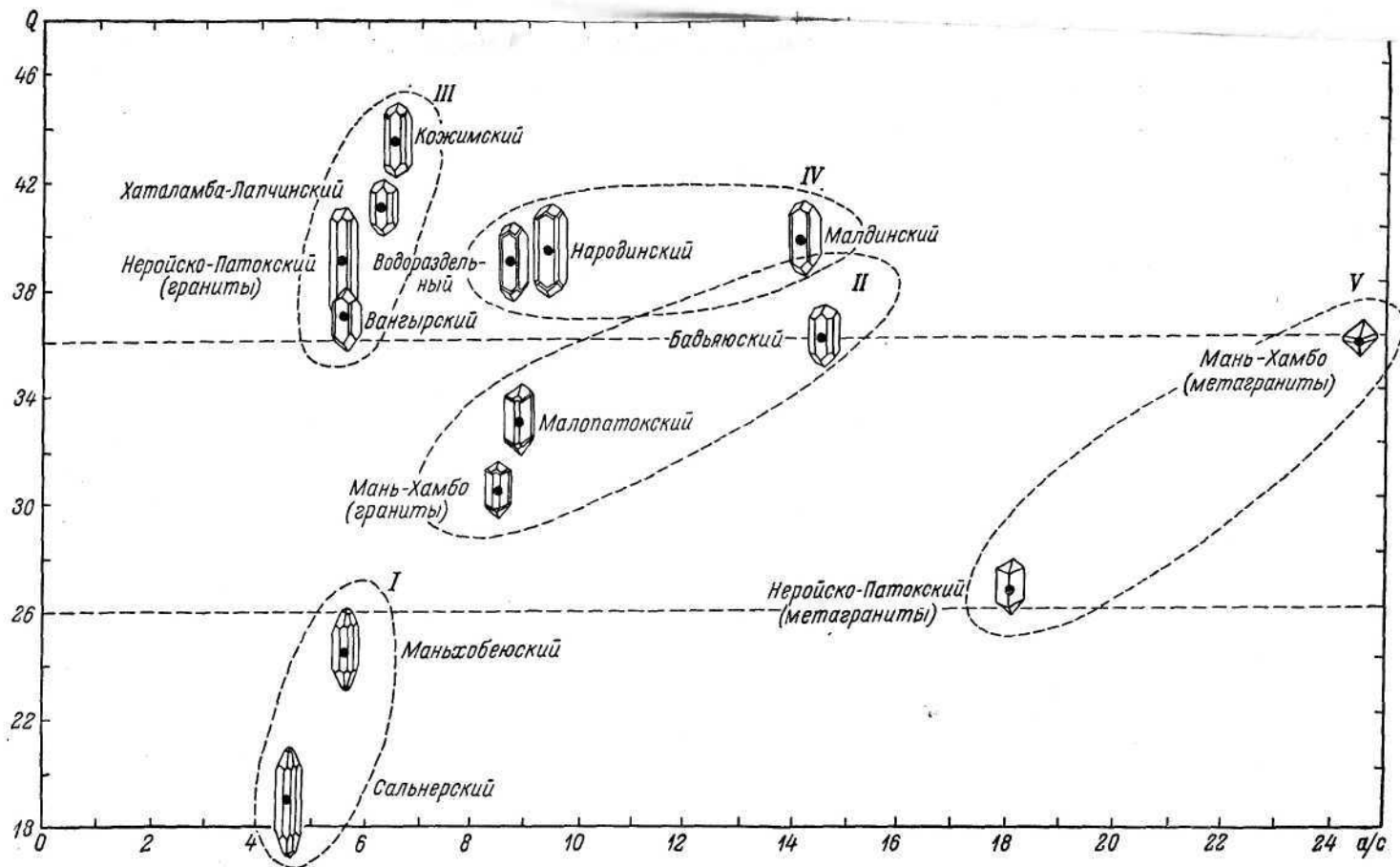


Рис. 47. Зависимость формы кристаллов циркона от содержания свободной кремнекислоты (Q) и относительной щелочности (a/c) изверженных пород.

I, III — гранитоидные массивы пластообразной формы с вмещающими более древними рифейскими отложениями (I — кембро-рифейские гранитоиды; III — каледоно(?)—герцинские); II, IV — гранитоидные массивы неправильной формы с эруптивными контактами, с вмещающими более молодыми рифейскими отложениями и породами ордовика (II — кембро-рифейские гранитоиды; IV — каледоно-герцинские); V — метаграниты каледоно(?)—герцинского (кожимского) комплекса.

Результаты полуколичественного спектрального анализа

Массив	№№ проб	Mn	Pb	Ti	Cu	Ni	Be	
Ильязский . . .	137	0.003	0.003	0.1	0.02	—	0.0003	0.005
» . . .	137a	0.01	—	0.1	0.0005	—	0.0003	0.005
» . . .	57	0.03	0.001	0.3	0.001	—	0.003	0.001
» . . .	219	0.003	0.003	0.1	0.0007	—	0.03	—
Мань-Хамбо . .	7173	0.n	0.n	0.0n	—	0.0n	0.00n	—

Примечание. Аналитики Т. И. Иванова и Г. Е. Юшкова.

новидности цирконов — терригенная (окатанный циркон) и новообразованная (циртолит), в ассоциации с которой встречается иногда фергюсонит.

Таким образом, изучение кристалломорфологических особенностей акцессорного циркона изверженных и метаморфических пород на Приполярном Урале и Тимане отражает некоторые термодинамические и химические свойства породившей их среды и с применением статистической обработки наблюдений может быть использовано как для ее реконструкции, так и для коррелятивных целей.

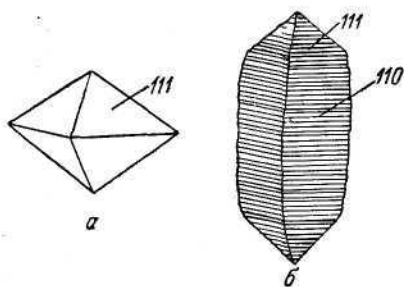


Рис. 48. Кристаллы акцессорного торита.

Встречены два типа кристаллов торита — дипирамидальные и призматические. Дипирамидальные кристаллы (рис. 48, а) образованы дипирамидой {111}, грани их в общем гладкие, но при большом увеличении заметна очень тонкая горизонтальная штриховка. Призматические кристаллы (рис. 48, б) представляют собой комбинацию тетрагональной призмы {110} и дипирамиды {111}. Они имеют не совсем правильную боченкообразную форму (кривогранность обусловлена частой и грубой комбинационной штриховкой на гранях призмы).

Цвет кристаллов торита самый разнообразный — от бесцветного, водянoproзрачного до бледно-желтого и красновато-коричневого. Бесцветные разности оптически анизотропны ($n_e=1.720$, $n_o=1.680$ и меньше), окрашенные (гидратированные) — слабопрозрачные и изотропные.

Очень хрупок, спайность несовершенная.

Полуколичественный спектральный анализ показал очень богатый состав элементов-примесей в торите (табл. 56). В нем постоянно и в довольно значительных количествах содержатся редкоземельные элементы (лантан, церий, иттрий, иттербий), а также бериллий, стронций, барий, цирконий, гафний, ниобий, уран, скандий и др. По данным Н. В. Скоробогатовой, в торите из апогранитов Полярного Урала содержатся: TR_2O_3 — 5, U_3O_8 — 2.5, Nb_2O_5 — 0.1 и Ta_2O_5 — 0.05% (Кудрин и др., 1965).

торитов из гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса

Ba	Zr	Hf	Nb	U	La	Ce	Y	Yb	Sc	Ga	P
—	—	—	—	0.1	0.1	0.5	0.05	—	Сл.	—	—
0.003	—	—	—	0.3	0.1	0.5	0.1	0.03	0.005	—	—
—	1.0	0.03	—	0.3	1.0	1.0	0.5	0.1	0.01	—	—
0.03	0.1	—	—	0.3	0.5	0.5	0.5	0.2	0.01	0.7	>1
0.0n	n	—	0.0n	—	0.n	0.n	0.n	—	0.0n	0.n	—

Островные силикаты с добавочными анионами

Д и с т е н — $Al^{(5)} Al^{(6)} [O | SiO_4]$. Единичные зерна дистена встречаются во всех северотиманских породах, но на Урале этот минерал обнаружен лишь в габбро и габбро-диабазе, а также в гранитах Сальнерского массива и в кварцевых жилах, развитых в области экзоконтакта Неройско-Патокского гранитоидного массива.

В магматических породах аксессуарный дистен образует длиннопризматические уплощенные зерна размером 0.3—0.5 мм, реже до 20 мм, прозрачные, голубовато-серого цвета, переполненные газово-жидкими и твердыми черными точечными включениями. В кварцевых жилах он встречается в виде столбчатых по оси *c* несколько уплощенных кристалликов псевдопризматического габитуса, огранных пинакоидами {100} и {001}. Спайность по всем трем пинакоидам хорошая. Кристаллики образуют радиальнолучистые сферолитоподобные агрегаты. Как правило, дистен кварцевых жил заметно хлоритизирован и мусковитизирован. Изучен он более детально, чем аксессуарный дистен магматических пород, так как последний встречен в очень ограниченных количествах, недостаточных для проведения точных исследований.

Под микроскопом дистен бесцветный, иногда имеет желтоватую окраску, двусосный, отрицательный, $r=v$, $2V=-82^\circ$, $n_g=1.725-1.728$, $n_p=1.716-1.719$, $n_g-n_p=0.009$.

Рентгеноструктурный анализ (табл. 57) дистенового порошка, полученного из монокристаллов, показывает, что они сильно мусковитизированы: монокристаллы с формой дистена на самом деле представляют собою агрегат зерен дистена, мусковита и кварца.

Результаты химического и полуколичественного спектрального анализа дистена приведены в табл. 58. В нем понижено содержание Al_2O_3 , но несколько повышено SiO_2 , присутствуют в виде примеси в заметных количествах CaO , MgO , Fe_2O_3 , FeO и TiO_2 , а также целый ряд элементов-микропримесей (сотые доли % — Sr, Ba, Ga, Mn, V; тысячные доли % — Cu, Cr, Co, Ni, Pb, Sn, Zn, Zr, Y).

Присутствие такого высокого содержания примесей объясняется наличием в дистене примеси мусковита.

С т а в р о л и т — $Al_4Fe^{2+}[O|OH|SiO_4]_2$. Единичные зерна ставролита встречаются в ряде проб малопапокских гранитов на Урале, а также в гранитах и лампрофитрах Северного Тимана. Они имеют неправильную остроугольную форму, прозрачные, цвет от светло-желтого до темно-желтого. Как правило, переполнены газово-жидкими включениями, хорошо заметными даже под биноклем при небольших увеличениях. Показатели преломления: $n_g=1.744\pm 0.002$, $n_p=1.734\pm 0.002$, $n_g-n_p=0.010$. Отчет-

Результаты рентгеноструктурного анализа дистена
из кварцевой жилы Неройско-Патокского района

№№ линий	Дистен из истоков р. Большого Патока, обр. 636		Мусковит (Михеев, 1957)		Дистен (Михеев, 1957)	
	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
1	6	(10.65)	10	10.03	—	—
2	7	9.63	—	—	—	—
3	8	4.93	5	5.02	—	—
4	8	4.40	7	4.52	2	4.40
5	2	3.81	3	3.89	—	—
6	4	(3.68)	4	3.71	—	—
7	4	(3.47)	5	3.505	—	—
8	9	3.33	9	3.342	8	3.32
9	9	3.18	4	3.204	8	3.17
10	5	2.96	—	—	4	2.97
11	6ш	2.80	7	2.862	—	—
12	5	2.67	—	—	2	2.68
13	9	2.55	10	2.568	2	2.51
14	2	2.45	2	2.471	—	—
15	7	2.36	7	2.374	2	2.34
16	4ш	2.12	7	2.126	—	—
17	4ш	2.08	1	2.056	—	—
18	8ш	1.952	—	—	—	—
19	8ш	1.922	—	—	8	1.93
20	5	1.766	—	—	4	1.76
21	4	1.639	—	—	2	1.66
22	7	1.599	3	1.596	4	1.583
23	1	1.547	—	—	2	1.535
24	6	1.517	4	1.519	—	—
25	7	1.498	10	1.498	2	1.497
26	7	1.475	1	1.472	2	1.468
27	1	1.457	—	—	—	—
28	10	1.375	—	—	10	1.373
29	9ш	1.340	—	—	4	1.395
30	3	1.292	8	1.297	—	—
31	4	1.241	8	1.246	—	—
32	1	1.220	4	1.221	—	—
33	1	1.200	2	1.206	—	—
34	3	1.181	—	—	—	—
35	1	1.150	3	1.159	—	—
36	1	1.138	—	—	—	—
37	1	1.126	2	1.130	—	—
38	4	1.109	—	—	—	—
39	1	1.101	2	1.104	—	—
40	3	1.093	—	—	—	—
41	2	1.081	—	—	—	—
42	3ш	1.062	—	—	—	—
43	3	1.048	—	—	—	—
44	3	1.044	5	1.045	—	—
45	2	1.034	—	—	—	—
46	3	1.023	—	—	—	—
47	1	1.011	—	—	—	—
48	3ш	1.004	—	—	—	—
49	4	0.995	—	—	—	—

Примечание. Условия съемки: Fe-излучение, диаметр камеры $D = 57,3$ мм, $d = 0,6$ мм; Лаборатория рентгеноструктурного анализа ИГЕМ АН СССР, аналитик С. И. Берхин.

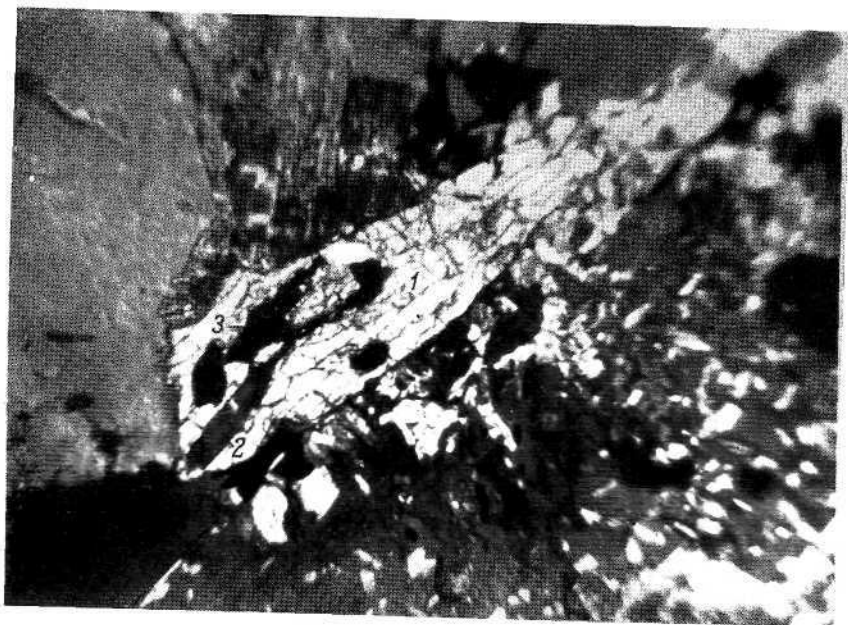


Рис. 49. Сфен (1), апатит (2) и магнетит (3) в граните. Николи +, увел. 120.

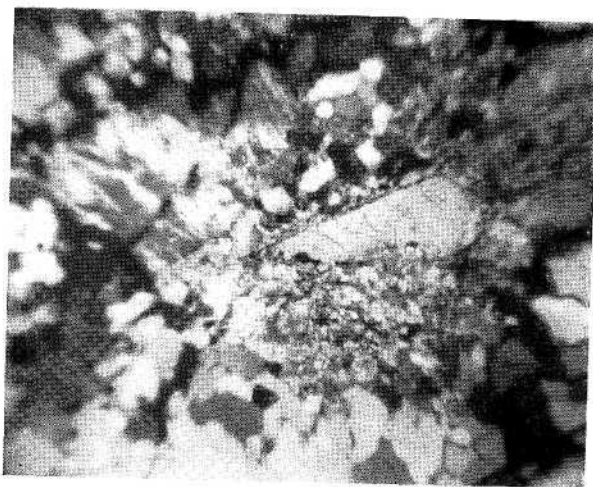


Рис. 50. Ортит, «разъедающийся» кварцем. Гранит катаклазированный. Николи +, увел. 72.

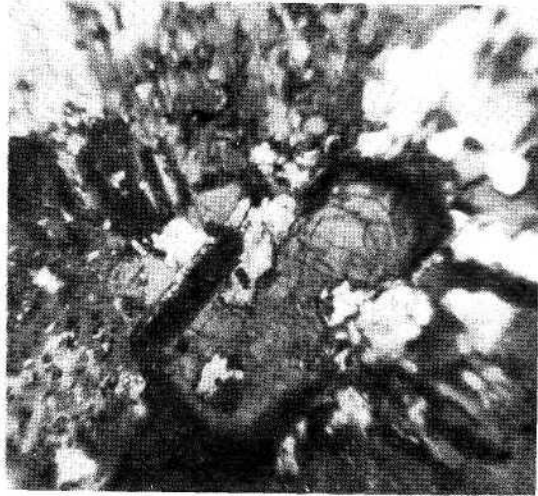


Рис. 51. Ортит, содержащий реликты плагиоклаза и кварца. Гранит. Николи +, увел. 72.

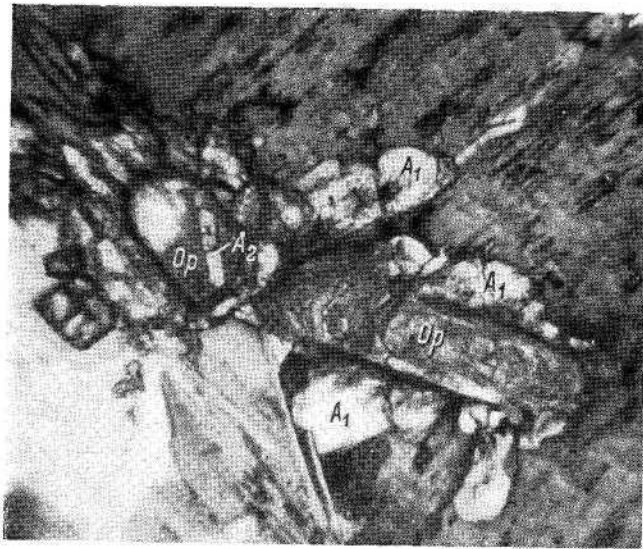


Рис. 54. Кристаллы ортита (Or), секущие апатит (A₁) (содержащие включения апатита (A₂)). Гранит. Николи +, увел. 160.

Результаты химического и спектрального анализов дистена
из кварцевой жилы с Приполярного Урала (экзоконтактовая
область Неройско-Патокского массива)

Химический анализ		Спектральный анализ			
окислы	содержание, %	элементы	содержание	элементы	содержание
SiO ₂	40.94	Sr	0.01	Ni	0.005
Al ₂ O ₃	53.27	Ba	0.02	Pb	0.002
CaO	0.44	Cu	0.001	Sn	0.001
MgO	0.74	Cr	0.001	V	0.02
Fe ₂ O ₃	0.22	Co	0.001	Zn	0.003
FeO	0.23	Ca	0.01	Zr	0.002
TiO ₂	0.04	Mn	0.01	Y	0.001
K ₂ O+Na ₂ O	3.62				
Сумма	99.50				

Примечание. Аналитик Л. П. Павлов.

ливо плеохроирует от бесцветного по *Np* до желтого по *Ng*, двухосный, положительный.

С ф е н — CaTi[O|SiO₄]. Сфен относится к широко распространенным аксессуарным минералам, особенно на участках, характеризующихся проявлением контаминации. В диабазах и порфиритах Мань-Хамбо он содержится в количествах более 400 г/т, в породах парнукского габбродиоритового интрузивного комплекса содержание сфена ниже — десятки граммов на тонну. Весьма характерен для гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса (сотни и тысячи граммов на тонну), а в гранитоидах кожимского комплекса встречается реже и в небольших количествах. На Северном Тимане значимые содержания сфена (единицы и десятки граммов на тонну) зафиксированы в габброидах и лампрофирах, в других породах он встречается в единичных знаках.

Сфен в пироксенитах различных типов присутствует в качестве вторичного минерала, располагаясь между призмами пироксена, часто развивается за счет титаномagnetита.

В габбро сфен встречается преимущественно в измененных разностях пород, превращенных в результате регионального и контактового метаморфизма со стороны гранитов в кварцевые диориты, амфиболиты и т. п. Наиболее ранняя генерация представлена тонкозернистым сфеном, развивающимся за счет пироксена, роговой обманки и титаномagnetита. Сфен поздних генераций выделяется одновременно с хлоритом и кальцитом. Он образует вросстки в кальците и эпидоте, замещает плагиоклаз и рутил.

В карбонатных породах сфен образует длиннопризматические кристаллы, вросшие в доломит.

В щелочных габброидах Тимана сфен ассоциирует с апатитом, выполняя промежутки между зернами пироксена, включен в нефелин, полевые шпаты и во вторичные — биотит и роговую обманку. Поздние генерации сфена развиваются по титаномagnetиту, пироксену и биотиту.

В нефелиновых сиенитах идиоморфные кристаллы сфена встречаются в виде игольчатых и призматических зерен в ассоциации с апатитом, магнетитом и цирконом.

В щелочных пегматитах Тимана сфен встречается преимущественно в краевых зонах жил, где он ассоциирует с клинохлором, гранатом и кальцитом.

В гранитах Приполярного Урала и Тимана сфен обычно приурочен к границам зерен породообразующих минералов и к трещинам в них. Часто располагается по спайности хлоритизированных пластинок биотита. В ассоциации с биотитом, кварцем, эпидотом, цоизитом и мусковитом сфен встречается в зонах дробления и трещиноватости. На участках обильного развития вторичных биотита, мусковита и кварца кристаллы сфена в зоне трещин и местных подвижек часто подвергаются дроблению. С другой стороны, крупные клиновидные зерна сфена встречаются в некоторых микрizonaх дробления, которые заполнены тонким агрегатом кварца, эпидота, цоизита с мелкопластинчатыми слюдами (массивы Мань-Хамбо, Вангырский и др.). Нередко наблюдается в ассоциации с эпидотом. Сфен содержит включения апатита, ильменита и магнетита (рис. 49).

Приведенная характеристика условий нахождения сфена показывает, что основная его масса возникла в сравнительно поздние стадии процесса минералообразования за счет других минералов титана. Время и место выделения сфена в этих процессах определяются в основном относительными концентрациями кремнезема и кальция в растворе или долго идущими процессами амфиболитизации, биотитизации, хлоритизации, сопровождающимися высвобождением кремния и кальция. Почти все количество титана в породах фиксируется в форме сфена и меньшая часть — в виде рутила и анатаза.

Сфен встречается в виде идиоморфных, но с несовершенными гранями кристалликов и неправильной формы зерен. Размеры их колеблются в пределах от 0.12 до 1.0 мм, иногда кристаллики достигают величины 2—3 мм. Кристаллы образованы обычной для сфена комбинацией форм {111}, {001}, {100} и {110} и имеют конвертовидную таблитчатую форму. Грани редко гладкие, обычно они неровные, корродированные, ребра затуплены. Двойники среди кристаллов акцессорного сфена не встречены, но Э. М. Бонштедт-Куплетская (1943) изучала и детально описала двойники по {100} из кварцевых жил этого района, достигающие иногда размера 0.8×2.0 мм.

Окраска кристаллов в различных породах варьирует от бесцветной, чуть золотисто-желтоватой и светло-желтой до желтовато-бурой и даже бурой, реже зеленоватой (кварцевые жилы). Кристаллы полупрозрачные, просвечивающиеся, реже прозрачные.

Под микроскопом ярко выражен плеохроизм в бурых тонах (от светлого, буровато-коричневого по N_g до бледно-желтого по N_p), характерно очень высокое двупреломление и очень сильная дисперсия оптических осей ($r \gg v$), $2V = -30-35^\circ$.

Данные рентгеноструктурных анализов показывают почти точное совпадение межплоскостных расстояний по всем наиболее интенсивным плоскостям отражения как с эталонной дебаеграммой, так и с разными образцами уральского сфена.

В табл. 59 приведены результаты химических анализов трех образцов сфена из различных пород Мань-Хамбо. Обращает на себя внимание сравнительно высокое содержание MnO — до 0.11—0.20%, в то время как для сфена других районов этот элемент мало характерен и его содержание редко превышает 0.01—0.05%. Сфен из гранитов отличается от сфена из диоритов и гранодиоритов заметно повышенным содержанием ниобия и редких земель.

Результаты спектральных полуколичественных анализов приведены в табл. 60. Повышенное содержание марганца более характерно для сфена из гранитов, измененных в результате пневматолито-гидротермальных и гидротермальных процессов. В сфенах из гранитов количество олова выше, чем в сфенах из гранодиоритов, амфиболитов и диабазов. Более высокое содержание редкоземельных элементов и ниобия обычно наблюдается в сфенах ранних генераций, не сопровождающихся собственными редко-

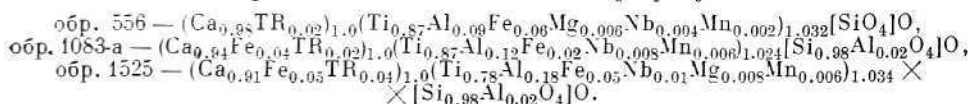
земельными и ниобийсодержащими минералами. Молибден характерен для сфенов, образовавшихся при высоких температурах, о чем свидетельствуют соответствующие ассоциации минералов (роговая обманка и гранат).

Т а б л и ц а 59

Химический состав аксессуарных сфенов
из района Мань-Хамбо

Окислы	Диорит, обр. 556	Грано- диорит, обр. 1083-а	Гранит, обр. 1525
SiO ₂	30.11	29.41	29.64
TiO ₂	34.61	34.90	31.22
Fe ₂ O ₃ +FeO . .	2.62	2.54	3.80
Al ₂ O ₃	3.13	3.56	5.11
CaO	27.38	26.45	25.48
MnO	0.11	0.20	0.20
MgO	0.09	Нет	0.16
Nb ₂ O ₅	0.33	0.55	0.89
Ta ₂ O ₅	0.02	0.047	0.046
ΣTR ₂ O ₃	1.49	1.83	3.59
Сумма	99.89	99.49	100.14

К р и с т а л л о х и м и ч е с к и е ф о р м у л ы



Примечание. Аналитик Л. А. Разницына.

Некоторые свойства сфена можно считать типоморфными, отражающими особенности минералообразующей среды, что особенно четко можно проиллюстрировать на примере района Мань-Хамбо. Так, в метадиабазе этого района сфен представлен прозрачными кристалликами, конвертовидными, уплощенными, а также мелкокристаллическими агрегатами, развивающимися по титаномagnetиту, иногда по пироксену.

В амфиболитах кристаллы сфена крупнее — до 0.3 мм, цвет их желтоватый, желтовато-бурый, грани конвертовидных кристаллов тонкоизъеденные. Кристаллы содержат включения рутила и ильменита.

Кристаллы сфена из гранодиоритов имеют изометричный и призматический (но не уплощенный) облик, грани очень сильно корродированы.

В гранитах сфен представлен сравнительно крупными (0.5—1 мм и более) кристалликами бурого, реже желтовато-бурого цвета, полупрозрачными. Габитус пинакоидальный, удлинение около 1.5—2. Грани обычно относительно гладкие, но иногда корродированные, ребра закруглены, по ним развиваются узенькие пререзионные грани. Кристаллы, как правило, переполнены многочисленными темными включениями кварца, плагиоклаза, циркона, апатита, ортита и магнетита. Часто трещиноваты, тонкие волосяные трещинки выполнены мелкозернистым кварцем. Зерна сфена в заметной степени лейкоксенизированы. На участках с проявившимся наложенным изменением гранитоидов, например на Илья-Изе, на раннюю генерацию сфена накладывается до двух поздних. Кристаллы второй генерации имеют грязно-серый и бледно-розовый цвет, содержат включения ильменорутила и самарскита. Кристаллы третьей генерации чистые, прозрачные, очень светлые, золотисто-желтые, совершенно не затронутые лейкоксенизацией. Интересно отметить, что содержание редко-

Акцессорные элементы в сфенах по

Массив	Порода	№№ проб	Mn	Ni	V	Mo	Zr	Sc	Nb
Мань-Хамбо.	Амфиболит.	1719-д	0.п	—	—	—	0.0п	0.00п	0.0п
	Кварцевый диорит.	556-б	0.п	—	0.0п	—	0.0п	0.00п	—
	Гранодиорит.	1083-а	0.п	—	0.00п	0.00п	0.00п	—	0.0п
	Гранит.	1513	0.п	—	—	0.00п	0.0п	0.00п	0.0п
	»	1525	0.п	—	0.00п	0.00п	0.0п	0.00п	0.п
	»	1119	0.п	—	0.00п	0.00п	0.0п	0.00п	0.п
	»	576-а	0.п	—	0.00п	—	0.0п	0.00п	0.п
	»	1036	0.п	—	0.00п	0.00п	0.0п	0.00п	—
	»	7	0.п	—	0.00п	0.00п	0.0п	0.00п	0.п
	»	1122	0.п	—	0.00п	0.00п	0.п	0.00п	0.п
	»	100-в	0.п	—	0.00п	—	0.00п	0.00п	0.0п
	Метагранит.	1502-б	0.п	—	0.00п	0.00п	0.0п	0.00п	0.п
	»	1539-б	0.п	—	0.00п	—	0.00п	0.00п	0.п
	»	1502-д	0.п	—	0.00п	0.00п	0.п	0.00п	0.п
	»	1532-а	0.п	—	0.00п	0.00п	0.0п	0.00п	—
Парнуковский.	»	1530-в	0.п	—	—	0.00п	0.0п	0.00п	0.0п
	»	1446	0.0п	0.00п	0.00п	—	0.0п	0.00п	0.0п
	»	1347	0.п	—	0.00п	—	—	0.00п	—
	»	XXIV	0.п	—	0.00п	—	0.0п	0.00п	0.0п
	»	1701-е	0.п	—	—	—	0.п	0.00п	0.00п
	Гранодиорит.	648-а	0.п	—	0.00п	—	0.0п	Сл.	0.00п
	»	746	0.п	—	0.00п	—	—	0.00п	0.00п
	»	1082	0.п	—	0.00п	—	0.00п	—	0.0п
	Плагιοгранит-порфир.	640	0.п	—	0.00п	—	0.0п	Сл.	Сл.
	Габбро.	725-г	0.п	—	0.00п	—	0.п	—	0.00п
Метагаббро.	677	0.п	—	0.00п	—	0.п	—	—	
Мрамор серпентинизированный.	752	0.п	—	0.00п	—	0.п	—	0.п	

Примечание. Аналитики Т. И. Иванова и Г. Е. Юшкова.

земельных элементов выше в сфене ранней генерации. Он содержит иттрия около 0.2% и иттербия около 0.3%, в то время как в сфене поздних генераций содержание иттрия 0.07—0.1%, иттербия 0.03—0.05% (данные полуквантитативного спектрального анализа).

Сфен метагранитов отличается от сфена гранитов более светлой окраской — желтовато-бурой, желтой, светло-желтой, до бесцветных. Форма зерен чаще всего неправильная, реже они представлены таблитчатыми конвертовидными кристаллами, но в отличие от сфена гранитов не удлиненными, а близкими к квадратным. Грани сильно изъедены. Размер зерен мельче, чем в гранитах, в среднем около 0.25 мм. Часто зерна сфена тесно срастаются с зернами кварца. Включения в кристаллах встречаются редко, обычно кристаллы очень чистые.

В мраморах, испытавших гидротермальные изменения, сфен встречается в виде очень мелких (средний размер 0.12 мм), бесцветных, реже светло-желтых кристалликов, прозрачных, без видимых включений. Форма кристаллов тонкотаблитчатая, близкая к дисковидной.

Кварцевые прожилки в сланцах содержат нарастающие на стенки пустот также таблитчатые, близкие к квадратным кристаллики сфена, обычно бесцветные, реже желтоватые, прозрачные. Грани неровные, несколько корродированные, ребра закруглены. Кристаллы, как правило, чистые, но в некоторых из них, чаще в желтоватых, встречаются красно-бурые включения рутила.

данным спектральных анализов

Be	Cu	Pb	Ce	Sn	Ge	Ga	Y	La ⁺	Ba	P
—	—	—	—	0.00n	—	—	0.0n	—	—	0.0n
—	0.00n	—	—	0.00n	—	—	0.0n	—	—	0.n
—	0.00n	0.00n	—	0.n	—	0.00n	0.00n	0.00n	—	0.n
—	0.00n	—	0.0n	0.n	0.00n	—	0.n	0.00n	—	0.n
—	0.00n	0.00n	—	0.n	—	0.00n	0.00n	0.00n	—	0.0n
0.000n	0.000n	0.00n	—	0.n	—	0.00n	0.00n	0.00n	—	—
—	0.00n	0.00n	—	0.n	—	0.00n	0.00n	0.00n	—	0.0n
0.0000n	0.00n	0.00n	—	0.n	—	0.00n	0.00n	0.00n	—	—
—	0.00n	0.00n	—	0.n	—	0.00n	0.00n	0.00n	—	—
0.000n	0.00n	0.00n	—	0.n	—	0.00n	0.00n	0.00n	—	—
0.0000n	—	—	0.0n	—	—	—	0.0n	0.00n	—	—
—	0.000n	—	—	0.n	—	0.00n	0.00n	0.00n	—	—
0.000n	0.000n	0.00n	—	0.n	—	0.00n	0.00n	0.00n	—	—
0.0000n	0.00n	0.00n	—	0.n	—	0.00n	0.00n	0.00n	—	—
0.000n	0.00n	0.00n	—	0.n	—	0.00n	0.00n	0.00n	—	—
0.000n	0.00n	0.00n	—	0.n	—	0.00n	0.00n	0.00n	—	—
0.000n	0.00n	0.0n	0.0n	0.n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	—	0.n
0.0000n	0.00n	—	—	—	—	—	0.00n	—	—	—
0.000n	—	—	—	—	0.00n	—	0.0n	—	—	—
0.0000n	Сл.	0.00n	0.0n	—	—	—	0.0n	0.00n	0.0n	—
0.000n	0.000n	—	—	0.n	—	—	0.0n	0.00n	0.00n	—
—	—	—	—	—	—	—	0.0n	Сл.	—	0.0n
0.0000n	—	—	—	—	—	—	0.0n	—	—	0.0n
—	—	—	—	—	—	—	0.0n	—	—	0.0n
—	—	—	—	—	—	—	Сл.	—	—	0.0n
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.n
—	Сл.	—	—	—	—	—	Сл.	—	—	0.0n
—	—	—	—	—	—	—	0.0n	0.00n	—	—

Таким образом, на основании изложенных выше типоморфных особенностей сфена можно допустить, что с понижением температуры образования сфенов уменьшается густота их бурой окраски (до бесцветных в гидротермальную стадию), уменьшается удлинение и увеличивается уплощенность, облик кристаллов постепенно меняется от призматического до удлиненно-таблитчатого и квадратно-таблитчатого, дисковидного.

Б р а у н и т — $Mn^{2+}Mn_6^{3+}[O_8]SiO_4$. Встречается довольно часто. Наиболее высокие концентрации образует в зоне контакта микроклин-пертитовых гранитов и кварцевых порфиров в области водораздела рр. Выра-ю и Потым-ю. Браунит наблюдается в виде мельчайшей вкрапленности (до 0.1 мм в поперечнике) в измененных кварцевых порфирах. Парогенезис: браунит, гаусманит, родонит, пьомонтит, пирит, магнетит, псиломелан. Цвет зерен черный, блеск полуметаллический. Замещается псиломеланом.

Островные силикаты с изолированными парами тетраэдров Si_2O_7

Э п и д о т — $Ca_2(Fe, Al)_3[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$. Эпидот очень широко представлен во всех породах, особенно уральских. Обычно содержится в довольно значительных количествах — десятки, сотни и тысячи граммов на тонну. В данном случае это скорее не аксессуарный, а породообразую-

щий минерал, но, поскольку он связан с аксессуарным ортитом непрерывной изоморфной серией, мы кратко остановимся на его характеристике.

Эпидот встречается либо в виде неправильной формы агрегатных зерен, сахаровидных, желтовато-, зеленовато- или буровато-белого цвета, либо в виде призматических светло-зеленых кристаллов, огранка которых не отличается от огранки кристаллов ортита. Очень часто игольчатые кристаллы эпидота собраны в радиальнолучистые сферолитоподобные агрегаты.

Цвет эпидота зеленый, часто с различными оттенками. Монокристалльные зерна прозрачны. В шлифах наблюдается отчетливый плеохроизм от светлого, лимонно-желтого по *Ng* до светлого, серовато-розового по *Np*. Двуосный, положительный, $2V = +60-65^\circ$. По показателям преломления ($n_g = 1.718$, $n_p = 1.690 (\pm 0.002)$) близок к клиноцоизиту. Некоторые зерна по периферии имеют эпидотовый состав, а в центре — ортитовый, и наоборот.

Сравнение межплоскостных расстояний эпидота из наших районов с эталонным показывает их полную идентичность.

Химический состав эпидота более постоянен, чем ортита (табл. 61). По сравнению с теоретическим в нем несколько повышено содержание SiO_2 , но понижено Al_2O_3 и CaO . Понижение содержания CaO связано с вхождением в решетку некоторого количества редких земель (0.59%), в результате этого нарушается и валентное равновесие железа, компенсирующееся переходом $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$. Формула эпидота, таким образом, имеет вид $(\text{Ca}_{1.77}\text{TR}_{0.02})_{1.79}(\text{Al}_{2.09}\text{Fe}_{0.75}^{3+}\text{Fe}_{0.03}^{2+}\text{K}_{0.03}\text{Mn}_{0.02}\text{Mg}_{0.01}\text{Ti}_{0.01})_{2.94}[\text{SiO}_4] \times [\text{Si}_{2.21}\text{O}_7]\text{O}(\text{O}_{0.15}\text{OH}_{0.85})_{1.0}$. Вхождение кремния в кремнекислородный радикал в количестве более 3 объясняется, вероятно, недостаточным отбором мономинеральной фракции (включения кварца в зерна эпидота), а наличие незначительной примеси калия — включениями полевых шпатов.

Т а б л и ц а 61

Химический состав эпидота

Оксиды	Эпидот из гранитов Мань-Хамбо, обр. 1028	Средний состав эпидота, по Л. Н. Чирвинскому (1953)	Теоретический состав
SiO_2	40.48	38.03	37.9
TiO_2	0.10	—	—
Al_2O_3	22.39	24.41	24.1
Fe_2O_3	12.58	11.13	12.6
FeO	0.43	1.03	—
MnO	0.25	0.31	—
MgO	0.10	0.45	—
CaO	20.79	22.61	23.5
K_2O	0.17	—	—
Na_2O	Не опр.	—	—
$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	0.59	—	—
H_2O^+	1.62	2.25	1.9
Сумма	99.50	100.22	100.0

Примечание. Аналитик Л. П. Павлов.

Т. К. Кожинной и Н. Г. Удовкиной (1965) в гранитах Неройско-Патокского, Малдинского, Торговского, Народинского, Маньхобюевского массивов встречена марганцевая разновидность эпидота — пьемонтит. Он образует вытянутые ядра в зернах эпидот-цоизита. Цвет ярко-красный. Плеохро-

ирует от бесцветного и желтоватого до красно-бурого и густо-вишневого. Кроме гранитов, где его находки подтверждены и нашими исследованиями, пьмонтит в ассоциации с шеелитом был обнаружен нами в грейзенизированных кварцевых порфиридах в истоках ручья Нярта-Сю-ю (левый приток р. Щугора). Показатели преломления: $n_g = 1.663 \pm 0.003$, $n_p = 1.657 \pm 0.003$; плеохроизм по Ng розовато-сиреневый, по Np — лимонно-желтый; удельный вес 3.46.

Д. П. Сердюченко (1959) указывает на наличие радиоактивных элементов в эпидоте из гранитов Южного Тимана, выражающееся в образовании резкой плеохроичной каймы в срastaющемся с ним биотите.

О р т и т — $(Ce, Ca)_2(Fe^{+2}, Fe^{+3}, Al, Mg)_3[SiO_4]Si_2O_7O(OH)$. Ортит встречается в кварцевых диоритах, гранодиоритах, гранитах, пегматитах, кварцевых жилах и послемагматических метасоматических образованиях (Голдин и Симаков, 1960; Голдин, 1962, 1966; Фишман, Голдин, 1962, 1963). Он характерен как аксессуарный минерал для гранитоидов как сальнерско-маньхамбовского, так и кожимского комплексов, где его содержание достигает 5—10 г/т. В метагранитах содержание ортита значительно повышено по сравнению с гранитами. в среднем оно составляет 26 г/т для района Мань-Хамбо и 123 г/т для Неройско-Патокского массива. Заметно повышение содержания ортита в гранитоидах и связанных с ними послемагматических метасоматических образованиях в зоне контактов с основными и карбонатными породами, так как наличие в последних сильных оснований (Ca и Mg) способствует осаждению редких земель.

На Северном и Южном Тимане ортит очень редок (Сердюченко, 1959; Ивенсен, 1964).

В гранитоидах Урала ортит образует мелкие (0.2—0.8 мм), часто хорошо образованные призматические кристаллики, сопровождающиеся чешуйками мусковита и биотита. Иногда ортит приурочен к относительно крупным зернам микроклина и к мелкозернистой кварц-полевошпатовой массе, где в ассоциации с ним встречается гранат. Все это говорит о том, что кристаллизация ортита в основном была связана с деятельностью калиевых растворов (процессы микроклинизации и высокотемпературной мусковитизации), сопровождавшейся следовавшим за ними магнезиально-железистым метасоматозом (Сердюченко, 1963). Выделения ортита обычно встречаются с минералами эпидот-цоизитовой группы. Довольно часто ортит образует ядро в эпидот-цоизите или окаймляется тонкой агрегатной каймой бесцветного эпидота, так как вначале в решетку входят энергетически более «сильные», чем Ca, ионы TR. Затем с повышением кислородного потенциала в послемагматическом растворе происходило окисление закисного железа ($Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$); редкие земли, по-видимому, удерживались в растворе. Иногда встречаются зерна с эпидотовым ядром. Таким образом, состав ортита переменный и отдельные участки зерен занимают различные места в изоморфном ряду эпидот—ортит (Сердюченко, 1961; Хвостова, 1962).

В милонитах и катаклазированных гранитах зерна ортита подвергнуты дроблению и их обломки смешаны с мусковит-кварцевым агрегатом. Наблюдается корродирование кварцем кристаллов ортита (рис. 50). В качестве включений ортит содержит кварц, плагиоклаз (рис. 51), циркон (рис. 52), магнетит, апатит (рис. 54). Наблюдаются сростки с цирконом (рис. 53), апатитом, сфеном; сечет зерна апатита (рис. 54, см. вклейку).

В метасоматически измененных кварцевых порфирах ортит встречается в виде мелких (до 0.1 мм) зерен, погруженных в мусковитовые чешуйки.

В метагранитах Неройско-Патокского массива и расположенных в его экзоконтакте пегматитовых жилах ортит встречается в хорошо образованных кристалликах. В пегматитах наиболее крупные зерна ортита располагаются в микроклине центральной зоны жил, реже среди кварца. Мел-

кие зерна чаще приурочиваются к биотитовым скоплениям. В метатриптах ортит встречается в виде включений в биотите (лепидомелане) и микроклине второй генерации и располагается в промежутках между зернами главных минералов в ассоциации с гранатом, фергюсонитом и длинно-столбчатым и игольчатым апатитом. Содержит реликты монацита и включения магнетита.



Рис. 52. Зональный ортит (Op), содержащий включения циркона (Ц) и ильменита (Ил).

Q — кварц; Bi — биотит; Pl — плагиоклаз. Гранит биотитовый. Николи+, увел. 45.

Цвет ортита под микроскопом буровато-красный. Ортит обладает плеохроизмом. Окраска иногда неравномерно-зональная (рис. 52). Наблюдаются участки с различным двуупределением, обуславливающим различную интерференционную окраску его до изотропных участков, что, по-видимому, является результатом метамиктного распада.

Минеральная ассоциация показывает, что формирование ортита сопровождается повышением температуры и давления, что вызвало подвижность редкоземельных элементов, идущих на образование ортита. При некотором повышении температуры и снижении кислородного потенциала в некоторых случаях происходит замещение монацита ортитом.

Цвет ортита под микроскопом буровато-красный. Ортит обладает плеохроизмом. Окраска иногда неравномерно-зональная (рис. 52). Наблюдаются участки с различным двуупределением, обуславливающим различную интерференционную окраску его до изотропных участков, что, по-видимому, является результатом метамиктного распада.

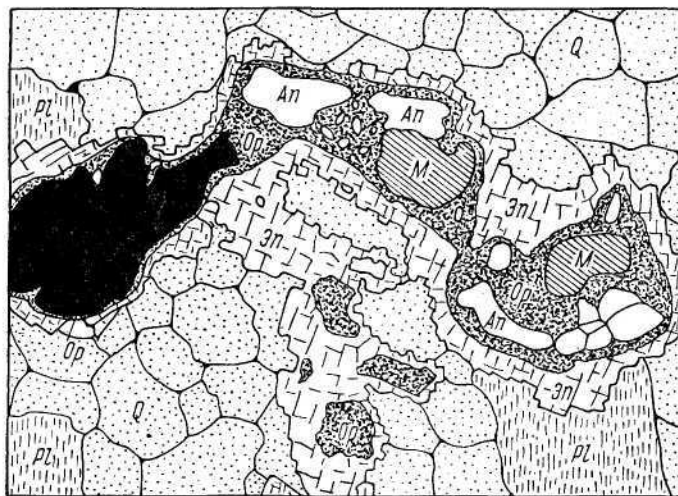


Рис. 53. Ортит (Op), замещающий монокристалл монацита (М). Реликты монацита ориентированы параллельно. Увел. 160.

Ап — апатит, Q — кварц, Эп — эпидот, Pl — плагиоклаз.

В метаморфизованных основных породах (габбро, диабазах, порфирирах) ортит, ассоциирующий с вторичной роговой обманкой, биотитом, хлоритом, ильменитом, сфеном, образует призматические кристаллы и зерна неправильной формы размером от сотых долей до 0.3 мм.

В эпидотовых и магнетито-амфиболовых скарноидах, расположенных в экзоконтактах гранитоидных массивов с мраморами рифея, зерна ортита размером до 0.3 мм обычно приурочены к хлорито-биотитовым скоплениям.

Итак, ортит во всех породах встречается в виде мелких (около 0.2 мм), неправильной формы зерен, но часто образует и довольно крупные (до 10–20 мм по длинной оси), хорошо ограненные кристаллики.

Форма кристаллов пластинчатая — чаще для поздних генераций или призматическая — для ранних генераций. Для большинства гранитных массивов характерны призматические и толстотаблитчатые кристаллы, образованные формами {001}, {100}, {101}, {111}, {110}, реже {103}

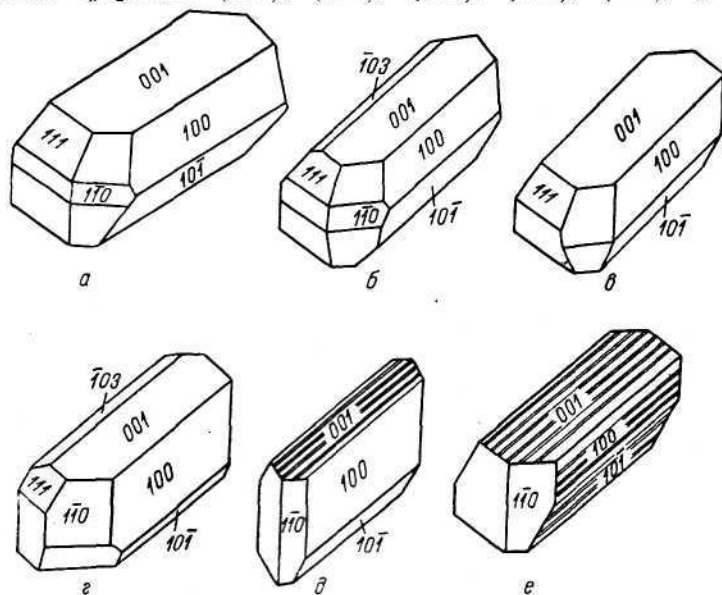


Рис. 55. Кристаллы акцессорного ортита.

(рис. 55, а–з). Размер кристаллов не превышает 5 мм. В гранитах Мань-Хамбо вместе с призматическими встречаются тонкотаблитчатые кристаллы с хорошо развитыми гранями пинакоида {100} и очень узенькими — пинакоида {001}. Длина их колеблется от 0.1 до 0.8 мм, иногда до 15 мм при толщине пластинок от 0.02 до 0.5 мм.

Кристаллы ортита из пегматитов преимущественно таблитчатые (рис. 55, д), уплощенные по {100}. Размер значительно больше по сравнению с ортитами из гранитоидов: длина кристаллов колеблется от 1–2 до 10–20 мм.

В грейзенизированных гранитах кристаллы ортита по огранке сходны с кристаллами из пегматитов, но облик их призматический.

Грани кристаллов редко бывают гладкими, блестящими. Чаще они неровные, шероховатые, как бы несколько корродированные. На гранях псевдопризматического пояса грани {001}, {100} и {101} кристаллов ортита из пегматитов и метагранитов четко заметна комбинационная штриховка (рис. 56), параллельная ребрам {001} : {100} и {100} : {101}. Иногда заметно веерообразное расхождение штрихов к одному из концов призмы, вероятно обязанное своим происхождением явлениям расщепления. В метагранитах расщепление развивается настолько сильно, что ортит образует радиальнолучистые сферолитоподобные агрегаты.

Оптические свойства уральских ортитов приведены в табл. 62.

Физические свойства оргитов Приполярного Урала

Показатели	Южная часть					
	граниты			метаграниты		
	обр. 1126	обр. 1122	обр. 1119	обр. ХХIII	обр. 1125-V	обр. 1125-а
2V, град.	±90	-88	-86	-90	-78	-(84-86)
Показатели преломления:						
$n_g (\pm 0.002)$	1.760	1.760	>1.780	1.778	>1.780	1.720
$n_p (\pm 0.002)$	1.742	1.748	1.748	1.751	1.756	1.700
Плеохроизм по:						
N_g	Темно-бурый.	Буровато-желтый.	Бурый.	Буровато-коричневый.	Темный, зеленовато-бурый.	Зеленовато-бурый.
N_p	Желтый.	Светло-желтый.	Буровато-желтый.	Светлый, желтоватый.	Светло-желтоватый, зеленоватый.	Желтоватый с зеленоватым оттенком.
sNg , град.	20	22	20	10	15	18

Показатели	Центральная часть					
	метаграниты					
	обр. 1571	обр. 372	обр. 332	обр. 573	обр. 757	метамит, обр. 515-б
2V, град.	-80	-88	84	90	72	+78
Показатели преломления:						
$n_g (\pm 0.002)$	1.761	>1.780	1.753	>1.780	1.722	1.769
$n_p (\pm 0.002)$	1.731	1.780	1.725	1.780	1.702	1.743
Плеохроизм по:						
N_g	Буровато-желтый.	Бурый.	Светло-бурый с зеленоватым оттенком.	Зеленовато-бурый.	Буровато-желтоватый.	Желтый с бурым оттенком.
N_p	Светло-желтый.	Буровато-желтый.	Светло-желтый.	Светло-буровато-зеленый.	Желтоватый.	Светло-зеленоватый.
sNg , град.	25	25	20	-	-	-

Удельный вес ортита, определенный методом гидростатического взвешивания, в зависимости от степени его измененности колеблется от 3.91 до 2.82.

Поскольку до сих пор точно неизвестна твердость ортита, нами было специально проведено ее исследование на микротвердомере ПМТ-3 по стандартной методике (Лебедева, 1963). Для исследования брались не только ортиты нашего, но и других районов. Часть исследованного материала была представлена кристаллами и их обломками, часть — мелкими, неправильной формы зернами из протолочек. Замеры во всех случаях проводились на полированной поверхности образцов, мелкие зерна монтировались в брикеты. Следует отметить, что характер изучаемой поверхности ортита заметно влияет на величину его твердости, вопреки мнению ряда авторов об отсутствии такого влияния (Бови и Тейлор, 1959; Лебедева, 1963). Образование наклепанного или упрочненного слоя при полировке грани кристалла ортита увеличивает его твердость на 26.4% по сравнению с твердостью на естественных гранях.

Установлено, что с увеличением нагрузки на индентор измеряемые значения твердости ортита вначале резко увеличиваются, но с нагрузками более 100 Г достигают постоянной величины (рис. 57). Следовательно, при измерении твердости ортита необходимо в качестве оптимальных использовать нагрузки, отвечающие этому плато.

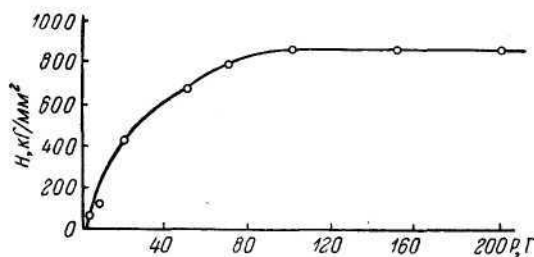


Рис. 57. Зависимость твердости ортита (H) от нагрузки на индентор (P).

замеров для других граней уральского кристалла приведены в табл. 63.

Попарное сравнение эмпирических рядов распределения чисел твердости ортита с использованием критериев Фишера и Стьюдента (Смирнов, Дунин-Барковский, 1965) показало, что во всех случаях различие между средними значениями твердости ортита, измеренными на различных гранях, существенны (значимость 98—99.9%). Расхождения между дисперсиями незначительны лишь при сравнении твердости граней (110) и (101), в остальных случаях выборки разнородны (значимость 95—99%). Из приведенных расчетов следует, что каждая из изученных граней кристалла ортита характеризуется специфическими параметрами твердости, существенно (в статистическом понимании) отличными друг от друга, т. е. ортит имеет ярко выраженную анизотропию твердости [ретикулярная анизотро-

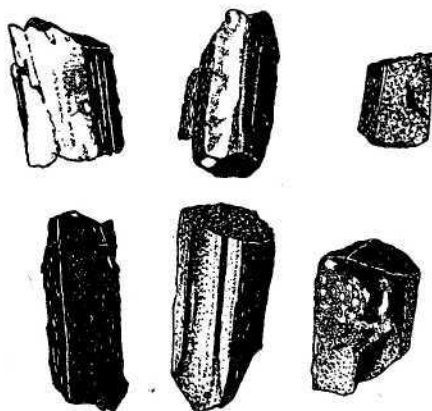


Рис. 56. Кристаллы ортита с вертикальной штриховкой из грейзенизированных гранитов. Увел. 40.

Изучение анизотропии твердости проведено на естественных гранях двух кристаллов ортита из гранитов Северного Урала (обр. 3) и Средней Азии (обр. 5). Кристаллы имеют призматический габитус и образованы формами {001}, {100}, {101} и {110}. Пинакоидальная грань {001} очень узкая и неровная, провести замеры твердости на ней не удалось. Результаты

Результаты исследования твердости ортита

Показатели	Грани ортита		
	(110)	(101)	(100)
Число замеров	20	39	40
Твердость средняя арифметическая (\bar{x}), кг/мм ²	312	393	488.5
Средняя квадратическая ошибка (σ)	130	104	190.2
Коэффициент вариации (V), %	41.7	26.5	38.9

ния, по А. С. Поваренных (1963) или анизотропия второго рода, по С. И. Лебедевой (1963)]. Коэффициенты анизотропии твердости $K_{H_{(100)}} = 1.24$, $K_{H_{(101)}} = 1.26$, $K_{H_{(110)}} = 1.53$. Для кристалла ортита из Средней Азии, твердость которого измерялась на приполированных гранях, коэффициент анизотропии твердости между гранями (100) и (110) несколько выше — $K_{H_{(100)}} = 1.82$.

Сопоставление коэффициентов вариации (табл. 63), характеризующих меру рассеивания по сравнению со средним значением в процентах, с учетом погрешности метода (в данном случае 6%, Ильинский, 1963), показывает, что для всех граней коэффициент вариации значительно превышает аналитическую ошибку метода. Это служит доказательством существенной анизотропии твердости не только между различными гранями кристаллов ортита, но и на каждой грани между различными кристаллографическими направлениями, так как твердость измерялась с переменной ориентировкой диагоналей алмазной пирамиды. Коэффициенты

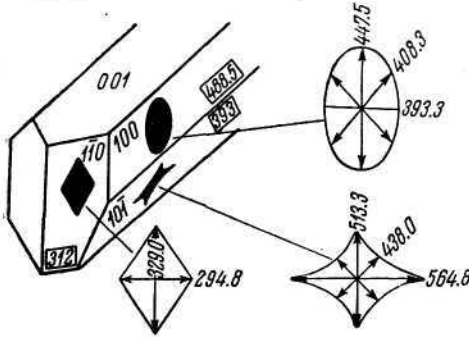


Рис. 58. Анизотропия твердости кристаллов ортита.

полярной (по Лебедевой, 1963) анизотропии твердости уральского кристалла ортита: на грани (100) — $K_{H_n} = 1.14$, на грани (101) — $K_{H_n} = 1.29$, на грани (110) — $K_{H_n} = 1.12$. Наглядной иллюстрацией полярной анизотропии являются розетки твердости, построенные нами для всех изученных граней кристалла ортита (рис. 58).

Данные о зависимости твердости ортита от их химического состава будут приведены ниже.

Дифференциальные кривые нагревания ортитов из гранитоидов разных массивов сходны между собой.

На кривых нагревания (аналитик В. В. Беляев) зарегистрировано два экзо- и два эндотермических эффекта. Первый эндотермический эффект, отмеченный при температурах 120–140°, обусловлен выделением гигроскопической воды и указывает на частичную гидратированность минерала. Второй эндотермический эффект, наблюдаемый при температурах 870–920°, очевидно, соответствует выделению конституционной воды. Первый экзотермический эффект, соответствующий температурам от 300 до 600°, связан, по-видимому, как указывает В. А. Хвостова (1962), с полиморфным превращением выделившихся в экзогенном процессе окислов железа и, возможно, редких земель. Второй экзотермический эффект наблюдается

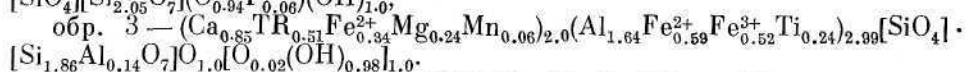
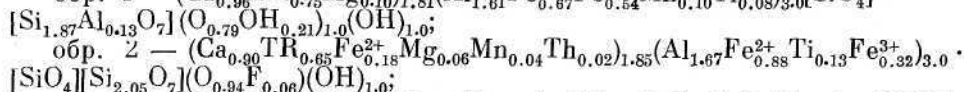
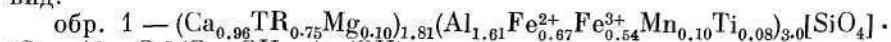
при температуре 980—1005° и соответствует распаду минерала на окислы с одновременной их кристаллизацией.

Сравнение данных рентгеноструктурного анализа ортитов Приполярного Урала с эталонными эпидотом и ортитом (Михеев, 1957) показало близость их структурных параметров.

Химический состав ортитов приведен в табл. 64.

Ортит из пегматитов характеризуется повышенным содержанием окисей титана (3.60 против 1.92% в гранитах), магнезия (1.87 против 0.44%), а также окисного железа (7.92 против 4.53%). На состав ортитов, очевидно, в некоторой степени влияли вмещающие породы, в которых формировались гранитоиды и их жильные дериваты. В ортитах из пегматитов, развитых среди диабазов, заметно возрастает содержание MgO, Fe₂O₃, TiO₂. В ортите из метагранитов (обр. 1126-V) еще более заметно понижено содержание SiO₂, TiO₂, FeO за счет повышения содержаний MnO, CaO, TR₂O₃ и H₂O. От среднеуральских ортитов описываемые ортиты отличаются низким содержанием кальция и повышенным количеством титана. Содержание FeO в изученных ортитах колеблется в пределах 12.28—13.54%, в то время как в ортитах со Среднего Урала (табл. 64) оно не превышает 9.40%. Ортиты Илья-Иза, по данным Воркутинской КГЭ, содержат U — 0.1% и Th — 0.01—0.1%.

Расчет кристаллохимических формул производился по кислороду на 13 атомов (Булах, 1964; Deeg a. oth., 1963). Формулы имеют следующий вид:



Рентгеноспектральная расфировка суммы редких земель в ортитах приведена в табл. 65.

Таким образом, редкие земли во всех ортитах представлены в основном элементами цериевой группы с довольно выдержанным соотношением отдельных элементов.

Результаты полуколичественных спектральных анализов ортитов приведены в табл. 66, из которой видно, что ортиты из гранитоидов района массива Мань-Хамбо (истоки рр. Щугора, Пырсь-ю) отличаются от ортитов из гранитов Вангырского и Неройско-Патокского массивов (истоки рр. Вангыра, Большого Патока и Щокурьи) присутствием германия, серебра и индия.

Ортит, как показано выше, относится к минералам с весьма широко развитыми явлениями изоморфизма как катионов, так и анионов. Для него характерны изовалентные замещения, а также гетеровалентный изоморфизм с компенсацией валентности. Этим объясняется разнообразие химического состава природных ортитов. Вместе с химическим составом ортита закономерно изменяются и его физические свойства. Для удельного веса и оптических констант эта зависимость убедительно показана В. А. Хвостовой (1962) графически на представительном материале. Интересно выявить также зависимость твердости ортита от химического состава. Этот вопрос до сих пор оставался в стороне от внимания исследователей.

Изучение зависимости твердости ортита от его химического состава проведено по 17 образцам, как собранным авторами, так и любезно предоставленным из своих коллекций В. А. Хвостовой и В. В. Плоско. Результаты химических анализов и средние числа твердости образцов приведены в табл. 66. Для всех основных компонентов состава были проведены парные корреляции с твердостью, в результате которых выяснилось, что на твер-

Компоненты и физические свойства	Номера образцов и их							
	1	2	3	4	5	6	7	8
	Приполярный Урал, Мань-Хамбо			Таймыр	Средняя Азия, Палеяда	Южная Якутия, Эмсельрак	Южная Якутия, участок Федоровский	Южная Якутия, Аммуначи
SiO ₂	30.36	32.47	31.60	31.20	32.47	32.74	31.60	31.50
TiO ₂	1.22	1.92	3.60	1.10	1.72	0.40	0.20	0.22
Al ₂ O ₃	16.81	15.12	16.74	17.0	17.38	17.0	19.00	17.40
Fe ₂ O ₃	7.73	4.53	7.92	1.67	4.93	3.20	2.37	6.29
FeO	8.39	13.54	12.28	9.31	9.94	8.40	4.26	8.94
CaO	9.51	8.88	8.76	10.50	11.51	13.63	12.80	11.35
MgO	0.70	0.44	1.81	1.32	0.67	1.48	4.00	0.65
MnO	1.28	0.53	0.79	0.50	—	0.02	0.09	0.84
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	0.12	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0.15	—	—	—	0.17	—	—	—
TR ₂ O ₃	21.68	19.01	15.30	22.77	19.28	19.0	22.48	19.20
Ce ₂ O ₃	—	—	10.11	—	—	—	—	—
La ₂ O ₃	—	—	2.89	—	—	—	—	—
Dy ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
Y ₂ O ₃	—	—	2.3	—	—	—	—	—
ThO ₂	—	0.73	—	1.73	1.47	1.14	1.32	1.30
U ₃ O ₈	He опр.	He опр.	He опр.	0.03	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	1.86	1.61	1.65	2.46	0.55	2.40	1.87	2.20
H ₂ O ⁻	—	0.40	—	0.20	—	—	—	—
F	—	0.22	—	—	0.08	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	0.20	—	0.70	—	—
Сумма	99.81	99.40	100.45	100.45	100.17	100.11	99.99	99.89
Аналитики	Л. П. Павлов	А. В. Быкова	Л. П. Павлов	А. В. Быкова	И. С. Разина	А. В. Быкова		
Удельный вес . . .	—	3.91	—	3.43	3.80	3.41	3.25	3.57
Физическое состояние	Метамиктное.	Кристаллическое.		Метамиктное.	Кристаллическое.	Метамиктное.		
Средняя твердость кГ/мм ²	1005	794	531	1142	926	677	860	909

Примечание. Обр. 1—3 из колл. авторов; обр. 4—13 и обр. 16—17 — из колл. В. А. Хвостовой (1965), В. А. Хвостовой (1962).

достью ортитов значительное влияние оказывают лишь редкие земли и в меньшей мере вода, образующая гидроксильную группу (ОН). Связи остальных компонентов с твердостью оказались ниже 95%-й зоны значимости:

Коррелируемый с твердостью компонент . . .	TR ₂ O ₃	H ₂ O ⁺	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃ +FeO	MgO	TiO ₂
Коэффициент корреляции	+0.86	-0.46	-0.40	-0.09	-0.35	+0.08	-0.16	-0.40	-0.02

Примечание. 95%-я зона значимости при $|r| \geq 0.46$; 99%-я зона значимости при $|r| \geq 0.58$.

физические свойства ортита

местонахождения								
9	10	11	12	13	14	15	16	17
Урал, Ильмены		Урал, Мочалин лог	Урал, Ильмены	Урал, Вышневые горы	Северный Кавказ, р. Малая Лаба	Северный Кавказ, р. Козлинка	Карелия, Алакурти	Урал, Вышневые горы
32.10	31.91	31.81	31.46	30.60	32.85	31.29	30.68	31.71
0.25	0.59	0.75	0.55	3.84	0.21	1.84	0.34	0.05
17.58	16.32	15.54	18.83	14.40	19.36	13.23	16.50	17.82
6.97	5.16	6.72	1.65	3.56	5.98	6.06	4.07	5.68
9.87	9.40	7.85	11.08	11.10	4.55	10.40	9.68	7.69
12.48	12.28	11.90	9.72	9.50	9.67	10.19	11.16	9.23
0.80	0.50	1.27	—	1.20	2.60	1.00	0.20	0.99
0.94	1.05	1.39	0.25	0.41	0.09	1.19	0.28	1.26
—	—	—	—	—	0.55	Сл.	—	—
—	—	0.15	—	—	—	0.40	—	0.64
—	0.10	—	—	—	0.35	0.25	—	0.14
16.85	20.50	20.02	22.72	22.82	18.13	21.52	23.44	24.35
—	10.38	10.37	—	—	—	—	—	—
—	10.04	9.65	—	—	—	—	—	—
—	10.04	—	—	—	—	—	—	—
—	0.08	—	—	—	—	—	—	—
1.16	0.97	0.14	1.03	1.80	2.42	1.07	0.90	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
1.10	1.25	1.93	0.57	0.80	2.78	1.34	2.35	0.87
0.06	—	—	0.18	—	0.46	Не обн.	—	—
—	—	—	—	—	—	—	0.15	—
—	—	—	—	—	—	—	0.31	—
100.16	100.03	99.47	98.04	100.03	100.00	99.78	100.06	100.43
Т. Н. Капитонова	И. Д. Борнеман	И. П. Алимарин	Макарович	А. В. Быкова	В. И. Богданова		А. В. Быкова	И. С. Разина
3.70	3.70	3.90	3.59	3.78	3.496	3.999	3.33	3.88
Метамиктное.	Кристаллическое.		Метамиктное.	Кристаллическое.	Метамиктное.			Кристаллическое.
586	1138	1210	1252	1410	565	975	1380	1410

вой; обр. 14—15 — из колл. В. В. Плешко. Данные химических анализов взяты из работ В. В. Плешко

На понижение твердости гидратированных ортитов по сравнению с негидратированными указывала С. И. Лебедева (1963), и наши расчеты лишь подтверждают ее данные (отрицательная связь с коэффициентом корреляции $r_{H, H_2O^+} = -0.46$; 95-я значимость). Сведения относительно изменения твердости ортитов в зависимости от содержания в них редких земель в просмотренной нами литературе не встречены. Наши же вычисления показывают наличие сильной связи $H-TR_2O_3$ с положительным коэффициентом корреляции $r_{H, TR_2O_3} = +0.86$ (99% -я значимость).

Состав редких земель ($\Sigma TR_2O_3 - Y_2O_3 = 100\%$) в оргитах

Порода	№№ образцов	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Cd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃
Пегматиты с истоков р. Большого Патока.	515-б *	18.0	50.0	6.0	19.0	3.0	0.1	2.0	0.2	1.0	0.1	0.3	0.1
	372 *	19.0	38.0	5.0	17.2	2.1	0.0	1.2	0.05	0.4	0.0	0.1	—
Метаграниты Неройско - Патокского массива.	1571-а **	16.4	47.2	5.7	18.0	3.6	0.4	1.9	0.4	2.9	0.1	1.5	1.9
	1571 **	17.3	47.2	5.2	16.7	3.5	0.3	2.0	0.3	3.2	0.3	2.0	1.7
	1532 **	20.0	48.2	5.1	16.5	2.8	0.3	1.5	0.3	1.3	—	1.5	2.5
Кварцево-флюоритовый прожилок среди метагранитов.	1544 **	18.4	58.7	5.4	16.5	3.1	0.5	1.8	0.3	1.3	—	1.5	2.3
Метаграниты Мань-Хамбо.	1126-V **	25	45	4.4	23.7	1.2	—	0.5	—	0.2	—	—	—

* Расшифровка ΣTR_2O_3 проводилась из осадка, выделенного из минерала химическим путем. Аналитик Т. Н. Капイトнова, ИМГРЭ.

** Расшифровка ΣTR_2O_3 проводилась непосредственно в минерале Д. А. Минеевым, ИМГРЭ.

Таблица 66 (продолжение)

Элементы	Массив Мань-Хамбо										
	Номера образцов										
	1502	1069	1126	1122	1119	1028	1719-е	XXXIII	1704-I	III	
Be	0.000n	0.000n	0.000n	0.00n	0.0000n	0.000n	0.000n	0.000n	0.000n	0.00n	0.0n
Sc	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.0n	0.00n	0.00n	0.0n
Mn	0.n	0.n	0.n	0.n	0.n	0.n	0.0n	0.0n	—	—	—
Pb	0.00n	—	0.00n	0.0n	0.n	0.n	0.00n	0.00n	0.0n	0.0n	0.0n
Sn	0.00n	0.00n	0.0n	0.0n	0.0n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.0n
Nb	—	0.0n	—	—	—	—	—	0.0n	0.00n	0.0n	0.n
Ga	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n
Jn	—	—	0.00n	0.00n	—	—	—	—	—	—	—
Mo	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	—	—	—	—	—	—	—
V	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	—	—	—
Ti	0.n	0.n	0.00n	0.00n	—	—	0.n	0.n	—	—	—
Cu	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.000n	0.00n	0.000n	0.000n	0.000n
Ag	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.000n	0.000n	—	—	—	—	—
Zn	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n
Co	—	—	0.00n	0.00n	—	—	—	—	—	—	—
Zr	0.00n	—	0.00n	0.0n	0.n	0.n	0.00n	0.00n	0.0n	0.0n	0.00n
Y	0.0n	0.0n	0.00n	0.0n	0.0n	0.0n	0.0n	0.0n	0.0n	0.0n	0.0n
Ce	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
La	0.0n	0.0n	0.0n	0.0n	0.00n	0.00n	0.n	0.n	—	—	—
Cr	0.00n	0.00n	—	—	0.00n	0.00n	—	—	—	—	—
Ba	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	—	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n
Ni	0.00n	0.00n	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P	—	—	—	—	0.0n	—	—	—	—	—	—
Ge	0.00n	0.00n	0.00n	—	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.00n	0.0n

Примечание. Аналитики Г. Е. Юшкова и Т. И. Иванова.

Увеличение твердости ортита с повышением содержания в нем редких земель, видимо, можно объяснить тем, что при замещении Ca^{2+} (ионный радиус 1.04 Å) на TR^{3+} (ионный радиус 1.02 Å) валентное состояние решетки изменяется, компенсируясь за счет понижения валентности в других составных частях (переход $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$). Увеличение же валентности одного из элементов структуры должно как раз вызывать увеличение его твердости. Теоретически зависимость твердости от заряда иона была рассмотрена еще Е. М. Гольдшмидтом в 1911 г. (Гольдшмидт, 1933) и более детально — А. С. Поваренных (1963).

Для выявленной зависимости $H-\text{TR}_2\text{O}_3$ составлено одномерное уравнение регрессии

$$y_1 = 12.64 + 0.008x_1 \pm 1.31, \quad (1)$$

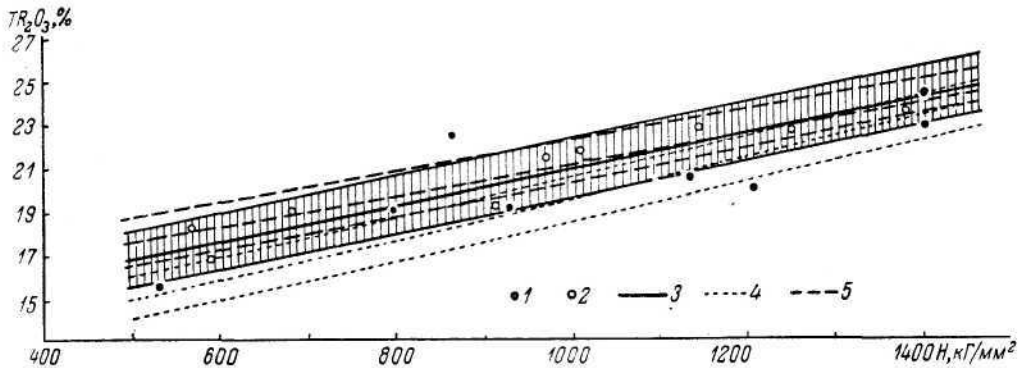


Рис. 59. Графики зависимости средних чисел твердости (H) ортита от содержания суммы редких земель (TR_2O_3).

1 — кристаллический ортит; 2 — метамиктный ортит; 3 — уравнение регрессии (общее); 4 — уравнение регрессии для кристаллического ортита; 5 — уравнение регрессии для метамиктного ортита.

где y_1 — содержание TR_2O_3 в ортите, %; x_1 — твердость ортита, кГ/мм².

Уравнение регрессии графически выражено на рис. 59, на который нанесены и исходные экспериментальные данные. Почти все точки, отражающие отношение твердости ортита к содержанию TR_2O_3 метамиктных ортитов, лежат выше средней линии, в области положительной ошибки уравнения регрессии, а соответствующие точки кристаллических — ниже ее, в области отрицательной ошибки. Это происходит потому, что метамиктный распад структуры ортита понижает его твердость.

Для более наглядной иллюстрации последнего факта произведена раздельная попарная корреляция $H-\text{TR}_2\text{O}_3$ для метамиктных и кристаллических разностей ортитов и также вычислены одномерные уравнения регрессии:

а) для кристаллических ортитов (коэффициент корреляции +0.94; 99%-я зона значимости)

$$y_2 = 10.64 + 0.009x_2 \pm 1.03; \quad (2)$$

б) для метамиктных ортитов (коэффициент корреляции +0.88; 99%-я зона значимости)

$$y_3 = 14.23 + 0.007x_3 \pm 1.12. \quad (3)$$

Эти уравнения выражаются на графике $H-\text{TR}_2\text{O}_3$ (рис. 59) прямыми линиями, лежащими выше и ниже общей средней линии, которые в первом случае пересекаются с нею в области высоких содержаний редких земель, а во втором — приближаются.

Таким образом, полученные зависимости $H-\text{TR}_2\text{O}_3$ позволяют приближенно, с точностью около $\pm 1.3\%$, определять содержание суммы ред-

ких земель в ортитах быстрым и довольно простым методом определения твердости вдавливанием. Если известно физическое состояние изучаемых ортитов, предпочтительно пользоваться более точными уравнениями регрессии (2) и (3), при невыясненном состоянии необходимо применять общее уравнение (1).

Родонит — $(\text{Mn}, \text{Ca})_5[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$. Встречен в виде отдельных зерен и зернистых масс в измененных на контакте с гранитоидами кварцевых порфирах верховьев рр. Выра-ю и Потым-ю. Цвет розовый и розовато-серый, хорошо выражена спайность. В ассоциации с родонитом отмечены браунит, гаусманит, пьмонтит, пирит, магнетит и псиломелан.

Кольцевые силикаты

Аксинит — $\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}[\text{OH}]$. Аксинит не встречен в гранитоидах, но довольно широко представлен в кварцевых жилах альпийского типа на Приполярном Урале, где содержание его достигает иногда 75% по отношению к минералам жильного выполнения. Детально изучался М. Ф. Беляковым (1940), В. А. Масленниковым и Л. Н. Никулиной (1940) и В. В. Букановым и Е. М. Мельниковой (Буканов, 1966; Буканов и Мельникова, 1966), по результатам исследований которых и дается настоящее краткое описание. Иногда встречается в пегматитах, например на горе Сальнер (Беляков, 1940).

В кварцевых жилах мощностью до 20 см среди кварцево-слюдистых сланцев аксинит находится в парагенезисе с хлоритом, рипидолитом, апатитом, кальцитом, актинолитом-асбестом, кварцем, адуляром, пиритом.

Обычно встречается в окристаллизованном виде с размером до 6.5 мм по второй кристаллографической оси. В огранке кристаллов принимают участие грани пинакоидов {011}, {121}, {110}, {010}, {124}, {111}, реже {100}, {101}, {102}, {110}. Как правило, кристаллы размером менее 5 мм имеют довольно правильную монокристалльную форму, более крупные кристаллы подвергнуты сильному расщеплению.

Грани мелких кристаллов покрыты хорошо заметными под бинокулярным микроскопом скульптурными узорами: вициналями трапециевидной формы на {110}, вициналями веретенообразной или неправильной формы на {011}, вициналями в виде полумесяца на {121}, вицинальными буграми параллелепipedальной формы на {010}.

Расщепленные крупные кристаллы имеют S-образный вид с двумя гребенчатыми вершинами и изогнутыми гранями. Расщепление происходит вокруг двух осей: вокруг [111] примерно на 30° и вокруг [101] примерно на 45°. Под микроскопом в поперечных срезах расщепленного кристалла видно, что он состоит из большого числа индивидов, одновременно погасающих при вращении столика микроскопа.

Окраска у непрозрачных кристаллов фиолетово-бурая, у прозрачных розовато-фиолетовая. Плеохроизм от розового по *Nm*, бледно-розового по *Np* до бесцветного по *Ng*. Показатели преломления (± 0.002): $n_g = 1.692$, $n_m = 1.687$, $n_p = 1.680$. Угол $2V = (-)72-73^\circ$, дисперсия отчетливая $r < v$. По М. В. Белякову, $n_g = 1.689$, $n_m = 1.685$, $n_p = 1.678$.

Твердость аксинита колеблется от 781 до 1317 кГ/мм², составляя в среднем для каждой грани 1040—1060 кГ/мм², что соответствует 6.8—6.9 в пересчете на шкалу Мооса. Удельный вес 3.28 (определен пикнометрически). Диэлектрическая проницаемость 8.20.

Состав минерала с горы Хусейки, по В. В. Буканову (1966), следующий: SiO_2 — 42.47, TiO_2 — 0.06, Al_2O_3 — 18.15, Fe_2O_3 — 0.84, FeO — 7.74, MnO — 2.15, MgO — 0.52, CaO — 19.68, Na_2O — 0.05, K_2O — 0.03, H_2O^+ — 1.71, V_2O_5 — 6.28; сумма 99.68%.

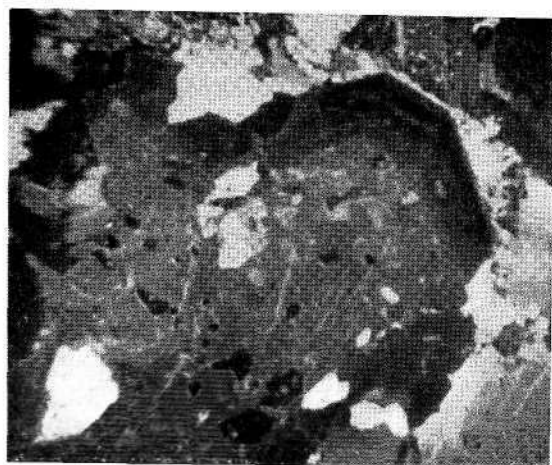


Рис. 60. Турмалин, содержащий реликты полевых шпатов и кварца. Гранит грейзенизированный. Николи \times , увел. 35.

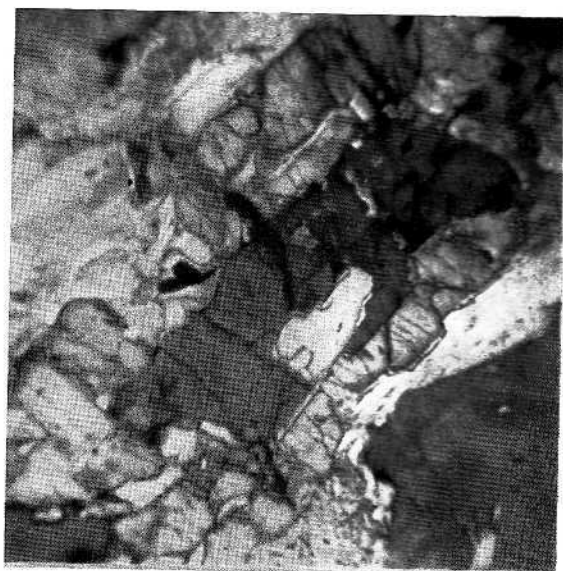


Рис. 61. Турмалин, обросший апатит и содержащий реликты мусковита. Гранит. Николи \times , увел. 87.

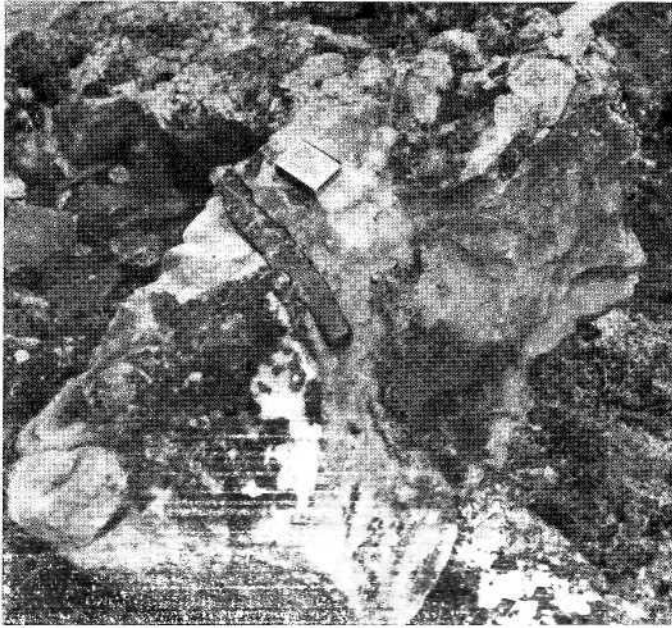


Рис. 64. Крупные кристаллы турмалина в глыбе пегматита.

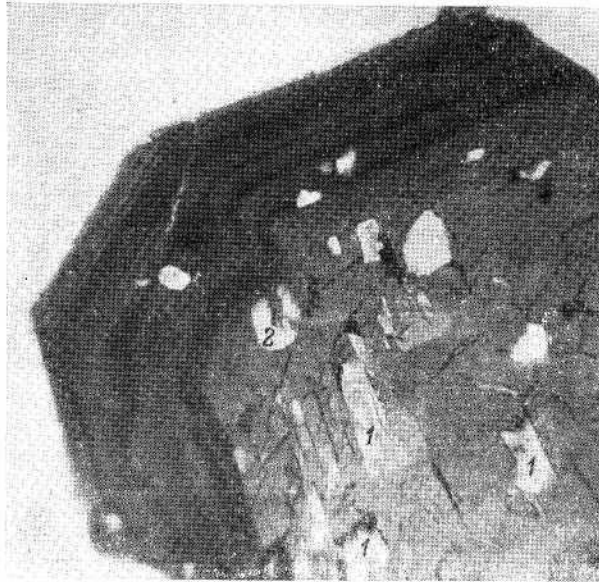
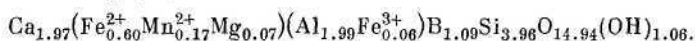


Рис. 65. Зональный кристалл турмалина в измененном граните. Николи||, увел. 200.

1 — реликты полевых шпатов; 2 — апатит.

Эмпирическая формула



Состав аксинита из истоков р. Хобе-ю (по Белякову, 1940): SiO_2 — 42.60, TiO_2 — 0.08, Al_2O_3 — 17.04, Fe_2O_3 — 0.47, FeO — 7.56, MnO — 3.52, MgO — 1.84, CaO — 19.28, Na_2O — 0.42, K_2O — нет, H_2O^+ — 0.36, B_2O_3 — 5.43, п. п. п. — 1.04; сумма 99.64%.

В. А. Масленников и Л. Н. Никулина (1940) приводят следующий анализ аксинита из истоков р. Хобе-ю: SiO_2 — 41.59, Al_2O_3 — 17.76, Fe_2O_3 — 9.03, MnO — 3.27, CaO — 19.98, MgO — 0.64, B_2O_3 — 5.96, п. п. п. — 2.33, сумма 100.56%.

Таким образом, описываемый аксинит занимает в ряду ферроаксинит — манганоаксинит место, несколько более близкое к ферроаксиниту. Полуколичественным спектральным анализом установлены в сотых долях процента примеси титана, ванадия, иттрия, иттербия, стронция и в тысячных — скандия, бериллия, меди, цинка, олова, галлия.

Турмалин — $\text{NaMg}_6[\text{Al}_3\text{B}_3\text{Si}_6\text{O}_{25}(\text{OH}, \text{F})_5]$. Турмалин встречается во всех породах как на Приполярном Урале, так и на Северном Тимане, но в незначительных количествах (единичные знаки). Весьма высоким содержанием турмалина характеризуются пегматиты (тысячи граммов на тонну), кварцевые жилы (сотни граммов на тонну), метадиабазы (тысячи граммов на тонну) и северотиманские граниты (сотни и тысячи граммов на тонну). Интересно, что турмалин всегда содержится лишь в породах, залегающих среди или вблизи основных пород.

В гранитах турмалин замещает полевые шпаты (рис. 60), содержит включения апатита и кварца. Ближе к краю зерен турмалина наблюдаются включения магнетита, циркона, сфена и эпидота. Замещение полевых шпатов и особенно калиевого полевого шпата обычно наблюдается по трещинкам спайности в виде тонких полосок, которые постепенно расширяются и, сливаясь, образуют псевдоморфозы. Иногда встречаются реликты альбитизированного микроклина, часто замещенные апатитом. Образование турмалина, очевидно, началось несколько позднее выделения первых генераций апатита и закончилось одновременно с поздними его генерациями — цирконом, сфеном и магнетитом. Обрастает апатит, содержащий реликты мусковита (рис. 61). Замещается кварцем, мусковитом и биотитом; по трещинкам развивается альбит и кварц. Турмалин из кварц-карбонатных жил содержит включения пирита, пирротина, магнетита и кальцита. Здесь кристаллы турмалина, встречающиеся в ассоциации с эпидотом, кварцем, роговой обманкой, альбитом, сфеном, часто выполняют трещины в метагаббро. В целом турмалин является типичным реакционным минералом, образующимся при взаимодействии послемагматического раствора с минералами породы. В состав его входят как компоненты замещаемой породы (Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O), так и привнесенные растворами (B_2O_3 , Na_2O , Fe_2O_3 , FeO , MgO и др.), причем B_2O_3 , по-видимому, в большинстве случаев привносится в граниты из вмещающих их основных пород.

В изверженных породах зерна акцессорного турмалина чаще всего идиоморфны, имеют форму призматических кристаллов, иногда расщепленных с одного конца в виде «турмалиновых солнц» (рис. 62). Призматические грани образованы формами $\{11\bar{2}0\}$ и $\{10\bar{1}0\}$, иштрихованы вертикальными штрихами, головки покрыты гладкими блестящими гранями формы $\{10\bar{1}1\}$ (рис. 63). Размер кристаллов не превышает 1 мм. В пегматитах кристаллы очень крупные. Длина их достигает 20 см при толщине до 2—4 см (рис. 64, см. вклейку).

В пегматитах часто встречаются оригинальные блокированные кристаллы. Блокировка произошла, видимо, в результате постминерализационных тектонических напряжений и выразилась в скольжении отдель-

ных блоков по плоскости несовершенной спайности $\{10\bar{1}1\}$. Кристаллы либо расчлениаются на ряд отрезков, сдвинутых ступенчато один относительно другого на 5—15 мм, либо изогнуты. Плоскости скольжения часто раздвинуты, образовавшиеся трещинки шириною 1—2 мм выполнены мелкозернистым кварцем, отложение которого произошло явно позднее отложения турмалина.

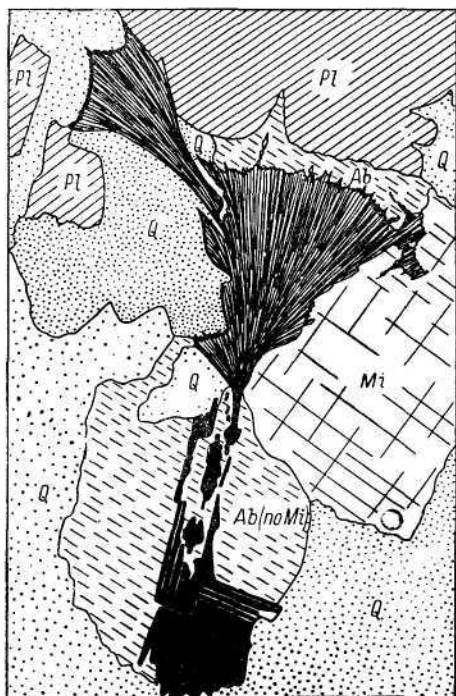


Рис. 62. Расщепленный кристалл турмалина (черное) в грейзенизированном граните.

Pl — плагиоклаз; Q — кварц; Ab — альбит; Mi — микроклин.

тому, связано с различными соотношениями магния, кальция, окисного и закисного железа. Показатели преломления: у уральских турмалинов $n_o = 1.674 (\pm 0.002)$, у тиманских — $n_o = 1.665$, $n_e = 1.636 (\pm 0.002)$. Цвет турмалина и показатели преломления показывают, что он относится к турмалину шерлового состава с высоким содержанием окислов — хромофоров Ti, Cr, Fe, Mn (Барсанов, Яковлева, 1965).

В табл. 67 приведены результаты рентгеноструктурных анализов четырех образцов турмалина. Все они подтверждают диагностику этого минерала, но межплоскостные расстояния для соответствующих наиболее сильных линий несколько отличны друг от друга. У М. М. Сливко (1955) приводятся сравнительные данные по межплоскостным расстояниям для порошкограмм различных турмалинов. Сравнивая наши результаты с этими данными, можно заметить, что межплоскостные расстояния на порошкограммах уральских турмалинов близки к турмалинам шерлового состава и даже несколько выше, возможно, за счет примеси редких земель. Если воспользоваться графиком зависимости межплоскостных рас-

Цвет кристаллов турмалина черный, нередко с буроватым или зеленоватым оттенком. Мелкие кристаллы темно-коричневые, прозрачные. По данным оптических исследований, это отрицательный одноосный минерал с резким плеохроизмом: по N_o — буровато-зеленый, темно-зеленый до черного, по N_e — светло-бурый, желтовато-бурый. Иногда плеохроирует в синеватых тонах. Турмалин из измененных гранитоидов обладает плеохроизмом то в желтовато-коричневых тонах (центральные части зерен), то в синих (до темно-синего) или грязновато-желтых. В периферических частях зерен иногда видна четкая зональность, выраженная чередованием темно-синих зон со светло-голубыми или темно-синими и желтовато-коричневыми (рис. 65, см. вклейку). Турмалины из кварц-карбонатных жил и кварцевых прожилков среди гранодиоритов и кварцевых диоритов плеохроируют в зеленоватых и буровато-зеленых тонах, что, по-види-

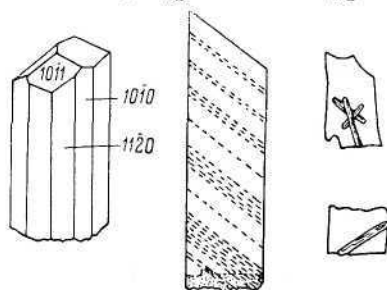


Рис. 63. Форма кристаллов турмалина и распределение включений в них.

стояний от состава турмалинов, приведенных там же, следует ожидать высокого содержания окислов хромофоров ($MgO + FeO + MnO + Fe_2O_3 + Cr_2O_3$) — 19—21%. Судить о содержании отдельных окислов по этим данным невозможно.

В прозрачных кристаллах турмалина иногда заметны игольчатые кристаллики рутила, ориентированные незакономерно относительно граней материнского кристалла турмалина. Четко видны многочисленные зоны роста, фиксированные тонкими прямыми и нередко усиленные развивающимися по ним трещинками (рис. 63).

Результаты сокращенных анализов турмалина приведены в табл. 68.

Состав микропримесей, по данным спектральных анализов (табл. 69), очень разнообразный. Следует отметить довольно высокие концентрации редкоземельных элементов — Y, Ce, La, особенно характерных для турмалинов измененных гранитов и метагранитов. Чаще всего церий превалирует над иттрием. Интересно, что турмалин играет роль концентратора редких земель там, где отсутствует ортит. Эти минералы взаимно исключают друг друга: в пределах одной и той же стадии минерализации они являются минералами-антагонистами.

Вторичные минералы

В протоловках магматических пород Приполярного Урала и Тимана, кроме описанных минералов, иногда в значительных количествах встречаются вторичные минералы, такие как лейкоксен, церуссит, малахит, пиролюзит и др., развивающиеся по акцессорным минералам в гипергенных условиях. Существенной роли в составе акцессорной минерализации они не играют.

Гётит — $HFeO_2 \cdot aq$. Гидратированная разность гётита — лимонит — развивается по железосодержащим сульфидам, чаще всего по пириту, образуя различной толщины бурые и красновато-бурые корочки на его кристаллах и даже псевдоморфозы по пириту. Характерно, что состав элементов-микропримесей пирита полностью, без существенных изменений переходит в развивающийся по нему лимонит (см. описание пирита).

Лейкоксен. Встречается в виде неправильной формы и округлых зерен желтовато-белого и серого цветов, иногда с фарфоровидной гладкой поверхностью, а также в виде землистых корок вместе с титановыми минералами (сфеном, ильменитом, рутилом), являясь продуктом их гипергенного изменения. Наиболее характерен для эффузивных пород Мань-Хамбо (диабазы и порфириды) на Северном Урале и лампрофиров мыса Большого Румяничного на Северном Тимане, но содержания его очень низкие — единичные зерна.

В одной из протолок гранитов северной части Водораздельного массива лейкоксен содержится в количестве 46 г/т. Представлен таблитчатыми зернами розовато-серого и желтоватого цветов, в котором, по данным спектрального анализа, содержатся иттрий (0.01%), иттербий (0.003%), ниобий (0.01—0.1%), цирконий (0.003%).

Пиролюзит — MnO_2 . Характерен для гранитов Мань-Хамбо и примыкающего к нему с севера массива Илья-Из. Следует отметить, что гранитоиды этих массивов характеризуются повышенным содержанием марганца, как отмечал еще И. А. Преображенский (1941б). Пиролюзит отмечается также в кварцевых жилах, развитых в истоках рр. Торговой и Малого Патока. Пиролюзит встречается в неправильной формы зернах и конкрецеподобных стяжениях черного цвета с буроватым оттенком. В свежем изломе цвет черный, блеск жирный. Твердость низкая. По данным Воркутинской КГЭ, в пиролюзите массива Илья-Из спектральным

Межкюскостные расстояния турмалинов с Приполярного Урала

№№ линий	Обр. 145-а из карбонатной жилы на Игшоре		Обр. 1817-а из лиабаза Мань-Хамбо		Обр. 532-1 из пегматита Большого Патока		Обр. 749-б из кварцевой жилы на Пар- пуре		Эталонная дебаграмма (Михеев, 1957)	
	I	$d_{\alpha/n}$	I	$d_{\alpha/n}$	I	$d_{\alpha/n}$	I	$d_{\alpha/n}$	I	$d_{\alpha/n}$
1	4	6.50	4	6.40	—	—	—	—	8	6.5
2	1	5.17	1	5.03	10	5.49	21	4.95	2	5.1
3	1	4.74	1	4.76	60	4.94	—	—	—	—
4	—	—	2	4.63	—	—	17	4.67	2	4.6
5	—	—	—	—	—	—	12	4.59	—	—
6	6	4.32	2	4.41	—	—	12	4.41	—	—
7	—	—	4	4.22	—	—	42	4.22	6	4.29
8	6	4.06	1	4.10	—	—	—	—	—	—
9	—	—	5	4.03	—	—	52	3.97	7	3.99
10	1	3.74	—	—	—	—	25	3.85	—	—
11	—	—	—	—	25	3.66	—	—	—	—
12	2	3.49	3	3.50	3	3.48	100	3.47	8	3.48
13	8	3.35	2	3.36	—	—	7	3.37	—	—
14	—	—	1	3.32	100	3.31	27	3.47	—	—
15	—	—	—	—	3	3.19	12	3.28	4	(3.29)
16	—	—	1	3.09	—	—	7	3.09	—	—
17	—	—	1	3.03	—	—	9	3.00	—	—
18	7	2.97	7	2.977	3	2.983	75	2.964	8	2.98
19	2	(2.88)	2	2.899	—	—	8	2.886	—	—
20	—	—	3	2.847	3	2.853	12	2.844	4	(2.85)
21	—	—	2	2.623	—	—	—	—	—	—
22	10	2.58	10	2.588	3	2.559	62	2.571	10	2.59
23	—	—	—	—	12	2.488	—	—	—	—
24	2	2.39	2	2.394	—	—	13	2.398	4	2.39
25	1	2.36	—	—	—	—	11	2.374	—	—
26	—	—	3	2.340	—	—	10	2.348	4	2.35
27	1	2.27	2 _p	2.264	—	—	8	2.262	2	2.26
28	3	2.21	2	2.199	11	2.202	14	2.192	4	2.19
29	—	—	1	2.167	—	—	12	2.164	—	—
30	4	2.13	3	2.136	—	—	—	—	—	—
31	—	—	—	—	2	2.123	16	2.125	4	2.12
32	8	2.04	7	2.046	50	1.990	31	2.041	6	2.05
33	6	1.926	5	1.922	—	—	20	1.919	6	1.93
34	1	1.890	1	1.883	—	—	6	1.876	4	1.90
35	1	(1.843)	1	1.858	—	—	—	—	4	1.86
36	3	1.823	1	1.829	—	—	—	—	4	(1.83)
37	1	1.783	—	—	—	—	4	1.782	2	1.77
38	1	1.688	1	1.692	—	—	—	—	2	1.70
39	1	1.667	6	1.665	—	—	—	—	8	1.66
40	3	1.651	3	1.646	13	1.643	20	1.658	2	1.65
41	—	—	—	—	—	—	4	1.637	—	—
42	—	—	2	1.609	—	—	—	—	—	—
43	7	1.597	6	1.598	—	—	19	1.594	7	1.59
44	2	1.538	1	1.531	—	—	—	—	2	1.53
45	6	1.511	5	1.510	—	—	20	1.506	6	1.51
46	1	1.477	—	—	—	—	—	—	4	1.48
47	6	1.457	6	1.459	—	—	11	1.455	7	1.459
48	—	—	—	—	—	—	9	1.451	—	—
49	3	1.435	2	1.434	—	—	5	1.431	4	1.433
50	—	—	1	1.421	3	1.423	—	—	—	—
51	6	1.410	6	1.412	—	—	10	1.403	7	1.414
52	3	1.376	—	—	—	—	—	—	6	1.362
53	3	1.356	3	1.358	2	1.350	4	1.354	—	—
54	1	1.342	2	1.344	—	—	—	—	—	—
55	6	1.329	4	1.332	2	1.339	11	1.329	7	1.333
56	4	1.309	4	1.313	—	—	6	1.311	7	1.315
57	6	1.277	6	1.279	—	—	12	1.276	6	1.279

Таблица 67 (продолжение)

№№ линий	Обр. 145-а из карбонатной жилы на Игшоре		Обр. 1817-а из диабазы Мань-Хамбо		Обр. 532-Г из пегматита Большого Патока		Обр. 749-6 из кварцевой жилы на Пар- нукке		Эталонная дебаграмма (Михеев, 1957)	
	I	$d_{\alpha/n}$	I	$d_{\alpha/n}$	I	$d_{\alpha/n}$	I	$d_{\alpha/n}$	I	$d_{\alpha/n}$
58	—	—	1	1.265	—	—	—	—	—	—
59	1	1.237	—	—	3	1.246	—	—	4	1.244
60	1	1.225	—	—	—	—	—	—	4	1.233
61	1	1.212	1	1.218	—	—	—	—	—	—
62	2	1.196	—	—	—	—	—	—	—	—
63	3	1.181	2	1.182	—	—	—	—	5	1.187
64	—	—	1	1.165	—	—	—	—	4	1.164
65	1	1.157	3	1.152	—	—	—	—	6	1.154
66	5	1.148	—	—	—	—	—	—	—	—
67	1	1.134	1	1.139	—	—	—	—	5	1.131
68	3	1.126	2	1.130	—	—	—	—	—	—
69	3	1.094	3p	1.097	—	—	—	—	4	1.101
70	1	1.078	—	—	—	—	—	—	2	1.082
71	1	1.063	2	1.066	—	—	—	—	2	1.067
72	1	1.057	—	—	—	—	—	—	4	1.057
73	1	1.042	—	—	—	—	—	—	2	1.046
74	3	1.022	4	1.031	—	—	—	—	8	1.033
75	—	—	3	1.023	—	—	—	—	8	1.022
76	2	1.019	—	—	—	—	—	—	5	1.007
77	2p	0.9966	—	—	—	—	—	—	—	—
78	2p	0.9868	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Условия съемки: образцы 145-а и 1817-а сняты фотометодом (Fe-антикатод, экспозиция 6 час., $d = -0.5$ мм); образцы 532-Г и 749-6 сняты на дифрактометре УРС-50 (CuK α , β -излучение, 4 кв, 10 ма, скорость вращения счетчика 0.5 град./мин.). Лаборатория минералогии Института геологии Коми филиала АН СССР, аналитики В. В. Хлыбов и И. В. Шведова.

Таблица 68

Результаты частных анализов турмалина

Окислы	Турмалин из пегматита в эндоконтакте Маджонского массива, обр. 215-Д	Турмалин из кварцевой жилы в Парнукском массиве		Турмалин из карбонатной жилы в эндоконтакте Игшорского массива, обр. 145-в	Турмалин из пегматита в эндоконтакте Сальнерского массива, обр. 532-III	Турмалин измененный (мусковитизированный) из пегматита в эндоконтакте Сальнерского массива, обр. 532-III	Турмалин из кварцевой жилы в Никольском массиве, обр. 169
		обр. 746-в	обр. 749-а				
SiO $_2$	35.74	40.14	35.20	36.22	35.72	47.76	36.70
TiO $_2$	0.24	0.98	0.58	0.43	0.87	0.63	0.43
Al $_2$ O $_3$	35.23	23.46	27.34	31.60	33.31	31.53	32.17
Fe $_2$ O $_3$ + FeO	13.70	12.87	12.14	6.99	11.86	3.08	7.26
MnO	0.36	Сл.	0.06	Сл.	0.11	0.01	Сл.
MgO	0.37	6.20	7.70	7.42	2.96	0.79	7.30
CaO	0.13	2.14	1.88	0.58	0.26	0.02	0.62
B $_2$ O $_3$	9.95	10.93	11.15	12.87	10.62	1.99	11.69
Показатели преломления (± 0.002)							
n_o	1.667	1.635	1.670	1.639	1.656	$n_m = 1.588 - 1.595$	1.635
n_e	1.644	1.618	1.651	1.622	1.639		1.618

Примечание. Аналитик Л. П. Павлов.

Состав элементов-микропримесей в турмалинах

Массив	Порода	№№ проб	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo	Zr
Мань-Хамбо.	Диабаз.	1818	0.0n	0.00n	0.00n	0.n	0.0n	0.00n	—	—
	»	1817-а	0.0n	0.00n	0.0n	0.n	0.0n	0.00n	—	0.00n
	Кварц-мусковит-полевошпатовая порода (грейзен).	1331	0.0n	0.00n	0.00n	0.n	0.00n	—	—	0.00n
Парнукский.	Конгломерат.	1884	0.0n	—	—	0.n	0.00n	—	0.00n	0.0n
	Гранит измененный.	1102	n	0.00n	—	n	0.00n	0.00n	—	—
	Метагранит.	559	0.n	—	—	0.0n	—	—	0.00n	—
Неройско-Патокский.	»	594-а	n	0.00n	0.00n	0.0n	0.00n	—	—	—
Истоки Большого Паток.	»	545	0.n	—	—	0.0n	0.00n	—	—	—
Маньхобюский.	Габбро.	677-а	0.0n	0.00n	0.00n	n	0.00n	0.00n	—	—
Большой Паток.	Пегматит.	532-III	0.n	—	0.00n	n	0.00n	—	—	—
Истоки рр. Парнука и Маньи.	»	701	0.n	—	—	n	—	0.00n	—	—

Примечание. Аналитики Т. И. Иванова и Г. Е. Юшкова.

анализом обнаружены Fe — 0.3, Be — 0.003, La — 0.3%, Ce — 1.0, Y — 0.05, Yb — 0.05, Th — 0.03%. Диагностика проанализированного образца подтверждена рентгеноструктурным анализом. Первичные минералы марганца, по которым мог бы развиваться пиролюзит, например манганит, псиломелан, гаусманит, в пределах названных массивов крайне редки. Видимо, в приповерхностной зоне они почти полностью подверглись гипергенной переработке в пиролюзит.

Халькозин — Cu_2S . Как вторичный минерал, вероятно, по борниту и первичному халькопириту, халькозин встречается в диабазах и порфиритах Мань-Хамбо, древних пегматитах, в гранитоидах Хаталамба-Лапчинского массива и в кварцевых жилах, связанных с каледоно(?)герцинскими гранитоидами кожимского комплекса. Обычно образует тонкозернистые включения и корочки свинцово-серого цвета.

Ковеллин — $Cu_2^+S Cu^{++}S_2$. Так же как и халькозин, развивается по борниту и халькопириту. Встречается в отдельных пробах порфиритов Мань-Хамбо из зон с сульфидной минерализацией. Среднее содержание незначительное, но в некоторых случаях достигает 1760 г/т.

Церуссит — $PbCo_3$. Развивается по галениту в виде тонких белых корочек и пленок, покрывая грани его кристаллов. Единичные минеральные зерна серовато-белого цвета встречены лишь в пегматитах и кварцевых жилах Приполярного Урала.

Малахит — $Cu_2[CO_3](OH)_2$. Образует корочки ярко-зеленого цвета на минералах меди, преимущественно на борните и халькопирите. Наиболее обычен в эффузивных породах.

Базобисмутит — $Bi[CO_3](OH)_4$. Эпизодически встречается как вторичный минерал по висмутину в пегматитах и кварцевых жилах в северной части Неройско-Патокского массива Приполярного Урала.

по данным спектрального анализа

Sc	Nb	Be	Cu	Pb	Zn	Sn	Ga	Y	Ba	Ce	La
—	—	0.0000n	0.0n	0.00n	0.00n	—	0.00n	—	—	—	—
—	—	—	0.n	0.00n	0.00n	—	0.00n	—	0.00n	—	—
—	0.00n	0.0000n	0.000n	—	0.0n	0.00n	0.0n	—	0.00n	—	—
0.0n	—	0.0000n	0.000n	0.00n	0.00n	—	0.0n	0.00n	—	—	—
0.00n	—	0.0000n	—	0.n	—	—	0.0n	0.0n	0.00n	n	0.n
0.00n	—	0.000n	0.000n	0.n	0.0n	—	0.0n	n	0.00n	0.n	0.0n
0.0n	—	0.00n	—	0.00n	—	—	0.00n	0.0n	0.00n	n	0.n
—	0.00n	0.000n	—	—	0.00n	—	0.00n	—	—	—	0.0n
0.00n	—	—	0.000n	—	—	0.00n	0.0n	—	0.00n	—	—
0.00n	—	0.000n	0.000n	0.0n	0.0n	0.00n	0.0n	—	0.00n	—	—
0.00n	—	0.000n	0.000n	—	0.0n	0.00n	0.0n	0.00n	0.00n	—	—

* * *

Кроме описанных выше минералов в шлихах из аллювия встречены шпинель, корунд (Кожимский район и район Илья-Иза), пироклор (верховья р. Ямги), топаз (район Илья-Иза) и вульфенит (район Мань-Хамбо), не обнаруженные в коренных породах. Они представлены единичными окатанными зернами, и только вульфенит сохраняется в виде почти не истертых остропирамидальных кристалликов размером до 0.5—1 мм. Часты полисинтетические сростки. Цвет в основном восково- и медово-желтый, у некоторых кристаллов серый и голубовато-серый.

ГЛАВА IV

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Описанные в главе III особенности распределения и парагенетические взаимоотношения акцессорных минералов являются основными критериями для определения времени их выделения в ходе процесса формирования соответствующих пород, а также и генезиса.

Интрузивные породы выделенных выше разновозрастных комплексов характеризуются специфическими составами исходных расплавов-растворов и различными условиями их формирования. Это нашло свое отражение в видовом, количественном и качественном составе акцессорных минералов, характерных для тех или иных пород, а также и во времени их выделения. Совокупность полученных нами данных указывает на то, что акцессорные минералы кристаллизуются на протяжении всего интрузивного процесса, начиная с магматического этапа и кончая последними завершающими стадиями послемагматической деятельности. Это подтверждает представления целого ряда исследователей (Монич, 1957; Туровский, 1956; Львов, 1965, и др.).

Таким образом, формирование конкретных ассоциаций акцессорных минералов зависело от термодинамической обстановки и физико-химических условий разных стадий магматического процесса, с которыми было связано их выделение, а также и от характера и интенсивности наложенных метасоматических процессов (для преобразованных пород).

Анализ эволюции состава и свойств породообразующих и акцессорных минералов в процессе формирования интрузивных и метасоматически измененных пород, а также их взаимоотношения между собой (табл. 70) позволяют выделить последовательно сменяющие друг друга генерации минералов, характерных для основных этапов интрузивного и метасоматического процессов: ранне- и позднемагматического, пегматитового, пневматолито-гидротермального и гидротермального, а также для стадий метасоматоза (рис. 66).

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРАНИТОИДОВ

Магматический этап. В раннемагматическую стадию магматического этапа кристаллизации гранитоидов и сиенитов описываемых комплексов одним из первых в твердую фазу выделялся циркон, присутствующий в виде вкраплений во всех первичных породообразующих минералах. В эту стадию формирования породы цирконий в основном вел себя как инертный малоподвижный компонент.

В гранитоидах кожимского комплекса цирконий, по-видимому, не рассеивался в решетках главных минералов и почти весь связывался с кремнекислотой в цирконе.

В сиенитах и гранитах Тимана и гранитах сальнерско-маньхамбовского комплекса Приполярного Урала, обладающих повышенной щелочностью, часть циркония связывалась с кремнекислотой в цирконе, а часть рассеивалась в породообразующих минералах, особенно в биотите (низкожелезистом и малоглиноземистом), обладающем высокой изоморфной емкостью для большинства редких элементов (Апельцин, 1966а), о чем свидетельствует анализ его состава.

Несколько позже выделился апатит, кристаллики которого обычно располагаются в периферических частях зерен плагиоклаза, кристаллизовавшегося одним из первых среди других породообразующих минералов. Однако большая часть апатита формировалась после выделения из расплава подавляющей массы полевых шпатов, одновременно с кристаллизацией биотита.

В это же время в гранитах различных комплексов начинал выделяться магнетит (избыточное железо, не вошедшее в алюмосиликаты), а в гранитах сальнерско-маньхамбовского комплекса на Приполярном Урале, а также гранитах и сиенитах Тимана — монацит. Повышенные количества монацита отмечаются в породах, слагающих наиболее эродированные массивы (Сальнерский, Городкова и др.), формирование которых происходило при высоких температурах и давлениях ($t > 720^\circ\text{C}$ и $p > 1000$ атм, рис. 10). Состав гранитов и сиенитов при этом соответствовал высокотемпературной эвтектике. В ассоциации с монацитом присутствуют апатит и циркон, представленные высокотемпературными типами кристаллов (длиннопризматических и игольчатых с острыми дипирамидальными головками). Это указывает на то, что основная масса фосфата церия в процессе кристаллизации гранитов выпадает в твердую фазу при относительно высоких температурах, когда формируются разновидности со значительным содержанием щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8\%$) и повышенной основностью, но характеризующиеся низким коэффициентом агаптитности ($K_a < 0,7$). Постоянное присутствие пирита в неизмененных гранитоидах сальнерско-маньхамбовского комплекса указывает на богатство серой субщелочного гранитоидного расплава.

Таким образом, в раннемагматическую стадию формирования пород выделялись акцессорные минералы, содержащие в своем составе главные инертные компоненты — SiO_2 , FeO и CaO и относительно инертные (акцессорные) — ZrO_2 , P_2O_5 , Ce_2O_3 (циркон, апатит, магнетит, монацит).

В позднемагматическую стадию, когда возрастала роль подвижных компонентов, особенно щелочей и кислорода, создавались условия для образования новых видов акцессорных минералов и усложнения их химического состава в результате различного рода реакционных замещений.

Вследствие развития процессов аутометасоматоза происходила альбитизация и ранняя микроклинизация плагиоклазов, замещение биотита мусковитом, образование граната, сфена, магнетита и циркона вторичных генераций (Фишман и др., 1966а, 1966в).

В апикальных и контактовых частях массивов, а также вдоль зон тектонического расщепления наблюдаются мусковитизация и окварцевание гранитоидов, соответствующие высокотемпературной ступени равновесия (автометасоматические процессы). Первичный биотит замещается агрегатом зерен мусковита и магнетита с образованием двуслюдяных и мусковитовых гранитов с повышенным содержанием магнетита (Фишман и др., 1966а, 1966в).

В гранитах второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса в ассоциации с гранатом дополнительно отмечается пирит, а в лейкогранитах эндоконтактной фации с повышенной щелочностью, в пегматитах Приполярного Урала и в сиенитах Тимана — ильменит (табл. 70). Ильменит, таким образом, возникает в породах, бедных кальцием и отличаю-

Взаимоотношения аксессуарных и породообразующих минералов

Порода	Аксессуарные минералы	Аксессуарные минералы, встречающиеся в виде включений в породообразующих минералах					
		плагноклазе	микроклине	кварце	роговой обманке	биотите	в интерстициях между породообразующими минералами

Сальнерско-маньхамбовский гра

Граниты главной интрузивной фации.	Магнетит.					+	++	++
	Сфен.						++	++
	Гранат.						++	++
	Апатит.						+	+++
	Циркон.	++		+		+++		+++
Граниты фации эндоконтактов.	Монацит.	+++	+	++		+++	++	+
	Турмалин.			+		+++	+	
	Магнетит.					+	+++	++
	Ильменит.						+++	++
	Сфен.						++	+++
Гранодиориты, кварцевые диориты, тоналиты фации эндоконтактов.	Апатит.	++	+	+	+++	+++		++
	Сфен.				+++	+++		++
	Циркон.	+	+	+	+++	+++		+++
	Пирит.						++	+++
	Турмалин.	++	+	++		+++	+	+++
Граниты второй фазы.	Магнетит.					++	++	+
	Циркон.	++				+++	+	++
	Цирколит.						+	++
	Апатит.	+++	+	++		+++	+	++
	Сфен (лейкоксен).					+	+	++
Пегматиты жильной серии.	Флюорит.						+	+++
	Пирит.						+++	+++
	Циркон.	++	+	+++		++	+++	++
	Ильменит.						++	++
	Апатит.	+++		++				++
	Гранат.						+	++
	Турмалин.						+	++
	Сфен.						+	++

Кожимский гранитоидный

Граниты главной интрузивной фации.	Магнетит.					+	+	++
	Циркон.	+	+	+		+++	+++	++
	Апатит.	++				+++	+++	+
	Ортит.					++	+++	++
	Сфен.					++	++	++
Гранодиориты, кварцевые диориты фации эндоконтактов.	Гранат.			++	++			+
	Циркон.	++		++	++	+++	+	++
	Ортит.					+++	+	++
	Пирит.						+	++

В магматических и метасоматических породообразующих минералах гранитоидов

Акцессорные минералы, развивающиеся в результате метасоматических процессов по породообразующим минералам							Примечание
плаггиолазу	микроклину	биотиту (лепцоломану)	мусковиту	эпидоту	хлоритизированному биотиту	кварцу	

нит-гранодиоритовый комплекс

++	+		++++	+	++	+++	Галенит, флюорит и ортит иногда приурочены к трещинам в минералах.
+++	+	+	+++	+	++	++	
+++	++	++	++	+	+	++	Пирит встречается в интерстициях породообразующих минералов, наблюдаются магнетит-пирит-кон-мусковитовые скопления.
+++	+	+	+	+	+	++	
+	+	++	+	+	+	+	Циркон содержит реликты биотита; апатит сечет кварц и лейкоксен и содержит включения магнетита. Сфен содержит включения апатита.
++	+	++	+	+++	+	+++	
+	++	++	+++	++	+	++	Иногда встречаются пирротин и пирит, приуроченные к трещинам в минералах.
++	+	++	++	++	++	++	
++	+	+	+++	+	++	+++	
++	+	+++	+++	+	++	+++	
+++	+	+	++	+++	+	++	
+++	+		+++	+	++	+	

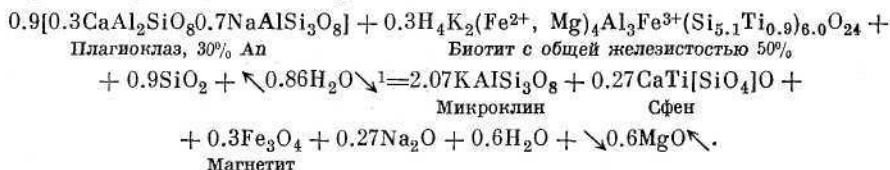
комплекс

+	++	++	+++	+	++	++	Магнетит содержит включения эпидота, апатита, цоизита; наблюдаются сростки циркона с магнетитом и включения апатита в сфене.
++	++	++	++	+	+	++	
+	++	++	++	+	+	+	
+++	+	+	++	+	+	+	
+++	+	+	++	+	+	+	
+	+	+	+	+	+	+++	

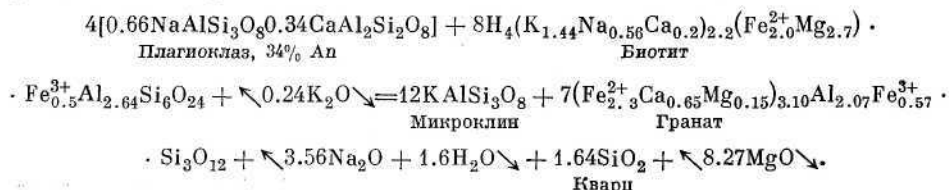
Порода	Акцессорные минералы	Акцессорные минералы, встречающиеся в виде включений в пороодообразующих минералах						
		плаггиоклазе	микроклине	кварце	роговой обманке	биотите	в ингерстидиях между пороодообразующими минералами	в трещинах пороодообразующих минералов
Пегматиты и аплиты жильной серии. Метасоматически измененные граниты (метаграниты).	Циркон.	++	+	++		++	+	+
	Апатит.	+	+	+		++	+	+
	Гранат.						+	++
	Ортит.						++	+
	Магнетит.					+	++	+
	Ильменит.						++	++
	Циркон.	+++	+	+	+	+	+	+
	Циртолит.						+	+
	Апатит.	++	+	+		++	++	+
	Сфен.						+	++
	Гранат.						+	++
	Ортит.							++
	Фергюсонит.							++
Флюорит.						+	++	
Турмалин.						+	++	
Гематит.						++	+	

Примечание. + — редко, ++ — часто, +++ — постоянно.

щихся повышенной активностью щелочей, преимущественно калия. В нормально известково-щелочных гранитах и гибридных породах фации эндоконтактов, где ильменит оказывается неустойчивым, образуется сфен, тесно ассоциирующий в гранитах с магнетитом и автометасоматическим микроклином, а в гранодиоритах — с апатитом, биотитом и хлоритом. В первом случае возможна реакция:



Биотит в гранодиоритах и кварцевых диоритах иногда замещается гранатом и микроклином:



В щелочных гранитах и сиенитах Тимана ильменит выделяется после начала кристаллизации апатита, циркона I (первой генерации) и магнетита, зерна которых он обычно включает.

Иногда отмечаются включения сфена в периферических частях зерен ильменита, указывающие на колебания в соотношениях FeO и CaO в расплаве-растворе.

¹ Здесь и далее ↗ — вполне подвижные компоненты.

Таблица 70 (продолжение)

Акцессорные минералы, развивающиеся в результате метасоматических процессов по породообразующим минералам							Примечание
плаггиолазу	микроклину	биотиту (целиком-лану)	мусковиту	эпидоту	хлоритизи-рованному биотиту	кварцу	
+	+	+	++	+	+	++	Циркон содержит включения плаггиоклаза и биотита, иногда встречаются его сростки с магнетитом и лейкоксом.
++++	+	+	+	++	+	+	
++++	++	++	+++	++	+++	+++	
++	++	+++	++	+	+	+++	
++++	+	++	+++	++	+++	++	
++++	++	+++	++	++	+	++	
++++	+	++	+++	+	+	+++	
++++	+	++	+++	+	+	+++	
++++	+	++	+++	+	+	+++	
++++	+	++	+	+	+	+++	

В эту стадию происходило некоторое перераспределение циркония и образование циркона II (второй генерации). Выделяются в повышенных количествах минералы эпидот-цоизитовой группы. Тантал, ниобий и частично редкие земли (преимущественно иттриевой группы), выделившиеся из биотита в процессе его мусковитизации, входят в основном в виде изоморфной примеси в сфен, ильменит, циркон II и т. д.

В позднемагматическую стадию состав акцессорных минералов усложнялся за счет дополнения несколькими главными компонентами и акцессорными, привнесенными магматическим раствором и вытесненными из раннеобразованных минералов (рис. 66). Граниты сальнерско-маньхамбовского комплекса Приполярного Урала, а также граниты и сиениты Тимана, сформировавшиеся из щелочной и субщелочной магмы, обычно богатой редкими и рассеянными элементами, содержат в основном Та, Nb, TR, F, Zr, U, Th в виде изоморфной примеси в породообразующих минералах (Фишман и Голдин, 1965; Ивенсен, 1964). При этом главным концентратором и минералом-носителем их является биотит, обладающий низкой железистостью (70% по Соболеву, 1950) и часто пониженной глиноземистостью. В то же время в гранитоидах кожимского комплекса на Приполярном Урале, характеризующихся более низкой щелочностью, наблюдаются пониженные содержания акцессорных минералов. В их породообразующих минералах отсутствуют характерные для сальнерско-маньхамбовских гранитоидов элементы — Ti, Sn, Nb, Pb и Sc. Биотит обладает высокой железистостью (> 70%) и содержит алюминий в катионной части, что ограничивает возможность вхождения в его решетку Ti, Nb, Ta, Zr, F. Это подтверждается кристаллохимическими выводами, сделанными А. С. Павленко (1963): $(K, Na)_{XII} [Li_k (Mg, Fe^{2+}, Mn)_n (Al, Fe^{3+}, Ti_m)]_{VI} [(Si_p Al_{4-p})_{IV} O_{10}] (OH, F)_2$, где $k = 0 - 2$, $n = 0 - 3$, $m = 0 - 2$, $p = 3 - 4$; причем $k + 2n + 3m + p = 9$.

Невысокое содержание щелочей и особенно калия в породах, образовавшихся в магматическую стадию, способствовало накоплению его в

в поздне- и послемагматические этапы, что выразилось в широком развитии микроклинизации, реже альбитизации и грейзенизации. Поздне- и послемагматическая микроклинизация типичны для гранитов кожимского комплекса, состав которых приближается к низкотемпературной эвтектике $Q+Ab+Or$ (Афанасьев, 1963). Наличие затронутых процессами гранитизации основных и карбонатных пород в составе вмещающих гранитоиды отложений также способствовало повышению щелочности послемагматических растворов. Особенно четко это наблюдается в северной эндоконтактовой области Хаталамба-Лапчинского, Неройско-Патокского и других массивов.

Пегматитовый этап. В этом этапе выделялись ортит, циркон, рутил, пирит, гематит, ильменит, апатит, гранат, эпидот, турмалин.

В пегматитах кожимского комплекса дополнительно встречаются пирротин, молибденит, касситерит и фергюсонит, образовавшиеся, очевидно, в более позднюю пневматолито-гидротермальную стадию формирования пород. Эти пегматиты, судя по минеральным ассоциациям, в большинстве своем относятся к наиболее высокотемпературным образованиям (пегматиты редкоземельной формации). Ведущими акцессорными минералами в них являются ортит или турмалин.

При незначительном содержании в расплаве-растворе кальция и редких земель и при повышенном потенциале бора и глинозема вместо ортита формировался турмалин (западная экзоконтактовая область Сальнерского массива, Малдинский массив, Северный Тиман). Ортит появляется в условиях накопления железа, магния, кальция, титана и редких земель (Неройско-Патокский массив).

Пегматиты сальнерско-маньхамбовского комплекса и северотиманские в большинстве случаев относятся к слюдоносной формации, по А. И. Гинзбургу (Гинзбург, Куприянова, 1966). Они обычно содержат крупнопластинчатый мусковит, турмалин, рутил, монацит и апатит. Ортит встречается очень редко.

Пневматолито-гидротермальный этап. В результате послемагматических процессов, связанных в основном с формированием пород кожимского комплекса, гранитоиды и вмещающие их отложения у контактов массивов или на некотором удалении от них, в зонах нарушений, оказались преобразованными в метаграниты и различные метасоматиты. В них наблюдаются повышенные количества и значительное разнообразие видового состава акцессорных минералов. При этом происходило изменение во времени характера послемагматических метасоматических растворов, выразившееся в последовательной смене стадий преимущественно калиевого метасоматоза стадиями натриевого метасоматоза и кислотного выщелачивания.

Наиболее ранней являлась стадия преимущественно калиевого метасоматоза, проявившаяся в микроклинизации полевых шпатов и мусковитизации биотита иногда на значительной площади гранитоидных массивов.

Площадное развитие микроклинизации в гранитоидах, очевидно, происходило при медленном просачивании послемагматических растворов через поры породы. Перемещение компонентов при этом осуществлялось главным образом диффузионным путем (Перчук, 1964). В зонах тектонического расслабления течение раствора было более быстрое, вследствие чего происходило интенсивное метасоматическое замещение с образованием инфильтрационных зон. Границы между зонами обычно нечеткие и выявляются часто лишь при микроскопическом изучении образцов из разрезов.

Для стадии микроклинизации характерно увеличение концентрации многих компонентов и частично алюминия. При понижении активности

магния и железа в растворе и при инертном алюминии происходило замещение биотита мусковитом. В ряде участков (район массива Мань-Хамбо, истоки р. Поньи) происходило образование слюды лепидомеланового типа с повышенным содержанием титана.

При местных повышениях количества калия ранний магнетит становился неустойчивым и растворялся. Происходило растворение и замещение циркона, апатита, монацита, сфена ранних генераций и обогащение раствора Zr, Ti, Ta, Nb, TR, F. По мнению А. И. Тугаринова и Э. С. Вайнштейна (1959), они образуют комплексные соединения типа Na_2ZrF_6 . Эти процессы четко проявились в массиве Мань-Хамбо и в мелких телах в истоках рр. Щокурьи, Маньи и Большого Патока на Приполярном Урале, в гранитах и аплитах Тимана.

В то же время в результате реакционных взаимоотношений минералов ранних генераций с привнесенными компонентами образовались высокожелезистые гранаты первой генерации (типа альмандина) и толстотаблитчатый ортит без эпидотовой каймы.

Эта разновидность ортита получила широкое развитие в метагранитах, сформировавшихся в основном в стадии микроклинизации гранитов кожимского комплекса (северная часть Неройско-Патокского массива). Наличие включений ортита в микроклине II и лепидомелане, а также постоянная ассоциация его с ними и фергусонитом первой генерации (Фишман, Голдин, 1962; Голдин, 1963б) указывает, что здесь в результате калиевого и магнезиально-железистого метасоматоза, вызвавших микроклинизацию и биотитизацию гранитов, по-видимому, произошла собирательная перекристаллизация ортита и других редкоземельно-радиоактивных минералов. Подобный процесс был описан Д. П. Сердюченко (1963). Иногда наблюдается замещение монацита ортитом (рис. 53).

Специфические минеральные парагенезисы в метагранитах (наличие граната типа альмандина, длиннопризматических и игловидных кристаллов апатита и др.) показывают, что они относятся к высокотемпературным образованиям, соответствующим, по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену (1961), роговообманково-роговиковой фации с температурой формирования выше 650° .

Многие исследователи рассматривают ортит как собственно магматический минерал, образование которого не связано с развитием метасоматического процесса (Александрова и др., 1966). Анализы взаимоотношений ортита с породообразующими минералами в изученных комплексах указывают на его выделение в основном в ранней стадии послемагматического этапа формирования пород. При этом максимум выделения ортита происходил в стадию микроклинизации, когда резко повышались давление и температура. Характерным примером этого являются ортитсодержащие метаграниты Неройско-Патокского массива. В гранитах Сальнерского и Городковского массивов, сформировавшихся примерно в тех же термодинамических условиях, что и неройско-патокские, вместо ортита преобладает монацит, выделение которого происходило в магматический этап.

Согласно данным А. И. Тугаринова и Э. Е. Вайнштейна (1959), возможность появления или отсутствия монацита в гранитоидах связывается с величиной коэффициента агапайтности. Пересыщение пород глиноземом благоприятствует их монацитонности. Б. К. Львов (1965) отрицает такую зависимость и считает, что присутствие монацита определяется наличием в породах достаточного количества редкоземельных элементов, так как пересыщенными глиноземом является большинство гранитов, а монацит встречается не во всех.

Наши исследования указывают, что определяющими здесь являются условия формирования гранитов и соотношения петрогенных компонентов

при наличии достаточного количества редкоземельных элементов. Ортит-содержащие метаграниты образовались при значительном количестве и подвижности главных компонентов и в условиях привноса и перемещения аксессуарных. Анализ химического состава монацитсодержащих и ортит-содержащих пород показывает, что при соотношении петрогенных компонентов

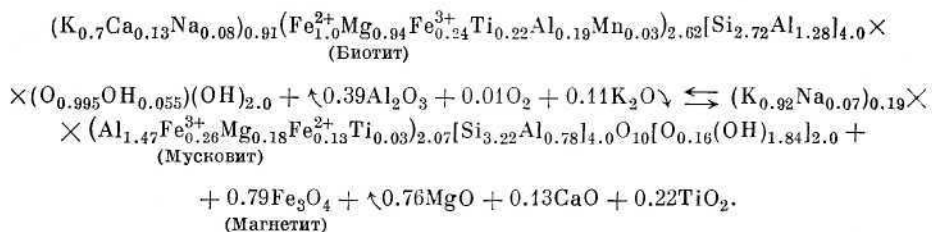
$$k = \frac{\text{CaO } 100\%}{2(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO})} > 1$$

выделяется из расплава-раствора монацит, а при $k < 1$ — ортит.

В поздние стадии послемагматического процесса количество ортита сокращается. Появляется ортит в эпидот-цоизитовой оторочке (поздние генерации).

В стадию преимущественно натрового метасоматоза высокотемпературного пневматолито-гидротермального процесса послемагматические растворы, обогащенные в предшествующую стадию калиевого метасоматоза Fe_2O_3 , FeO , Na_2O , H_2O , ZrO_2 , F , UO_2 и т. д., обладали способностью к реакциям с ранее выделившимися минералами. В эту стадию подвижными являлись Na_2O , SiO_2 , K_2O (в порядке убывания степени активности) и Al_2O_3 . Здесь в обычной ассоциации в парагенезисе с альбитом появляются мусковит, магнетит, фергюсонит II, циртолит; причем циркон ранних генераций в зоне альбитизации, в случае когда процессы микроклинизации не проявлялись, часто сохраняется и обрастает поздним циртолитом. Эти процессы хорошо наблюдаются в метагранитах в истоках рр. Щугора, Подчерема, Маньи (рис. 44).

Состав биотита поздних генераций с понижением температуры меняется в сторону уменьшения содержания железа и титана. Первичный биотит в это время часто замещается агрегатом мусковита и магнетита или альбита и магнетита. Наиболее четко это проявилось в гранитах Северного Тимана и большинстве гранитоидных массивов сальнерско-маньхамбовского комплекса, где данные процессы, по-видимому, происходили по схеме



Иногда биотит, содержащий редкоземельные и редкометалльные элементы, замещается альбитом с образованием очень мелких зерен магнетита, фергюсонита и циртолита.

На отдельных участках гранитоидных массивов в метагранитах в парагенезисе с альбитом наблюдаются гастингсит и аксессуарные — циртолит, магнетит, флюорит, пироксор и фергюсонит (Приполярный Урал — истоки рр. Большого Патока, Южного Перчука и Подчерема, а также Северный Тиман). Их образование, по мнению Ф. Р. Апельцина (1966а), по-видимому, связано с повышением кислородного потенциала и возрастающей подвижностью глинозема.

В результате повышения кислородного потенциала и циркуляции щелочных растворов происходила эпидотизация ранних выделений ортита, вероятно, в связи с переходом закисного железа в окисное и выщелачиванием из ортита редких земель.

Во фторно-кремниевую (по Ф. Р. Апельцину) стадию метасоматоза, которая широко проявилась как на Приполярном Урале, так и на Тимане, растворы характеризовались кислым характером и происходили флюоритизация и окварцевание метагранитов, сопровождавшиеся иногда образованием колумбита, самарскита, торита, молибденита, шеелита, лучистого ортита и пьмонтита. При этом ранний циркон, в том числе и магматический, обычно сохранялся. Отмечается подвижность большинства компонентов при ведущей роли SiO_2 и F.

Наряду с кислородом и глиноземом в послемагматическом процессе важную роль играли двух- и трехвалентное железо, а также сера. Железо, с одной стороны, привносилось из вмещающих метаграниты основных пород, а с другой — вытеснялось в результате мусковитизации биотита гранитов. Геохимической особенностью окисного железа в этом процессе являлось резкое понижение его подвижности с понижением температуры и изменением режима щелочности—кислотности послемагматических растворов. Это приводило к массовому выделению железа из растворов в виде магнетита. По мере понижения температуры возрастал потенциал серы и выпадение железа из растворов в виде магнетита сменялось выпадением его в виде пирита (метаграниты в истоках рр. Южного Перчука, Щокурьи и Маньи). В случае высокого потенциала кислорода при этом же потенциале серы продолжалось образование магнетита или гематита только при более низких температурах, при еще более высоком потенциале серы магнетит сменялся пиритом (истоки р. Щугора и др.).

Анализ результатов химических и спектральных исследований пород и минералов показывает, что в гранитах Ta, Nb, Zr, TR, F входят в заметных концентрациях в состав ряда породобразующих минералов (полевые шпаты, слюды, эпидот, роговые обманки). Вместе с распадом этих минералов в пневматолито-гидротермальные стадии преобразования пород и возникновением новых минеральных парагенезисов происходила мобилизация и накопление редких элементов, которые выделялись в виде самостоятельных акцессорных минералов.

В зависимости от интенсивности проявления отдельных стадий метасоматического изменения гранитов выделяются различные парагенетические типы метагранитов со специфичной акцессорной минерализацией. На основании петрографических исследований и литературных данных (Коржинский, 1957; Беус и др., 1962; Апельцин, 1966а) для них могут быть предложены следующие идеализированные метасоматические колонки (табл. 71, 72).

В пределах локальных участков или целиком мелких массивов, где создавались благоприятные условия для накопления летучих, происходило формирование метасоматической колонки, приведенной в табл. 73.

Гидротермальный этап. В гидротермальный этап происходило формирование широко развитых кварцевых жил и тонких прожилков, иногда содержащих вкрапленность сульфидов (пирит, пирротин, молибденит, халькопирит, халькозин, сфалерит и др.), анатаза, гематита, аксинита, реже золота, висмутина, горного хрусталя и др. Во вмещающих породах около прожилков магнетит замещается гематитом и лимонитом.

В этот период формирования пород состав образующихся акцессорных минералов был прост. Преобладающую роль играли акцессорные компоненты, накапливающиеся как инертные или при разложении акцессорных и породобразующих минералов ранних этапов. Гидротермальные растворы вновь приобретали более высокую щелочность по сравнению с завершающей фторно-кремниевой стадией, о чем свидетельствует появление в кварцевых жилах адуляра и микроклина.

Метасоматическая колонка формирования метагранитов, развитых в пределах массива Мань-Хамбо и мелких тел в истоках рр. Щокурьи, Маньи, Большого Патока (Приполярный Урал)

Порода	Ассоциация минералов	Инертные компоненты
Гранит биотитовый.	$Ми_m + Пл + Би + Кв + (Эл_{ред}) + [Ц + Сф + Ап + М].$	Al, Si, K, Fe (Ca, Na), $aNa \geq aCa.$
» микроклинизированный.	$Ми_m + Ми I + (Пл_{ред}) + (Би_{ред}) + Кв + МуI + [МтI + ЦI + Ор].$	Al, Si (Na), $aK > aNa.$
Гранит альбитизированный.	$Ми I + Ав I + Кв + М + Му II + [Ф + Ц II + Мт II].$	Si (Al, Zr), $aNa > aK.$
Гранит флюоритизированный.	$Ав II + Кв II + Му II + Ми I_{ред} + Фл + [К + Т + Ц II].$	Все компоненты подвижны: $aF > aSi.$
Зона сопряженного отложения на фронте обогащения перемещенным компонентом — К		
Кварц-микроклиновые жилы.	$Ми + Кв + Мт.$	Al, Si.

Примечание. Магматические минералы: $Ми_m$ — микроклин, Пл — плагиоклаз, Би — биотит, Кв — кварц, Ц — циркон, Сф — сфен, Ап — апатит, М — монацит; метасоматические минералы: $МиI$ — микроклин, Ри — рибекит, $МуI$ — мусковит, $МтI$ — магнетит, ЦI — цитролит, Ор — ортит, $АвI$ — альбит, Ф — фергюсонит, Фл — флюорит, Т — торит, К — колумбит, П — пироксоло, Ту — турмалин. В квадратных скобках показаны обособленные минералы-компоненты (инертные, по Коржинскому, 1957).

Таблица 72

Метасоматическая колонка формирования метагранитов, развитых в Неройско-Патокском и Маньхамбовском массивах (встречаются очень редко)

Порода	Ассоциация минералов	Инертные компоненты
Гранит биотитовый.	$Ми_m + Пл + Би + Кв + Эл + [Ц + Сф + Ап + М].$	Al, Si, K, Fe (Na, Ca), $aNa > aCa.$
» микроклинизированный.	$МиI + Кв + МуI (АвII) + [ЦII]$	Si, Fe, Al, $aK > aNa.$
Гранит альбитизированный.	$МиI + АвII + КвI + [Мт + Ри + Ф + ЦII + П]$	Si, Fe (Zr), $aNa > aAl > aK.$
Гранит флюоритизированный.	$КвII + Фл + АвII + МуII + [К + Т + ЦIII]$	Все компоненты подвижны: $aF > aSi, (aAl).$

Таблица 73

Метасоматическая колонка формирования метагранитов в истоках р. Щокурьи

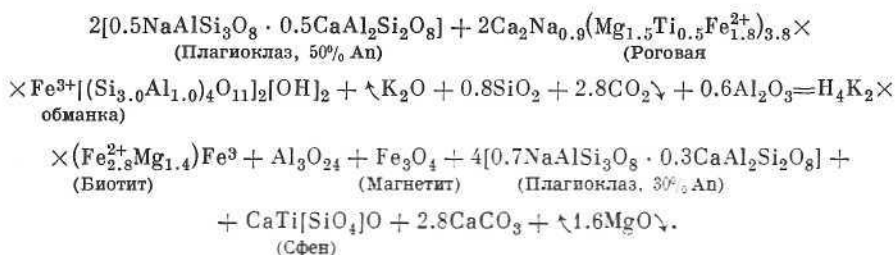
Порода	Ассоциация минералов	Инертные компоненты
Гранит биотитовый.	$Ми_m + Пл + Кв + Би.$	Al, Si, K, Fe (Na, Ca).
» микроклинизированный.	$Ми_m + МиI + (Пл_{ред}) + Кв + Би + [ИI].$	Al, Si (Na, Zr), $aK > aNa.$
Метагранит слюдяно-альбитовый.	$Ав + КвII + МуI + [К + Ц].$	Al, Si.
Слюдяно-флюорито-кварцевый грейзен.	$Кв + МуII + МуI + [Ф + К + Ор + Ц + А + Ту].$	Si, Al.
Кварцевый грейзен.	Кв.	Si.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ВМЕЩАЮЩИХ ГРАНИТОИДЫ ПОРОД

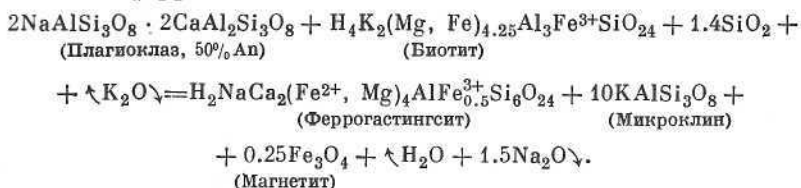
Кристаллизация акцессорных минералов основных пород рассматриваемых комплексов происходила главным образом в магматическую и автометасоматическую стадии интрузивного процесса.

С автометасоматозом позднемагматической стадии гранитоидного магматизма связано образование роговиков, скарноподобных пород, а также кварцевых монцонитоидов, микроклинизированных габбро и диабазов (Фишман, Голдин, 1965). Породы основного состава у контактов с гранитами до проявления метасоматических процессов были изменены в результате термального контактового метаморфизма (Фишман и др., 1966в). В процессе амфиболитизации пироксена габбро и габбро-диабазов (в источках рр. Илыча, Щокурья, Маньи на Приполярном Урале и др.) широкое развитие получают цоизит, актинолит, тремолит, а также незначительное количество кварца и рутила, что, по-видимому, происходило при высоком потенциале кислорода.

В условиях повышенного потенциала калия и при участии вполне подвижных углекислоты, кремнекислоты и глинозема, которые в основном мигрировали из гранитного раствора-расплава, происходило замещение роговой обманки биотитом с образованием сфена и магнетита. Это, по-видимому, осуществлялось следующим образом:



При последующем калиевом метасоматозе в кварцевых диоритах, возникших несколько раньше за счет габбро-диабазов и габбро, иногда образовывался феррогастингсит в ассоциации с магнетитом:



Широкое развитие получает апатит. С позднемагматической стадией становления интрузивов связано формирование скарноподобных пород, содержащих иногда вкрапленность граната, ортита, шеелита, магнетита, апатита, пирротина и людовита.

Вмещающие гранитоиды вулканогенные и осадочные породы, пережившие метаморфизм до зелено-сланцевой, а местами даже до амфиболитовой фации в процессе формирования гранитоидов кожимского комплекса, реже гранитов и сиенитов Тимана, подвергались новым преобразованиям в результате послемагматических процессов (регрессивная стадия метаморфизма). Наиболее отчетливо они проявляются в зонах тектонического расланцевания и в областях контактов различных по химическому составу пород. В мраморах в послемагматическую стадию выделялись ашарит, магнетит и людовигит. Наблюдается равномерная вкрапленность флогошита, тремолита, олигоклаза, пирротина и пирита, реже встречаются сфен, апатит и турмалин.

Конгломераты и кварциты ордовика иногда подвергнуты сильной пиритизации (истоки р. Мань-Хобе-ю), в ассоциации с пиритом отмечается ильменит и ортит. Иногда наблюдается ассоциация: циртолит+ортит+рутил+ильменорутит+фергюсонит (реже).

Наряду с указанными выше новообразованными акцессорными минералами встречаются кластические зерна циркона, монацита, ильменита и магнетита, являющиеся продуктами разрушения гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса.

Кварцевые порфиры в эту стадию подвергаются грейзенизации; широкое развитие в них получают минералы эпидот-доизитовой группы, с которыми иногда ассоциируют молибденсодержащий шеелит (район горы Тельпос-из).

Формирование метасоматически измененных порфиритов и габродиабазов в основном сопряжено во времени с образованием метагранитов и развитых среди них кварцево-сульфидных и сульфидно-карбонатных прожилков, образовавшихся в гидротермальную стадию. В стадию преимущественно калиевого метасоматоза гранитоидов в измененных основных породах, расположенных в пределах их экзоконтактовых зон, образуются голубовато-зеленые роговые обманки типа гастингсита (истоки рр. Поньи, Щокурьи, Маньи и др.).

В некоторых случаях в измененных диабазах в истоках р. Ильча биотит замещался флогопитом с образованием магнетита и турмалина, при общем окварцевании породы.

Встречаются случаи, когда, так же как и в гранитах, в микроклинизированных габбро происходило замещение микроклина турмалином; он являлся типичным реакционным минералом (Коржинский, 1952 г.), образование которого, по-видимому, связано с взаимодействием послемагматического гранитоидного раствора с минералами замещаемой породы. Главными инертными компонентами были, очевидно, Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O и V_2O_5 (компоненты замещаемой породы), а вполне подвижными (привнесенными растворами) — Na_2O , Fe_2O_3 , FeO , MgO и др. При этом процессы турмалинизации сопровождалась выносом калия. В некоторых случаях V_2O_5 приобретал подвижность и выносился из основных пород в находящиеся с ними в контакте кварциты, граниты, мраморы и др. с образованием турмалина или людвигита и ашарита. В процессе турмалинизации габбро-диабазов в них увеличивалось содержание кремнезема, о чем свидетельствует наличие метасоматического кварца с реликтами исходной породы и нахождение кварца в более поздних прожилках, секущих зерна турмалина. Таким образом, турмалин образуется в результате реакционных взаимоотношений раннеобразованных минералов с привносимыми пневматолито-гидротермальными растворами, связанными с интрузией гранитов более поздних комплексов, а также и вследствие частичной перекристаллизации пород под влиянием этих же растворов. Источником бора служили основные, реже осадочные породы, а послемагматические растворы только лишь переносили компоненты, вытесненные при метасоматозе.

Иногда в метасоматически измененных диабазах и порфиритах наблюдается густая крапчатость пирротина, реже шеелита и халькопирита.

Поздняя стадия фтор-кремниевое метасоматоза в процессе преобразования основных пород и выделения редкометалльных минералов, как и в гранитах, протекала при возрастающей подвижности всех компонентов. Наиболее активными являлись бор, фтор и кремний. Это подтверждается распространенной для данной стадии ассоциацией: магнетит+турмалин+флюорит+кварц.

Анализ минеральных парагенезисов, встречающихся в кварцевых жилах поздней пневматолито-гидротермальной стадии: пирит-халько-

пирит-ильменит-сфеновой и апатит-ильменит-рутил-брукит-анатазовой — показывает, что интенсивная пиритизация с почти одновременным образованием ильменита возможна в условиях восстановительной среды. Позже в связи с изменением щелочности и кислотности среды произошло выделение сфена.

Из щелочного раствора, богатого железом и титаном, выделялся ильменит, при недостатке в нем железа к концу формирования жил — брукит и анатаз.

Таким образом, акцессорные минералы по своему генезису подразделяются на первичные, связанные с магматическими процессами, и новообразованные — метасоматические. По времени кристаллизации среди них выделяются «сквозные», формирование которых происходит на протяжении всего интрузивного процесса, начиная с магматического этапа вплоть до низкотемпературных гидротермальных стадий (циркон, магнетит и др.), образуя несколько генераций. Большинство же минералов кристаллизуется в послемагматический этап формирования пород, причем образование их происходит за счет вещества как привнесенного послемагматическими растворами из глубинных источников, так и вытесненного из минералов ранних генераций. Кроме того, имеются минералы, образование которых связано с ассимиляционными процессами (корунд, кианит, некоторые разновидности граната).

Акцессорные минералы, выделявшиеся в магматическую и гидротермальную стадии интрузивного процесса, обычно характеризуются простым составом (циркон, молибденит, монацит, пирит и др.). В пневматолито-гидротермальный этап формируются акцессории более сложного состава (фергусонит, ортит, циртолит, колумбит).

В ходе эволюции интрузивного и метасоматического процессов происходит изменение изоморфной емкости минералов в отношении элементов-примесей.

Для сфена установлено, что содержание в нем ниобия и тантала закономерно возрастает от диоритов через гранодиориты к гранитам. Более высокое содержание редкоземельных элементов обычно наблюдается в сфенах ранних генераций, не сопровождающихся собственно редкоземельными минералами. Повышенное содержание марганца характерно для сфенов из метагранитов. В сфенах из гранитов количество олова выше, чем в сфенах из гранодиоритов, диабазов и амфиболитов (табл. 59, 60).

В галенитах из кварцевых жил обычно присутствует цинк, отсутствующий в галенитах из гранитоидов (табл. 26). Флюориты поздних генераций, в отличие от ранних, не содержат бериллия, циркония и лантана.

Для магнетитов из диоритов характерны повышенные содержания ванадия, магния по сравнению с магнетитами из гранитов и метагранитов. Содержание TiO_2 в магнетитах из гранитов несколько выше, чем из метагранитов и диоритов (табл. 35, 36).

Состав ильменита из высокотемпературных кварцевых жил отличается от состава его из низкотемпературных кварцевых жил более высоким содержанием железа, как окисного, так и закисного, и пониженным содержанием марганца. В ильменитах из апогранитов отмечается высокое (целые проценты) содержание ниобия и присутствие (тысячные доли процента) германия (табл. 38, 39).

В рутилах и колумбитах по мере развития интрузивного процесса происходило накопление ниобия и тантала, возрастало содержание марганца.

В фергусоните из метагранитов, образовавшихся в результате микроклинизации гранитов кожимского комплекса, обнаруживается полный состав лантаноидов с основным диспрозиевым максимумом, тогда как в фергусоните из метагранитов, сформировавшихся при грейзенизации

гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса, в составе редких земель преобладают тяжелые лантаноиды иттриевой группы с европий-диспорозий-иттербиевым максимумом (табл. 43).

В монаците из гранитоидов содержание редких земель иттриевой группы несколько выше, чем в монаците кварцевых жил. В цирконе поздних генераций повышается содержание или частота встречаемости почти всех элементов-примесей. Например, количество урана увеличивается в цирконе поздних генераций в 4—5 раз. Эта концентрация вполне достаточна для разрушения решетки и превращения кристалла полностью в метамиктный.

В ортите из метагранитов наблюдается заметное пониженное содержание SiO_2 , TiO_2 и FeO за счет повышения содержания MnO , CaO , TR_2O_3 и H_2O . Редкие земли во всех генерациях ортитов представлены в основном элементами цериевой группы с довольно выдержанным отношением отдельных компонентов. Изредка отмечается некоторое увеличение количества элементов иттриевой группы. В ортите метагранитов по сравнению с гранитами наблюдается присутствие германия, серебра и индия (табл. 64, 65, 66).

Довольно высокая концентрация редкоземельных элементов с преобладанием церия над иттрием характерна также для турмалинов метасоматически измененных гранитов.

ГЛАВА V

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ АКЦЕССОРНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

ГРАНИТОИДЫ САЛЬНЕРСКО-МАНЬХАМБОВСКОГО И КОЖИМСКОГО КОМПЛЕКСОВ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

При сравнении данных по отдельным пробам из гранитоидов сальнерско-маньхамбовского и кожимского комплексов и даже средних данных по двум каким-либо разновозрастным массивам трудно заметить существенные различия между ними по характеру акцессорной минерализации. Однако статистическое сравнение совокупности всех проб по всем массивам гранитоидов выявляет целый ряд минералогических особенностей, подчеркивающих специфику разновозрастных образований (табл. 74).

Т а б л и ц а 74

Главные особенности акцессорной минерализации гранитоидных комплексов
Приполярного Урала

Показатели	Гранитоиды сальнерско-маньхамбовского комплекса	Гранитоиды кожимского комплекса
Суммарное содержание акцессорных минералов.	Сотни граммов на тонну.	Тысячи граммов на тонну.
Видовой состав акцессорных минералов.	В среднем 11 минералов, в том числе 5 в заметных количествах (более 1 г/т).	В среднем 10 минералов, в том числе 3 в заметных количествах.
Устойчивые ассоциации минералов, встречающихся в заметных количествах.	Циркон-пирит-апатитовая; обычно присутствуют гранат, магнетит, сфен и в меньших количествах, но почти постоянно — ильменит, молибденит, турмалин, монацит.	Циркон - гранатовая; обычно присутствуют, но в небольших количествах — галенит, магнетит, молибденит, пирит.

Отличия в суммарном содержании акцессорных минералов, как было указано в гл. II, связаны главным образом с особенностями термодинамической обстановки становления массивов и с соотношениями петрогенных компонентов в расплавах-растворах.

В породах фаций эндоконтактов видовой состав и содержание акцессорных минералов мало отличаются от таковых центральных частей массивов. Иногда только отмечается некоторое повышение содержания сфена, апатита и граната, а для гранитов повышенной щелочности — ильменита.

В породах жильных фаз состав аксессуарных минералов аналогичен составу гранитоидов главных фаз, но количественное содержание их существенно понижается. Для кварцевых жил характерно увеличение содержаний сульфидов — пирита, халькопирита и галенита при уменьшении содержания других минералов.

Заметны различия в частоте встречаемости, а также в количественном содержании второстепенных минералов, не определяющих название ассоциации. Так, в гранитоидах кожимского комплекса чаще, чем в гранитоидах сальнерско-маньхамбовского, встречается галенит, самородное золото, касситерит, халькопирит, но реже и в меньших количествах ильменит, магнетит, сфен, турмалин, флюорит; почти полностью отсутствует цирколит, часто встречающийся в древних гранитоидах. Содержание циркона в гранитоидах кожимского комплекса также на порядок ниже. Но наиболее четким отличительным признаком является содержание апатита и пирита; в гранитоидах кожимского комплекса эти минералы встречаются относительно редко и притом в небольших количествах, в то время как в гранитоидах сальнерско-маньхамбовского комплекса их содержание превышает десятки и даже сотни граммов на тонну.

Для получения надежной характеристики содержаний аксессуарных минералов в сопоставляемых комплексах и выявления различий между ними мы использовали методы математической статистики (Родионов, 1961, 1964). После проверки согласованности распределения содержаний с предполагаемым логнормальным законом высчитывались средние содержания минералов и пределы колебаний содержаний с вероятностью 0.05 для граничных значений. Сравнение неравномерности содержаний минералов для различных генетических типов пород осуществлялось путем сопоставления дисперсий при помощи критерия Фишера, а для оценки значимости различий средних использовался двусторонний критерий Стьюдента (Смирнов, Дунин-Барковский, 1965).

Исходный материал для статистической обработки представлен минералогическими анализами (в г/т) 50 проб гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса, 78 проб гранитов кожимского комплекса и 75 проб метагранитов Приполярного Урала. Для сравнения брались данные по аксессуарной минерализации граносиенитов (33 пробы) и лампрофиров (57 проб) Северного Тимана.

Результаты проверки гипотезы о логнормальном распределении содержаний аксессуарных минералов во всех вышеуказанных типах пород представлены в табл. 75. Следует отметить, что во всех случаях использовались лишь те пробы, в которых не было нулевых содержаний минералов, что связано со спецификой расчета предполагаемого закона.

Установлено, что в большинстве случаев распределение содержаний аксессуарных минералов не противоречит логнормальному закону $\left(\frac{A}{\sigma_A} \text{ и } \frac{E}{\sigma_E} < 3\right)$.

Использование непараметрических статистик (критерий Вилькоксона и Вандер Вардена; Вандер Варден, 1960), распределение которых не зависит от закона распределения случайной величины, в общем виде подтвердило, что функции распределения сопоставляемых выборок тождественны и, следовательно, характеризуются тождественностью геохимического процесса распределения большей части аксессуарных минералов в изучаемых объектах.

Практикой геохимических исследований установлены основные типы вариационных кривых распределения элементов и минералов в горных породах (Толстой, 1964). Для изучаемых аксессуарных минералов в большинстве случаев характерен тип кривой, представленный на рис. 67, яв-

Результаты проверки гипотезы о логнормальном распределении содержаний аксессуарных минералов для изверженных пород севера Урала и Тимана

Минералы	Встречаемость, %	n	$\overline{\lg x}$	S^2	S	V	A	E	$\frac{A}{\sigma_A}$	$\frac{E}{\sigma_E}$	\bar{x} , г/т	Пределы колебаний содержаний (г/т) с вероятностью 0.05 для граничных значений
Граниты сальнерско-маньхамбовского комплекса												
Апатит	60	30	1.17	0.86	0.93	79.49	-0.06	- 1.36	0.14	1.52	14.79	0.39—562.30
Гранат	54	27	0.66	1.00	1.00	151.50	+1.08	- 0.43	2.30	0.45	4.57	0.02—229.10
Ильменит	28	14	1.35	1.13	1.06	78.51	+0.39	- 1.56	0.59	1.20	22.39	0.31—1622.00
Магнетит	64	32	2.75	1.19	1.09		+1.33	0	3.07	0		1.00—15200.00 *
Ортит	30	15	0.47	0.24	0.49	104.25	+1.03	- 2.77	1.63	2.19	2.95	0.41—24.38
Пирит	74	37	1.02	1.29	1.14	111.76	+0.51	- 1.30	1.26	1.61	10.47	0.12—871.00
Сфен	38	19	2.09	2.06	1.44	68.89	-0.12	- 1.75	0.21	1.56	123.00	0.40—38020.00
Турмалин	36	18	0.39	0.85	0.92		+2.47	+ 5.64	4.30	4.90		1.00—4408.00 *
Циркон + циртолит	94	47	1.38	0.57	0.76	55.07	-0.19	- 1.29	0.53	1.81	24.00	1.26—457.10
Эпидот	82	41	2.14	1.52	1.23	57.47	-0.38	- 1.35	0.99	1.76	138.00	1.18—16220.00
Граниты кожимского комплекса Урала												
Апатит	18	14	0.39	0.37	0.61	156.41	+0.78	- 0.98	1.19	0.75	2.46	0.21—28.84
Гранат	67	52	1.51	1.04	1.02	67.54	+0.14	- 1.50	0.41	2.20	32.36	0.63—1660.00
Магнетит	20	16	2.13	1.75	1.32	61.97	-0.60	- 1.27	0.98	1.04	134.90	0.68—26920.00
Ортит	35	27	0.42	0.50	0.71		+1.70	+ 2.20	3.60	2.34		1.00—475.00 *
Пирит	63	49	0.70	0.49	0.70	100.00	+0.91	- 1.00	2.60	1.42	5.01	0.34—74.13
Турмалин	19	15	0.88	1.65	1.28	145.45	+0.81	+ 1.79	1.28	1.41	7.59	0.04—1318.00
Циркон и циртолит	86	67	0.68	0.37	0.61		+0.95	+ 18.09	3.17	30.15		1.00—198.00 *
Эпидот	74	58	1.87	1.15	1.07	57.21	-0.02	- 1.30	0.07	2.00	74.13	1.20—4571.00
Метаграниты Приполярного Урала												
Апатит	19	14	0.94	0.90	0.95	101.06	+0.26	- 1.76	0.40	1.34	8.71	0.19—407.40
Гранат	89	67	1.70	1.25	1.12	65.88	-0.24	- 1.62	0.80	2.70	50.12	0.68—3715.00
Ильменит	45	34	1.02	0.85	0.92		+1.65	+ 0.42	3.93	0.50		1.00—1529.00 *
Колумбит	16	12	0.27	0.35	0.59	218.51	+1.59	+ 2.64	2.25	1.87	1.86	0.17—20.89
Магнетит	81	61	3.27	0.47	0.68	20.80	-0.76	+ 0.03	2.42	0.05	1862.00	134.90—25700.00
Молибденит	44	33	0.21	0.19	0.44		+2.02	+ 3.14	4.74	3.68		1.00—39.00 *
Ортит	36	27	0.76	1.24	1.12	147.30	+0.76	- 1.34	1.61	1.42	5.75	0.07—457.10

Таблица 75 (продолжение)

Минералы	Встречаемость, %	n	$\overline{\lg x}$	S ²	s	V	A	E	$\frac{A}{\sigma_A}$	$\frac{E}{\sigma_E}$	\bar{x} , г/т	Пределы колебаний содержания (г/т) с вероятностью 0.05 для граничных значений
Пирит	80	60	1.18	0.97	0.98	83.05	+0.61	- 1.17	1.93	1.85	15.14	0.35—660.70
Сфен	28	21	1.00	1.52	1.23	123.00	+0.54	- 1.36	1.01	1.27	10.00	0.08—1348.00
Турмалин	32	24	0.43	0.73	0.85		+2.01	+ 3.98	4.02	3.98		1.00—2200.00 *
Фергусонит	28	21	0.58	0.64	0.80	137.93	+0.77	- 1.14	1.44	1.07	3.80	0.16—91.20
Флюорит	79	59	1.56	1.00	1.00	64.10	+0.10	- 1.21	0.31	1.90	36.31	0.78—1698.00
Циркон + циртолит	95	71	1.05	0.61	0.78	74.28	+0.06	- 1.59	0.21	2.73	11.22	0.56—223.90
Эпидот	76	57	0.92	0.91	0.95	103.26	+0.73	- 1.30	2.25	2.01	8.32	0.21—323.60

Граносениты Тимана

Апатит	70	23	0.73	0.27	0.52		+0.37	+ 5.08	0.72	4.97		1—63 *
Гранат	61	20	0.15	0.28	0.53		+3.39	+133.68	6.19	121.97		1—203 *
Ильменит	18	6	1.34	1.23	1.11	82.83	-0.26	- 1.96	0.26	0.98	21.88	0.21—2239.00
Магнетит	24	8	2.24	1.38	1.18	52.67	-0.48	- 0.85	0.55	0.49	167.50	1.26—23990.00
Молибденит	67	22	0.25	0.47	0.69		+2.80	+ 7.17	5.36	6.87		1—735 *
Пирит	91	30	0.72	0.49	0.70		+1.62	+ 1.06	3.62	1.18		1—1148 *
Турмалин	30	10	1.12	1.80	1.34	119.64	+0.57	- 1.34	0.74	0.86	13.18	0.05—3467.00
Циркон + циртолит	97	32	0.89	0.70	0.84		+1.45	+ 0.95	3.35	1.10		1—1884 *
Флюорит	36	12	0.24	0.09	0.30	125.00	+0.83	- 0.63	1.17	0.44	1.74	0.51—5.89

Лампрофиты Тимана

Апатит	77	44	0.39	0.14	0.37		+1.95	+ 2.40	5.28	3.25		1—54 *
Магнетит	16	9	0.81	1.19	1.09	134.56	+0.60	- 1.62	0.74	0.99	6.46	0.07—616.60
Молибденит	68	39	0.16	0.02	0.15		+1.43	+ 5.50	3.65	7.02		1—6 *
Пирит	96	55	0.51	0.22	0.47		+1.53	+ 39.35	4.64	59.62		1—205 *
Сфен	79	45	0.58	0.23	0.48		+2.64	+ 10.31	7.23	14.12		1—1469 *
Эпидот	42	24	0.62	1.59	1.26	203.22	+1.47	+ 0.32	2.94	0.32	4.17	0.03—602.60
Гранат	32	18	0.05	0.02	0.14	280.00	+1.48	- 1.61	2.56	1.40	1.12	0.64—1.95
Рутил	37	21	0.07	0.02	0.14	200.00	+1.43	+ 0.57	2.67	0.53	1.18	0.68—2.04
Циркон + циртолит	58	33	0.05	0.04	0.20		+4.48	+ 20.28	10.52	23.80		1—15 *

* Пределы колебаний содержания определены эмпирически в связи с существенным отклонением распределения от логнормального закона.

ляющийся разновидностью кривой, описываемой логнормальным законом распределения вероятностей. Появление этого типа кривых объясняется в нашем случае недостаточной чувствительностью аналитических средств при характеристике распределения содержаний аксессуарных минералов, близких к нулевому значению. Ниже дается попарное сравнение особенностей поведения аксессуарных минералов в различных комплексах изверженных пород на севере Урала.

Содержания аксессуарных минералов в гранитах сальнерско-маньхамбовского комплекса удовлетворительно описываются логнормальным законом, за исключением магнетита и турмалина. В гранитах кожимского комплекса таким исключением явились ортит и циркон (циртолит). В этих случаях наблюдаются значительные положительные асимметрии (табл. 75 и 76), объясняемые рядом авторов (Толстой, 1964) нахождением в породах минералов различного генезиса (когда на конституционное распределение минерала в породах накладывается вторичное).

Сравнение изучаемых выборок порядковым критерием Вандер Вардена с учетом всех, в том числе и нулевых, значений показывает, что апатит, гранат, ильменит, магнетит, пирит, сфен, циркон (циртолит) характеризуются неидентичностью геохимического процесса распределения в этих комплексах (во всех случаях с доверительной вероятностью более 95%).

Для аксессуарных минералов с доказанной непротиворечивостью логнормальному закону проведено сравнение средних содержаний и дисперсий (критерии Стьюдента и Фишера). Оказалось, что в гранитах кожимского комплекса существенно понижаются содержания апатита и повышаются граната (значимость различий средних > 99%, $t > 2.6$) при незначимых различиях в дисперсиях логарифмов содержаний, за исключением пирита, содержания которого варьируют сильнее в гранитах сальнерско-маньхамбовского комплекса (табл. 76).

Д. А. Родионовым (1964) было показано, что дисперсия логарифмов содержаний последовательно кристаллизующихся минералов при достаточно общих условиях возрастает с увеличением номера минерала в последовательности. Этот признак можно использовать для суждения о времени выделения аксессуарных (Соболев, 1965). Тогда последовательность их выделения в гранитах сальнерско-маньхамбовского комплекса выглядела бы следующим образом: циркон—apatит—гранат—ильменит—магнетит—пирит—эпидот—сфен. В гранитах кожимского комплекса наблюдается несколько иная картина: апатит+циркон—пирит—ортит—гранат—эпидот—турмалин—магнетит. Данные сопоставления, несмотря на некоторую схематичность, не обнаруживают существенных расхождений с наблюдаемыми минералогическими и петрографическими фактами.



Рис. 67. Основной тип вариационной кривой распределения содержаний аксессуарных минералов.

Таблица 76

Оценка значимости различий средних и дисперсий логарифмов содержаний в гранитах сальнерско-маньхамбовского и кожимского комплексов

Минералы	Критерий Стьюдента (t)	Критерий Фишера (F)
Апатит	3.32	2.32
Гранат	3.47	1.04
Пирит	1.51	2.63
Эпидот	1.13	1.32

Примечание. Выделены значимые (> 95%) различия в величинах t и F .

Намечаются вполне определенные различия между гранитоидами разных комплексов и по особенностям морфологии аксессуарных минералов, которые наиболее четко проявляются на кристаллах минералов, выделявшихся в ранние стадии формирования пород.

1. Кристаллы апатита в гранитоидах сальнерско-маньхамбовского комплекса имеют сильно удлиненную форму с головками, образованными острой дипирамидой, в то время как в кожимских они удлиненны, головки образованы пинакоидальными гранями, тупые. Известно, что кристаллы апатита с тупыми головками характерны для низкотемпературных условий, а острые — для более высокотемпературных. Следовательно, можно сделать предположение о формировании гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса в условиях более высоких температур по сравнению с кожимскими. Кроме того, в гранитоидах сальнерско-маньхамбовского комплекса грани кристаллов апатита весьма сильно корродированы, тогда как в кожимских они гладкие, блестящие. Видимо, процесс становления сальнерско-маньхамбовских гранитоидов был более длительным, сложным, и апатит, как один из малоустойчивых минералов, подвергался растворению и переотложению.

2. Пирит гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса (древнего) образован в кристаллы кубического габитуса, а в кожимских (молодых) широкое развитие на кубических кристаллах получают грани октаэдра и пентагондодекаэдра. Таким образом, «древний» пирит имеет более высокотемпературный облик, чем «молодой».

3. Целый ряд особенностей формирования гранитоидов вскрывается при анализе типоморфизма кристаллов циркона, очень чувствительных к изменению свойств минералообразующей среды. Параллельно с увеличением удлинения циркона уменьшается относительная щелочность содержащих его пород. Это служит косвенным указанием и на наличие связи между глубиной формирования массивов и их химическим составом.

Резко отличаются кристаллы циркона различных массивов по габитусу и относительной степени развития простых форм, по которым гранитоиды разделяются на четыре группы.

Первую группу образуют массивы сальнерско-маньхамбовского комплекса пластообразной формы с вмещающими наиболее древними рифейскими отложениями (Сальнерский, Маньхобеюский массивы). Циркон в них представлен дитетрагональными кристаллами с одинаково развитыми гранями призм {110} и {100} и габитусными гранями дипирамиды {331}.

Во вторую группу входят также массивы сальнерско-маньхамбовского комплекса, но имеющие неправильную форму с эруптивными контактами, с вмещающими более молодыми рифейскими отложениями, в том числе эффузивами дацит-липаритовой серии (Мань-Хамбо, Малопатокский, Бадьяюский массивы). Кристаллы циркона несут габитусные грани призмы {110} и дипирамиды {111}.

В третью группу входят гранитоиды кожимского комплекса, залегающие в условиях, аналогичных первой группе. Кристаллы циркона ограничены равноправными гранями призм {110} и {100} и габитусными гранями дипирамиды {111}.

В четвертую группу также входят гранитоиды кожимского комплекса, залегающие в условиях, аналогичных второй группе. Циркон представлен кристаллами с габитусными гранями призмы {100} и дипирамиды {111}.

Эти признаки могут быть использованы при возрастной корреляции. Нашими работами и рядом других выяснено, что развитие простых форм на кристаллах циркона зависит в основном от степени кислотности среды

и иллюстрирует динамическое поведение одной и той же структуры в разных средах.

Обилие в приконтактовых частях некоторых массивов (Неройско-Патокский, Народинский, Лапчавожский и др.) хорошо окатанных зерен циркона, характерных для вмещающих метаморфических толщ, служит доказательством развития явлений гибридизма и оказывает помощь при выяснении относительного возраста интрузий.

ГРАНИТЫ И МЕТАГРАНИТЫ

Наложенные на граниты процессы щелочного метасоматоза приводят к глубокому изменению не только видового состава главных минералов, но и существенно затрагивают акцессорные. Образовавшиеся в результате метасоматоза метаграниты характеризуются более разнообразным видовым составом и высоким количественным содержанием акцессорных минералов, намного превышающим их содержание в гранитах обоих комплексов. По поведению акцессорных минералов при метасоматозе среди них выделяются две существенно отличающиеся друг от друга подгруппы, зависящие от состава преобразуемых гранитов: метаграниты, образовавшиеся по гранитам сальнерско-маньхамбовского комплекса и соответственно по гранитам кожимского комплекса. Поскольку материнские породы в том и другом случае разновозрастные, отличающиеся специфическими петрохимическими и минералогическими особенностями, характер акцессорной минерализации метагранитов оказался различным (табл. 77), поэтому рассмотрим эти типы метагранитов отдельно.

Метаграниты, образовавшиеся по гранитам сальнерско-маньхамбовского комплекса. Особенно рельефно изменение характера акцессорной минерализации проявляется в метагранит-

Таблица 77
Относительные изменения содержания акцессорных минералов в гранитоидах в результате наложения процессов щелочного метасоматоза

Метасоматические образования	Гематит	Сфалерит	Апатит	Торит	Флюорит	Ильменит	Гранат	Циркон метактинный	Ферросомнит	Магнетит	Орпиг	Молбденит	Пирит	Рутил	Монацит	Сфен	Турмалин	Циркон кристаллический	Апатит	Халькопирит
Метаграниты, образовавшиеся по гранитам сальнерско-маньхамбовского комплекса	(+)	(+)	(+)	(+)	+392	+63	+58.1	+17	+8	+7.2	+5.2	+2	+1.3	0	0	0	-2	-4.6	-29	(-)
кожимского комплекса	Нет	Нет	Нет	Нет	0	0	+3.5	(+)	(+)	-2.5	+123	0	-14	0	0	(-)	(-)	+2.2	0	(+)

Примечание. (+) — появление в метагранитах минерала, не обнаруженного в гранитах; (-) — полное исчезновение в метагранитах минерала, характерного для гранитов; +n, -n — увеличение и соответственно уменьшение содержания минерала в метагранитах в n раз по сравнению с гранитами; 0 — содержание минерала не изменяется.

Статистика распределения акцессорных минералов в гранитоидах

Минерал	Граниты							Метаграниты							
	n	$\overline{\lg x}$	σ^2	A	E	σ_A	$\frac{E}{\sigma_E}$	n	$\overline{\lg x}$	σ^2	A	E	σ_A	$\frac{E}{\sigma_E}$	
Апатит	13	0.75	0.39	0.12	-1.79	0.68	1.36	6	0.49	0.42	0.49	-1.93	1.00	2.00	0.97
Гематит	—	—	—	—	—	—	—	13	0.75	1.47	0.72	-1.49	0.68	1.36	1.09
Гранат	13	0.51	—	1.27	0.30	0.68	1.36	39	1.67	1.38	-0.43	-1.43	0.39	0.78	1.80
Ильменит	5	0.76	0.83	0.45	1.68	1.09	2.19	25	1.05	1.05	0.66	-1.22	0.49	0.98	1.24
Магнетит	19	2.64	1.23	-1.26	0.66	0.36	1.42	41	3.35	0.33	-1.40	2.60	0.38	0.76	3.40
Молибденит	7	0.48	0.24	1.63	0.73	0.93	1.85	18	0.29	0.29	1.50	1.04	0.58	1.16	0.90
Ортит	11	0.61	0.59	0.80	-0.85	0.74	1.48	16	0.70	1.21	0.88	-1.11	0.61	1.22	1.44
Пирит	13	0.83	1.43	0.90	-1.02	0.68	1.36	36	0.87	0.72	0.41	-1.35	0.41	0.82	1.64
Колумбит	—	—	—	—	—	—	—	41	0.37	0.36	1.51	1.56	0.74	1.47	1.05
Сфен	13	2.35	1.95	-0.89	-1.00	0.68	1.36	15	0.82	1.43	0.47	5.15	0.63	1.36	1.45
Турмалин	7	0.31	0.29	0.86	-1.21	0.93	1.85	15	0.19	0.21	2.35	5.15	0.83	1.26	3.73
Фергосонит	—	—	—	—	—	—	—	29	0.52	0.50	1.06	-0.40	0.45	0.90	2.37
Флюорит	9	0.21	0.40	2.07	2.63	0.81	1.62	34	1.30	0.85	-0.35	-1.60	0.42	0.84	1.90
Циркон	18	1.74	0.25	-0.50	-1.2	0.57	1.15	37	0.73	0.54	0.35	-1.4	0.40	0.80	1.75
Цирколит	5	0.14	0.10	1.06	-0.94	1.09	2.18	21	1.00	0.77	-0.02	-1.66	0.53	1.06	1.56
Эцидог	17	2.90	0.24	-0.03	-1.46	0.59	1.19	36	0.68	0.90	0.72	1.65	0.41	0.81	2.04

тах Мань-Хамбо, образовавшихся в результате пневматолито-гидротермальной переработки гранитов сальверско-маньхамбовского комплекса в каледоно(?)-герцинское время (табл. 77). В результате щелочного метасоматоза резко, в десятки раз увеличивается суммарное содержание акцессорных минералов, количество которых в метагранитах достигает нескольких десятков килограммов на тонну, в то время как в гранитах в среднем равно нескольким килограммам на тонну. Видовой состав минералов становится разнообразнее, богаче. Если в гранитах из 18 обнаруженных минералов в заметных количествах присутствуют 10, то в метагранитах их количество составляет уже 14 из 19 обнаруженных. Очень резко изменяется и содержание отдельных минералов (табл. 19). Появляются не характерные для гранитов гематит, сфалерит, анатаз, торит, колумбит; резко, до сотен раз, увеличивается содержание флюорита, граната, фергосонита, магнетита, ильменита, ортита, молибденита, пирита, но уменьшается турмалина, апатита, циркона, халькопирита. Только рутил, монацит и сфен не меняют своих концентраций.

Интересны результаты статистической обработки данных о содержании акцессорных минералов, проведенные нами для массива Мань-Хамбо.

Известно, что универсальной характеристикой случайной величины (в нашем случае величины содержания акцессорных минералов в породе) является функция распределения. Зная эту функцию, т. е. имея математическую модель эмпирических

данных, мы можем, определяя по небольшому количеству проб параметры функции распределения, дать полную характеристику распределения минерала в породе.

Исходным минералом являлся количественно-минералогический анализ протолок гранитов (19 проб) и метагранитов (44 пробы) Мань-Хамбо, где содержания аксессуаров были вычислены в граммах на тонну породы, причем брались только те минералы проб, содержание которых было отличным от нулевого.

Это объясняется тем, что проверка соответствия эмпирического распределения логнормальному закону, который в данном случае ожидается, при нулевых значениях проведена быть не может, так как логарифм нуля равен минус бесконечности. Проверка согласованности распределения с предполагаемым логнормальным законом производилась методом центральных моментов (Вандер Варден, 1960; Крамер, 1948).

Наши исследования (табл. 78) показали, что в большинстве случаев, кроме магнетита и турмалина в метагранитах содержания аксессуарных минералов в обеих группах пород распределены логарифмически нормально ($\frac{A}{\bar{z}_A} < 3$ и $\frac{E}{\sigma_E} < 3$).

При анализе табл. 78 установлено, что в гранитах следует ожидать по сравнению с метагранитами более повышенных концентраций таких аксессуаров, как апатит, сфен, турмалин, циркон, эпидот. Аксессуарные минералы — гематит, гранат, ильменит, магнетит, молибденит, ортит, пирит, флюорит, цирколит — преобладают количественно в метагранитах. Редкоземельные аксессуарные минералы — фергюсонит, самарскит и колумбит — характерны для наиболее измененных (альбитизированных) разновидностей метагранитов.

В данном случае среднеарифметические данные, не учитывающие характера распределения содержаний аксессуарных минералов, несколько (а в случае с турмалином — полностью) исказили общую картину увеличения или уменьшения концентрации тех или иных минералов в гранитах и апогранитах.

Метаграниты характеризуются большими значениями дисперсий почти по всем аксессуарным минералам, за исключением магнетита, пирита, сфена и турмалина (табл. 78). Это указывает на то, что они в большей степени неоднородны по содержанию аксессуаров по сравнению с гранитами, т. е. в метагранитах с равной долей вероятности можно ожидать как пониженные, так и повышенные концентрации интересующего нас минерала, а в гранитах содержание того же минерала фиксируется в более узких пределах колебаний его содержания. Причиной подобного неравномерного распределения в метагранитах являются вторичные процессы, которые приводят, например, к тому, что редкие элементы, абстрагируясь главным образом из сфена и слюды, способны в ряде случаев образовывать собственные аксессуарные минералы — фергюсонит + колумбит и самарскит. Большая величина этой неоднородности (σ^2) является, следовательно, своеобразным поисковым признаком, указывающим на возможность обнаружения в данной породе участков с повышенным содержанием того или другого минерала (Ляхович, 1964).

Для изучаемых минералов в обеих генетических группах пород, за редким исключением, установлен логнормальный закон распределения содержаний, который подтверждается многочисленными работами других авторов (Разумовский, 1948; Родионов, 1961; Ahrens, 1959; Chayes, 1954). Величины асимметрии и эксцесса являются мерами, характеризующими степень отклонения от установленного закона. Для метагранитов степень отклонения оказалась большей, а в случае с магнетитом и турмалином привела к тому, что распределение содержаний минерала приняло про-

межучточное положение (между нормальным и логнормальным законами). Это говорит о том, что первоначально логнормальное или довольно близкое к нему (в пределах нормы) распределение концентраций акцессорных минералов в результате наложенных процессов метасоматоза претерпевает существенные изменения. Поэтому наличие больших величин асимметрии (A) и эксцесса (E) в метагранитах по сравнению с гранитами может являться дополнительным признаком для установления генезиса пород при их сопоставлении, а следовательно, и для установления минерализации, присущей тому или иному типу пород.

Петрографо-минералогическим изучением исследуемых гранитоидов установлено, что большинство акцессорных минералов имеет как минимум две генерации, редко больше. Вариационно-статистическое изучение также подтверждает это предположение. Наличие нескольких независимых генераций должно вызвать смещение максимума кривой плотности вероятности вправо, приблизив распределение величины содержания минерала к нормальному и сделав кривую плотности вероятности для логарифмов отрицательно асимметричной. Очевидно, кривая займет промежуточное положение между нормальным и логнормальным распределением, существенно отличаясь от обоих, что и было установлено для магнетита и турмалина в метагранитах.

Значительно выраженная отрицательная асимметрия (A) в распределении логарифмов содержаний, таким образом, свидетельствует о наличии одной или нескольких генетически не связанных с исследуемой породой генераций минерала. Такими акцессориями в гранитах являются магнетит, сфен, циркон, а в метагранитах — гранат, магнетит, флюорит.

В результате проведенного статистического анализа установлено, что в гранитах акцессорные минералы представлены главным образом одной, реже двумя генерациями (апатит, сфен, пирит, магнетит, циркон), а в метагранитах, наоборот, большинство минералов образует как минимум две генерации и лишь в единичном случае представлено одной (колумбит). Очевидно, в связи с развитием наложенных процессов происходило значительное перераспределение содержаний, и в измененные участки пород под воздействием послемагматических растворов поступали дополнительные порции вещества, способствовавшие образованию самостоятельных генераций акцессорных минералов. Эти выводы хорошо согласуются с данными петрографического изучения пород.

Зная функцию распределения содержания минерала в породе, можно, основываясь на имеющихся данных опробования, оценить перспективность изучаемого типа пород с точки зрения вероятности появления большего

Т а б л и ц а 79

Оценка потенциальной рудоносности гранитоидов нескольких массивов по некоторым акцессорным минералам, г/т

Минералы	Максимальные содержания,* наблюдающиеся в породах		Максимально возможные содержания *		Максимальные содержания, по литературным данным	
	гранит	метагранит	гранит	метагранит	гранит	апогранит
Молибденит	20	39	44.7	81.3	5.2	115
Колумбит	—	90	—	148	58	2590
Фергюсовит	—	114	—	447	—	8000
Циркон	500	133	1738	832	944	10105
Циртолит	5	214	12	4365	—	18000

* Цифры даны без учета поправочного коэффициента на потери акцессориев при промывке проб в лотке (Ляхович и Родионов, 1961).

содержания минерала, чем имеется по конкретным данным опробования (Родионов, 1961). При логарифмически нормальном распределении максимальное практически возможное значение содержания (x_{\max}) связано со средним геометрическим (x) и средним квадратичным отклонением логарифмов содержаний (σ) равенством $\lg x_{\max} = \lg x + 3\sigma$. В табл. 79 приводятся полученные таким образом результаты по интересующим нас акцессорным минералам и дается сравнение по ряду месторождений из литературных данных (Ляхович, 1964).

Следует отметить, что максимально возможные содержания акцессорных минералов в породах получены математически, исходя из установленных функций распределения, и практически эти концентрации возможны в одном случае из ста.

С целью выявления парагенетических ассоциаций акцессорных минералов, сопутствующих процессу метасоматического изменения гранитоидов, данные минералогического анализа протолок (44 пробы метатранитов; содержания в граммах на тонну) были подвергнуты линейному корреляционному анализу (Вистелиус, 1948). Брались те акцессорные минералы, которые были более представительны (т. е. с минимальным количеством нулевых значений в пробах), и те, которые характеризовали

Таблица 81

Сводные (множественные) коэффициенты корреляции акцессорных минералов в метатранитах

Минерал	R
Циртолит	0.720
Фергюсонит	0.712
Колумбит	0.711
Ильменит	0.686
Эпидот	0.658
Гранат	0.594
Молибденит	0.573
Магнетит	0.485
Циркон	0.463
Флюорит	0.302

существенные стороны метасоматического процесса. В их число вошли циртолит, циркон, флюорит, фергюсонит, самарскит, молибденит, пирит, магнетит, ильменит, апатит, гранат, эпидот. Результаты корреляционного анализа иллюстрируются табл. 80 и 81, в которые вписаны только установленные значимые связи.

Детальным петрографическим изучением исследуемых пород установлено, что для стадии метасоматического изменения характерно появление следующих акцессорных минералов: фергюсонита, колумбита, циртолита, ильменита. Результаты корреляционного анализа полностью подтверждают это предположение, так как данные акцессории принадлежат к единой генетической ассоциации, что выражается в довольно устойчивой (99%-я зона значимости) положительной связи содержаний этих минералов друг с другом. Дополнительным подтверждением положительной корреляции редкометалльных акцессорных минералов, например с ильменитом, является установление положительной связи концентраций Nb_2O_5 с содержанием рудных (непрозрачных) акцессорных минералов для этих же метатранитов ($r_{Nb_2O_5, \text{руд.}} = +0.49$; 99%-я зона значимости). Эта связь подтверждает данные спектральных анализов о преимущественном рассеянии ниобия по непрозрачным (рудным) акцессорным минералам (ильменит, магнетит, гематит, пирит) благодаря близости кристаллохимических свойств Nb, Ti и Fe. Следовательно, эту связь необходимо рас-

Таблица 80

Матрица общих (парных) коэффициентов корреляции акцессорных минералов в метатранитах

	Фергюсонит	Колумбит
Ильменит	+0.53	+0.64
Циртолит	+0.44	
Колумбит	+0.36	

Примечание. Зона 95%-й значимости при $r \geq 0.29$; зона 99%-й значимости при $r \geq 0.37$.

смаивать как довольно устойчивый признак редкометальной минерализации метагранитов и использовать его при геологопоисковых работах. Наконец, анализ величин сводных коэффициентов корреляции (табл. 81) еще раз подтверждает, что циртолит, фергусонит, колумбит и ильменит являются наиболее характерными (определяющими) для стадии метасоматического процесса, так как они в наибольшей мере связаны со всеми членами ассоциации акцессорных минералов метагранитов.

Таким образом, изучение функций распределения содержаний акцессорных минералов и их корреляционный анализ подтверждают правильность геологических выводов и обосновывают их количественно, одновременно позволяя выявить дополнительно ряд существенных закономерностей и признаков, характеризующих те или иные стороны послемагматического изменения гранитоидов и потенциальные содержания в них акцессориев.

Таблица 82

Оценка значимости различий средних и дисперсий логарифмов содержаний в гранитах сальнерско-маньхамбовского комплекса и в метагранитах

Минералы	Критерий Стьюдента (t)	Критерий Фишера (F)
Апатит	0.75	1.05
Гранат	4.41	1.25
Ортит	1.16	5.17
Пирит	0.71	1.33
Сфен	2.56	1.36
Циркон и циртолит	2.29	1.07
Эпидот	5.30	1.67

Примечание. Выделены значимые (> 95%) различия в величинах t и F .

мального закона и наличие значительных величин асимметрии и эксцесса объясняются как результат наложения на исследуемую породу независимого процесса (в данном случае метасоматического) или образования двух или нескольких генераций акцессорных минералов. Непараметрические критерии показали неидентичность в распределении содержаний апатита, граната, магнетита, циркона (циртолита) и эпидота.

В метагранитах наблюдаются существенное увеличение граната ($t > 2.6$) и уменьшение содержаний сфена, циркона и циртолита ($t > 2.00$) и эпидота ($t > 2.6$) при незначимом расхождении между дисперсиями, за исключением ортита и эпидота, содержания которых в кембро-рифейских гранитах варьируют соответственно в более узких (ортит) и в более широких (эпидот) пределах (табл. 82).

Метаграниты, образовавшиеся по гранитам кожимского комплекса. В метагранитах, образовавшихся по гранитам кожимского комплекса, изменения акцессорной минерализации носят несколько иной характер, чем в первой группе (табл. 77).

Общий уровень содержания акцессорных минералов остается тем же, что и в гранитах, а изменения носят больше внутренний, качественный характер и, кроме того, изменяются содержания отдельных минералов. Как и в метагранитах, развитых по гранитоидам сальнерско-маньхамбовского комплекса, в них повышается содержание граната в 3.5 раза и ортита в 123 раза (табл. 77), остается постоянным содержание рутила, монацита, сфена. В то же время появляются новые устойчивые ассоциации минералов, содержания которых не меняются при последующих метасоматических изменениях пород. К ним относятся молибденит, ильменит, анатаз, флюорит

Что же касается общих особенностей метагранитов в сравнении с гранитами сальнерско-маньхамбовского комплекса, то можно отметить, что они характеризуются большим видовым разнообразием акцессорных минералов.

Среди метагранитов логнормальному закону не удовлетворяют распределения содержаний ильменита, молибденита и турмалина. Кроме того, апатит, гранат, магнетит, циркон и циртолит имеют предельно большие величины асимметрии и эксцесса (табл. 78). Отклонение от логнормального закона и наличие значительных величин асимметрии и эксцесса

и апатит. В метагранитах, развитых по гранитам сальнерско-маньхамбовского комплекса, эти минералы выступают как подвижные и весьма подвижные.

Такое поведение аксессуарных минералов в метагранитах первого и второго типов объясняется, видимо, петрохимической и минералогической неоднородностью исходного материала (гранитов), колебаниями в составе постмагматических растворов и порядком стадий, которыми заканчивалось развитие щелочного метасоматоза на отдельных участках.

Сравнение выборок аксессуарных минералов по гранитам кожимского комплекса и метагранитам с помощью непараметрических критериев показало, что поведение апатита, ортита и турмалина идентично, а граната, ильменита, магнетита, пирита, сфена, циркона (циртолита) и эпидота — неидентично. Сравнение средних содержаний и дисперсий для аксессуарных минералов с установленным законом распределения (табл. 83) показывает, что в метагранитах происходит существенное накопление магнетита и пирита ($t > 2.6$) и резкое уменьшение содержания эпидота ($t > 2.6$). При этом содержания магнетита варьируют сильнее в каледоно(?)—герцинских гранитах кожимского комплекса, а пирита — в метагранитах (в обоих случаях достоверная вероятность $> 99\%$).

Процессы щелочного метасоматоза накладывают существенный отпечаток на форму кристаллов аксессуарных минералов. Более высокие концентрации почти всех минералообразующих компонентов в постмагматических растворах по сравнению с магматическим расплавом и значительно пониженная температура минералоотложения являются факторами, обуславливающими более сложную форму новообразованных кристаллов в метагранитах, а высокое содержание летучих — их более крупный размер.

Пирит образует почти исключительно пентагондодекаэдрические, октаэдрические и более сложные кристаллы с очень резкой, рельефной штриховкой на гранях, характерной для низкотемпературных (200—400°) условий минералоотложения.

Флюорит в метагранитах встречается почти исключительно в октаэдрических кристаллах, что в соответствии с динамикой его решетки в различных средах отвечает наибольшему пересыщению раствора фтором.

Форма кристаллов магнетита как в гранитах, так и метагранитах одинакова, но в последних резко преобладают скелетные кристаллы со сложными гранными наростами, отрицательными ребрами и вершинами. Такая форма служит показателем повышенной вязкости раствора и высокой концентрации в нем железа.

Циркон в метагранитах образует крупные дипирамидальные и короткопризматические кристаллы с комбинацией форм {110} и {111}, не характерные для других пород. Возможно, что значительно повышенная щелочность, характерная для процесса щелочного метасоматоза, стимулирует развитие граней дипирамиды {111} и тормозит рост граней призматического пояса в длину. Только циркон метагранитов малых тел тот же, что и в древних гранитоидах; видимо, здесь не происходило того растворения циркона,

Таблица 83

Оценка значимости различий средних и дисперсий логарифмов содержаний в гранитах кожимского комплекса и в метагранитах

Минералы	Критерий Стьюдента (t)	Критерий Фишера (F)
Апатит	1.83	2.43
Гранат	0.96	1.20
Магнетит	3.33	3.72
Пирит	2.96	1.98
Эпидот	5.03	1.26

Примечание. Выделены значимые ($> 95\%$) различия в величинах t и F .

которое широко развивалось в метагранитах Мань-Хамбо и Неройско-Патокского массива.

Если в гранитах акцессорные минералы представлены одной, реже двумя генерациями, то в метагранитах — как минимум двумя.

История формирования акцессорной минерализации в метагранитах в процессе метасоматической переработки гранитоидов имеет ряд особенностей.

В гранитах сальнерско-маньхамбовского комплекса Ta, Nb, TR, F, Zr входят в состав породообразующих минералов главным образом в виде изоморфных примесей (Фишман, Голдин, 1963). В стадию преимущественно калиевого метасоматоза эти минералы замещаются микроклином и мусковитом, а акцессорный монацит — ортитом с образованием апатита. При этом указанные выше элементы накапливаются в растворе.

В породообразующих минералах гранитов кожимского комплекса эти элементы отсутствуют, так как они выделялись в составе акцессорных минералов в послемагматическую стадию.

В процессе метасоматической переработки гранитов обоих комплексов происходило растворение магматогенного циркона и перераспределение циркония с образованием малаконизированных разновидностей. При местных повышении количества калия в стадию микроклинизации ранний магнетит также становился неустойчивым и растворялся. Иногда образовывались высокожелезистые гранаты первой генерации — типа альмандина, реже гроссуляра.

В стадию преимущественно натриевого и железо-натриевого метасоматоза происходило образование основной массы акцессорных минералов: в одном случае за счет элементов, перешедших в раствор (вытесненных из породообразующих минералов), а в другом — в основном за счет привнесенных послемагматическими растворами (магнетит поздних генераций, фергусонит, циртолит второй генерации, флюорит и др.).

В стадию кислотного выщелачивания происходила флюоритизация и окварцевание пород и формировался поздний комплекс наложенной минерализации, в том числе колумбит, торит, молибденит, ортит и флюорит поздних генераций.

ПРИПОЛЯРНОУРАЛЬСКИЕ И ТИМАНСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Граниты и граносиениты Северного Тимана по особенностям акцессорной минерализации очень сходны с синхронными им гранитоидами сальнерско-маньхамбовского комплекса на Северном и Приполярном Урале. Совершенно одинаковы ассоциации акцессорных минералов, видовой состав наиболее распространенных минералов, время и последовательность их кристаллизации. Некоторые различия заключаются в частоте встречаемости и содержании некоторых второстепенных минералов (табл. 19, 20), а также в общем уровне содержания минералов, более высоком в гранитоидах Урала. Сходство этих образований доказывается и статистическим анализом результатов опробования.

В граносиенитах Тимана непротиворечивость логнормальному закону распределения доказана для ильменита, магнетита, турмалина и флюорита (табл. 75). Эти минералы не отличаются от таковых из гранитов Урала ни по средним содержаниям, ни по дисперсиям логарифмов содержаний. Применение порядкового критерия Вандер Вардена показало, что распределение содержаний апатита, граната, ильменита, пирита, сфена и турмалина идентично как в гранитах сальнерско-маньхамбовского комплекса, так и в граносиенитах Тимана. Содержание магнетита, циркона и эпидота в гранитах сальнерско-маньхамбовского комплекса Урала несколько выше.

Гранитоиды кожимского комплекса севера Урала сходны с тиманскими граносиенитами лишь идентичностью в распределении содержаний ильменита, магнетита, циркона и турмалина. В то же время граносиениты Тимана в сравнении с ними значительно обогащены апатитом, пиритом, сфеном и обеднены гранатом и эпидотом. Во всех этих случаях критерий Вандер Вардена применен с доверительной вероятностью более 95%.

Таким образом, древние граниты и граносиениты Северного Тимана хорошо коррелируются с синхронными им гранитоидами сальнерско-маньхамбовского комплекса Урала и четко отличимы от гранитоидов кожимского комплекса.

В комплексе лампрофиров Тимана удовлетворительно описываются логнормальным законом распределения содержаний магнетита, эпидота, граната и рутила (табл. 80). Эти минералы характерны наибольшими коэффициентами вариации (V) в сравнении с таковыми из пород других комплексов, что объясняется значительным непостоянством их содержаний в лампрофитах при пониженных средних величинах.

ГРАНИТОИДЫ СЕВЕРА УРАЛА, ТИМАНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ

Если сравнение интрузивных комплексов одного и того же региона по аксессуарным минералам — прием вполне обоснованный, то сравнивать комплексы разных регионов, иногда отстоящих друг от друга на сотни и тысячи километров, следует осторожно. Однако опыт показывает (Ляхович и Чирвинская, 1964; Ляхович и Шевалеевский, 1965, и др.), что в ряде случаев и такое широкое сопоставление может оказаться полезным. Это подтверждается и приведенным выше сопоставлением аксессуарной минерализации тиманских и уральских гранитоидов. Устанавливается, что даже в различных геологических регионах ассоциации аксессуарных минералов различных комплексов отличаются как качественным составом, так и количественным содержанием минералов, в то же время в одних и тех же комплексах они сходны, несмотря на различие петрографических особенностей пород. Конечно, в целях корреляции лучше сравнивать аксессуарные минералы сходных петрографических разностей, как это справедливо замечают Н. И. Петрова и Б. К. Львов (1966).

Мы попытались сопоставить по этому признаку гранитоиды изученных нами регионов с разновозрастными гранитоидами Среднего и Южного Урала и докембрийскими гранитоидами Русской платформы. К сожалению, аксессуарная минерализация гранитоидов Среднего и Южного Урала, особенно древних комплексов, изучена слабо. Наиболее полные сведения имеются лишь по Кочкарскому району (Львов и Петрова, 1964; Львов, 1965; Петрова и Львов, 1966, и др.), гранитоидам Шиловско-Коновской группы (Раппопорт, 1966; Чашухина, 1966), Верхисетского и Салдинско-Петрокамского антиклинориев (Бушляков, 1966), зоны Урал-Тау Башкирского Урала (Алексеев, 1966) и некоторым другим.

В процессе обработки имеющихся материалов установлено, что появление редко встречающихся и эпизодических минералов зависит от множества факторов; их встречаемость и содержание сильно варьируют даже в пределах одного и того же региона, поэтому использовать такие минералы для корреляции невозможно. Удовлетворительные результаты можно получить лишь по минералам с высокой частотой встречаемости, составляющим устойчивые ассоциации в каждом типе пород.

Результаты сравнения гранитоидов Приполярного и Северного Урала со средне- и южноуральскими сводятся к следующему.

Гранитоиды кожимского комплекса по ассоциациям аксессуарных минералов не имеют аналогов среди рассмотренных нами материалов по массивам Среднего и Южного Урала — циркон-гранатовая ассоциация с гале-

нитом, магнетитом, молибденитом и пиритом не описана ни в одном из массивов. Синхронные кожжимским гранитоиды более южных районов характеризуются весьма изменчивыми ассоциациями, выдерживающимися лишь в пределах групп близлежащих массивов. Кроме того, в них постоянно присутствует апатит, мало характерный для гранитоидов кожжимского комплекса. Нет устойчивого сходства и в свойствах отдельных акцессорных минералов.

Таким образом, гранитоиды кожжимского комплекса не коррелируются по акцессорным минералам с синхронными им гранитоидами более южных районов Урала.

Совершенно по-иному ведут себя гранитоиды сальнерско-маньхамбовского комплекса. Их циркон-пирит-апатитовая ассоциация с гранатом, магнетитом и сфеном близка к ассоциациям древних комплексов Южного и Среднего Урала, причем не только синхронных кожжимским ранне- и среднепалеозойским, но и позднепалеозойским, если они являются самыми ранними в районе. Так, например, гранитоиды зоны Урал-Тау Башкирского Урала, имеющие, по данным А. А. Алексеева (1966), возраст 342—400 млн лет, содержат циркон-апатит-пиритовую ассоциацию с магнетитом, ильменитом и сфеном. Гранитоиды наиболее древнего в Кочкарском районе пластового комплекса (310—320 млн лет) характеризуются апатит-цирконовой ассоциацией со сфеном, гранитоиды Верхисетского антиклинория — циркон-апатит-пиритовой ассоциацией со сфеном и магнетитом (Бушляков, 1966). Очень сходны и свойства отдельных минералов, в частности морфологические особенности циркона, апатита, пирита и магнетита.

Таким образом, хотя граниты сальнерско-маньхамбовского комплекса легко сравнимы с рядом комплексов более южных районов Урала, возрастная корреляция по акцессорным минералам вряд ли возможна. Возможно лишь, с значительной долей вероятности, утверждать, что гранитоиды в любой зоне Урала, характеризующиеся акцессорной минерализацией, сходной с минерализацией гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса, являются наиболее древними в данной формации конкретного района. Циркон-пирит-апатитовая ассоциация с гранатом, магнетитом, сфеном и некоторыми другими минералами и специфические морфологические и физико-химические свойства этих минералов, видимо, характерны для начальных этапов развития гранитоидного магматизма. Они могут быть, следовательно, использованы для выделения и корреляции наиболее древних комплексов в пределах определенных геологических регионов.

Производить сравнение гранитоидов изученных нами регионов с гранитоидами Русской платформы можно более уверенно, поскольку по последним имеется довольно полная сводка материалов, приведенная в статьях В. В. Ляховича с соавторами (Ляхович и Чирвинская, 1964; Ляхович и Шевалеевский, 1965).

Гранитоиды кожжимского комплекса по характеру акцессорной минерализации не имеют аналогов на Русской платформе, так же как и на Урале.

Гранитоиды сальнерско-маньхамбовского комплекса, как и граниты и граносиениты Тимана, довольно близки к архейским и протерозойским гранитам Карелии, Воронежского кристаллического массива, КМА и Украины. Это сходство, несмотря на интенсивное развитие и в тех и в других гранитоидах наложенных процессов, подтверждается целым рядом признаков. Весьма близки ассоциации руководящих акцессорных минералов.

Архейские гранитоиды Карелии, например, характеризуются циркон-пирит-магнетит-апатит-эпидотовой ассоциацией с гранатом и турмалином, протерозойские гранитоиды Воронежского кристаллического массива — пирит-эпидот-циркон-сфен-апатитовой, КМА — магнетит-циркон-апатит-пирит-сфеновой.

Общий уровень содержания акцессорных минералов в гранитоидах Русской платформы несколько выше, чем на севере Урала и особенно на Тимане, что, видимо, связано с различиями в механизме и других условиях образования самих гранитоидов. Намечаются некоторые различия и в содержании отдельных минералов. Так, в уральских и тиманских гранитоидах ниже, чем в гранитах Русской платформы, содержание магнетита, апатита, сфена, но выше — пирита. Содержание и частота встречаемости циркона, граната и большинства мало распространенных и эпизодических минералов находятся на одном уровне. Правда, в пределах Русской платформы эпизодически встречаются бастнезит, рабдофанит, топаз, лопарит, шпинель, оливин, не обнаруженные в гранитоидах нашего региона, но эти минералы не определяют состава ассоциаций акцессорных минералов пород.

Морфологические особенности акцессорных минералов этих районов также очень сходны. Цирконы Урала и Тимана близки к цирконам гранитоидов Русской платформы по величине кристаллов, их удлинению, форме, зональности, по содержанию окатанных зерен. В тех и других кристаллы апатита, как правило, корродированы, содержат многочисленные включения.

Интересно, что сходство, имеющееся в характере кембро-рифейских гранитоидов Урала и Тимана с архейскими гранитоидами Карелии и Украины и протерозойскими Воронежского массива КМА, исчезает, если мы сравниваем с первыми протерозойские гранитоиды Карелии и Украины. Следовательно, и на платформе наблюдается та же закономерность — сходство характера акцессорной минерализации самых древних гранитоидных комплексов разных регионов даже несмотря на значительную относительную разницу в их возрасте.

Таким образом, подводя итог попыткам корреляции гранитоидов по их акцессорным минералам, можно сделать вывод, что возрастная корреляция в пределах одних и тех же или близких по истории петрографических провинций оказывается вполне осуществимой с достаточной точностью, особенно если использовать статистические методы обработки и анализа материалов. Это свидетельствует об устойчивости основных ассоциаций акцессорных минералов (особенно раннемагматических), отдельных интрузивных комплексов, принадлежащих одной петрографической провинции. Наложенные процессы, особенно процессы щелочного метасоматоза, существенно изменяют видовой состав и свойства акцессорных минералов, но, сравнивая мало измененные разности, и в этом случае возрастную корреляцию можно проводить довольно успешно. Акцессорная минерализация даже разновозрастных пород в различных петрографических провинциях сопоставима. Однако гранитоидные комплексы начальных этапов магматизма во всех рассмотренных провинциях, как показали наши исследования, характеризуются весьма сходным характером акцессорной минерализации даже для таких отличных структурных зон, как платформы и геосинклинали.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах описываемых регионов — севера Урала и Тимана — широким развитием пользуются разновозрастные изверженные породы, формирование которых происходило в разные этапы магматической деятельности — от позднего рифея до позднего палеозоя. В каждом регионе соответственно выделяются по несколько комплексов, последовательно сменяющих друг друга и отражающих при этом общий ход эволюции магматических процессов.

На Приполярном Урале установлены два интрузивных (парнукский габбро-диоритовый и сальнерско-маньхамбовский гранит-гранодиоритовый), один интрузивно-вулканический и один вулканогенный эвгеосинклинальные комплексы, один интрузивный (кожимский гранитоидный) и один субинтрузивный (верхнепечорский габбро-диабазовый) миогеосинклинальные комплексы.

Формирование сальнерско-маньхамбовского гранит-гранодиоритового комплекса связано с поздними этапами байкальского тектоно-магматического этапа. Кожимский гранитоидный комплекс формировался в период активизации байкалид в связи с тектоническими движениями ордовикско-триасового этапа.

Оба эти комплекса тесно связаны между собой, формировались в пределах одних тектонических структур в течение длительного времени, охватывающего несколько этапов развития Уральского подвижного пояса. Они представляют лянчинскую полихронную гранитоидную формацию сложного генезиса и состава.

С формированием кожимского комплекса связано широкое развитие послемагматического пневматолито-гидротермального метасоматоза, наложившегося на гранитоиды обоих комплексов, в результате чего возникли породы, близкие по составу к гранитоидам (метаграниты) с неоднородным количественно-минеральным составом. Анализ эволюции состава и свойств породообразующих минералов в процессе формирования метагранитов позволил выделить несколько сменяющих друг друга генераций минералов и наметить стадии метасоматического процесса (калиевую, натровую и кислотного выщелачивания).

Метаграниты, образовавшиеся по гранитам кожимского комплекса, обычно близки по составу к щелочным гранитам, тогда как при метасоматических изменениях гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса возникали более кислые разновидности, вплоть до аляскитов.

На Тимане и п-ове Канин выделяются четыре кембро-рифейских (досилурийских) комплекса — габброидный, гранитный, гранит-сиенитовый (щелочной) и щелочных габброидов.

По данным определения абсолютного возраста, проявления магматизма в байкальском тектоно-магматическом этапе на Тимане и севере Урала за-

вершились примерно в одно время при резко различном составе пород выделяемых комплексов.

В породах изученных магматических комплексов на основании исследования 670 проб, 4000 прозрачных и 300 полированных шлифов установлено около 50 аксессуарных минералов, часть из которых впервые описана авторами данной работы. Среди этих минералов выделено 9, присутствующих в заметных количествах и характерных для почти всех видов пород.

Разница в средних содержаниях аксессуарных минералов может служить дополнительным критерием для различия разновозрастных гранитоидов в одном регионе. Метаграниты содержат значительно больше минералов, чем первичные породы, в результате преобразования которых они сформировались. Таким образом, почти во всех случаях наложенные процессы сопровождаются повышением содержания минералов в измененных разностях пород.

В жильных производных кожимского комплекса содержание аксессуарных минералов примерно на порядок выше, чем в породах главной интрузивной фазы. Закономерности изменения содержания аксессуарных минералов в разных типах магматических пород примерно одинаковы как для Приполярного Урала, так и для Северного Тимана.

Видовой состав аксессуарных минералов магматических пород Приполярного Урала и севера Тимана весьма разнообразен. Анализ его позволил установить специфические ассоциации для определенных пород различных комплексов и регионов. Исследование парных и одновременно информационных коэффициентов корреляции между аксессуарными минералами гранитоидов подтверждает правильность намеченных ассоциаций. Установление существенных зависимостей позволило выделить характеристики, обладающие коррелятивным значением, при выяснении принадлежности одноименных пород к разным комплексам и их потенциальную рудоносность.

Морфология, типоморфизм и особенности состава многих аксессуарных минералов показывают четкую зависимость от условий формирования интрузивных массивов и могут быть с успехом использованы наряду с другими данными для выяснения генезиса пород. Среди изученных минералов наиболее выдержанным типоморфизмом и индикаторными свойствами обладают пирит, магнетит, апатит, циркон, ортит, турмалин, флюорит, сфен и гранат.

Морфологические особенности широко распространенного на Приполярном Урале циркона позволили в ряде случаев расчленить монотонные толщи немых кварцитов на ордовикские и доордовикские.

Морфологические особенности пирита и апатита помогли в установлении более высокотемпературных условий формирования гранитоидов рифейского этапа Приполярного Урала по сравнению с более молодыми. Таким образом, гранитоиды разных комплексов различаются и по особенностям морфологии аксессуарных минералов, наиболее четко проявившихся на кристаллах минералов ранних генераций.

Совокупность полученных данных указывает, что аксессуарные минералы изученных комплексов кристаллизуются на протяжении всего интрузивного процесса, начиная с магматического этапа и кончая последними, завершающими стадиями послемагматической деятельности. Формирование конкретных ассоциаций аксессуарных минералов зависело от термодинамической обстановки и физико-химических условий разных стадий магматического процесса, с которыми было связано их выделение, а также от характера и интенсивности наложенных метасоматических процессов (для преобразованных пород).

Анализ эволюции состава и свойств породообразующих и аксессуарных минералов в процессе формирования интрузивных и метасоматически изме-

ненных пород, а также их взаимоотношения между собой позволили выделить основные генетические типы акцессорных минералов: 1) раннемагматические, 2) позднемагматические, 3) послемагматические — пегматитовые, пневматолито-гидротермальные и гидротермальные, связанные либо с развитием автометасоматических процессов в интрузивных породах, либо с более поздними наложенными процессами метасоматоза.

По времени формирования среди акцессорных минералов выделяются «сквозные», начинающие выделяться в магматический этап и заканчивающиеся в низкотемпературный — гидротермальный (циркон, магнетит, апатит и др.). В то же время некоторые акцессорные минералы кристаллизуются только в послемагматический этап (гранат, циртолит, флюорит, фергюсонит, торит и др.).

В ходе развития магматического процесса и последующего метасоматического преобразования пород происходило интенсивное перераспределение петрогенных и акцессорных элементов. Многие акцессорные элементы входят в кристаллические решетки породообразующих минералов, не образуя самостоятельных минералов, и наоборот. Таким образом, количественный и качественный состав акцессорных минералов в значительной мере зависит не только от первичной обогащенности магмы теми или иными элементами, но и от особенностей их распределения в процессе кристаллизации, что зависит от конкретных условий формирования пород.

Кроме этого, в гранитоидах отмечается зависимость характера распределения редких элементов от величины коэффициента апатитности, в значительной мере определяющей условия образования и общую закономерную смену акцессорных минералов в зависимости от режима щелочности — кислотности в расплавах-растворах.

В раннемагматическую стадию формирования гранитоидных пород выделялись акцессорные минералы, содержащие в своем составе главные инертные компоненты и относительно инертные (акцессорные) — циркон, апатит, магнетит, монацит.

В позднемагматическую стадию, когда возрастала роль подвижных компонентов, особенно щелочей и кислорода, создавались условия для образования новых видов акцессорных минералов и усложнения их химического состава в результате различных реакционных замещений и перераспределения элементов, вытесненных из раннеобразованных минералов и привнесенных. В то же время в магматическую и гидротермальную стадии образуются акцессорные минералы более простого состава.

По поведению акцессорных минералов при метасоматозе среди них выделяются существенно отличающиеся друг от друга подгруппы, зависящие от состава преобразуемых гранитов.

Метасоматические изменения вмещающих гранитоиды пород сопряжены во времени с формированием метагранитов. В стадию преимущественно калиевого метасоматоза гранитов во вмещающих породах проявлялся натровый метасоматоз в результате сдвига равновесия ионно-солевого состава растворов за счет натрия, вытесненного из гранитов вследствие их микроклинизации. На отдельных участках вслед за натровой стадией метасоматоза проявлялась фторно-кремниевая, протекавшая в условиях возрастающей подвижности всех компонентов. В это время в них появляются новообразованные акцессорные минералы — магнетит, пирротин, шеелит, турмалин, пирит, флюорит.

В ходе эволюции состава минералов, происходившей на протяжении всего магматического процесса (включая метасоматические стадии), изменялась их изоморфная емкость в отношении элементов-примесей, в результате чего усложнялся состав акцессорных за счет упрощения состава породообразующих минералов.

Статистическое сравнение совокупности проб по всем массивам гранитоидов позволило установить ряд минералогических особенностей, специфичных для разновозрастных образований. Установлена устойчивость ассоциаций акцессорных минералов отдельных интрузивных комплексов. Это позволяет проводить возрастную корреляцию пород в пределах петрографических провинций. В разных провинциях акцессорная минерализация даже синхронных пород несопоставима. В то же время все гранитоидные комплексы начальных этапов магматизма весьма сходны по характеру акцессорной минерализации, что необходимо учитывать при реконструкции истории магматизма.

Для гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса характерно повышенное содержание акцессорных — циркона, ильменита — и присутствие золота, для кожимского — молибденита, касситерита и шеелита. Эти минералы являются индикаторами их минералогической специализации. В сиенитах и сиенит-аплитах Северного Тимана повышено содержание циркона, в гранит-аплитах этого же региона — молибденита. В метагаббро на Приполярном Урале наблюдается повышение содержания рутила. Монацит характерен для многих гранитоидных массивов разных комплексов, формировавшихся в относительно глубинных условиях. Повышенные концентрации сфалерита, ортита, фергюсонита, колумбита, самарскита, торита, молибденита, шеелита и некоторых других минералов связаны с наложенными пневматолитово-гидротермальными процессами.

Подтверждается мнение Н. А. Ашихминой, Т. С. Магидович и В. Ф. Морковкиной (1965) о бедности акцессорными минералами контаминационных и ассимиляционных пород, хотя видовой состав их довольно разнообразен.

Минералы, характеризующие отличия метагранитов от гранитов, по которым они формировались, являются соответственно индикаторами наложенных процессов щелочного метасоматоза и, следовательно, индикаторами минералогической специализации. К таким минералам относятся сфалерит, торит, анатаз, флюорит, гранат, фергюсонит, магнетит, ильменит, ортит, молибденит, пирит, турмалин, апатит, циркон.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Г. К. 1957. К вопросу о связи морфологии шрита с условиями его образования. Докл. АН АзССР, т. 13, № 1.
- Агулов С. Н., С. В. Малинко. 1966. О новом боропоявлении на Урале. Минеральное сырье, вып. 14.
- Александрова И. Т., А. И. Гинзбург, И. И. Куприянова, Г. А. Сидоренко. 1966. Редкоземельные силикаты. В сб.: Геология месторождений редких элементов, вып. 26, изд. «Недра», М.
- Алексеев А. А. 1966. Петрографические и петрохимические особенности гранитов зоны Урал—Тау Башкирского Урала. II Уральское петрограф. совещ. Тезисы докл., вып. IV (гранитный и щелочной магматизм), Свердловск.
- Амшинский Н. Н., И. В. Марвич, В. И. Молчанов, Л. И. Орлова, А. М. Горб. 1964. Аксессуары гранитоидов Алтая и методика их изучения. Изд. «Недра», М.
- Ашихмина Н. А., Т. С. Магидович, В. Ф. Морковкина. 1965. Акцессорные минералы в породах габбро-перидотитовой формации как критерий ее металлогенической специализации. В сб.: Акцессорные минералы и элементы металлогенической специализации магматических комплексов, изд. «Наука», М.
- Апельцин Ф. Р. 1966а. Эволюция состава слюд, как критерий редкометалльной минерализации гранитизированных кристаллических сланцев. В сб.: Геология месторождений редких элементов, вып. 30, изд. «Недра», М.
- Апельцин Ф. Р. 1966б. Метасоматическая микроклинизация и альбитизация в зонах щелочного метасоматоза в кристаллических сланцах. Материалы к II конференции по метасоматозу, Л.
- Афанасьев Г. Д. 1963. К проблеме гранитов. В кн.: Проблема магмы и генезиса изверженных горных пород, Изд. АН СССР, М.
- Баддингтон А. 1963. Формирование гранитных тел. Изд. ИЛ, М.
- Барсаков Г. П., М. Е. Яковлева. 1965. О турмалине шерлового состава. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 16.
- Батиева И. Д., И. В. Бельков. 1953. К вопросу о генезисе акцессорных минералов. В сб.: Вопросы петрографии и минералогии, т. I, Изд. АН СССР, М.—Л.
- Белов Н. В. 1947. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд. АН СССР, М.
- Беляков М. Ф. 1940. Находки аксинитов на Приполярном Урале. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 69, № 4.
- Беус А. А., Э. А. Северов, А. А. Ситнин, К. Д. Субботин, 1962. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд. АН СССР, М.
- Бови С. Х. У., К. Тэйлор. 1959. Определитель рудных минералов. Геология атомного сырья. Тр. II Междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии.
- Бонштедт-Куплетская Э. М. 1943. О кристаллах сфена с Приполярного Урала. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 72, вып. 2.
- Буканов В. В. 1961. Апатит из жил альпийского типа на Приполярном Урале. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 90, вып. 5.
- Буканов В. В. 1966. К симметрии аксинита. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 95, вып. 3.
- Буканов В. В., В. А. Буканова. 1967. О новом генетическом типе шеелитовой минерализации. Тр. Инст. геологии Коми фил. АН СССР, вып. 6.
- Буканов В. В., Е. М. Мельникова. 1966. Аксинит из жил альпийского типа Приполярного Урала. Материалы по минералогии и петрографии Сев. Урала и Тимана. Изд. АН СССР, М.—Л.

- Буканов В. В., И. В. Швецова. 1966. Типоморфные особенности монацита из жил альпийского типа на Приполярном Урале. Минер. сб. Львовск. гос. унив., № 20, вып. 4.
- Булах А. Т. 1964. Расчет формул минералов. Изд. «Недра», М.
- Бушляков И. Н. 1966. Сравнительная минералого-геохимическая характеристика гранитоидов Верхисетского и Салдинско-Петрокаменского антиклинориев. II Уральское петрограф. совещ. Тезисы докл., вып. IV (гранитный и щелочной магматизм), Свердловск.
- Вандер Варден Б. Л. 1960. Математическая статистика. Изд. ИЛ, М.
- Вернадский В. И. 1914. Заметки о распространении химических элементов в земной коре. VI. История рубидия в земной коре. Изв. АН, сер. 6, т. 8, № 13.
- Вистелиус А. Б. 1943. Мера связи между членами парагенезиса и методы ее изучения. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 80, вып. 1.
- Вистелиус А. Б. 1950. О минеральном составе тяжелой части песков нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского полуострова, чокрака Южного Дагестана и аллювия Волги. Докл. АН СССР, т. XXI, № 2.
- Вистелиус А. Б. 1964. Задачи геохимии и информационные меры. Сов. геология, № 12.
- Гендлер В. Е. 1964. О химическом составе постнижнепермских гранитов хребта Тарбагатай. Бюлл. МОИП, отдел геол., № 3.
- Гершойг Ю. Г., М. П. Деметьева. 1960. Микротвердость минералов железистых пород Криворожья. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 14.
- Гинзбург А. И. 1957. Об изоморфных замещениях в литиевых слюдах. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 8.
- Гинзбург А. И., С. А. Горжевская, Е. А. Ерофеева, Г. А. Сидоренко. 1960. О химическом составе тетрагональных тантало-ниобатов. Геохимия, № 1.
- Гинзбург И. В., С. В. Ефремова и др. 1962. Количественно-минеральный состав гранитоидов и его значение для вопросов петрологии и номенклатуры. Сов. геология, № 3.
- Гинзбург А. И., И. И. Куприянова. 1966. Условия образования редкоземельных силикатов в природных условиях. В сб.: Геология месторождений редких элементов, вып. 26, изд. «Недра», М.
- Гогель Г. Н. 1966. Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Изд. «Наука» КазССР, Алма-Ата.
- Гогоберидзе Д. Б. 1952. Некоторые объемные дефекты кристаллов и методы их изучения. Изд. ЛГУ.
- Голдин Б. А. 1962. Вангырский гранитоидный массив (Приполярный Урал). Тр. Инст. геологии Коми фил. АН СССР, вып. 3.
- Голдин Б. А. 1963а. Автометасоматические процессы в гранитоидах Неройско-Патокского района (Приполярный Урал). Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Голдин Б. А. 1963б. О роли процессов контаминации и метасоматоза в образовании пород Парнукского массива (Приполярный Урал). Тр. Инст. геологии Коми фил. АН СССР, вып. 4.
- Голдин Б. А. 1965. О магнетит-сфалеритовых альбититах в южной части Печорского Урала. Докл. АН СССР, т. 162, № 3.
- Голдин Б. А. 1966. Ортит с Приполярного Урала. В сб.: Петрография и минералогия Приполярного Урала и Тимана, изд. «Наука», М.—Л.
- Голдин Б. А. и Г. А. Маркова. 1963. Некоторые данные о фергюсоните из гранитоидов Приполярного Урала. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 92, вып. 3.
- Голдин Б. А., Г. В. Симakov. 1960. Граниты Неройско-Патокского массива (Приполярный Урал). Тр. Коми фил. АН СССР, № 10.
- Голдин Б. А., М. В. Фишман. 1967. Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинория. Изд. «Наука», М.—Л.
- Гольдин С. В., В. А. Кутюлин. 1964. К петрохимии гранитов катангского и кузьмовского комплексов западной окраины Сибирской платформы. Сов. геология, № 12.
- Гольдшмидт В. М. 1933. Основные идеи геохимии, вып. 1. ОНТИ, М.
- Григорьев Д. П. 1958. Три типа пластических деформаций галенита. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 12.
- Григорьев Д. П. 1961. Онтогенез минералов. Изд. Львовск. гос. унив.
- Груза В. В. 1964. Линейные парагенезисы главных породообразующих элементов девонских кислых эффузивов Алтае-Саянской складчатой области и опыт их генетической интерпретации. Сов. геология, № 12.
- Груза В. В. 1965. Пример изучения петрохимических особенностей сходных по составу пород методами математической статистики. Геохимия, № 1.
- Дистанов У. Г. 1953. К вопросу о выборе размерных фракций для минералогических анализов. Докл. АН СССР, т. 91, № 3.
- Дмитриев С. Д. 1949. Применение прибора микротвердости ПМТ-2 для диагностики минералов. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 78, вып. 4.

- Елисеев Н. А. 1953. Структурная петрология. Изд. ЛГУ.
- Заварицкий А. Н. 1950. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, М.
- Загружина И. А. 1965. Позднемезозойские гранитоиды восточного побережья Чаунской губы. В сб.: Позднемезозойские гранитоиды Чукотки. Тр. Сев.-Вост. комплекс. НИИ, Магадан.
- Иванов Д. Н. 1963. Линейные парагенезисы главных породообразующих элементов гранитов Центрального Казахстана. Докл. АН СССР, т. 150, № 2.
- Иванова В. П. 1961. Термограммы минералов. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 90, вып. 1.
- Ивантишин М. М., А. П. Заець, В. П. Куц. 1965. Акцессорні, рідкісні мінерали та розсіяні елементи в метаморфічних породах УКЩ. Изд. «Наукова думка», Київ.
- Ивенсен Ю. П. 1964. Магматизм Тимана и полуострова Канпи. Изд. «Наука», М.—Л.
- Ильинский Г. А. 1963. Определение микротвердости минералов методом вдавливания. Изд. ЛГУ.
- Иоффе А. Ф. 1929. Физика кристаллов. Госиздат, М.
- Каменцев И. Е. 1958. Статистическое исследование закономерных вростков тремолита в апатите из кальцитовых жил Слюдянки. Вестн. ЛГУ, № 18, сер. геол. и геогр., вып. 3.
- Кожина Т. К. 1959. Кефталыкская интрузия микропегматитового гранита и особенности металлогении (Приполярный Урал). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 32.
- Кожина Т. К., Н. Г. Удовкина. 1965. Доордовские гранитные интрузии Приполярного и Полярного Урала. В сб.: Геология и геохимия гранитных пород. Изд. АН СССР, М.
- Комков А. И. 1957. О фергюсоните. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 86, вып. 4.
- Коптев-Дворников В. С. и др. 1960. Палеозойские интрузивные комплексы Бетпакдалы, тт. I, II. Изд. АН СССР, М.
- Коржинский Д. С. 1957. Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. Изд. АН СССР, М.
- Костылева Е. Е. 1946. О метамиктном распаде минералов группы циркона. В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии, Изд. АН СССР, М.
- Котов Н. В. 1965. Петрология гранитоидных интрузий западной части Зеравшанского хребта. Изд. ЛГУ.
- Крамер Г. 1948. Математические методы статистики. Изд. ИЛ, М.
- Кудрин В. С., М. А. Кудрина, Т. Н. Шурига. 1965. Редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. В сб.: Геология месторождений редких элементов, вып. 25, изд. «Недра», М.
- Кузнецов В. И. 1945. К вопросу об экстраполяции содержания пентаоксиде тантала и ниобия в зависимости от удельного веса у членов изоморфного ряда колумбит-танталит. Цветные металлы, № 6.
- Кузнецов Е. А. 1956. Акцессорные минералы в горных породах Урала. Сов. геология, сб. 51. Госгеолтехиздат, М.
- Куплетский Б. М. 1947. Гранитные интрузии восточного склона Среднего Урала и их редкоземельное оруденение. Тр. Инст. геол. наук, вып. 83, петрограф. сер., № 26.
- Кухаренко А. А. 1957. О методике количественно-минералогического анализа шлихов. Уч. зап. ЛГУ, вып. 8, сер. геол. наук, № 215.
- Лазаренко Е. К. 1963. Основы генетической минералогии. Изд. Львовск. гос. унив.
- Лебедев А. П. 1964. Бескорневые плутоны основного состава и условия их формирования. В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VII, изд. «Наука», М.
- Лебедева С. И. 1961. О микротвердости минералов. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 6.
- Лебедева С. И. 1963. Определение микротвердости минералов. Изд. «Наука», М.
- Лебедева С. И., Н. И. Резенкова. 1961. Закономерности изменения микротвердости минералов ряда колумбит-танталит в связи с их химическим составом. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 7.
- Леонова В. А., В. А. Галибин. 1964. О соотношении циркония и гафния в цирколитах пегматитовых жил Чуфы и в цирконах гнейсов, вмещающих пегматиты. В сб.: Минералогия и геохимия, вып. 1, Изд. ЛГУ.
- Львов Б. К. 1965. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Изд. ЛГУ.
- Львов Б. К., В. Р. Ветрин, М. П. Кетрис. 1964. Геологическое положение и петрографические особенности гранитоидов Джабыкско-Суундукского района (Южный Урал). В сб.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. II, Изд. ЛГУ.
- Львов Б. К., Н. И. Петрова. 1964. Акцессорный циркон из гранитоидов восточного склона Южного Урала. В сб.: Минералогия и петрография, вып. 1, изд. ЛГУ.

- Львов К. А. 1959. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала. Тр. НИИГА, вып. 11, т. 105. Гостоптехиздат, Л.
- Ляхович В. В. 1963а. Акцессорные минералы как индикаторы геологических процессов. В сб.: Новые методы в минералогии и петрографии, Госгеолтехиздат, М.
- Ляхович В. В. 1963б. Акцессорные минералы и рациональная номенклатура гранитоидов. Сов. геология, № 9.
- Ляхович В. В. 1964. Об одной особенности рудоносных гранитоидов. Геология рудных месторождений, № 2.
- Ляхович В. В., В. И. Нонешникова. 1961. Акцессорные минералы гранитоидных интрузий Западной Тувы и связанных с ними жильных пород. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 7.
- Ляхович В. В. и Д. А. Родионов. 1961. К методике изучения акцессорных минералов в изверженных породах. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 6.
- Ляхович В. В., А. Д. Чирвинская. 1964. Акцессорные минералы в древних гранитоидах платформ. Минер. сб. Львовск. гос. унив., № 18, вып. 2.
- Ляхович В. В., И. Д. Шевалеевский. 1965. К характеристике акцессорного циркона из докембрийских гранитоидов Русской платформы и Украинского кристаллического щита. Минер. сб. Львовск. гос. унив., № 19, вып. 3.
- Макарошкин Б. А., Д. А. Минеев, В. Б. Александров. 1965. О цериевой разновидности фергусонита. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 16.
- Мальков Б. А. 1966. Новые данные о возрасте досилурийских интрузивных комплексов Тимана и Канина. Докл. АН СССР, т. 170, № 3.
- Мальков Б. А., Е. М. Мельникова. 1965. Магматические комплексы Северного Тимана. Рукопись. Фонды Коми фил. АН СССР.
- Мальков Б. А., Е. М. Мельникова, И. В. Швецова. 1965. Микроконкреции самородного олова в метаморфических породах хребта Канин. Тр. Инст. геологии Коми фил. АН СССР, вып. 5.
- Мальков Б. А., В. Н. Пучков. 1964. Стратиграфия и структура метаморфических толщ полуострова Канин и Северного Тимана. Тр. Инст. геологии Коми фил. АН СССР, вып. 4.
- Масленников В. А. и Л. Н. Никулина. 1940. Аксицит из некоторых гидротермальных месторождений Приполярного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 6.
- Матковский О. И. 1965. О понятии термина «акцессорный минерал». Минер. сб. Львовск. гос. унив., № 19, вып. 2.
- Менерт Т. К. 1963. Новое о проблеме гранита. Изд. ИЛ, М.
- Минеев Д. А. 1965. Кристаллохимическая дифференциация редких земель. Геохимия, № 11.
- Митропольский А. К. 1961. Техника статистических вычислений. Статиздат, М.
- Михеев В. И. 1957. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М.
- Мичкарева В. Н. 1948. Петрохимия гранитной формации Урала. Зап. Уральск. геол. общ., вып. 1.
- Мокиевский В. А. 1959. Зависимость формы отпечатка от симметрии граней кристаллов при определении твердости методом вдавливания алмазной пирамиды. Кристаллография, т. 4, вып. 3.
- Монич В. К. 1957. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Изд. АН КазССР, Алма-Ата.
- Морковкина В. Ф. 1965. К вопросу о роли контаминации и ассимиляции в образовании гранитоидов (на примере Полярного Урала). В сб.: Геология и геохимия гранитных пород, изд. «Наука», М.
- Никитина Е. И. 1965. Типоморфные особенности акцессорных минералов грейзеновых образований Горного Алтая. Автореф. канд. дисс., Новосибирск.
- Павленко А. С. 1963. Поведение порообразующих и некоторых редких элементов в процессах формирования щелочных пород. В кн.: Химия земной коры, т. 1. Изд. АН СССР, М.
- Павленко А. С., Сяо Чжун-ян, Л. Н. Морозова. 1960. Сравнительная геохимическая характеристика гранитоидов с акцессорными тантало-ниобатами. Геохимия, № 2.
- Павленко А. С. и др. 1966. Поведение редкоземельных элементов при образовании щелочноземельных и щелочных комагматических базальтоидных пород Центральной Армении. Геохимия, № 2.
- Перчук Л. П. 1964. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. Изд. АН СССР, М.
- Першина А. И., Э. С. Щербаков, В. С. Цыганко, Н. А. Боринцева. 1965. Стратиграфия и фации силурийских и девонских отложений восточных районов Тимано-Печорской нефтегазодобывающей провинции. Рукопись. Фонды Коми фил. АН СССР.

- Петрова Н. И., Б. К. Львов. 1966. Акцессорные минералы позднепалеозойских гранитоидов Урала и возможности использования результатов их изучения в петрологических целях. II Уральск. петрограф. совещ. Тезисы докл., вып. 1V (гранитный и щелочной магматизм), Свердловск.
- Пинус Г. В. 1965. Некоторые вопросы геохимии кембрийских альпинотипных гипербазитов юга Сибири. Геохимия, № 12.
- Плошко В. В. 1965. Уруштенский комплекс Северного Кавказа. Изд. «Наука», М.
- Плошко В. В. и В. И. Богданова. 1963. Минералы группы эпидота в породах уруштенского магматического комплекса (Северный Кавказ). Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 14.
- Поваренных А. С. 1963. Твердость минералов. Изд. АН УССР, Киев.
- Подольский Ю. В. 1962. Линейные парагенезисы главных породообразующих элементов щелочных пород центральной части Кольского полуострова. Докл. АН СССР, т. 146, № 2.
- Подольский Ю. В. 1963. Линейные парагенезисы главных породообразующих элементов пород спилито-керагофировых формаций. Докл. АН СССР, т. 152, № 4.
- Половинкина Ю. Ир., Е. П. Соколова. 1958. О корундовом слюдите на Побужье. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 12.
- Преображенский И. А. 1941а. Акцессорные минералы в изверженных породах. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, сер. петрограф., вып. 56.
- Преображенский И. А. 1941б. Граниты Мань-Хамбо. Приполярный Урал. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, сер. петрограф., вып. 59.
- Пудовкина Н. А. 1957. Точные методы определения отражательной способности и твердости рудных минералов. В сб.: Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов, Госгеолтехиздат, М.
- Разумовский Н. К. 1948. Логарифмически нормальный закон распределения вещества и его свойства. Зап. ЛГИ, № 20.
- Разумовский Н. К. 1960. Облик кристаллического зерна и его связь с внутренним строением. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 14, 1960.
- Раппопорт М. С. 1966. К характеристике плагногранитов Шиловско-Коновского района. II Уральск. петрограф. совещ. Тезисы докл., вып. IV (гранитоидный и щелочной магматизм), Свердловск.
- Родионов Д. А. 1961. О виде функций распределения содержания акцессорных минералов в изверженных горных породах. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 6.
- Родионов Д. А. 1964. Функции распределения содержания элементов и минералов в изверженных горных породах. Изд. «Наука», М.
- Семенов Е. И. 1957. Изоморфизм и эндокрипция редких земель. Геохимия, № 7.
- Семенова Е. Д. 1953. Методика опробования гранитов и акцессорные минералы Верхне-Исетского массива. Тр. Горно-геол. инст. Уральского фил. АН СССР, вып. 20, № 2.
- Сердюченко Д. П. 1959. Граниты Южного Тимана и их акцессорные минералы. Изд. АН СССР, М.
- Сердюченко Д. П. 1961. Редкоземельная минерализация в осадочно-метаморфических породах. В сб.: Очерки по металлогении осадочных пород, Изд. АН СССР, М.
- Сердюченко Д. П. 1963. Образование и разрушение ортита в метаморфических породах. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 17.
- Симаков Г. В. 1962. Некоторые особенности формирования основных пород в Неройско-Патокском гранитоидном массиве. Тр. Инст. геологии Коми фил. АН СССР, вып. 2.
- Синяков В. И. 1965. О зависимости микротвердости магнетита от условий его образования. Геология и геофизика, № 2.
- Спирин Н. А. 1945. Магматизм Приполярного и Полярного Урала. Госгеолтехиздат, М.
- Сиротин К. М. 1965. Особенности формирования гранитоидных интрузий на восточном склоне Южного Урала. В сб.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья, вып. 2, Изд. Саратовск. гос. унив.
- Скоробогатова Н. В. 1963. О плюмбопирохлоре. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 92, вып. 2.
- Сливко М. М. 1955. Исследование турмалинов некоторых месторождений СССР. Изд. Львовск. гос. унив.
- Смирнов Н. В., И. В. Дунин-Барковский. 1965. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. Изд. «Наука», М.
- Соболев В. С. 1947. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. Уч. зап. Львовск. гос. унив., т. VI, вып. 5.
- Соболев В. С. 1950. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 4.
- Соболев С. Ф. 1965. Габбро-тоналитовый комплекс Приполярного Урала. Изд. «Наука», М.

- Старик И. Е. и А. Я. Крылов. 1956. Опробование гранитов для радиохимического анализа. Тр. Радиового инст., вып. 7.
- Степанов В. В. 1962. О двойнике молибденита. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 92, вып. 2.
- Тернер Ф. и Дж. Ферхуген. 1961. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. ИЛ, М.
- Толстой М. И. 1964. Некоторые вопросы оценки металлоносности геологических образований и обнаружения эндогенных геохимических ореолов. Изд. Киевск. гос. унив.
- Тугаринов А. И., Э. С. Вайнштейн. 1959. Закономерности распределения редких земель, циркония и гафния в изв. породах. В сб.: Геохимия редких элементов в связи с проблемами петрогенезиса, Изд. АН СССР, М.
- Туровский С. Д. 1956. О времени выделения и условиях образования акцессорных минералов в процессе формирования изверженных горных пород. Тр. Инст. геологии АН КиргССР, вып. VII.
- Туровский С. Д. 1960. О методике и значении изучения акцессорных минералов и химических элементов изверженных горных пород. Изд. АН КиргССР, Фрунзе.
- Фишман М. В. 1960. Магматизм и рудоносность западного склона Приполярного Урала. Тр. Коми фил. АН СССР, вып. 10.
- Фишман М. В., Б. А. Голдин. 1962. Альбитизированные и грейзенизированные граниты центральной части Приполярного Урала. Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, вып. 3.
- Фишман М. В., Б. А. Голдин. 1963. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. Изд. «Наука», М.—Л.
- Фишман М. В., Б. А. Голдин. 1965. Доордовикские гранитоиды центральной части Приполярного Урала (гранит-гранодиоритовый интрузивный комплекс). Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР, вып. 5.
- Фишман М. В., Б. А. Голдин, Н. П. Юшкин. 1966а. Акцессорные минералы гранитоидов Приполярного Урала. II Уральск. петрограф. совещ. Тезисы докл., вып. IV (гранитоидный и щелочной магматизм), Свердловск.
- Фишман М. В., Б. А. Голдин, Е. П. Калинин, В. Н. Пучков, Р. Г. Тимошина, Н. П. Юшкин. 1966б. Магматические комплексы южной части Печорского Урала и их рудоносность. Фонды Коми фил. АН СССР.
- Фишман М. В., Б. А. Голдин, Н. П. Юшкин, Е. П. Калинин. 1966в. Акцессорные минералы горных пород южной части Печорского Урала. В сб.: Минералогия и петрография севера Урала и Тимана, изд. «Наука», М.—Л.
- Фишман М. В., В. Н. Пучков, А. С. Перфильев. 1966г. Тектоника Приполярного и Полярного Урала. Рукопись. Фонды Коми фил. АН СССР.
- Фишман М. В., Г. В. Симяков, Б. А. Голдин. 1960. Гранитоидные интрузии верховий рек Б. Патока, М. Патока и Торговой и связанное с ними оруденение. Тр. Инст. геол. Коми фил. АН СССР.
- Хвостова В. А. 1962. Минералогия ортита. Тр. Инст. минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР, вып. 11.
- Царовский И. Д. 1964. Критерии различия явлений метасоматоза и магматизма в щелочных породах. В сб.: Происхождение щелочных пород, Тр. III Всесоюз. петрограф. совещ., М.
- Чащухина В. А. 1966. Акцессорные минералы гранитоидов Шиловско-Коневской группы массивов. II Уральск. петрограф. совещ. Тезисы докл., вып. IV (гранитоидный и щелочной магматизм), Свердловск.
- Чирвинский П. Н. 1953. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Изд. Харьковск. гос. унив.
- Шабьнин Л. И. 1955. Об ашарите и других боратах в магнетитовых рудах контактово-метасоматических месторождений. Докл. АН СССР, т. 101, № 5.
- Шафрановский И. И. 1933. Цирконы Вишневых гор. Зап. Всесоюз. минер. общ., № 1.
- Шафрановский И. И. 1957. Кристаллы минералов, ч. 1. Изд. ЛГУ.
- Шафрановский И. И. 1960. Лекции по кристалломорфологии минералов. Изд. Львовск. гос. унив.
- Шафрановский И. И. 1961. Кристаллы минералов, ч. II, Гостеолтехиздат, М.
- Штейнберг Д. С. 1944. К петрохимии гранитов Урала. Тр. Горно-геол. инст., вып. 3.
- Штрунц Х. 1962. Минералогические таблицы. Гостеолтехиздат, М.
- Эшкин В. Ю. 1965. Самородное золото в хрусталеносной кварцевой жиле на Приполярном Урале. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 94, вып. 2.
- Юшкин Н. П. 1966. О книге Г. А. Ильинского «Определение микротвердости минералов методом вдавливания». Изв. вузов, геология и разведка, № 1.
- Юшкин Н. П., М. В. Фишман, Б. А. Голдин, Е. П. Калинин, В. П. Давыдов. 1966. Типоморфизм и коррелятивное значение циркона из

- изверженных пород Приполярного Урала и Тимана. Минер. сб. Львовск. гос. унив., вып. 20, № 4.
- Яковлева М. Е. 1946. К вопросу о кристаллизации челябинских гранитов. В кн.: Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. Изд. АН СССР, М.
- Янулов К. П. 1955. Закономерные сростания кварца и апатита. Уч. зап. Кишиневск. гос. унив., т. XIX (геологический).
- Abdullah M. I. and M. P. Atherton. 1964. The thermometric significance of magnetite in low grade metamorphic rocks. *Amer. J. Sci.*, vol. 262, № 7.
- Ahrens L. H. 1959. The lognormal distribution of the elements. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 15, № 4.
- Baker G. 1942. Apatite crystals with coloured cores in Victorian Granitic Rocks. *Proc. Roy. Soc. Victoria*, vol. 54.
- Barth T. F. W. and E. Posnjak. 1932. Spinel structures: with and without variate atom equipoints. *Z. Krist.*, vol. 82.
- Chayes P. 1954. The lognormal distribution of the elements. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 6, № 2-3.
- Deer W. A., R. A. Howie, J. Zussman. 1963. *Rock-Forming Minerals*, vol. 1, Ortho and Silicates, London.
- Durovič S. 1959. The lognormal distribution of the elements. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 15, № 4.
- Holmes A. 1920. *Nomenclature of Petrology*. New York.
- Kiskyras D. 1950. Untersuchungen der magnetischen Eigenschaften des Magnetkieses bei verschiedenen Temperaturen in besonderem Hinblick auf seine Entstehung. *Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*, Bd. 80 A.
- Mügge O. 1898. Über Translationen und verwandte Erscheinungen in Krystallen. *Neues Jahrb. Geol. und Paläontol.*, № 1.
- Nachla F. M. 1956. The hardness of metallic minerals in polished sections. *Econ. Geol.*, vol. 51, № 8.
- Nagata T. 1961. *Rock Magnetism*. Tokyo.
- Onitsch-Modl E. M. 1953. Die Mikrohärteprüfung in Theorite und Praxis. *Schweiz. Arch. angew. Wiss. und Techn.*, Bd. 19, Hf. 11.
- Siebel J. 1943. Über die Anwendbarkeit der Mikrohärteprüfung als diagnostisches Hilfsmittel in der Erzmikroskopie. *Metall. und Erz.*, Hf. 11-12.
- Simonen 1948. On the petrochemistry of the infracrustal rocks in the Svecofennidic Territory of Southwestern Finland. *Bull. Commiss. Géol. Finlande*, № 141.
- Taylor J. H. 1937. A contribution to the study of accessory minerals of igneous rocks. *Amer. mineralogist*, vol. 22, № 5.
- Tuttle O. and N. Bowen. 1958. Origin of granit in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *Geol. Soc. Amer.*, vol. 74.
- Wahlstrom E. E. 1947. *Igneous minerals and rocks*. New York.
- Yoder H. S., H. P. Eugster. 1954. Phlogopite synthesis and stability range. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 6, № 4.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение	3
Г л а в а I. Геолого-петрографический очерк	8
Приполярный Урал	8
Тиман и полуостров Канин	34
Сравнительная петрохимическая характеристика гранитоидов разновозрастных комплексов Приполярного Урала между собой и со смежными районами Урала и Тимана	34
Условия формирования гранитоидов	47
Г л а в а II. Видовой состав, количественное распределение и ассоциации акцессорных минералов в изверженных породах	50
Методика изучения акцессорных минералов	50
Содержание акцессорных минералов в магматических породах	63
Видовой состав акцессорных минералов	66
Ассоциации акцессорных минералов	68
Корреляционный анализ акцессорных минералов в гранитоидах	74
Минералы, связанные с частными особенностями магматического и метаморфического процессов	79
Г л а в а III. Описание и типоморфные особенности акцессорных минералов	80
Самородные элементы	81
Сульфиды	82
Галогениды	102
Окислы	105
Бораты	138
Сульфаты	139
Вольфраматы	139
Фосфаты	140
Силикаты	159
Силикаты с изолированными тетраэдрами	159
Островные силикаты с добавочными анионами	179
Островные силикаты с изолированными парами тетраэдров	185
Кольцевые силикаты	200
Вторичные минералы	203
Г л а в а IV. Условия образования акцессорных минералов	208
Акцессорные минералы гранитоидов	208
Акцессорные минералы вмещающих гранитоиды пород	219
Г л а в а V. Сравнительный анализ акцессорной минерализации интрузивных комплексов	223
Гранитоиды сальнерско-маньхамбовского и кожимского комплексов на Приполярном Урале	223
Граниты и метаграниты	229
Приполярноуральские и тиманские комплексы изверженных пород	236
Гранитоиды севера Урала, Тимана и сопредельных регионов	237
Заключение	240
Литература	244