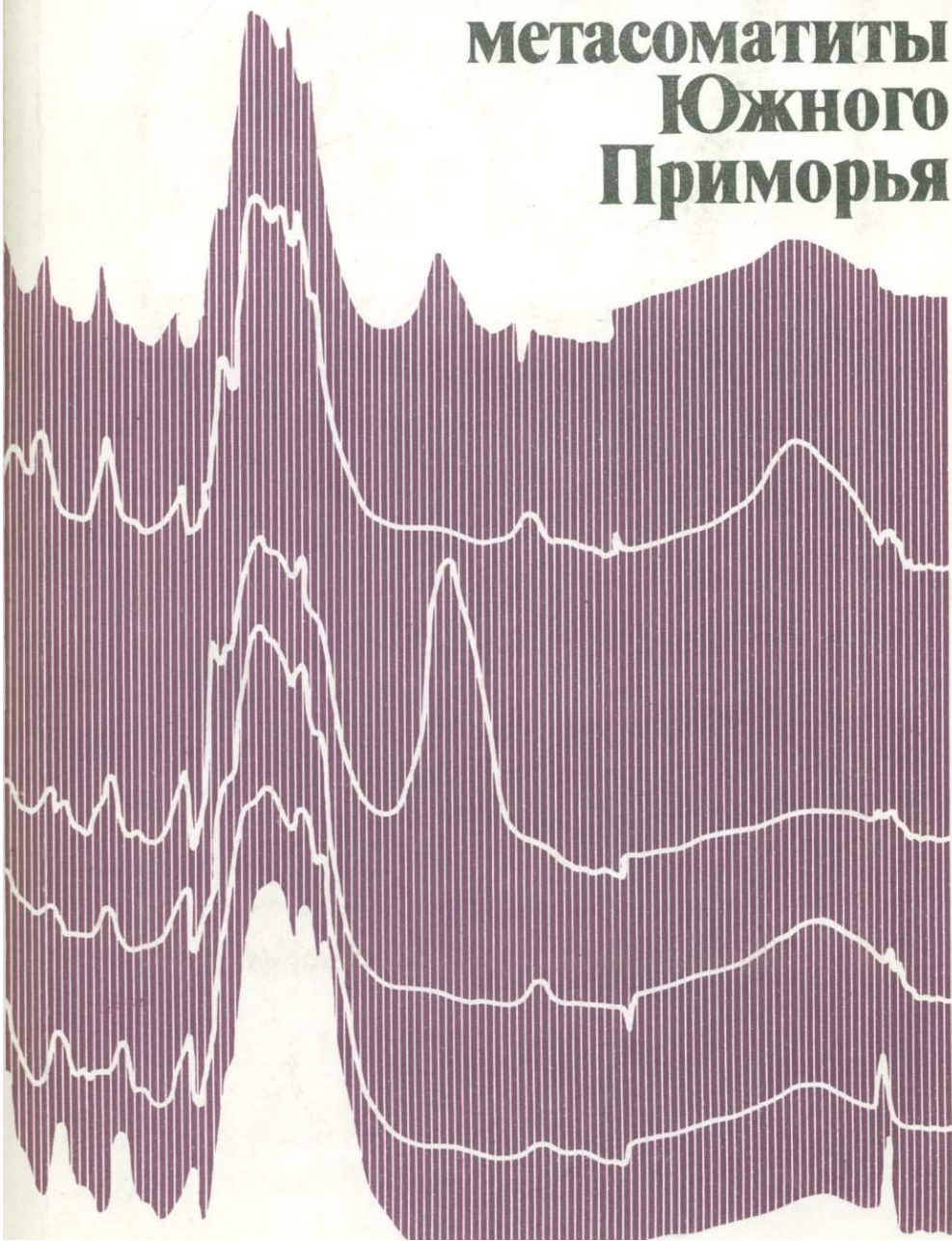


В.Т. Казаченко

Марганцовистые и железистые метасоматиты Южного Приморья



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Дальневосточный геологический институт

553.23

В. Т. Казаченко

Марганцовистые
и железистые
метасоматиты
Южного
Приморья

3120



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1979



Марганцовистые и железистые метасоматиты Южного Приморья. В.Т. Казаченко. М.: Наука, 1979.

Рассмотрены марганцовистые и железистые метасоматиты, возникшие по алюмосиликатным породам. Марганцовистым метасоматитам свойственна вертикальная инфильтрационная зональность, состоящая из трех зон (снизу вверх): пироксенбустамитовой, пироксмангит-родонитовой (с пиросмалитом) и кнебелитовой. Смена зон обусловлена понижением в растворах активности Са относительно активностей Мп и Fe. При формировании руд по марганцовистым метасоматитам возникает комплекс редких водных силикатов, в развитии которых также отмечается зональность. Ее можно объяснить особенностями первичного состава (зональностью) метасоматитов. На примере других типов месторождений показано, что установленные закономерности эволюции растворов при формировании марганцовистых метасоматитов являются характерной особенностью гидротермального процесса. Железистые метасоматиты пространственно ассоциируют с марганцовистыми, обнаруживая минералогическое и генетическое сходство с последними.

Формирование метасоматитов обусловлено воздействием богатых Мп или Fe растворов на алюмосиликатные породы.

Табл. 41. Ил. 66. Библ. 99 назв.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

И.Н. ГОВОРОВ

Валентин Тимофеевич Казаченко

МАРГАНЦОВИСТЫЕ И ЖЕЛЕЗИСТЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Утверждено к печати Дальневосточным геологическим институтом

Редактор М.А. Безр. Редактор издательства Л.В. Миравова

Художественный редактор И.Ю. Нестерова. Технический редактор Л.В. Русская

ИБ № 16318

Подписано к печати 04.10.79. Т — 13559. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1
Усл. печл. 10,0 + 0,4 вкл. Уч.-издл. 11,7. Тираж 600 экз. Тип. зак. 866. Цена 1 р. 80 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

К 20803 — 449
055 (02) — 79 272—79. 1 904 050 000

© Издательство "Наука",
1979 г.

Введение

Метасоматические породы издавна привлекают внимание многочисленных исследователей. Это объясняется главным образом тремя причинами: 1) метасоматиты очень часто несут в себе промышленное оруденение; 2) они являются прямым поисковым признаком на тот или иной тип полезного ископаемого; 3) изучение условий формирования метасоматитов, взаимоотношений их с оруденением позволяет полнее восстановить картину образования всего месторождения в целом, в том числе и руд. Таким образом, изучение метасоматических пород дает возможность решить целый ряд очень важных как в практическом, так и в теоретическом отношении задач.

Проявления марганцевого метасоматоза в Приморье отмечались на месторождениях различного состава и генезиса, формировавшихся в разной геологической обстановке. Среди таких месторождений выделяются скарновые, связанные с известняками; но встречаются и месторождения, залегающие в алюмосиликатных породах. Характерным примером первых могут служить широко известные скарново-полиметаллические месторождения Дальнегорской группы. Они достаточно детально изучены и освещены в литературе.

В данной работе на примере Южного полиметаллического месторождения рассмотрены марганцевистые метасоматиты, возникшие по алюмосиликатным породам. Как показали результаты изучения, марганцевистые метасоматиты сложены комплексом редких марганцевых минералов и минеральных разновидностей. В рудах также установлен целый ряд очень редких рудных минералов¹.

Месторождение по минералогии, генезису и ряду других особенностей пока не имеет себе аналогов на территории Дальнего Востока и, таким образом, является для нее новым генетическим типом полиметаллических месторождений.

Целью исследования явилось изучение условий формирования Южного месторождения. В процессе работы решались следующие задачи: выделение основных типов метаморфических и метасоматических пород, развитых на площади месторождения; установление их взаимоотношений с оруденением; детальное изучение минералогии метасоматических образований и особенностей их генезиса; выяснение роли метасоматитов в локализации руд и их перспективности.

¹ Сокращения, принятые в тексте, см. в конце книги (с. 155).

Работа выполнена в лаборатории метаморфизма и метасоматоза Дальневосточного геологического института ДВНЦ АН СССР под руководством С.А. Коренбаума.

Химические анализы пород выполнены в центральной лаборатории Дальневосточного геологического управления Л.Е. Жуковой, В.Т. Колесниковой и А.Н. Гераскиной. Химические анализы силикатов выполнила в лаборатории петрографии магматических пород ДВГИ ДВНЦ АН СССР Ж.А. Шека. Определение составов минералов на электронном микроанализаторе "IXA-5A" производилось в лаборатории физико-химических методов В.М. Чубаровым и И.М. Романенко. Химические анализы рудных минералов выполнены в лаборатории физико-химических методов ДВГИ З.Л. Мукасейевой, В.У. Крамаренко и В.Н. Залевской. Дебаграммы минералов сняты С.М. Горюхиной и автором настоящей работы, ИК-спектры — Г.А. Нарновым.

В процессе работы автор пользовался советами и консультациями своего руководителя С.А. Коренбаума, а также сотрудников лаборатории метаморфизма и метасоматоза О.В. Авченко, И.В. Козыревой, Г.А. Валуй, И.А. Тарарина, М.А. Мишкина, сотрудников лаборатории физико-химических методов Г.А. Нарнова, С.А. Шеки, А.А. Карабцова, В.О. Художкина. Всем сотрудникам института, способствовавшим появлению данной работы, и в первую очередь своему руководителю С.А. Коренбауму, а также Ж.А. Шека, Г.А. Нарнову и С.М. Горюхиной, автор выражает свою глубокую признательность. Автор благодарит также старшего геолога С.П. Гробова и геологический персонал Приморского рудника ДВГМК за всемерное содействие при проведении полевых работ и ряд ценных советов и замечаний.

Геологическое строение Краснореченского рудного поля и площади Южного полиметаллического месторождения

Южное месторождение входит в состав Краснореченского рудного поля, относящегося к Верхне-Уссурийскому рудному району. Верхне-Уссурийский рудный район расположен в зоне Главного Сихотэ-Алинского синклинория, на продолжении складчатых структур Кавалеровского рудного района. Площадь района имеет грубо треугольную форму и ограничена почти по всему периметру полосами развития молодых эффузивов. Верхне-Уссурийский рудный район на востоке граничит с Тернейским и Дальнегорским рудными районами, с юга к нему примыкает Кавалеровский рудный район, а севернее располагается Арминский рудный район (рис. 1).

Краснореченское рудное поле характеризуется двумя основными типами оруденения: оловянно-полиметаллическим и полиметаллическим. Первый тип представлен Смирновским месторождением. Ко второму типу относится Южное месторождение. Кроме того, в пределах рудного поля известен ряд рудопроявлений олова, полиметаллов, висмута и других элементов. Часть этих рудопроявлений, примыкающая с юга к Южному месторождению, объединяется под названием месторождения Эльдorado (рис. 2, см. вкл.).

Площадь Краснореченского рудного поля сложена терригенными отложениями триасового, юрского и нижнемелового возраста и вулканогенными образованиями верхнего мела.

Триасовая система представлена отложениями лудьевской свиты норийского яруса. Породы свиты распространены в юго-восточной части площади, в ядре антиклиналя ключа Дождевого. Состав свиты существенно алевролитовый, мощность более 400 м. Породы сильно рассланцованы и будинированы. В нижней части разреза присутствуют редкие глыбы известняков, содержащих фораминиферы и фузулиниды верхнепермского возраста. В связи с глыбовым характером известняков эти отложения считают верхнетриасовыми по аналогии с подобными породами Кавалеровского рудного района, где они имеют фаунистическую характеристику.

Юрская система представлена отложениями нижнего и среднего отделов, которые объединяются под названием эрдагоузской свиты. Породы свиты развиты в юго-восточной и восточной частях рудного поля на крыльях антиклиналя ключа Дождевого. Они представлены песчаниками, алевролитами и их переслаиванием. Для средней части разреза характерны алевролиты с примесью вулканокластического ма-

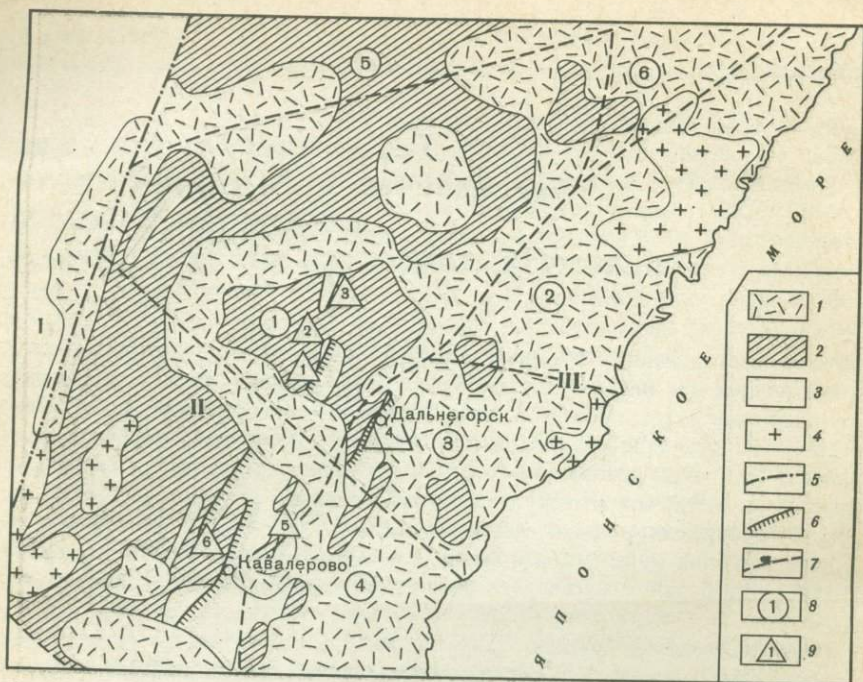


Рис. 1. Геолого-структурное положение Верхне-Уссурийского рудного района, по Берсеньеву [Геология СССР, т. XXXII, ч. I, 1969]

1 — лавы и туфы мелового и палеогенового возраста; 2 — нижнемеловые осадочные породы; 3 — отложения карбонового, пермского, триасового и юрского возраста; 4 — граниты верхнемелового возраста; 5 — Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов; 6 — главные тектонические нарушения; 7 — границы рудных районов; 8 — рудные районы: 1 — Верхне-Уссурийский, 2 — Тернейский, 3 — Дальнегорский, 4 — Кавалеровский, 5 — Арминский, 6 — Верхне-Кемский; 9 — месторождения: 1 — Смирновское, 2 — Южное, 3 — Верхне-Уссурийское, 4 — Дальнегорской группы, 5 — Хрустальное, 6 — Дубровское. Римскими цифрами обозначены зоны: I — Главного антиклинория Сихотэ-Алия, II — Главного синклинория Сихотэ-Алия, III — Прибрежная антиклинальная

териала, туфоалевролитов и линз кремнисто-пелитовых туффигов. Мощность свиты 900–2000 м. В нижней части разреза Г.П. Вергуновым собрана фауна, характерная для лейаса-аалена Западной Европы.

Меловая система представлена отложениями валанжинского, готерив-барремского и датского ярусов (последние несогласно перекрывают нижнемеловые отложения).

Породы валанжинского яруса развиты в северной, восточной и южной частях рудного поля на крыльях антиклиналей ключей Дождевого и Рогатого и Эльдорадской синклинали (рис. 2). Они представлены толщей кремнисто-глинистых алевролитов с прослоями и линзами кремней, глинистых сланцев, туфоалевролитов, кремнисто-пелитовых и железистых туффигов и песчаников. На юге алевролиты постепенно сменяются песчаниками. Отмечаются угловое и стратиграфическое несогласия в

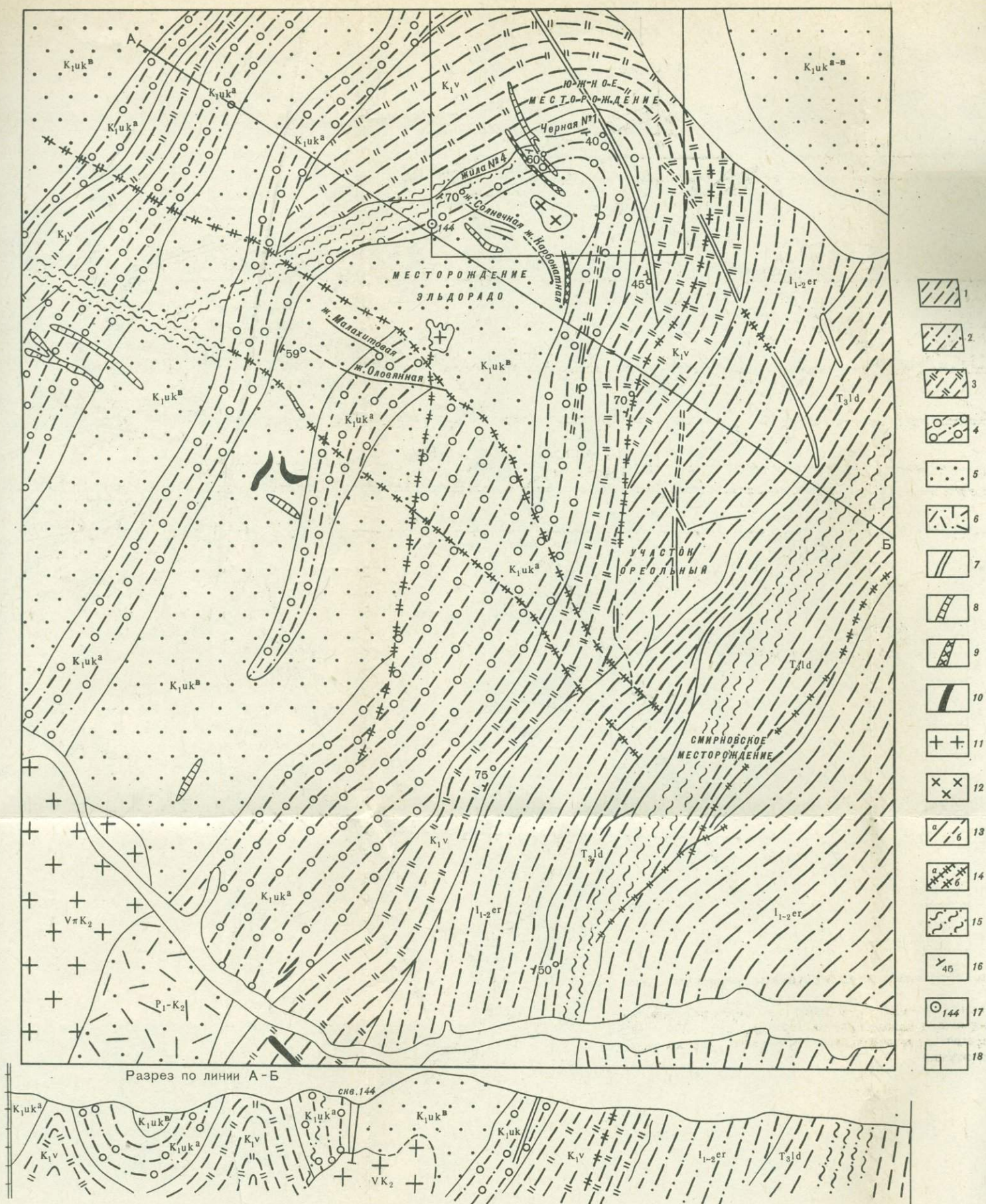


Рис. 2. Схема геологического строения Краснореченского рудного поля (по Носенко и др.)

1 – алевриты верхнего триаса (T₃ld); 2 – песчано-сланцевые отложения ниже-среднеюрского возраста (I₁₋₂er); 3 – алевриты с примесью туфогенного материала, туфоалевриты и кремнисто-пелитовые туфиты валанжинского возраста (K₁v); 4 – песчаники и алевриты нижней подсвиты уктурской свиты готерив-барремского возраста (K₁uk^а); 5 – песчаники верхней подсвиты уктурской свиты (K₁uk^б); 6 – туфогенные отложения датского возраста (P₁-K₂);

7 – дайки диабазовых порфиров; 8 – дайки диоритовых порфиров; 9 – дайки кварцевых диоритов; 10 – дайки кварцевых порфиров; 11 – граниты и гранит-порфиры; 12 – кварцевые диориты; 13 – рудные жилы и минерализованные зоны: установленные (а) и предполагаемые (б); 14 – разрывные нарушения: установленные (а) и предполагаемые (б); 15 – зоны расщепления, дробления и трещиноватости; 16 – элементы залегания геологических границ; 17 – скважина и ее номер; 18 – площадь Южного месторождения

основании этих пород. Мощность свиты 250–900 м. Возраст до настоящего времени является спорным.

Готерив-барремский нерасчлененный ярус представлен отложениями уктурской свиты. Породы свиты развиты на обширной территории в западной части рудного поля. Вместе с породами валанжинского яруса они слагают площадь Южного месторождения.

Уктурская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю (вещающую рудные тела Южного месторождения) и верхнюю. Нижняя подсвита сложена песчаниками, гравелитами, мелкогалечными конгломератами и алевролитами. Верхняя подсвита представлена песчаниками, алевролитами и гравелитами субфлишевого переслаивания. На площади месторождения нижняя подсвита сложена переслаивающимися песчаниками и алевролитами, а верхняя — главным образом песчаниками с редкими прослоями алевролитов. Мощность свиты 2300 м. Взаимоотношения с подстилающими отложениями достоверно не установлены. Большая часть исследователей пришли к выводу о существовании перерыва в осадконакоплении между валанжином и готерив-барремом.

Вулканогенные породы датского яруса распространены в юго-западной части рудного поля. Они представлены кварцевыми порфирами и их туфами, лавобрекчиями, перлитами и обсидианами. Мощность 400–600 м. К датскому ярусу эти породы отнесены по аналогии с вулканогенными образованиями Березовской вулканотектонической структуры.

Согласно схеме стратиграфического районирования И.И. Берсеньева [Геология СССР, 1969], описываемая площадь расположена в области мезозойской складчатости в юго-восточном крыле Главного Сихотэ-Алинского синклиория. Осадочные породы рудного поля, собранные в крупные складки северо-восточного направления ($10-50^\circ$), слагают нижний структурный этаж.

Для нижнего этажа характерно развитие узких линейных складок. Крупные складки большей частью прямые, симметричные, реже асимметричные или опрокинутые осложнены складками более высоких порядков. Шарниры складок ундулируют. Основные структуры — Эльдорадская синклиналь (к которой приурочено Южное месторождение) и антиклиналь ключа Дождевого (см. рис. 2). Эльдорадская синклиналь протягивается через центральную часть рудного поля в северо-восточном направлении ($30-45^\circ$). Она образует складку второго порядка по отношению к синклирию. Ее ширина 8 км, длина 15 км, углы падения крыльев $60-85^\circ$. Ядро сложено песчаниками верхней подсвиты, а крылья в основном песчано-сланцевыми породами нижней подсвиты уктурской свиты и вулканогенно-осадочными породами валанжинского яруса.

Верхний структурный этаж представлен вулканокластическими образованиями верхнего мела, собранными в брахискладки с пологими углами падения ($10-30^\circ$) на крыльях. Они развиты в юго-западной части рудного поля и слагают северо-восточное обрамление Якутинского grabena. Для формирования структуры (по Шапотину) наибольшее значение имела сенонская (?) фаза складчатости, которая устанавливается по

резкому угловому несогласию между верхнемеловыми и нижнемеловыми отложениями.

Разрывные структуры представляют собой системы мелких нарушений типа всбросов, сдвигов, надвигов с амплитудой перемещения до 10–20 м. В пределах этих структур отмечаются зоны рассланцованных, смятых и будинированных пород мощностью от нескольких метров до 1–1,7 км. По положению в прострaнстве они делятся на северо-восточные, субмеридиональные, северо-западные и субширотные. Пости все они являются структурными элементами мощной ослабленной зоны субмеридионального направления, которая протягивается на значительное расстояние и фиксируется на геологических картах выходами малых интрузий, метаморфизованных пород, дайками различного состава, рудными жилами, а также геофизическими аномалиями. Вероятно, ее следует рассматривать как отражение глубокого раскола фундамента [Радкевич и др., 1962]. Эта зона — основная рудоконтролирующая структура как рудного поля, так и в целом Верхне-Уссурского рудного района.

Самая крупная разрывная структура рудного поля — всбросо-сдвиг Дождевой. Он протягивается в северо-восточном направлении на расстояние более 15 км, пересекая юго-восточный угол рудного поля (см. рис. 2). Согласно геофизическим данным, этот разлом делит площадь на два блока: восточный (приподнятый) и западный (опущенный). На поверхности он представлен зоной рассланцевания и смятия мощностью от 0,5 до 1,5–2 км. Преобладающими частными разрывами в пределах зоны являются сдвиги северо-западного падения ($75-80^\circ$). Вертикальная амплитуда всбросо-сдвига Дождевого до 2100–2800 м, сдвиговая — от 300 до 350 м.

Наиболее крупная разрывная структура на площади месторождения — разлом Рудный (см. рис. 2). Для месторождения — это основная рудовмещающая структура. Он протягивается в северо-восточном ($70-80^\circ$) направлении из центральной части площади месторождения почти до западной границы рудного поля. Падение зоны разлома юго-восточное под углом $55-65^\circ$, мощность 350–400 м, длина более 10 км. Основные ее элементы — 5–10 сближенных зон повышенной трещиноватости и дробления, имеющих залегание, близкое к залеганию вмещающих пород. Разлом хорошо фиксируется геофизическими методами и аэрофотосъемкой.

Интрузивные породы распространены слабо и занимают небольшую площадь. Они представлены несколькими штоками и дайками разного состава (см. рис. 2). Дайки протягиваются в северо-западном, субмеридиональном или субширотном направлениях. Протяженность отдельных даек до 4–5 км. Мощность колеблется от 0,3 до 20 м.

По составу интрузивные породы делятся на кислые, средние и основные. Породы кислого состава представлены гранит-порфирами, порфировидными гранитами и аплитами. Гранит-порфиры слагают самый крупный шток, расположенный в юго-западной части площади и прорывающий вулканы Якутинского грабена. Кроме того, ими сложен небольшой шток Лагерный, находящийся в центральной части рудного поля, и несколько даек.

Порфиroidные граниты подсеены на глубине скважиной в северной части рудного поля. Судя по геофизическим данным, они слагают крупное интрузивное тело, площадь которого превышает площадь рудного поля.

Аплиты присутствуют в кварцевых диоритовых порфиритах и кварцевых диоритах расположенного вблизи месторождения штока ключа Солнечного в виде прожилков мощностью 0,3—1 см. Кроме того, аплитовидные породы слагают краевые фации штока гранит-порфиров, расположенного в юго-западной части рудного поля.

Интрузивные породы среднего состава представлены кварцевыми диоритами, кварцевыми диоритовыми порфиритами, образующими как штоки, так и дайки, а также диоритовыми порфиритами. Диоритовые порфириты слагают многочисленные дайки, которые тяготеют к штокам кварцевых диоритов.

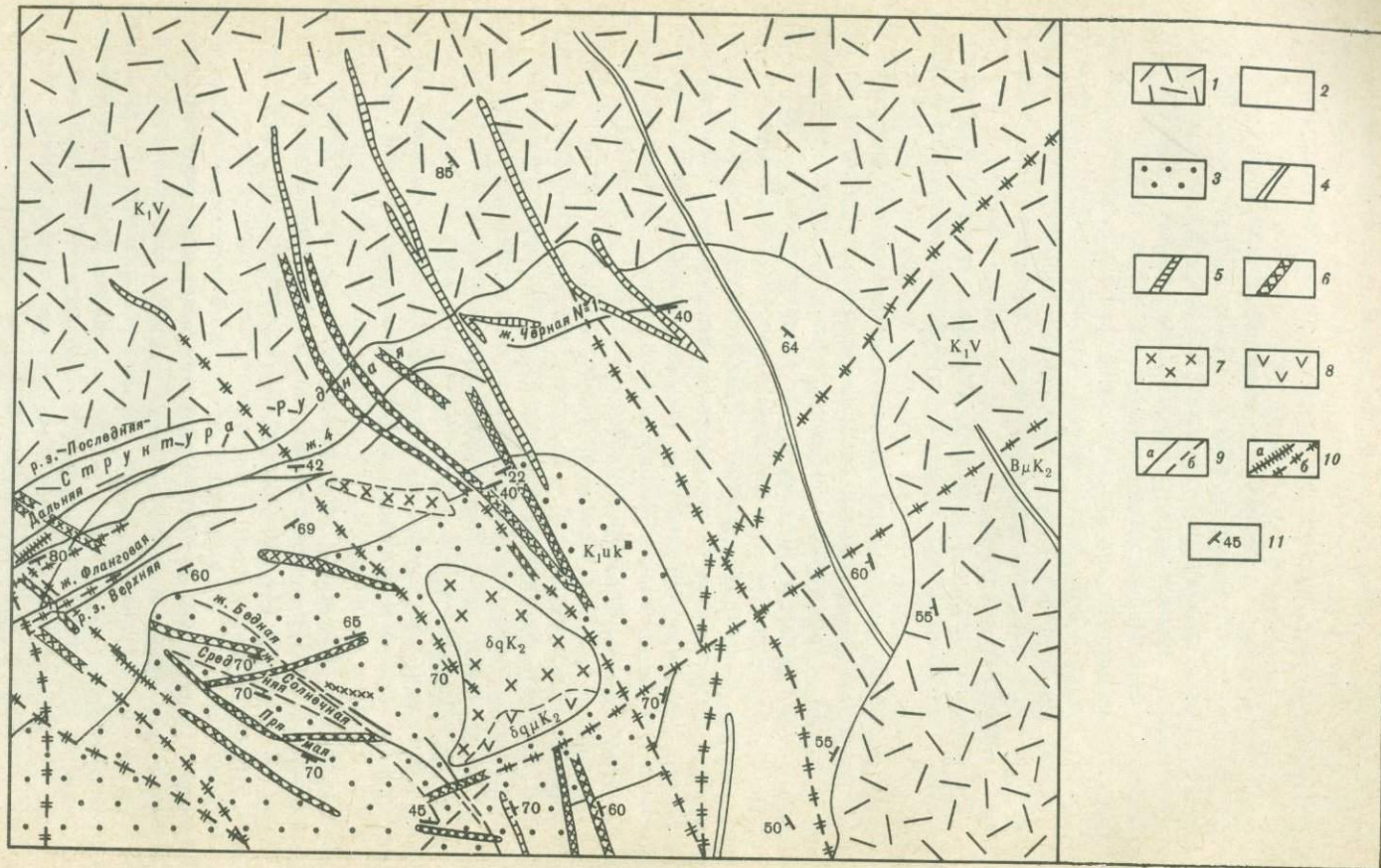
К интрузивным породам основного состава относятся диабазовые порфириты, слагающие дайки в основном субмеридионального направления.

Непосредственно на площади Южного месторождения интрузивные породы представлены небольшим штоком кварцевых диоритов и дайками (рис. 3). Структурное положение штока определяется приуроченностью к месту пересечения зон повышенной трещиноватости северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений. Дайки тяготеют к штоку кварцевых диоритов. Они представлены кварцевыми диоритами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами. Простирание северо-западное, реже субширотное, падение преимущественно северо-восточное или вертикальное. Мощность в отдельных случаях достигает 20 м, а длина 1500 м. Все дайки дорудные.

Кварцевые диориты — светло-серого цвета с четко выраженной порфиroidной структурой — состоят из плагиоклаза (60%), кварца, роговой обманки, биотита. Плагиоклаз (андезин) фенокристаллов зонален. Роговая обманка присутствует как в виде порфиroidных выделений, так и в виде мелких зерен в основной массе. Плеохроирует от коричневого по *Ng* до светло-коричневого по *Np*. Биотит образует крупные (1—3 мм) выделения. В виде мелких ксеноморфных зерен в основной массе присутствует калиевый полевой шпат. Акцессорные — апатит, циркон.

Диоритовые порфириты — серого и зеленовато-серого цвета с порфиroidной структурой. Порфиroidные выделения представлены плагиоклазом (7—20%) и роговой обманкой (7—20%). Плагиоклаз зонален. Состав в краевых частях, определявшийся по углу симметричного погасания, отвечает № 55.

Роговая обманка плеохроирует от светло-буроватого (зеленовато-буроватого) или бурого по *Np-Ng* бурого или темно-бурого по *Nm*. В поперечных срезах имеет зональное строение, причем внешняя зона окрашена в более интенсивный бурый цвет, нежели внутренняя. Удлинение положительное, $2V_{Np} = 72^\circ$, $cNg = 18^\circ$. Основная масса имеет скрытокристаллическую или мелкозернистую структуру и полевошпатовый состав. Результаты химического анализа наименее измененных диоритовых порфиритов (табл. 1) показывают, что первичный состав этих



пород непостоянен. Наиболее сильно изменяются содержания двухвалентного железа, магния и кремния.

Диабазовые порфириды — мелкозернистые и афанитовые породы темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Фенокристаллы представлены плагиоклазом (типа лабрадора-битовнита) и авгитом. Основная масса сложена олигоклазом, пироксеном и отдельными чешуйками биотита.

В пределах Краснореченского рудного поля широко развиты метаморфические и метасоматические образования. Почти непрерывной полосой через всю площадь рудного поля и далее за ее пределами до Березовской вулкано-тектонической структуры протягиваются ороговикованные породы. Ширина полосы достигает 2—3 км. С внешней стороны они сопровождаются так называемыми пропилитовидноизмененными породами. В районе горы Эльдorado по гранит-порфирам штока Лагерного и ороговикованным осадочным породам вблизи контакта со штоком развиты грейзеновые образования. Проявление грейзенизации характерно также для приконтактной части интрузии порфировидных гранитов, подсеченной скважиной в районе горы Эльдorado и в зальбандах жил северо-западного фланга Смирновского месторождения.

В пределах трещинной структуры, вмещающей Южное месторождение, наряду с рудными телами отмечается серия ослабленных зон, для которых характерно развитие гидротермально измененных пород, имеющих в основном хлорит-полевошпат-кварцевый состав и замещающих ороговикованные породы.

В наиболее крупном рудном теле Южного месторождения — жиле 4 и на ее контактах с вмещающими породами — присутствуют ассоциации богатых марганцем минералов, являющиеся реликтами жилообразного метасоматического тела, замещенного рудами. На западном фланге месторождения в жиле Фланговой установлены богатые железом метасоматические образования.

На площади Южного месторождения известно около десятка рудных жил и минерализованных зон. По структурному положению они делятся на две резко обособленные группы: 1) локализованные в пределах разлома Рудного, имеющего северо-восточное простирание (в эту группу, в частности, входят и основные рудные тела месторождения — жилы 4 и Черная № 1); 2) локализованные в пределах зоны разломов Солнечной, имеющей северо-западное простирание.

Рис. 3. Схема геологического строения площади месторождения Южного (по Н.А. Носенко и др.)

1 — алевролиты с примесью туфогенного материала, туфоалевролиты и кремнисто-пелитовые туффиты валанжинского возраста ($K_1 v$); 2 — песчаники и алевролиты нижней подсвиты уктурской свиты готерив-барремского возраста ($K_1 u k^a$); 3 — песчаники верхней подсвиты уктурской свиты ($K_1 u k^b$); 4 — дайки диабазовых порфиритов; 5 — дайки диоритовых порфиритов; 6 — дайки кварцевых диоритов; 7 — кварцевые диориты; 8 — меланократовые кварцевые диоритовые порфириты; 9 — рудные жилы и минерализованные зоны: установленные (a) и предполагаемые (b); 10 — разрывные нарушения: установленные (a) и предполагаемые (b); 11 — элементы залегания геологических границ

Таблица 1

Результаты анализа наименее измененных диоритовых порфиров из дайковых тел Южного месторождения

Проба, №	Содержания, вес. %						
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
105	60,98	0,53	16,81	1,28	4,88	0,29	2,52
313	56,87	0,82	16,57	0,63	6,32	0,06	4,25
315	55,61	0,82	15,57	0,48	6,94	0,16	5,73

Примечание. Аналитики А.Н. Гераскина, В.Т. Колесникова. Обр. 105 — центральная часть месторождения, горизонт 830 м, штольня 204, в 7 м от жилы 4. Обр. 313 — западный фланг месторождения, скв. 110, в 7,75 м от жилы Фланговой. Обр. 315 — западный фланг месторождения, скв. 110, в 1,05 — 1,25 м от жилы Фланговой.

Таблица 1 (окончание)

Проба, №	Содержания, вес. %							
	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	П.л.п.	CO ₂	Σ
105	6,34	2,96	1,70	0,42	0,18	0,95	0,27	99,84
313	7,56	2,53	1,78	0,01	0,18	1,98	0,14	99,56
315	7,70	2,50	1,88	0,02	0,18	1,99	0,05	99,58

Рудные тела второй группы отличаются непостоянством состава по простиранию; из сульфидов в них основное место принадлежит арсенипириту. По структурному положению и характеру оруденения они близки к рудным телам месторождения Эльдorado.

К рудным телам собственно Южного месторождения мы относим жилу 4, Черную № 1, Фланговую, зоны Верхнюю, Дальнюю и Последнюю (см. рис. 3).

Жила 4 — основное рудное тело месторождения. Она представляет собой его центральную и юго-западную часть. Простирание северо-восточное 68—74°, падение юго-восточное под углом 45—60°. Жила сложена массивными кварц-карбонатно-сульфидными или сульфидными рудами. В местах выклинивания на восточном фланге месторождения рудное тело переходит в штокверковую зону, представленную многочисленными прожилками с амфиболом, гранатом, аксинитом, пироксеном и сульфидами. Основные рудные минералы — сфалерит, галенит, пирротин, сульфоантимониты свинца, реже отмечаются арсенипирит, халькопирит, блеклые руды и др. Полезными компонентами являются свинец и цинк. На юго-западном фланге месторождения жилу на поверхности увязывают с серией сближенных зон дробления, в пределах

которых песчаники и алевролиты лимонитизированы и хлоритизированы, а участками отмечается прожилково-сетчатое свинцово-цинковое оруденение.

Жила Черная № 1 расположена на северо-восточном фланге месторождения в 200 м от окончания жилы 4. Простирается северо-восточное 70° , падение на юго-восток под углом 42° . На поверхности жила представлена дроблеными песчаниками и алевролитами с прожилками, линзами и гнездами окисленных сульфидов, а на глубине — сетчатыми галенит-сфалеритовыми рудами.

Жила Фланговая находится на юго-западном фланге месторождения. Она подсечена скважиной на глубине около 500 м. Состоит из чередующихся полос халькопирит-пирротинового, амфибол-кварцевого и фаялит-магнетит-амфиболового состава, иногда содержащих единичные зерна молибденита. На поверхности увязана с зоной дробления, содержащей вкрапленность и прожилки сфалерита, пирротина, галенита, кварца и карбоната.

Рудные зоны Верхняя, Дальняя, Последняя расположены на юго-западном фланге месторождения. Они представляют зоны дробления в алевролитах и песчаниках мощностью 0,55–1,10 м. В пределах зон породы окварцованы, хлоритизированы, лимонитизированы и местами содержат прожилково-сетчатое сфалерит-пирротинное оруденение. Простирается северо-восточное $50-60^\circ$, падение на юго-восток под углом $58-70^\circ$.

Марганцовистые метасоматиты

В наиболее крупном рудном теле месторождения — жиле 4 — присутствуют богатые марганцем образования, являющиеся реликтами жилообразного метасоматического тела, замещенного рудами. Марганцовистые метасоматиты сложены высокотемпературными минералами: спессартином, родонитом, пироксмангитом, бустамитом, клинопироксеном, кнебелитом и пиросмалитом.

Ассоциации марганцевых минералов встречаются как вблизи контактов жилы, так и в центральной части, хотя в последнем случае они отмечаются реже. В ряде случаев наблюдалось развитие марганцовистых метасоматитов в приконтактных частях присутствующих в жиле включений осадочных пород, а также в виде тонких прожилков во вмещающих жилу алюмосиликатных породах. На северо-восточном фланге рудного тела марганцовистые метасоматиты отмечались в штокверковой зоне, сменяющей жилу в месте ее выклинивания. Зона представлена многочисленными метасоматическими прожилками пироксена средней мощностью 3–5 см, содержащими в переменных количествах рудные минералы, амфибол, карбонат, гранат.

Марганцовистые метасоматиты, вероятно, возникали не по всей длине рудного тела, а лишь на отдельных более или менее протяженных его участках. Так, на некоторых участках жилы (особенно там, где она имеет мощность порядка 5–10 см) даже при изучении руд под микроскопом не удалось обнаружить реликтов марганцевых минералов.

Интенсивное замещение высокотемпературных марганцевых минералов сульфидами, кварцем, карбонатом, амфиболами тремолит-ферроактинолитового ряда и даннеморитом показывает, что основная масса руд отложилась позднее формирования марганцовистых метасоматитов и что последние были благоприятной средой для рудоотложения.

Марганцовистые метасоматиты в результате более поздних процессов, особенно связанных с отложением руд, подверглись значительной переработке. С понижением температуры богатые марганцем минералы становятся неустойчивыми. Из них бедные кальцием минералы замещаются сначала пиросмалитом, а затем (вместе с пиросмалитом) — даннеморитом, а по богатым кальцием минералам развиваются амфиболы тремолит-ферроактинолитовой серии и далее кварц, карбонат и рудные минералы. И вероятно, в конце процесса рудоотложения по кнебелиту, пироксмангиту и родониту происходило образование минералов гизингерит-неотокитового ряда, слоистых силикатов $(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_5 [\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_m \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Ca})_4 [\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_m \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и др.

Марганцовистые метасоматиты представлены как мономинеральными участками, так и участками, сложенными двумя или более минералами. Все ассоциации можно разделить на три группы: богатые кальцием, бедные кальцием, бедные кальцием и кремнием.

К первой группе отнесены парагенезисы, содержащие наиболее кальциевые высокотемпературные силикаты марганцовистых метасоматитов, — пироксен и бустамит. Обычно в них более богатые марганцем безглиноземистые минералы присутствуют в подчиненных количествах. Ко второй группе отнесены парагенезисы с родонитом, пироксмангитом и пиросмалитом, но не содержащие пироксена, бустамита и кнебелита. И наконец, к группе бедных кальцием и кремнием отнесены кнебелит-содержащие ассоциации.

В каждой группе выделяются две подгруппы: к одной из них относятся глиноземсодержащие парагенезисы с гранатом, к другой — безглиноземистые. Ассоциации каждой из групп занимают вполне определенное положение в вертикальном разрезе жилы. Богатые кальцием парагенезисы развиты на нижних горизонтах жилы. Бедные кальцием наиболее часто встречаются на средних горизонтах, а бедные кальцием и кремнием на верхних горизонтах месторождения.

Богатые кальцием парагенезисы

Из ассоциаций этой группы установлены следующие: 1) Пи + Гр, 2) Бст + Пи, 3) Род + Пи + Бст, 4) Гр + Род + Пи + Бст, 5) Гр + Род + Пи, 6) Бст + Род.

Пироксен-гранатовая ассоциация — одна из наиболее распространенных среди богатых кальцием парагенезисов. В качестве примера мы приведем описание метасоматитов, наблюдавшихся на участке жилы, сложенном почти на всю мощность пирротинитом с небольшим количеством сфалерита, галенита, актинолита, пироксена и граната. Приконтактовая часть жилы со стороны лежачего бока сложена пироксеном и гранатом с небольшим количеством амфибола, карбоната и сульфидов, главным образом галенита. Изучение шлифов показало, что в жиле наряду с пироксен-гранатовыми отмечаются мономинеральные пироксеновые и гранатовые участки. Гранат ($N = 1,789$, $a_0 = 11,654 \text{ \AA}$) слабо анизотропный, бесцветный со слабым зеленоватым оттенком. Размер зерен обычно не превышает 0,5 мм. По результатам изучения на микроанализаторе (см. табл. 17, анализ 150), он содержит 8,4 мол. % Fe^{2+} — минала, 9,8 — кальциевого и 81,8 мол. % — марганцевого. Пироксен микроскопически желтовато-зеленой окраски, под микроскопом бесцветный, образует кристаллы размером до 1 мм, замещается амфиболом. По результатам микрозондового анализа (см. табл. 3, анализ 150), он является геденбергитом, содержащим 18,2 мол. % диоксидового и 19,2 мол. % иогансенитового миналов. Амфибол под микроскопом плеохроитует в темно-желтых тонах. Судя по плеохроизму, вероятно, относится к богатым железом марганцовистым разновидностям тремолит-ферроактинолитовой серии. Помимо рассмотренного случая, пироксен-гра-

натовые, а также пироксеновые или кварц-пироксеновые метасоматиты встречаются и на других участках жилы, а также в штокверковой зоне на северо-восточном фланге рудного тела.

Бустамит-пироксеновая ассоциация наблюдалась лишь однажды на участке жилы, имевшем галенит-пирротин-кварц-сфалеритовый состав с небольшим количеством амфибола и карбоната. Вблизи контакта с вмещающими здесь жилу диоритовыми порфиритами ее состав становится бустамит-пироксеновым с небольшим количеством кварца, карбоната и гизингерита. Пироксен ($N_g = 1,747$; $N_p = 1,720$; $2V_{Ng} = 71^\circ$) и бустамит образуют графические прорастания. Бустамит, по оптическим данным ($N_g = 1,708$; $2V_{Np} = 40^\circ$; см. рис. 10), очень беден кальцием (31 мол. % — Ca от Ca + Mn + Fe).

Мономинеральные бустамитовые метасоматиты встречаются на участке жилы существенно сфалерит-галенит-пирротин-кварцевого состава. Здесь бустамитом ($N_g = 1,708$) сложен небольшой по размерам (примерно 0,3 x x 10 см) участок линзовидной формы. По результатам химического анализа (см. табл. 6, анализ 74-246) бустамит характеризуется очень низким для этого минерала содержанием кальция (31,3 мол. % CaSiO_3), высоким железа (17,6 мол. % FeSiO_3) и почти не содержит магния (0,4 мол. % MgSiO_3).

Родонит-бустамит-пироксеновая ассоциация также отмечалась лишь в одном месте. Жила сложена бустамитом и небольшим количеством родонита, пироксена, кварца, актинолита, сфалерита и галенита. По результатам химического анализа бустамит ($N_g = 1,708$), как и в предыдущих случаях, беден кальцием (31,3 мол. % CaSiO_3) и богат железом (17,2 мол. % FeSiO_3). Родонит ($N_g = 1,730$) имеет кальциевость (100 Ca/Ca + Mn + Fe) около 17,5 мол. %.

Гранат-родонит-пироксен-бустамитовая ассоциация отмечалась на участке жилы, сложенном пирротинном, амфиболом, кварцем и сфалеритом. Наряду с последними четырьмя минералами местами встречается пироксен и бустамит или один бустамит. Во всех случаях в виде отдельных зерен присутствуют гранат и родонит. Гранат ($N = 1,781$; $a_0 = 11,690 \text{ \AA}$), по результатам микронзондового анализа (см. табл. 17, анализ 125), богат кальцием (около 29 мол. % кальциевого минерала) и двухвалентным железом (8,6 мол. % железистого минерала). Родонит ($N_p = 1,719$) также богат кальцием (около 18,5 мол. % Ca от Ca + Fe + Mn). Бустамит ($N_g = 1,708$), по результатам химического анализа (см. табл. 6, анализ 125), беден кальцием (33,07 мол. % CaSiO_3), богат двухвалентным железом (15,4 мол. % FeSiO_3) и в заметных количествах содержит магний (2,57 мол. % MgSiO_3). Оптические свойства пироксена из этой ассоциации: $N_g = 1,739$; $N_p = 1,721$; $2V_{Ng} = 72^\circ$.

Гранат-родонит-пироксеновая ассоциация наблюдалась в месте отклонения от жилы 4 (имеющей здесь существенно сфалеритовый состав с небольшим количеством актинолита, пирротина, галенита, кварца и гизингерита) маломощной (1–2 см) жилки актинолит-кварцевого состава с незначительным количеством пирротина, галенита и сфалерита. Родонит и гранат присутствуют в подчиненном по отношению к клинопироксену количестве. Гранат ($N = 1,785$, $a_0 = 11,703 \text{ \AA}$), по данным 16

микронзондового анализа, как и в предыдущем случае, богат кальцием (около 30 мол. % кальциевого минала). Родонит ($N_g = 1,739$; $N_p = 1,727$), по результатам изучения на микроанализаторе, относительно богат кальцием и железом.

Бустамит-родонитовая ассоциация встречается на участке жилы, имеющей галенит-сфалерит-пирротиновый состав. Из других минералов в переменных количествах присутствуют кварц, карбонат, актинолит, иногда гранат и арсенопирит. Отдельные участки жилы обогащены родонитом, бустамитом, реже гранатом. Родонит ($N_g = 1,730$) несколько преобладает над бустамитом. По результатам химического анализа (см. табл. 11, анализ 74-302), он богат двухвалентным железом (16,2 мол. % FeSiO_3), беден магнием (2,1 мол. % MgSiO_3) и содержит 13,5 мол. % кальциевого минала. Бустамит, согласно величине показателя преломления ($N_g = 1,706$), содержит 35 мол. % CaSiO_3 . Содержание кальция в родоните из этой ассоциации ($\text{CaSiO}_3 = 13,5$ мол. %) ниже, а в бустамите заметно выше, чем содержание кальция в сосуществующих родонитах и бустамитах из других парагенезисов.

Бедные кальцием парагенезисы

3120 Ассоциации этой группы распространены гораздо шире, чем предыдущие. Из них установлены следующие: 1) Гр + Род, 2) Рсд + Прт, 3) Прс + Прт, 4) Прс + Прт + Гр, 5) Прс + Гр.

Гранат-родонитовая ассоциация отмечалась в жиле существенно родонит-пирротинового состава с небольшим количеством граната, сфалерита и карбоната. Гранат ($a_0 = 11,661 \text{ \AA}$; $N = 1,794$) присутствует в виде отдельных полос мощностью 2–3 см. По результатам химического анализа (см. табл. 17, анализ 75), содержания кальциевого и андрадитового миналов равны соответственно 16 и 6,5 мол. %. В другом случае содержание кальциевого минала в родоните ($N_g = 1,739$) из гранат-родонитовой ассоциации равно 11,5 мол. %. На некоторых участках в жиле из богатых марганцем высокотемпературных минералов присутствует один родонит. Химические анализы родонитов из таких участков приведены в разделе по минералогии марганцовистых метасоматитов (см. табл. 11, анализы 171, 187, 193а).

Родонит-пироксмангитовая ассоциация — относительно распространенная в марганцовистых метасоматитах Южного месторождения. Присутствие пироксмангита вместе с родонитом указывалось в литературе рядом авторов [Tilley, 1937; F. Stillwell, 1959]. На месторождении эта ассоциация, в частности, отмечалась в жиле пирротин-карбонатного состава с небольшим количеством актинолита, сфалерита, кварца и гизингерита. Изучение под микроскопом выявило наряду с пироксмангит-родонитовыми участками пироксмангит-кнебелитового состава; как в тех, так и в других присутствуют единичные зерна граната. Согласно оптическим данным ($N_p = 1,731$; $2V_{N_g} = 68^\circ$), содержание кальциевого минала в родоните составляет 8,5 мол. %. Пироксмангит ($N_g = 1,746$; $N_p = 1,729$), по результатам химического анализа (см. табл. 12, анализ 167), характеризуется низкими для Южного месторождения содержаниями двухвалентного железа (12,01 мол. % FeSiO_3) и магния

(0,43 мол. % MgSiO_3) и высоким марганца (81,47 мол. % MnSiO_3). Гранат, по рентгеновским данным ($a_0 = 11,650 \text{ \AA}$), содержит 12,3 мол. % кальциевого минала.

В другом случае родонит ($N_g = 1,741$; $N_p = 1,728$; $2V_{Ng} = 56^\circ$) из родонит-пироксмангитовой ассоциации содержит 9,5–11,0 мол. % CaSiO_3 .

Иногда метасоматиты имеют пироксмангитовый состав. В этом случае, по результатам химического анализа (см. табл. 12, анализ 86), пироксмангит ($N_g = 1,740$; $N_p \approx 1,722$; $2V_{Ng} = 36^\circ$) характеризуется относительно высоким содержанием двухвалентного железа (22,3 мол. % FeSiO_3) и очень низким содержанием магния (0,8 мол. % MgSiO_3).

Парагенезисы пиросмалита с пироксмангитом и пиросмалита с пироксмангитом и гранатом широко распространены на месторождении. В частности, они отмечались на участке жилы, сложенной кварцем, пиросмалитом, пироксмангитом, небольшим количеством карбоната, граната, актинолита и сульфидами: сфалеритом, пирротинном и галенитом.

По результатам химического анализа (см. табл. 12, анализ 55), пироксмангит ($N_g = 1,740$) содержит 19,0 мол. % железистого минала, 6,0 мол. % кальциевого и 3,5 мол. % магниевое миналов.

Пиросмалит ($N_o = 1,666$; $N_e = 1,634$), по результатам химического анализа (см. табл. 19, анализ 55), значительно богаче марганцем (64,3 мол. % марганцевого минала), нежели железом (35,7 мол. % железистого минала).

Гранат ($N = 1,795$, $a_0 = 11,662 \text{ \AA}$); по результатам зондового анализа, содержит от 7,9 до 22,6 мол. % кальциевой молекулы. В другом случае, по результатам химического анализа (см. табл. 12, анализ 215), пироксмангит ($N_g = 1,742$) содержит 21,95 мол. % железистого минала, 2,16 мол. % магниального и 7,60 мол. % кальциевого. Гранат, по рентгеновским данным ($a_0 = 11,660 \text{ \AA}$), содержит 15,5 мол. % кальциевого минала. Содержание железистого минала в пиросмалите, по результатам изучения на микроанализаторе, составляет 44,4 мол. % (см. табл. 1, анализ 215).

По данным химического анализа, пироксмангит (см. табл. 12, анализ 298), ассоциирующий с пиросмалитом, отличается очень низким содержанием кальциевого минала (2,7 мол. % CaSiO_3) и относительно высоким железистого (21,5 мол. % FeSiO_3). Ассоциация пиросмалита с гранатом отмечалась лишь в одном случае.

Кроме рассмотренных выше парагенезисов, в единичных случаях отмечались парагенезисы пиросмалита с пироксеноидом и граната с пиросмалитом и пироксеноидом, в которых пироксеноид предположительно (по данным коноскопии) представлен родонитом.

Бедные кальцием и кремнием парагенезисы

Из ассоциаций этой группы установлены следующие: 1) Род + Прт + Кн, 2) Кн + Гр + Прт, 3) Прт + Кн, 4) Гр + Кн, 5) Гр + Прс + Кн, 6) Прс + Кн. Кроме того, в жиле присутствуют мономинеральные кнебелитовые участки.

Ассоциация родонита с пироксмангитом и кнебелитом отмечалась на участке жилы полосчатого строения мощностью около 0,8 м. Здесь

жила сложена главным образом галенитом и сфалеритом. Марганцевые минералы — родонит, пирооксмангит и кнебелит — присутствовали у всякого контакта жилы и в ее центральной части. Родонит, по оптическим данным, содержит 9,0 мол. % CaSiO_3 . Кнебелит, по результатам химического анализа (см. табл. 14, анализ 267а), богат марганцем (63,26 мол. % Mn_2SiO_4) и в небольшом количестве содержит магний (2,67 мол. % Mg_2SiO_4).

Ассоциации кнебелита с гранатом и пирооксмангитом, граната с кнебелитом и пирооксмангита с кнебелитом отмечались, в частности, на участке существенно сфалеритового состава. Из других минералов присутствовали галенит, халькопирит, актинолит и кварц. Кроме указанных парагенезисов, при изучении шлифов установлено присутствие гранат-пирооксмангитовых, пирооксмангитовых и кнебелитовых участков. Результаты микрозондового анализа пирооксмангита ($N_g = 1,742$; $N_p = 1,724$), ассоциирующего с гранатом, приведены в разделе по минералогии марганцовистых метасоматитов (см. табл. 12, анализ 109). Кнебелит из этой части жилы, согласно рентгеновским данным и диаграмме (см. рис. 23), характеризуется относительно высоким для этого минерала из Южного месторождения содержанием железа (39,0 мол. % Fe_2SiO_4).

Парагенезисы пиросмалита с кнебелитом и граната с пиросмалитом и кнебелитом наблюдались на участке жилы, сложенном главным образом сфалеритом, галенитом и карбонатом. Указанные ассоциации наблюдались в шлифе из образца, отобранного на расстоянии 0,2 м от контакта жилы с вмещающими породами. Кнебелит ($N_g = 1,838$; $N_p = 1,798$), по результатам химического анализа, содержит 51,8 мол. % тефроитового, 44,2 мол. % фаялитового и 4 мол. % форстеритового миналов. Гранат ($a_0 = 11,642 \text{ \AA}$; $N = 1,800$) содержит 10,8 мол. % кальциевого минала.

Вертикальная инфильтрационная метасоматическая зональность

В марганцовистых метасоматитах хорошо выражена вертикальная минеральная зональность. На нижних горизонтах метасоматиты большей частью сложены пирооксеном или бустамитом, которые практически не встречаются выше. На средних горизонтах преобладают родонит и пирооксмангит и значительное распространение получает пиросмалит. Эти минералы встречаются и в нижней части месторождения, но значительно реже. В верхней части жилы становится преобладающим кнебелит, хотя довольно часто он встречается и на средних горизонтах. Таким образом, наблюдается следующая минеральная зональность (снизу вверх):

Бустамит	Пирооксмангит	
Пирооксен	Родонит	Кнебелит
	(пиросмалит)	

Для иллюстрации этой зональности приведены графики распределения числа находок отдельных минералов по горизонтам месторождения, выраженного в процентах от общего количества находок минералов

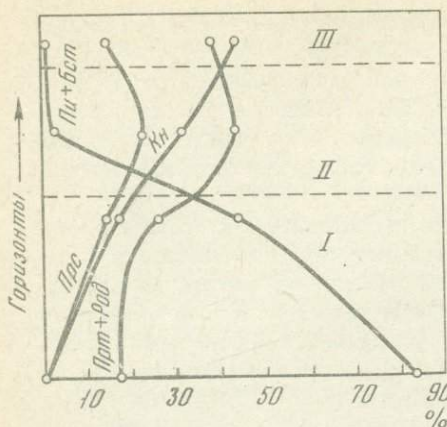


Рис. 4. Изменение количественных соотношений минералов марганцовистых метасоматитов с глубиной (по числу находок в шлифах)

рассматриваемой колонки в пределах горизонта (рис. 4). Минералы определялись в шлифах. Из схемы зональности видно, что смена зон по восстановлению жилы характеризуется появлением все менее кальциевых минералов вплоть до пиросмалита и кнебелита, практически не содержащих кальция. В пирокс-

мангит-родонитовой (с пиросмалитом) и кнебелитовой зонах широко развиты бескварцевые ассоциации с пиросмалитом и кнебелитом, содержащие меньше, чем родонит и пироксмангит, кремния. Чтобы более отчетливо проследить смену минеральных ассоциаций, для безглиноземистых ассоциаций инфильтрационной колонки построена диаграмма состав—парагенезис (рис. 5, А, Б). Здесь наряду с полученными с помощью химического, рентгеновского и оптического изучения данными о составах минералов Южного месторождения использованы результаты анализов минералов из сходного по ассоциациям месторождения Брокен Хилл (Новый Южный Уэльс, Австралия) [Hutton, 1956; Mason, 1973; Stillwell, 1959].

На диаграмме (рис. 5) видно, что в пределах нижней зоны колонки (поле I) распространены богатые кальцием ассоциации: пироксен-бустамитовая, родонит-пироксен-бустамитовая и родонит-пироксеновая, а также мономинеральные пироксеновые или бустамитовые образования. Для средней (пироксмангит-родонитовой) зоны характерны бедные кальцием ассоциации: пироксмангит-родонитовая и пиросмалит-пироксмангитовая. Довольно часто в этой зоне встречаются и мономинеральные (родонитовые, пироксмангитовые или пиросмалитовые) метасоматические образования. Типичные ассоциации верхней зоны (поле III) — пироксмангит-кнебелитовая и пиросмалит-кнебелитовая — относятся к группе бедных кальцием и кремнием. Широко распространены здесь также мономинеральные кнебелитовые метасоматиты.

Таким образом, из диаграммы (рис. 5) видно, что последовательная смена бустамит-пироксеновой, родонит-бустамит-пироксеновой, родонит-пироксеновой, пироксмангит-родонитовой и пироксмангит-пиросмалитовой ассоциаций происходит по мере понижения содержания кальция (рис. 5, А), при этом смена парагенезисов с пиросмалитом и кнебелитом сопровождается падением содержания кремнезема относительно содержания марганца и железа (рис. 5, Б).

Пиросмалит, как уже указывалось выше, наиболее распространен на средних горизонтах месторождения. Судя по его взимоотношениям

с минералами, слагающими рассмотренную выше колонку, он является большей частью более поздним. Пиросмалит наложен на уже образовавшуюся метасоматическую колонку, причем границы его распространения контролируются участками развития наиболее богатых марганцем минералов.

Жилообразное метасоматическое тело, сложенное богатыми марганцем минералами, залегает, как было отмечено, среди алюмосиликатных пород. Однако состав метасоматитов не обнаруживает какой-либо зависимости от первичного состава этих пород; он определялся, по-видимому, соотношением химических потенциалов кальция, марганца, железа и кремния в гидротермальных растворах. Последовательная смена ассоциаций полей *I* и *II* обусловлена понижением химического потенциала кальция в растворах относительно потенциала марганца и железа, а образование парагенезисов с пиросмалитом и кнебелитом (поле *III* и частично поле *II*) связано со снижением химического потенциала кремния (рис. 5).

В местах слабой инфильтрации растворов глинозем выносился не полностью — некоторая его часть фиксировалась в виде глиноземсодержащих минералов, главным образом граната. Именно этой причиной, вероятно, объясняется своеобразная форма развития граната в жиле — в виде участков очень причудливых очертаний, вытянутых обычно по падению рудного тела.

Характеристика минералов, слагающих вертикальную инфильтрационную колонку, приведена в разделе по минералогии марганцовистых метасоматитов. Здесь мы рассмотрим лишь некоторые особенности составов минералов, предопределенные условиями, в которых формировалась та или иная зона метасоматической колонки.

Бустамит Южного месторождения, согласно результатам химического анализа (см. табл. 6) и оптическим данным ($N_g = 1,708-1,711$), исключительно беден кальцием (31–34 мол. % CaSiO_3). Учитывая отмеченную выше особенность — понижение содержания кальция в марганцовистых метасоматитах в направлении к верхним горизонтам месторождения, вероятно, можно полагать, что в данном случае мы наблюдаем лишь верхнюю часть бустамит-пироксеновой зоны, а на более низких горизонтах месторождения возможны находки более богатых кальцием образцов бустамита.

Гранат Южного месторождения по составу относится к альмандин-гроссуляр-спессартиновому ряду. В небольшом количестве в его составе присутствуют пироповый и андрадитовый миналы. Изучение этого минерала методом химического анализа, а также оптическим и рентгеновским методами показало, что в целом гранат, ассоциирующий с пироксеном и бустамитом, более кальциевый, чем гранат, присутствующий в ассоциациях с родонитом, не содержащих пироксена и бустамита, а последний более кальциевый, чем большая часть образцов граната из парагенезисов с пироксмангитом, пиросмалитом и кнебелитом, не содержащих родонита (см. табл. 18). При этом для сосуществующих граната и пироксмангита отмечается корреляция содержаний кальция — с возрастанием содержания кальция в пироксмангите возрастает содержание этого элемента в гранате. Эта закономерность иллюстрируется диаграммой (рис. 6).

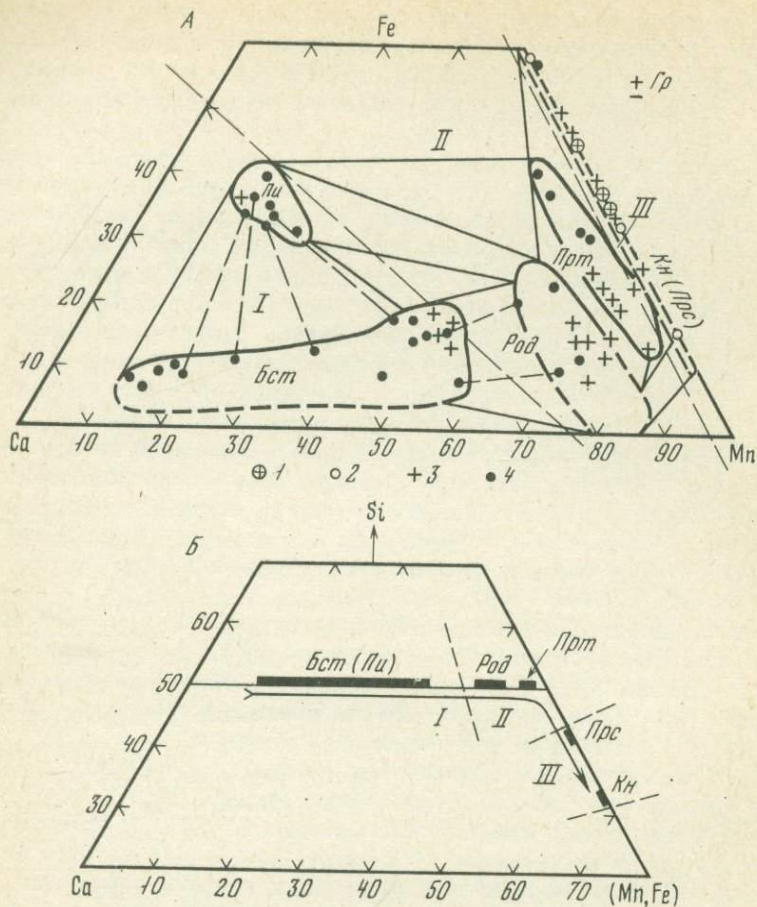


Рис. 5. Минеральные ассоциации марганцевистых метасоматитов в зависимости от соотношения Ca, Fe и Mn (А); Ca, (Mn, Fe) и Si (Б)

Стрелка показывает изменение парагенезисов по восстанию. Метасоматические зоны: I – бустамит-пироксеновая, II – родонит-пироксмангитовая (с пиросмалитом), III – кнебелитовая; 1 – составы пиросмалита Южного месторождения; 2 – составы пиросмалита месторождения Брокен Хилл, Австралия; 3, 4 – составы пироксена, бустамита, родонита, пироксмангита и кнебелита Южного месторождения и месторождения Брокен Хилл соответственно

Родонит, согласно результатам химического анализа и оптического изучения, имеет наибольшую кальциевость в ассоциации с пироксеном и бустамитом (19 мол. % CaSiO_3 ; см. табл. 8, обр. 125), а наименьшую (7 мол. % CaSiO_3) в ассоциациях с пиросмалитом и кнебелитом (обр. 255).

Относительное содержание кальция в родоните и бустамите определялось с использованием диаграммы зависимости показателей преломления от величины отношения $\text{Ca}/\text{Ca} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$ (см. рис. 10). Эта диаграмма дает более высокую точность определения состава, чем диаграмма Сундуса [Sundius, 1931].

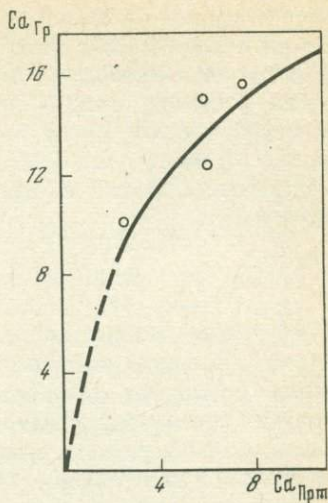
Рис. 6. Распределение кальция в сосуществующих гранате и пироксмангите

$\text{Ca}_{\text{Гр}}$ — содержание кальциевого минала в гранате; $\text{Ca}_{\text{Прт}}$ — содержание кальциевого минала в пироксмангите

Рассмотренная вертикальная инфильтрационная метасоматическая зональность по своему строению обнаруживает сходство с зональностью, описанной В.А. Жариковым [1968], для жильных контакто-инфильтрационных экзоксарнов. Это сходство заключается в смене (вверх по восстанию метасоматического тела) зоны, сложенной обогащенным марганцем пироксеном, зоной родонитового состава (на Южном месторождении — бустамит-пироксеновой зоны пироксмангит-родонитовой), а также в маломинеральности метасоматитов. Зональность жильных контакто-инфильтрационных экзоксарнов формируется в условиях вполне подвижного поведения всех компонентов, за исключением глинозема [Жариков, 1968]. Состав марганцовистых метасоматитов Южного месторождения не обнаруживает какой-либо зависимости от состава исходных пород, что, вероятно, также указывает на вполне подвижное поведение всех компонентов.

Помимо Южного месторождения, в Приморье известны и другие месторождения, минеральные парагенезисы которых значительно обогащены марганцем. К их числу относятся скарновые месторождения Дальнегорского района, расположенные в непосредственной близости от Южного. В табл. 3 приведены результаты химического анализа геденбергита, из которых видно, что этот минерал обогащен марганцем. Дальнегорские месторождения отличаются от Южного резким преобладанием в скарнах богатых кальцием минералов, в частности геденбергита [Радкевич и др., 1960; Дымкин и др., 1974; и др.]. Большая роль кальция обусловлена тем, что их высокотемпературные парагенезисы образовались путем реакционного взаимодействия алюмосиликатных пород с известняками, которые широко развиты в пределах Дальнегорского района. Нужно заметить, что Дальнегорские скарны относятся к типу жильных контакто-инфильтрационных экзоксарнов [Жариков 1968]. Для них характерна лишь одна мангангеденбергитовая зона, которую можно сопоставить с нижней (пироксен-бустамитовый) зоной марганцовистых метасоматитов Южного месторождения.

Наибольшее сходство по минеральным ассоциациям Южное месторождение обнаруживает с месторождением Брокен Хилл (Австралия). На этом месторождении также распространена ассоциация пироксена геденбергит-иогансенитового ряда с бустамитом, бустамита с гранатом альмандин-гроссуляр-спессартинового ряда, родонита с пироксмангитом, родонита с гранатом и т.д. Известны здесь и другие редкие минералы,



встречающиеся на Южном месторождении, в том числе пиросмалит, кнебелит и даннеморит. Ниже будет показано, что сходство проявляется и в составах минералов: высокой железистости и низкой марганцовистости родонита, низким (но почти постоянным) содержанием кальция в пироксмангите, почти постоянной (но вдвое большей — в среднем около 20 мол. % альмандина) железистости при широких колебаниях содержания кальция и марганца в гранате, высокой железистости бустамита и т.д.

Минералогия

Особенности генезиса марганцовистых метасоматитов Южного месторождения — высокий потенциал марганца в растворах, закономерное понижение потенциала кальция по восстанию жилы, дефицит кремния на верхних горизонтах рудного тела и широкий интервал температур образования — обусловили возникновение комплекса редких марганцевых минералов и минеральных разновидностей.

Изменение химического потенциала кальция по восстанию жилы в процессе формирования вертикальной инфильтрационной колонки обусловило появление трех групп минералов, отличающихся по содержанию этого элемента: наиболее богатые кальцием — пироксен и бустамит; бедные кальцием — родонит и пироксмангит; почти не содержащие кальция — кнебелит и пиросмалит.

Появление минералов третьей группы обусловлено наряду с понижением химического потенциала кальция понижением потенциала кремния относительно потенциалов марганца и железа.

В местах слабой фильтрации растворов глинозем выносился не полностью — часть его фиксировалась в виде граната.

При рудоотложении марганцовистые метасоматиты подверглись значительной переработке с широким замещением высокотемпературных марганцевых минералов амфиболами. При этом в силу особенностей первичного состава марганцовистых метасоматитов на Южном месторождении возникали амфиболы двух типов — богатые кальцием (актинолиты) и бедные кальцием (даннемориты). В развитии этих минералов также отмечается зональность, связанная с особенностями изменения химического состава метасоматитов по восстанию жилы: на нижних горизонтах в основном актинолит, на средних и верхних — даннеморит. Из-за условий образования актинолиты относятся к редкой марганцовистой разновидности этого минерала.

Наряду с амфиболами по ранним марганцевым минералам интенсивно развивались карбонат и рудные минералы. При более низких температурах высокотемпературные марганцевые минералы замещались минералом гизингерит-неотокитового ряда и слоистыми силикатами $(\text{Mn, Fe, Mg})_s [\text{Si}_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_m \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и $(\text{Fe, Mg, Mn, Ca})_4 [\text{Si}_4\text{O}_{10}]_m \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Помимо отмеченных минералов в жиле 4 изредка встречаются обогащенные марганцем хлорит, гидрослюда и иддингситоподобный минерал (образующийся путем замещения кнебелита).

Ниже при характеристике минералов будем придерживаться деления на две группы по температурному признаку: высокотемпературные, слагающие вертикальную инфильтрационную колонку; средне- и низкотемпературные, образовавшиеся в период рудоотложения главным образом путем замещения более ранних минералов.

Высокотемпературные минералы

Здесь рассматриваются минералы, слагающие вертикальную инфильтрационную метасоматическую колонку: пироксен, бустамит, гранат, родонит, пироксмангит, пиросмалит и кнебелит. Из них четыре минерала (пироксен, бустамит, родонит и пироксмангит) относятся к системе $MnSiO_3-FeSiO_3-CaSiO_3-MgSiO_3$ и, как показано рядом авторов, при некотором фиксированном составе могут рассматриваться как полиморфные модификации. Составы этих минералов отражают *P-T*-условия их образования.

Клинопироксен

На Южном месторождении клинопироксен встречается исключительно на нижних горизонтах жилы 4. Пироксен (диопсид-геденбергит-иогансенитового ряда) обнаружен как в жиле, так и в штокверковой зоне, развитой на участке выклинивания жилы. Он ассоциирует с бустамитом, гранатом, родонитом, манганаксинитом и кварцем. Встречается в виде зернистых масс, реже в виде фрагментов кристаллов зеленого цвета. Под микроскопом бесцветный, широкопластинчатый, $2V_{Ng} = 56-69^\circ$, $N_g = 1,730-1,747$; $N_p = 1,713-1,721$ (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Оптические свойства пироксена и бустамита Южного месторождения

Показатель преломления	Пироксены, обр., №						
	13	19а	124	125	150	151	74-251
N_g	1,747	1,730	1,739	1,739	1,733	1,732	1,739
N_p	1,720			1,721		1,713	
$2V$	+69°	+68°	+59°	+72°	+60°	+66°	

Т а б л и ц а 2 (окончание)

Показатель преломления	Бустамиты, обр., №					
	13	12-5	74-246	74-302	74-272	74-271
N_g	1,708	1,708	1,708	1,706	1,708	1,711
N_p						
$2V$	-40°					

Химические составы пироксенов

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,00	47,69	48,31	48,08	48,16	44,92
TiO ₂	0,06					
Al ₂ O ₃	0,08	0,86	0,88			0,15
Fe ₂ O ₃	18,46	0,24		0,76	0,64	2,04
FeO		21,63	18,14	19,52	18,78	19,29
MnO	5,72	8,52	9,87	9,35	9,95	6,01
MgO	2,97	0,52	1,10	0,32	0,17	1,15
CaO	22,31	20,21	21,43	21,86	22,10	22,01
Na ₂ O	0,03					0,04
K ₂ O	0,02					
P ₂ O ₅						
ZnO			0,16	0,33	0,18	
П.л.п.						4,45
Σ	99,66	99,67	99,89	100,22	99,98	100,06
FeSiO ₃		38,2	3,5	34,6	33,4	34,85
MnSiO ₃		15,0	17,5	16,2	17,4	11,11
MgSiO ₃		1,6	3,4	1,0	0,5	3,54
CaSiO ₃		45,2	47,6	48,2	48,7	50,50
Ng	1,733					1,748
Nm		1,734	1,725	1,732	1,732	
Np						1,720
d		3,622	3,602	3,62	3,63	

Примечание. 1 (обр. 150) — Южное месторождение (аналитик Ж.А. Шека);
2V = + 60°; 2-5 — Брокен Хилл, Австралия [В.Мэсон, 1973]; 6,7 — Верхнее, по

межплоскостные расстояния пироксена Южного месторождения в сравнении

12		150		19 а	
d/n	I	d/n	I	d/n	I
1	2	3	4	5	6
—	—	—	—	—	—
—	—	6,48	2	—	—
—	—	4,80	1	—	—
—	—	—	—	—	—
4,24	9	—	—	—	—
3,24	4	—	—	—	—
—	—	3,29	4	3,25	3
3,18	2	—	—	3,15	3
—	—	—	—	—	—
3,03	10	3,01	10	2,99	10

Таблица 3

7	8	9	10	11	12	13
47,52	48,30	47,78	47,15	48,62	48,31	47,20
				0,10		0,15
0,20	1,12	2,09	2,69		0,27	
3,04			2,69	2,03	1,52	0,83
22,58	19,76	21,36	21,62	20,62	22,69	19,96
3,30	4,94	4,94	3,89	6,36	3,69	6,39
1,05	2,66	1,31	0,89	0,39	0,91	2,17
21,70	23,62	22,84	22,02	19,99	20,53	21,68
0,017				0,20	0,25	0,26
				0,07		0,04
					Сл.	Сл.
0,67				1,79	1,88	0,90
100,23	100,40	100,32	100,95	100,13	100,05	99,58
40,31	33,5	36,87	39,06	38,46	34,85	33,00
6,12	8,50	8,59	6,77	11,79	13,64	11,50
3,57	8,00	4,04	3,13	1,54	2,52	6,50
50,50	50,50	50,50	51,04	48,21	48,99	49,60
1,748	1,756	1,756	1,747	1,749	1,752	1,749
1,720	1,738	1,738	1,730	1,718	1,717	1,716
				4,00	4,0	3,8

Дымкину и др., [1974]; 8-10 — Советское, по Хетчикову [Дымкин и др., 1974];
11-13 — Николаевское, по Дымкину и др. [1974].

с литературными данными

Таблица 4

Железистый иогансенит [Hutton, 1956]		Иогансенит [Momo, 1964]		
d/n	I*	d/n	I	hkl
7	8	9	10	11
9,18	< 1	—	—	—
6,55	2	6,592	1	110
4,75	1	4,779	1	200
4,52	1	4,553	1	020
3,89	2d	—	—	—
3,335	1	—	—	—
3,26	1	3,229	3	220
3,19	< 1	—	—	—
3,105	< 1	—	—	—
3,008	10	3,02	10	{ 221 310 }

1	2	3	4	5	6
—	—	2,93	2	2,94	10
—	—	—	—	2,67	3
—	—	2,60	3	2,57	3
2,56	10	2,55	8	2,53	8
—	—	—	—	—	—
2,34	3	2,34	2	2,35	3
2,23	3	2,24	2	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	2,156	3	2,16	5
2,14	4	2,126	4	2,13	5
—	—	—	—	—	—
2,04	4	2,073	3	2,05	3
—	—	—	—	—	—
—	—	2,024	3	2,02	3
—	—	—	—	—	—
—	—	1,891	1	—	—
—	—	1,860	1	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	1,778	2	1,764	4
—	—	1,680	1	1,692	2
—	—	1,642	8	1,649	2
—	—	—	—	1,627	6
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	1,574	3	1,573	2
—	—	—	—	—	—
1,539	3	1,543	3	1,532	4
—	—	—	—	—	—
1,512	3	1,508	3	1,498	2
1,443	4	1,441	4	—	—
—	—	—	—	—	—

Еще около 20 линий до 0,983 Å.

Примечание. *d* — широкая диффузная линия. Условия съемки минералов Южного месторождения (здесь и далее): РКД, *d* = 57,3 мм, анод Fe, *V* = 35 кВ, *I* = 5 мА, экспозиция — 4 ч, фильтр Мп.

Анализируемый пироксен (см. табл. 3, обр. 150) содержит 62,6 мол. % геденбергитового, 18,2 диопсидового и 19,2 мол. % иогансенитового миналов. По соотношению содержаний иогансенитового и геденбергитового миналов он близок к пироксену из сходного по парагенезисам месторождения Брокен Хилл и к наиболее марганцовистым образцам

Таблица 4 (окончание)

7	8	9	10	11
2,905	3	2,925	2	311
—	—	—	—	—
2,593	5	2,605	2	131
2,5435	8	2,564	3	221
—	—	2,547	3	002
—	—	2,39	1	400
2,346	1	2,348	1	311
2,234	2	2,240	8	312
—	—	—	—	112
2,187	< 1	2,1986	1	330
2,156	3	2,1664	2	331
2,1235	2	2,138	1	421
—	—	2,1170	1	420
2,070	2	2,0794	1	041
2,034	2	2,037	1	202
2,014	2	2,0290	1	402
1,9825	1	1,9917	1	132
1,892	< 1	1,897	1	331
1,8615	< 1	1,8715	1	510
1,833	< 1	—	—	—
1,8102	< 1	1,812	1	421
1,7810	4	1,7904	2	150
1,6925	2	1,697	1	042
1,6435	4	1,6505	2	440
—	—	—	—	531
1,6280	4	1,6362	1	223
—	—	1,619	1	530
1,593	< 1	1,5940	1	600
1,5745	< 1	1,5817	1	350
1,5505	< 1	—	—	—
1,537	< 1	1,5484	1	621
—	—	—	—	602
1,5138	5	1,5178	1	060
1,4515	6	1,4515	1	531
1,425	2	1,4300	1	352

* Интенсивности, данные в 100-балльной шкале, переведены в 10-балльную путем простого деления на 10 и последующего округления.

пироксена из расположенных вблизи Южного месторождения Дальнегорских скарновых месторождений (рис. 7).

Межплоскостные расстояния анализируемого пироксена (табл. 4) находятся в хорошем соответствии с таковыми железистого иогансенита из месторождения Брокен Хилл [С. Hutton, 1956]. Ик-спектры разных об-

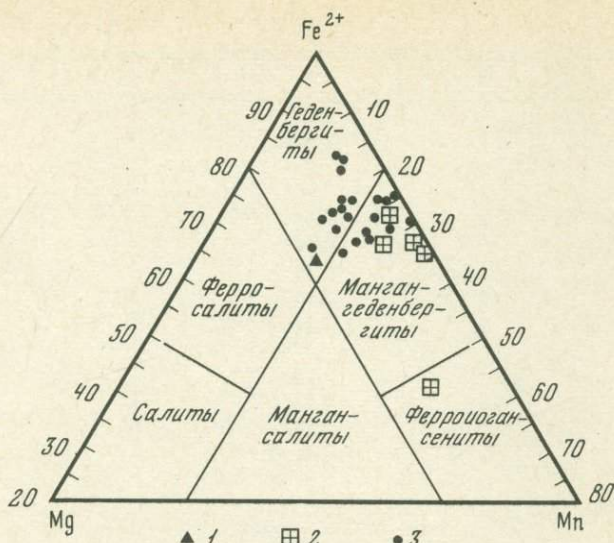


Рис. 7. Диаграмма Mg-Fe²⁺-Mn для пироксенов диопсид геденбергит-иогансенового ряда

1 — Южное месторождение; 2 — Брокен Хилл; 3 — Дальнегорские месторождения

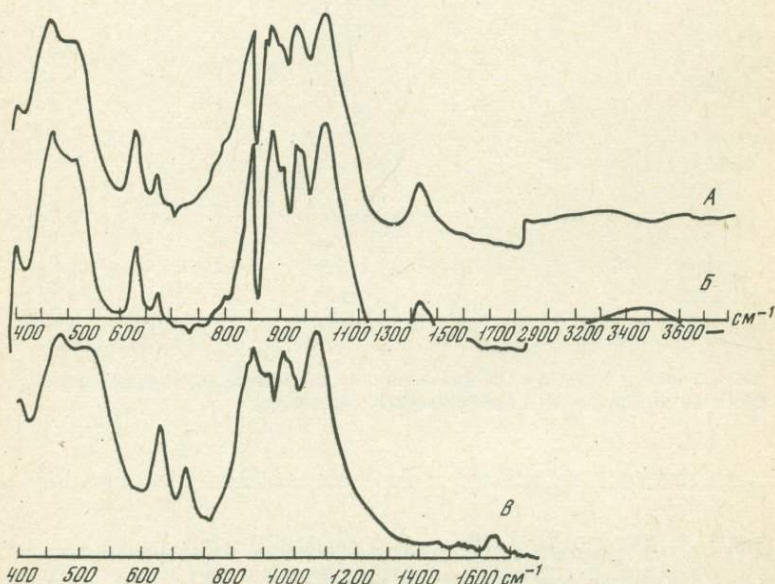


Рис. 8. ИК-спектры пироксена. А, Б — из Южного месторождения (обр. 150 и 74-251), В — геденбергита [Moenke, 1962]

Наличие дополнительных линий поглощения в спектрах пироксена Южного месторождения обусловлено незначительной примесью карбоната и кварца

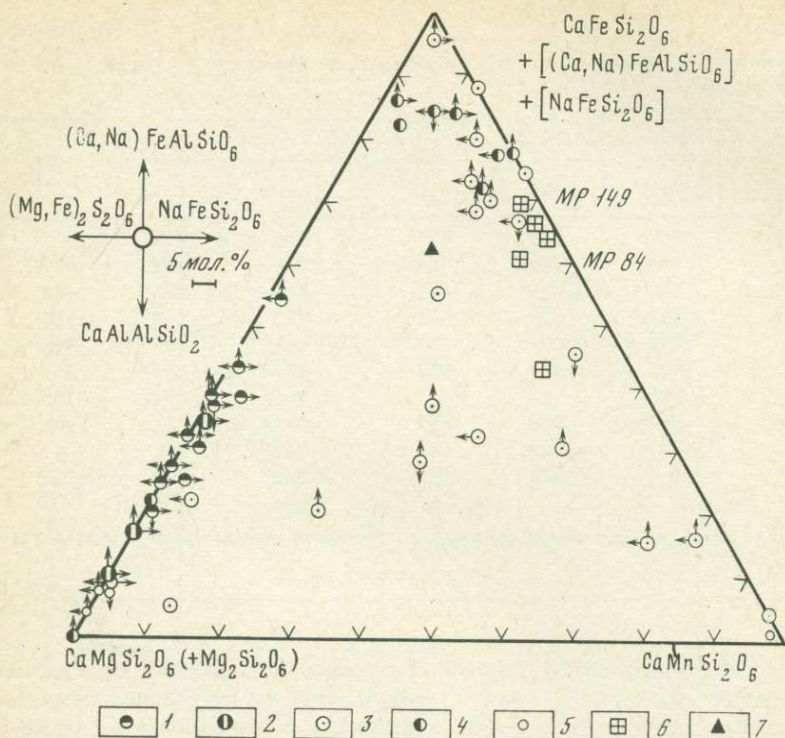


Рис. 9. Пироксены известковых скарнов и марганцевистых метасоматитов, по Жарикову [1968], с некоторыми дополнениями

1 — железорудных месторождений; 2 — медных месторождений; 3 — полиметаллических месторождений; 4 — молибдено-вольфрамовых месторождений; 5 — безрудных скарнов; 6 — месторождения Брокен Хилл (Австралия) [Hutton, 1956; Mason, 1973]; 7 — Южного месторождения

разцов пироксена мало различаются между собой (рис. 8; табл. 5) из-за слабого влияния состава на положение максимумов поглощения [Momoï, 1964; Rutstein, 1971].

Марганецсодержащие члены диопсид-геденбергит-иогансенитовой серии встречаются главным образом в скарнах с различным типом оруденения, реже как жильный минерал [Жариков, Власова, 1955; Simons, Munson, 1963]. Известны его находки в марганцевых рудах [Momoï, 1964 a, b; Tilley, 1946].

Образцы пироксена марганцевистых метасоматитов Южного месторождения и серебро-свинцово-цинкового месторождения Брокен Хилл (Австралия) по особенностям состава обнаруживают значительное сходство с пироксеном из скарново-полиметаллических месторождений (рис. 9).

Пироксен геденбергит-иогансенитового ряда и бустамит, имеющие одинаковый состав, являются полиморфными модификациями. Нагревание пироксена приводит к появлению в некотором интервале температур дву-

Таблица 5

Значения частоты линий поглощения в ИК-спектрах пироксена и бустамита Южного месторождения (см^{-1})

Пироксен, обр., №				Бустамит, обр. №		
74-251	32	150	19а	74-271	74-246	19а (нагретый)
400 *	406	402	404	409	412	—
467	466	469	469	439	439	439
515	507	515	507	465	463	463
628	629	628	631	517	516	522
670	672	671	671	564	563	563
867	872	865	882	655	655	659
913	913	913	—	696	696	700
966	964	966	659	908	913	908
984	984	984	—	949	949	944
1075	1070	1073	1075	1040	1040	1035
				1096	1094	1096

* Здесь и далее значения частот приведены с учетом градуировочной поправки прибора.

минеральной пироксен-бустамитовой ассоциации, а далее — к полному переходу пироксена в бустамит. Подобный переход был осуществлен нами для марганецсодержащего клинопироксена. Для нагревания использовалась электропечь Т40/600 (220 в, 1600 вт). Зерна исходного материала были помещены в алундовый тигель и для избежания окислений "промывались" струей аргона. Отжиг происходил в течение 15 ч 30 мин при температуре 1030°C. После нагревания производилось быстрое охлаждение с помощью вентилятора. В результате отжига окраска пироксена стала светло-серой. Полученный материал был изучен рентгеновским и оптическим методами, а также методом ИК-спектроскопии. Сравнение рентгенограмм (см. табл. 7) и ИК-спектра (см. рис. 11; табл. 5), снятых после нагревания, с рентгенограммами и ИК-спектрами бустамита указывает на полный переход в результате отжига пироксеновой структуры в бустамитовую. Ниже будет показано, что бустамит — очень удобный минерал для определения кальциевости оптическим методом и (предположительно) железистости с помощью рентгена. Поэтому перевод пироксена в бустамит путем нагревания, вероятно, можно использовать для определения содержания кальция и железа в бедных магнием пироксенах геденбергит-иогансенитовой серии.

Бустамит

Бустамит, как и пироксен, встречен лишь на нижних горизонтах жилы 4. Он присутствует в виде бесцветных, коричневатых или бледно-розовых полупрозрачных кристаллов длиной до 0,5 см. От родонита и пироксмангита макроскопически отличим по лучистому строению. Наблюдается в виде мономинеральных участков или в ассоциации с гранатом, пироксеном

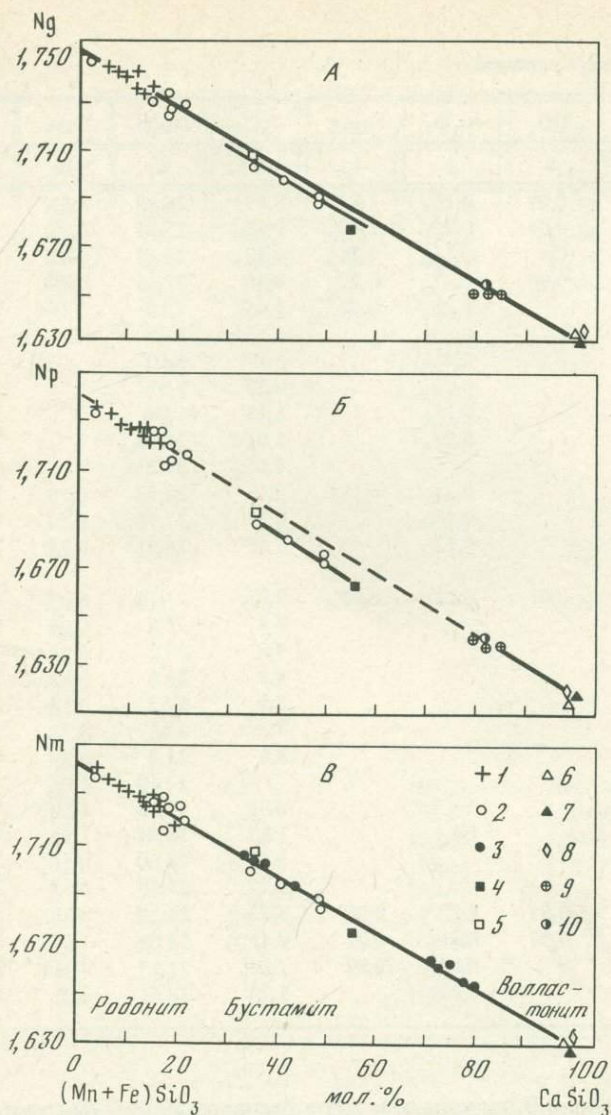


Рис. 10. Зависимость показателей преломления родонита, бустамита и волластонита от состава

Месторождения: 1 – японские [Lee, 1955; Momoi, 1964 а, б]; 2 – шведские [Sundius, 1931]; 3 – Брокен Хилл [Mason, 1973]; 4 – Франклин [Larsen, Schannon, 1922]; 5 – Требурланд, Корнуэлл [Tilley, 1946]; 6 – Скай-Блю-Хилл, Крестмор, Калифорния [Tolliday, 1959]; 7 – Базена, Адамелло, Италия, по Г. Шиавинато [Дир и др., 1965]; 8 – Ремонмарки, Писула, Финляндия [Simonen, 1953]; 9 – Камас-Малаг, Скай [Tilley, 1948]; 10 – по данным Е.Ф. Мельницкой [1967]

Химический состав бустамита

Анализ, №	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	
	1	2	3	4	5	6	7	8	
1	47,09	0,09	0,18	1,17	8,59	26,99	0,80	14,41	
2	49,20	0,04	0,30	1,30	9,18	25,24	0,12	13,43	
3	47,88	Сл.	0,14	1,26	6,38	28,35	0,05	13,69	
4	48,38	0,06	0,27	0,09	9,46	27,25	0,49	13,46	
5	48,84		1,29	0,07	4,65	7,10	0,16	37,43	
6	49,77		0,20		4,17	8,38		36,78	
7	50,08		0,25		5,77	9,10		35,07	
8	50,06		0,03		6,27	9,83		33,84	
9	49,72		0,17		5,15	11,08		33,79	
10	48,23		0,59		5,01	26,48		19,80	
11	47,97				8,05	27,31		16,36	
12	47,50		0,31	0,15	9,18	26,37	0,28	15,75	
13	47,84		0,26		8,37	27,90	0,10	14,70	
14	47,25		0,52		6,68	24,81	0,25	20,02	
15	47,65	0,01	0,02	0,40	9,07	27,10	0,07	15,37	
16					8,7	29,7	0,06	15,4	
17					9,0	27,2	0,04	15,4	
18					8,2	26,6	0,20	16,6	
19					8,5	27,2	0,18	16,0	
20					7,3	28,5	0,30	16,1	
21					8,6	26,8	0,30	16,3	
22	47,78					27,69	1,06	22,62	
23	47,66				0,48	31,65	1,18	18,16	
24	48,31		Сл.		1,87	33,04	1,90	14,93	
25	48,27				0,25	28,30	0,50	22,04	
26	48,44				0,27	25,20	0,65	25,20	
27	46,32	0,03	1,02	0,00	8,63	26,50	0,88	14,98	
28	46,25	0,02	0,31	0,02	0,75	38,09	1,07	12,24	
29	47,52		0,89	0,29	2,33	21,17	4,11	23,19	
30	45,72		0,40		5,25	26,01	3,21	19,87	

и (или) родонитом. В проходящем свете бесцветный, с двумя системами совершенной спайности, пересекающимися под углом, близким к 90°. От пироксена и пироксеноидов отличается отрицательным оптическим знаком. Имеет аномальную оптическую ориентировку $Ng \parallel y$ вместо $Ng : y$ порядка 29–30°, согласно К. Тилли [Tilley, 1946] и К. Браунеру [Brinns, 1968]. Бустамит с подобной ориентировкой известен на месторождении Брокен Хилл в Австралии [Binns, 1968].

Химические анализы четырех образцов бустамита из Южного месторождения в сравнении с составом этого минерала из месторождения Брокен Хилл и ряда других мест приведены в табл. 6. Состав бустамита Южного месторождения изменяется незначительно. Наибольшие колебания харак-

Таблица 6

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Σ	Ng	Nm
9	10	11	12	13	14	15	16
0,04	0,05	0,03		0,26	99,70	1,708	
0,01	0,05	Сл.	0,69	0,14	99,70	1,708	
0,15	0,04	0,15	1,22	0,40	99,71	1,711	
0,02	0,05	Сл.		0,14	99,67	1,708	
					99,54		1,653
					99,30		1,654
					100,27		1,662
					100,03		1,662
					99,91		1,663
					100,11		1,693
					99,69		1,702
					99,54		1,702
					99,17		1,705
	0,36				99,89	1,703	1,699±
							± 0,01
0,15	0,05	0,01	0,05	0,01	99,91	1,710	1,708
							1,708
							1,710
							1,710
							1,710
		0,21			99,36	1,68670	1,68493
0,27					99,59	1,69691	1,69487
					100,05	1,7029	1,7014
		0,12			99,55	1,68973	1,68766
					100,63	1,676	1,674
		0,24	1,05		99,65	1,707	1,705
		0,13	0,00		100,08		
					99,50		
					100,46		

терны для содержаний марганцевого (46,50–54,45 мол.%) и железистого (12,11–17,20 мол.%) миналов. Более богатые марганцем разности (№ 3 и 4) имеют бледно-розовую окраску в отличие от менее марганцевистых (бесцветных) и распространены несколько выше по восстанию жилы, нежели последние. Заметно изменяется содержание магния (0,2–2,57 мол.% MgSiO₃), которым природные образцы бустамита обычно очень бедны: небольшие вариации отмечаются для кальциевой составляющей (31,3–33,24 мол.%).

Сравнение с другими анализами (табл. 6) показывает, что бустамит Южного месторождения относится к наиболее богатым железом разностям минерала. Другая его особенность — необычно низкое содержание

Таблица 6 (окончание)

Анализ, №	Np	$2V_{Np}$	d	FeSiO ₃	MnSiO ₃	MgSiO ₃	CaSiO ₃
	17	18	19	20	21	22	23
1				15,4	48,96	2,57	33,07
2				17,6	46,5	0,4	31,3
3				12,11	54,45	0,2	33,24
4				17,2	50,0	1,5	31,3
5			3,10	7,8	11,9	0,5	79,8
6			3,082	7,0	14,2		78,8
7			3,113	9,5	15,4		75,1
8			3,133	10,5	16,8		72,7
9			3,133	9,1	18,8		72,0
10			3,380	8,8	46,9		44,3
11			3,443	14,5	48,0		37,5
12			3,46	16,4	47,1	0,9	35,6
13			3,455	15,3	49,9	0,3	34,5
14	1,688	39°	3,41	11,5	43,4	0,7	44,4
15	1,693	37 ± 2°	3,44	16,7	48,5	0,2	34,6
16				14,8	51,3	0,2	33,7
17				15,9	49,0	0,1	35,0
18				14,4	47,7	0,6	37,6
19				14,8	48,6	0,6	36,0
20				12,8	50,4	0,9	35,9
21				15,0	47,6	0,9	36,5
22	1,67198	41,9°	3,317		47,54	3,23	49,23
23	1,68153	43,1°	3,386	0,83	55,29	3,66	40,22
24	1,6874	36,2°	3,410	3,23	57,78	5,90	33,10
25	1,67493	44,1°	3,324	0,61	49,23	1,54	48,62
26	1,662	44°		0,4	43,1	2,0	54,5
27	1,692	35°	3,425	15,4	47,7	2,8	34,1
28				1,3	67,8	3,4	27,5
29				4,16	40,21	9,73	45,90
30				8,51	46,74	7,45	37,30

Примечание. ВВ анализах: 22—0,19% BaO, 25—0,07% ZnO, 26—0,53% ZnO. 1—4 — Южное месторождение (обр. 125, 74—246, 74—271 и 74—272 соответственно). Аналитик Ж.А. Шека; 5—21 — месторождение Брокен Хилл (Новый Южный Уэльс, Австралия) [Mason, 1973; Harada et al., 1974; Binns, 1968;]; 22—24 — Лонгбан [N. Sundius, 1931]; 25, 26 — Франклин-Фенис (США) [Sundius, 1931; Larsen, 1922]; 27 — Требурланд, Корнуэлл [Tilley, 1946]; 28 — Нодатамагава (префектура Ивате, Япония), по Ватанабе и Като [Дир и др., 1965]; 29, 30 — по данным Г. Попа, К. Коцирта [Popa, Cocirta, 1974].

кальция; из приведенных в табл. 6 анализов меньшее содержание этого элемента имеет лишь образец из Нодатамагава (префектура Ивате, Япония), по Ватанабе и Като [Дир и др., 1965].

По составу бустамит близок к наименее кальциевым разностям этого минерала из месторождения Брокен Хилл (см. рис. 5, А). Бустамит Южно-

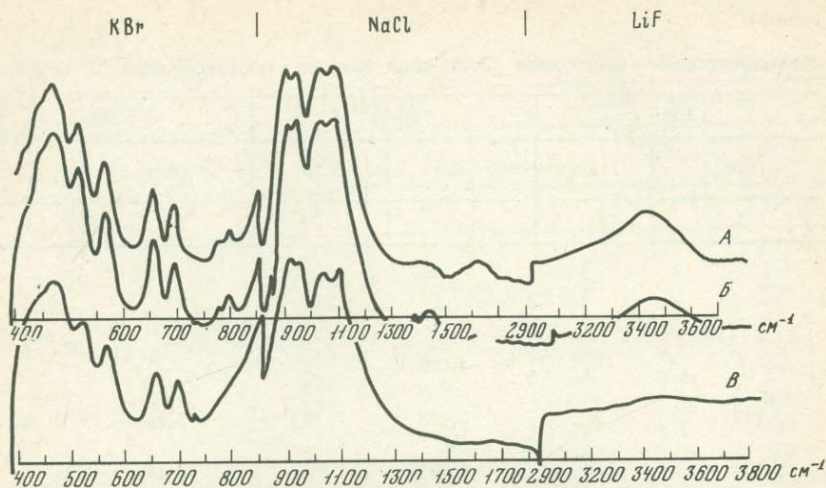


Рис. 11. ИК-спектры бустамита и переведенного в бустамит путем нагревания марганцевого клинопироксена

А — бустамит, обр. 74–246; Б — бустамит, обр. 74–271; В — нагретый клинопироксен, обр. 19А. Присутствие дополнительных линий в спектрах бустамита обусловлено незначительными примесями кварца и карбоната

го месторождения по сравнению с другими содержит значительное количество трехвалентного железа (до 1,3 вес. %), в некоторых случаях — воды (до 1,22 вес. %). Близкое содержание воды (1,05 вес. %) указывал К. Тилли для месторождения Требуранд [Tilley, 1946].

Оптические свойства (см. табл. 2) изменяются незначительно ($N_g = 1,706–1,711$; $2V_{Np} = 40–41^\circ$). Это связано с относительным постоянством состава.

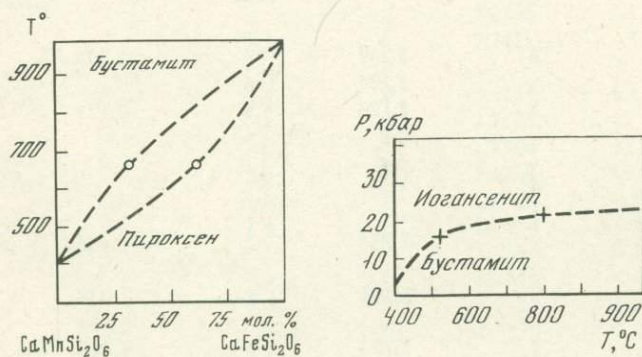


Рис. 12. Диаграмма состав—температура для пироксен-бустамитовой ассоциации

Кружками показаны сосуществующие пироксен и бустамит из месторождения Брокен Хилл, Австралия (с учетом поправки на давление)

Рис. 13. Приближенная зависимость температуры инверсии чистых иогансенита и бустамита от давления, по данным К. Лэмб [Lamb et al., 1972]

Межплоскостные расстояния бустамита Южного месторождения в сравнении

13а		74-246		74-246	
d/n	I	d/n	I	d/n	I
1	2	3	4	5	6
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	4,602	5	—	—
—	—	4,137	5	—	—
3,797	8	3,752	6	3,765	6
—	—	—	—	—	—
3,478	8	3,497	8	3,449	6
—	—	3,404	8	—	—
—	—	—	—	—	—
3,272	9	3,250	9	3,243	6
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
3,064	8	3,064	8	3,037	6
—	—	2,98	8	—	—
2,932	10	2,903	10	2,909	10
—	—	—	—	—	—
2,686	1	2,663	3	2,668	2
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
2,442	3	2,456	4	2,479	3
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2,407	3
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
2,262	4	2,249	6	2,248	6
—	—	2,234	6	—	—
2,150	5	2,123	5	2,121	5
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
2,068	4	—	—	—	—
1,960	1	—	—	—	—
—	—	1,934	2	1,936	2
—	—	—	—	—	—
1,844	2	1,841	2	1,838	3
—	—	—	—	1,815	2
1,792	1	1,793	1	1,786	3
—	—	—	—	—	—
1,720	2	1,724	5	1,715	4

с литературными данными

74-271		19а (нагретый)		[Harada et al., 1974]		
d/n	I	d/n	I	d/n (расчетное)	I*	hkl
7	8	9	10	11	12	13
—	—	—	—	7,4392	2	200
—	—	6,98	3	6,8583	<1	002
—	—	—	—	—	—	—
—	—	4,54	2	4,8322	<1	202
—	—	4,20	2	4,4134	<1	311
3,704	6	3,72	4	3,7196	4	400
—	—	—	—	3,6022	<1	311
3,421	6	3,44	4	3,4292	3	004
—	—	—	—	3,3992	<1	402
—	—	—	—	3,3486	<1	313
3,223	8	3,24	7	3,2255	10	204
—	—	—	—	3,1539	<1	402
—	—	—	—	3,1126	<1	313
3,006	8	3,03	4	3,0137	3	204
—	—	—	—	2,9734	<1	511
2,895	10	2,90	10	2,8987	<1	220
—	—	2,71	1	2,8791	<1	420
2,637	3	2,66	2	2,6414	3	404
—	—	—	—	2,5742	<1	115
—	—	—	—	2,5250	<1	115
—	—	2,49	3	2,4797	3	600
—	—	2,42	3	2,4203	<1	024
2,407	4	—	—	2,3992	<1	224
2,280	3	2,29	4	2,2896	<1	420
—	—	—	—	2,2736	<1	620
—	—	2,24	4	2,2421	5	206
2,239	4	—	—	—	—	—
2,123	7	2,13	5	2,1314	<1	422
—	—	—	—	2,1125	<1	622
—	—	—	—	2,1003	1	604
2,025	4	2,05	1	2,0301	<1	406
1,957	2	1,974	2	1,9629	<1	424
1,928	1	1,935	2	1,9294	<1	604
—	—	—	—	1,8598	<1	800
—	—	1,841	1	1,8343	<1	624
—	—	—	—	1,8184	<1	820
1,781	3	1,793	5	1,7770	<1	240
—	—	—	—	1,7562	<1	226
—	—	1,714	3	1,7146	2	008

* Интенсивности, данные в 100-балльной шкале, переведены в 10-балльную путем простого деления на 10 и последующего округления.

1	2	3	4	5	6
		1,712	7		
—	—	—	—	—	—
1,679	4	1,672	7	1,674	5
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
1,568	4	1,565	6	1,556	3
—	—	1,488	6	1,484	4
1,479	3	—	—	—	—
—	—	1,448	6	1,445	4
1,439	3	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1,410	1

Для волластонита, бустамита и родонита предложена диаграмма зависимости оптических свойств от суммарного содержания кальциевого и магниевых минералов [Hey, 1929; Sundius, 1931]. Перестройка диаграммы (рис. 10) позволяет определять составы указанных минералов с большей точностью. Особенность полученной диаграммы в отличие от диаграммы Сундиуса та, что прямая зависимости Nm от состава для всех трех минералов общая. Точки бустамита Южного месторождения хорошо укладываются на соответствующую прямую. Полученные зависимости широко использовались для определения кальциевости родонита и бустамита. Рентгеновские данные (табл. 7) сопоставимы с таковыми для высокожелезистого бустамита из месторождения Брокен Хилл [Harada et al., 1974]

Положение линий на рентгенограмме бустамита сильно зависит от его состава. С возрастанием содержания железа для целого ряда отражений отмечается тенденция к понижению величин межплоскостных расстояний.

ИК-спектры разных образцов бустамита Южного месторождения почти ничем не отличаются друг от друга (рис. 11). Это обусловлено двумя причинами: относительным постоянством состава и нечувствительностью спектров к его изменению [Rutstein, 1971].

Чистые геденберgit и иогансенит могут рассматриваться в качестве низкотемпературных полиморфных модификаций соответственно "волластонитового твердого раствора" состава $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$, имеющего бустамитовую структуру [Rutstein, 1971; Rutstein, White W., 1971], и бустамита ($\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$). При замещении железа в геденбергите на марганец пироксеновая структура в определенных условиях сохраняется вплоть до состава $\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$ (иогансенит).

Ниже предпринята попытка использовать полиморфизм бустамита и клинопироксена для приблизительной оценки температуры образования наиболее ранних минералов марганцевистых метасоматитов.

Таблица 7 (окончание)

7	8	9	10	11	12	13
1,711	3	—	—			
—	—	—	—	1,7044	< 1	208
1,675	7	1,678	4	1,6743	< 1	626
—	—	—	—	1,6626	< 1	824
—	—	—	—	1,6128	< 1	408
1,559	7	1,565	3	1,5557	< 1	824
1,484	3	1,485	3	1,4878	< 1	10.0.0.
—	—	—	—	1,4749	< 1	244
1,443	4	1,448	3	1,4493	< 1	440
—	—	—	—	1,4371	< 1	428
—	—	—	—	1,4279	< 1	10.0.2.
1,412	4	—	—	1,4117	< 1	10.0.4.

Температура инверсии геденбергита равна 980 °C [Rutstein, 1971], а иогансенита, согласно последним данным [Lamb et al., 1972], 400 °C или даже несколько ниже. В области промежуточных $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Si}_2\text{O}_6$ составов при некоторых P - T -условиях будет устойчива двуминеральная ассоциация. Составы сосуществующих минералов являются функцией температуры и давления.

По температурам инверсии чистых геденбергита и иогансенита и составам сосуществующих пироксена и бустамита (при известной температуре) построена диаграмма состав—температура для пироксен-бустамитовой

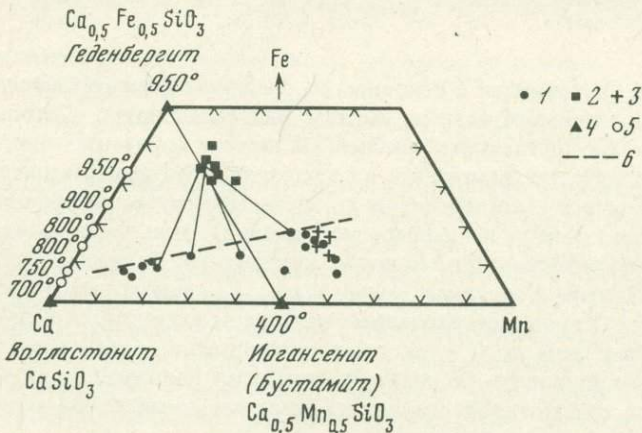


Рис. 14. Диаграмма Ca—Fe—Mn для сосуществующих пироксена и бустамита месторождения Брокен Хилл (Австралия)

1, 2 — бустамит и пироксен месторождения Брокен Хилл [Mason, 1973]; 3 — бустамит Южного месторождения; 4 — чистые геденбергит, бустамит и волластонит (рядом показаны температуры инверсии); 5 — составы "волластонитового твердого раствора", ассоциирующего с геденбергитом при различных температурах, по данным М. Рутштейна [Rutstein, 1971]; 6 — верхняя граница бустамитового поля для месторождения Брокен Хилл (изотерма 700° С при $P \approx 6$ кбар)

ассоциации (рис. 12). Для получения промежуточной пары точек на диаграмме использованы составы сосуществующих бустамита и пироксена месторождения Брокен Хилл (Австралия) [Mason, 1973]. Руды этого месторождения метаморфизованы вместе с вмещающими породами в условиях гранулитовой фации [Binns, 1962; Both et al., 1975]. Температура метаморфизма, определенная нами по двупироксеновому термометру [Перчук, 1970] с использованием анализов сосуществующих орто- и клинопироксенов из вмещающих месторождение пород [Binns, 1962], колеблется в интервале 660–730°C и составляет в среднем 700°C. Близкие температуры для месторождения Брокен Хилл получены изотопным методом от 700 до 750°C [Both et al., 1975]. Поправку на давление ориентировочно можно оценить по графику (рис. 13), построенному с использованием данных К. Лэмб [Lamb et al., 1972] для чистого иогансенита. Для месторождения Брокен Хилл (P составляет около 6 кбар) [Mason, 1973] она примерно равна 40°C.

На железистость ($\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$) бустамита, ассоциирующего с пироксеном, содержание кальция оказывает небольшое влияние. Это видно из диаграммы Ca–Fe – Mn (рис. 14) для пироксена и бустамита месторождения Брокен Хилл, на которой верхняя граница бустамитового поля представляет собой изотерму 700°C.

Таким образом, большое содержание железа в образцах бустамита Южного месторождения, видимо, обусловлено высокой температурой их образования. Железистость бустамита Южного месторождения (см. табл. 6, обр. 74-246), согласно диаграмме (см. рис. 12), с учетом содержания кальция (см. рис. 14) примерно соответствует температуре образования, равной 640°C.

Родонит

Минерал встречается в основном на средних горизонтах рудного тела, где слагает мономинеральные участки или ассоциирует с пироксмангитом, гранатом и другими минералами. На нижних горизонтах иногда в небольшом количестве отмечается в ассоциации с бустамитом или пироксеном, а на верхних – с кнебелитом (в последнем случае диагностика родонита проведена только по данным коноскопии). При рудоотложении подвергался замещению даннеморитом, карбонатом, кварцем, марганцовистым гизингеритом и рудными минералами. В свежем сколе имеет розовую окраску. Хорошо образованные кристаллы встречаются редко – в пустотах диаметром до 0,3 см, присутствующих в образцах этого минерала. Под микроскопом – бесцветный, оптически положительный, с двумя системами совершенной спайности, пересекающимися под углом, близким к 92°.

Оптические свойства родонитов Южного месторождения непостоянны (табл. 8). Величина угла оптических осей в ряде случаев выходит за пределы указывавшихся значений, что, вероятно, связано с сильной деформированностью кристаллов (выражающейся, в частности, в их оптической неоднородности).

Таблица 8

Оптические свойства и относительные содержания кальциевого минала в родоните Южного месторождения (по оптическим данным)

Обр., №	N_g	N_m	N_p	$2V_{Ng}$	100 Ca/Ca + + Mn + Fe
19a*	1,739		1,727		14,4
63	1,739			67°	11,5
72				72°	
75		1,728	1,724	73°	14,2
125			1,719		18,5
166			1,731	68°	8,5
171*			1,724	82°	13,1
173*	1,739			82°	9,3
187*			1,724	72°	15,5
193a*	1,740			68°	13,8
252				75°	
254			1,728	56°	11,0
254в	1,741				9,5
255	1,744			55°	7,0
26с	1,739			65°	11,5
267a	~1,744		1,730	88°	8,0
287a				60°	
292a	1,743				7,5
302				66°	
305				73°	
74-270A*	1,739				16,0
74-272	1,730				17,5
74-302 *					13,8

*Относительные содержания кальциевого минала приведены по результатам химического и микронзондового анализов.

Показатели преломления также изменяются в широких пределах: $N_g = 1,730-1,743$; $N_p = 1,719-1,730$. Выше показано, что их значения линейно возрастают с уменьшением величины Ca/Ca + Mn + Fe (см. рис. 10). Указанные пределы изменения показателей преломления соответствуют колебаниям кальциевости приблизительно от 7 до 18,5 мол. %.

Рентгенограммы родонита в сравнении с литературными данными приведены в табл. 9. Х. Момои [Момои, 1964 а, б] показано, что разности некоторых углов отражения, в частности 2θ (200)– 2θ (020), линейно изменяются с изменением содержания кальциевого минала (рис. 15). По данным Х. Момои построена диаграмма зависимости 2θ (200) от величины Ca/Ca + Mg + Fe (рис. 16, А). Эта диаграмма в случае известной кальциевости (величину которой можно получить оптическим методом) позволяет определять суммарное содержание железа и магния. При низких содержаниях магния она дает возможность оценивать железистость родонита. Величина 2θ (020), кроме того, зависит от содержания марганца, хотя

Межплоскостные расстояния родонита

Южное месторождение (обр., №)								Место- рождение Касо[Lee, 1955]
187		193а		173		171		
<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
—	—	—	—	—	—	—	—	7,01
—	—	—	—	—	—	—	—	6,60
4,80	3	—	—	—	—	—	—	4,74
4,12	3	—	—	4,19	4	4,15	5	4,08
3,66	1	—	—	3,74	1	3,79	1	3,82
3,55	1	3,56	3	3,59	5	3,59	1	3,53
3,34	8	3,35	3	—	—	3,36	4	3,32
—	—	—	—	3,23	3	—	—	3,24
3,17	7	3,12	6	—	—	3,16	4	3,12
—	—	—	—	—	—	—	—	3,08
2,97	10	2,96	7	2,95	8	2,98	10	2,96
—	—	—	—	—	—	—	—	2,92
2,77	9	2,77	5	—	—	2,78	5	2,76
—	—	—	—	—	—	—	—	2,71
2,66	2	2,65	2	2,63	10	2,68	3	2,65
2,59	2	2,60	2	—	—	2,61	3	2,59
2,51	2	2,51	3	2,52	3	2,53	3	2,50
2,45	2	2,41	1	2,40	4	2,44	3	2,44
—	—	—	—	—	—	—	—	2,37
—	—	—	—	2,31	4	—	—	2,27
2,22	4	2,22	4	—	—	2,24	6	2,22
2,17	4	2,81	4	—	—	2,18	6	1,18
—	—	—	—	—	—	—	—	2,15
2,11	3	2,12	3	2,14	4	2,13	3	2,12
—	—	2,07	2	2,09	5	2,09	3	2,08
—	—	—	—	—	—	—	—	2,06
1,98	1	—	—	—	—	—	—	1,98
1,89	3	1,90	2	1,90	1	1,90	3	1,89
1,87	3	1,87	2	—	—	1,87	2	1,86
1,82	3	—	—	—	—	1,83	3	1,82
—	—	—	—	1,74	2	1,73	4	1,75
1,72	4	—	—	—	—	1,71	4	1,72
1,70	4	1,70	3	1,70	5	—	—	1,70
1,66	3	1,67	3	1,63	9	1,68	4	1,66
—	—	1,60	2	—	—	—	—	1,60
1,58	2	—	—	—	—	—	—	1,58
—	—	—	—	1,57	10	—	—	1,57

Еще более 20 линий.

Рис. 15. Зависимость величины 2θ (200) — 2θ (020) $2\theta(200)-2\theta(020)$ от содержания кальция в родоните [Момои, 1964 а, б].

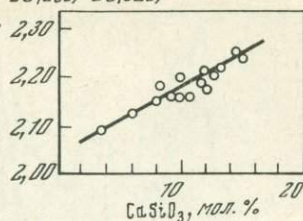
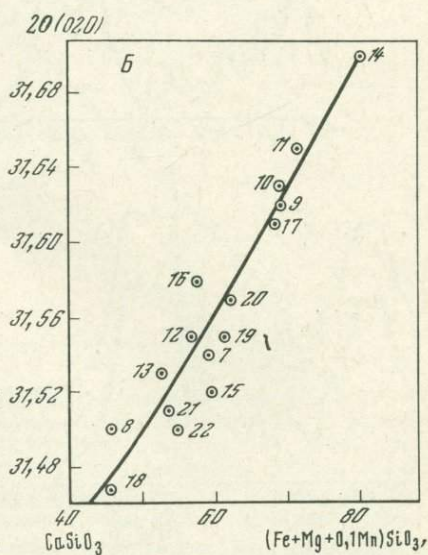
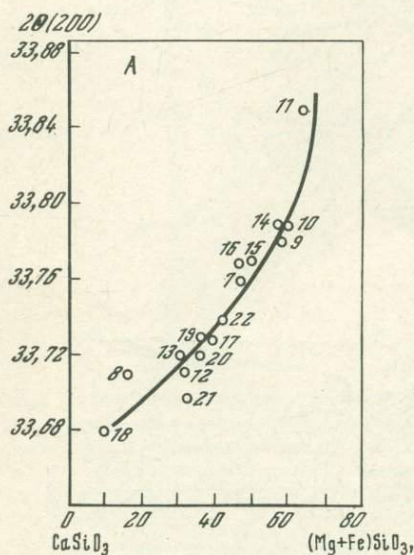


Рис. 16. Зависимость 2θ (200) (А) и 2θ (020) (Б) родонита от состава. Диаграммы построены с использованием данных Х. Момои [Момои, 1964 а, б]. Номера соответствуют номерам анализов в табл. 11



влияние этого элемента значительно меньше, чем железа и магния (рис. 16, Б).

Величины указанных выше углов отражений при отжиге изменяются [Момои, 1964 а, б], соответственно изменяются и их разности. Это обстоятельство, а также различное влияние марганца на значения 2θ (020) и 2θ (200), вероятно, следует учитывать при использовании приведенных диаграмм (см. рис. 15, 16).

ИК-спектры различных образцов родонита месторождения не обнаруживают существенных различий между собой, но по некоторым деталям заметно отличаются от эталонного спектра (рис. 17; табл. 10).

Результаты химического и микронзондового анализа родонита Южного месторождения в сравнении с анализами этого минерала из некоторых месторождений Японии [Момои, 1964 а, б] и месторождения Брокен Хилл [Mason, 1973] приведены в табл. 11. Из табл. 11 видно, что содержания основных компонентов — марганца, железа и кальция — в его составе изменяются в относительно небольших пределах (68,13—

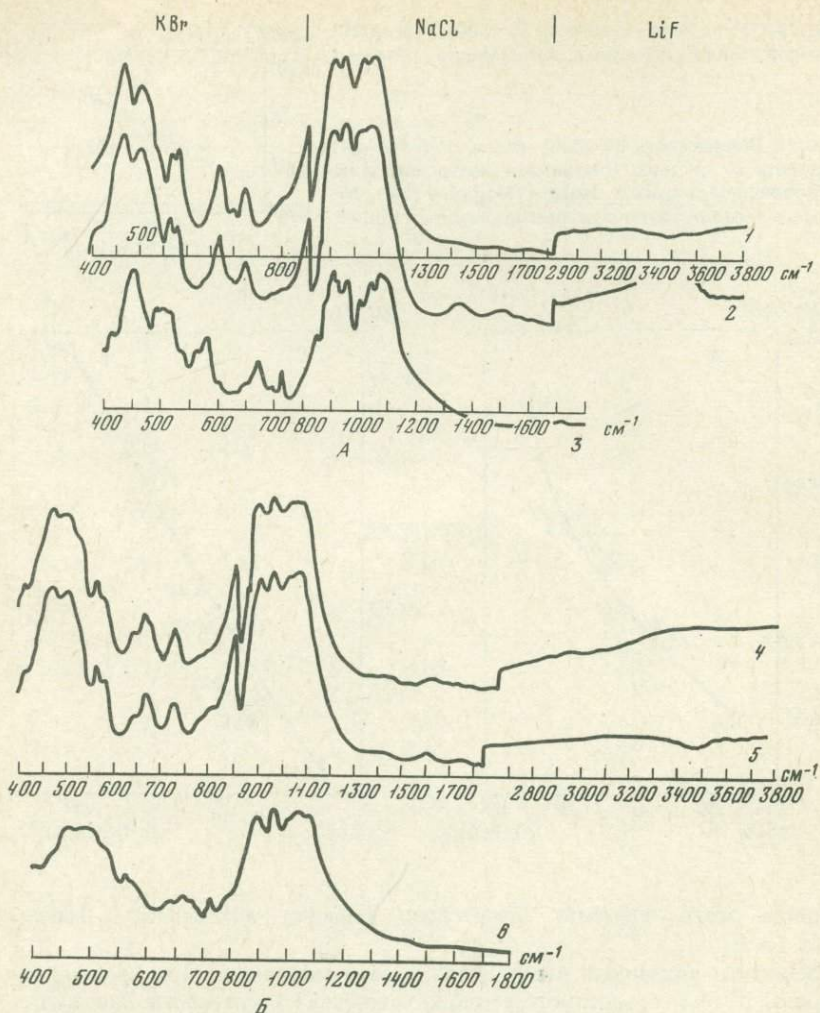


Рис. 17. ИК-спектры родонита (А) и пироксмангита (Б)

1, 2, 4, 5 – Южное месторождение (обр. 193а, 207в, 109, 215 соответственно); 3, 6 – по Мюенке [Мюенке, 1962]. Присутствие дополнительных линий поглощения в спектрах минералов Южного месторождения связано с незначительной примесью кварца (обр. 193а, 215) и карбоната, кварца, пироксмангита (обр. 207в)

74,13 мол.% MnSiO_3 , 9,25–16,20 мол. % FeSiO_3 , 8,22–15,42 CaSiO_3). Содержание магния невелико и тоже непостоянно (1,32–4,30 мол.% MgSiO_3). Присутствие в обр. 193а серы и двуокиси углерода, вероятно, связано с примесью карбоната и сульфидов.

Родонит Южного месторождения характеризуется высокими для этого минерала содержаниями двухвалентного железа и низкими – марганца.

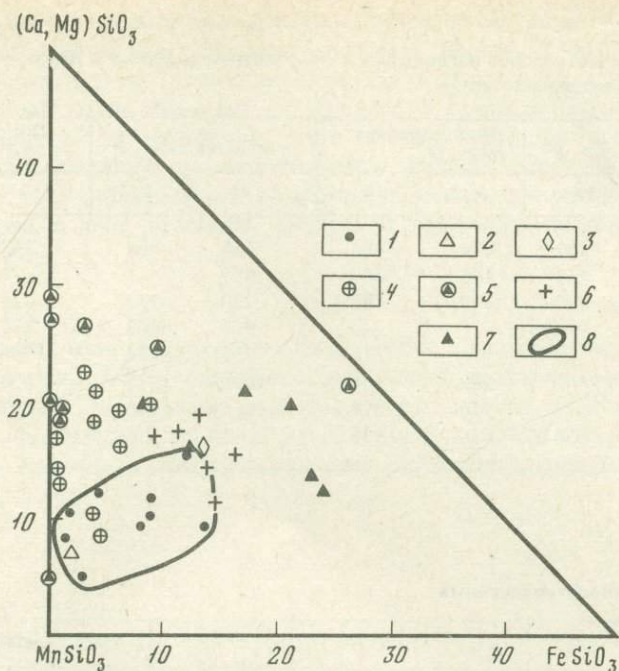


Рис. 18. Диаграмма составов для образцов родонита различного генезиса

Родонит магматического и метаморфического происхождения: 1 — из контактово-метаморфизованных пород и руд [Л.И. Кулиш, Е.А. Кулиш, 1974; Momoï, 1964 а, b]; 2 — из пегматита [Bilgrami, 1956]; 3 — из кварцитов [Hietanen, 1938]; 4 — из японских месторождений [Momoï, 1964 а, b]; 5 — из скарнов [Sundius, 1931]; 6 — из Южного месторождения; 7 — из месторождения Брокен Хилл (Австралия) [Mason, 1973]; 8 — поле составов родонита из контактово-метаморфизованных пород и руд

Эти особенности его состава иллюстрирует диаграмма (рис. 18). Образцы родонита с более высокими содержаниями железа (и меньшими содержаниями марганца) в природе редки. Такие же особенности присущи и родониту месторождения Брокен Хилл. По суммарному содержанию кальция и магния он соответствует родониту Южного месторождения, но отличается в целом значительно более высокой железистостью.

На диаграмме четко выделяются два поля родонита, различающиеся по суммарному содержанию кальция и магния. Низкие содержания характерны для образцов родонита из контактово-метаморфизованных пород и руд и образца из пегматита. Гораздо богаче этими элементами родонит метасоматического генезиса, особенно из скарновых месторождений.

Родонит Южного месторождения и родонит месторождения Брокен Хилл по суммарному содержанию кальция и магния соответствуют наиболее бедным этими элементами минералам метасоматического происхождения, но отличаются более высокой железистостью. Различия составов образцов родонита контактово-метаморфического и метасоматического

Значение частоты линий поглощения в ИК-спектрах родонита и пироксмангита Южного месторождения (в см^{-1})

Родонит, обр., №		Пироксмангит, обр., №		Родонит, обр., №		Пироксмангит, обр., №	
193а	207в	215	109	193а	207а	215	109
414	409	404	404	665	665	662	662
462	462	466	467	695	—	—	678
495	498	498	498	720	723	725	728
515	515	—	—	903	903	898	898
533	—	—	528	951	954	956	959
563	560	560	561	1030	1025	1030	1030
578	579	576	578	1065	1065	1060	1065
646	636	636	638				

Химический состав родонита

Проба, №	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	47,44	0,05	0,48	0,51	7,12	37,64	0,39	5,32
2	45,97	Сл.	0,26	0,98	7,58	39,76	1,13	3,51
3	48,70	0,09	0,45	0,12	4,86	38,29	0,57	6,24
4	45,30	0,04	Сл.	0,30	6,32	38,72	1,31	5,70
5	45,98	Сл.	0,23	0,95	7,11	37,14	1,11	6,65
6	47,65	0,04	0,34	Сл.	8,68	36,06	0,62	5,64
7	45,58		0,71	0,99	1,78	41,58	2,41	5,76
8	46,27		0,99	0,48	0,30	46,05	0,43	5,48
9	45,40		0,43	0,83	3,09	42,67	2,10	4,07
10	45,85		0,33	0,83	3,18	41,66	2,77	4,48
11	44,47		1,11	1,90	5,57	40,09	1,76	4,38
12	43,00		2,14	0,00	2,23	47,74	0,14	4,30
13	44,78		0,32	0,49	2,18	45,81	0,14	5,16
14	44,42		0,82	0,40	1,52	49,85	0,53	1,53
15	46,38		0,00	0,57	4,81	39,52	1,67	6,35
16	45,95		0,85	0,50	2,20	43,58	1,74	5,63
17	43,98		0,93	0,27	0,58	49,17	0,77	2,58
18	45,23		0,51	0,12	0,27	47,16	0,25	5,14
19	45,17		0,85	0,78	2,11	47,20	0,07	3,59
20	44,01		0,95	0,00	1,10	46,64	0,74	3,42
21	43,02		0,23	0,23	0,27	45,49	1,61	5,23
22	46,50		0,62		1,90	41,42	2,30	6,62
23	46,20		0,00	0,00	9,03	39,72	0,12	4,66
24	46,07	0,00	0,42		7,91	38,06	0,78	6,17

генезиса по содержанию кальция отмечались ранее Х. Момои при изучении этого минерала из японских месторождений [Момои, 1964]. Этот автор полагал, что низкие содержания кальция в первых объясняются вывобождением этого элемента из родонита в процессе его термального метаморфизма. Расположение точек состава образцов родонита Южного месторождения и месторождения Брокен Хилл на диаграмме (см. рис. 18) вблизи поля родонита из контактово-метаморфизованных пород и руд, вероятно, связано с высокими температурами их образования.

Пироксмангит

Этот минерал тоже распространен главным образом на средних горизонтах месторождения. Он ассоциирует с родонитом, гранатом, кнебелитом и пиросмалитом. В околожильных измененных породах отмечался в ассоциации с аксинитом и турмалином. При рудоотложении замещался амфиболами, карбонатом, кварцем, рудными минералами, слоистыми силикатами марганца.

Таблица 11

	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Σ	MnSiO ₃
	0,05	0,04		Сл.	0,52	0,09	99,55	72,21
	0,05	0,03		"		0,31	99,58	74,13
	0,03	0,13		"		0,10	99,34	73,64
	Сл.	0,01		0,17	0,61	0,06	99,43	71,06
	0,03	0,06		Сл.		0,26	99,52	68,13
	0,02	0,04		"	0,39	0,14	99,62	68,22
				0,13	0,27		99,21	75,1
							100,00	84,9
				0,45	0,51		99,55	77,7
				0,18	0,23		99,51	74,8
				0,24	0,52		100,44	72,3
				0,10	0,33		99,98	85,8
				0,34	0,29		99,51	83,4
				0,24	0,44		99,85	91,6
				0,22	0,13		99,65	71,2
				0,27	0,18		99,82	77,9
				0,22	0,66		99,16	90,2
				0,29	1,27		100,24	86,6
				0,16	0,16		100,09	86,9
				0,01	1,65		99,66	87,4
				0,35	1,00		100,72	82,2
				0,14	1,08		100,79	74,4
			0,30				100,03	72,6
0,00	0,01	0,00					99,42	69,0

Таблица 11 (окончание)

Проба, №	FeSiO ₃	CaSiO ₃	MgSiO ₃	Ng	Nm	Np	2V _{Ng}
1	13,51	12,96	1,32	1,739		1,724	82°
2	13,96	8,22	3,69	1,739			82°
3	9,25	15,20	1,91			1,724	72°
4	11,47	13,27	4,20	1,740			68°
5	12,90	15,42	3,55	1,739			
6	16,20	13,50	2,08	1,730			
7	4,0	13,2	7,7	1,734	1,726	1,722	71,5°
8	0,9	12,8	1,4				
9	6,2	9,4	6,7				
10	6,3	10,2	8,7				
11	12,1	10,0	5,6	1,740	1,731	1,727	69,6°
12	4,0	9,8	0,4				
13	4,3	11,8	0,5				
14	3,2	3,5	1,7	1,748	1,740	1,735	61°
15	9,0	14,5	5,3	1,736	1,728	1,724	70,4°
16	4,0	12,7	5,5	1,735	1,728	1,724	70,4°
17	1,3	6,0	2,5	1,744	1,735	1,733	68,5°
18	0,6	12,0	0,8	1,740	1,730	1,727	74,3°
19	4,5	8,4	0,2				
20	2,0	8,1	2,5	1,742	1,733	1,729	68,3°
21	0,7	12,0	5,1	1,742	1,730	1,727	69,0°
22	3,4	15,0	7,3	1,734	1,725	1,722	64,0°
23	16,2	10,8	0,4		1,731		
24	14,0	14,0	3,0	1,739		1,727	

Примечание. 1–6, 24 – Южное месторождение (обр. 171, 173, 187, 193а, 74-270, 74-302 и 19а соответственно); 7–22 – японские месторождения [Момои, 1964 а, б]; 23 – месторождение Брокен Хилл (Австралия) [Mason, 1973]. В анализе 4 присутствует 0,12 вес.% Si и 0,68 CO₂.

Пироксмангит макроскопически не отличим от родонита. Имеет значительно меньший угол оптических осей, что позволяет надежно диагностировать этот минерал с помощью коноскопии или столика Федорова. Другими методами, позволяющими легко отличать пироксмангит от родонита, являются рентгеновский и метод ИК-спектроскопии.

Показатели преломления пироксмангита Южного месторождения изменяются в небольших пределах (табл. 12). Рентгенограммы пироксмангита очень сходны с таковыми родонита (табл. 13). Для них, так же как и для рентгеновских данных родонита, характерна изменчивость интенсивностей, которые, как показано Х. Момои [Момои, 1964], сильно зависят от степени измельчения образца. Этим же автором предложен способ быстрого и надежного отличия пироксмангита от родонита по дифрактограммам, снятым в интервале $2\theta = 29-37^\circ$ (рис. 19).

Сопоставление рентгеновских данных и результатов химического анализа образцов пироксмангита Южного месторождения свидетельствует о

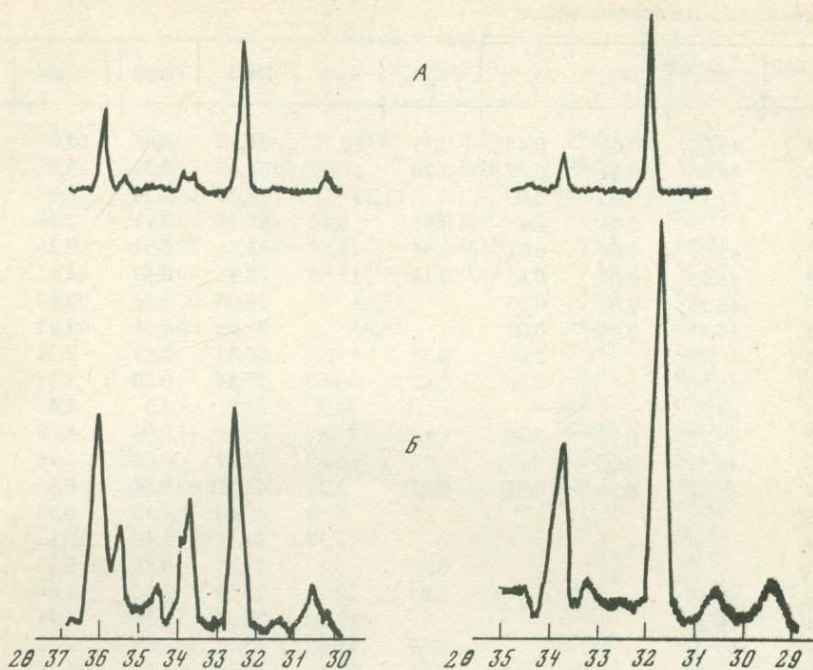


Рис. 19. Дифрактограммы пироксмангита (слева) и родонита (справа) в интервале 2θ $30-36^\circ$

А — из японских месторождений [Motoi, 1964 а, б]; Б: — из южного месторождения

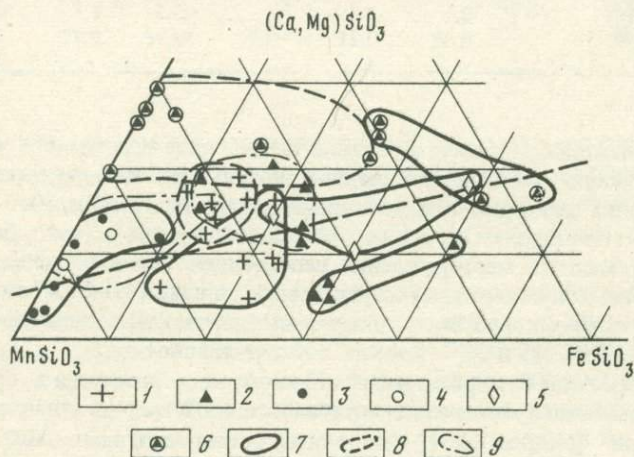


Рис. 20. Диаграмма $\text{MnSiO}_3 - (\text{Ca}, \text{Mg})\text{SiO}_3 - \text{FeSiO}_3$ для пироксмангита и родонита
 1 — родонит и пироксмангит Южного месторождения; 2 — то же, Брокен Хилл;
 3 — пироксмангит месторождений Японии; 4 — родонит месторождений Японии;
 5 — пироксмангит из кварцитов (Симсиё Лапуа, Финляндия); 6 — родонит и пироксмангит месторождений Швеции; 7 — поля составов пироксмангита; 8, 9 — поля составов родонита

Химический состав пироксмангита

Анализ, №	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	46,05	0,05	0,48	0,35	10,21	37,80	1,05	2,49
2	46,50	0,04	0,37	0,20	11,99	36,09	0,24	3,75
3	47,18	0,00	0,03		11,33	34,20	3,24	4,06
4		0,06	Сл.	0,81	6,49	43,27	0,11	2,56
5	47,29	0,04	0,61	0,51	11,56	35,46	0,64	3,16
6	45,93	0,05	0,81	0,13	11,52	38,93	0,63	1,11
7	46,13	0,00	0,03		13,84	36,04	0,24	2,49
8	45,37	0,00	0,03		8,97	41,66	0,80	1,21
9	45,40		0,00	0,75	15,85	35,22	0,43	2,26
10	45,60		0,00	0,00	16,68	35,84	0,20	1,72
11	44,2		5,9		14,8	33,7	0,3	1,4
12	45,78	0,22	0,30	Сл.	21,69	26,80	0,94	3,66
13	45,74	0,00	Сл.	"	0,39	52,42	0,68	0,46
14	47,56	0,00	0,37	0,29	1,28	45,53	3,84	0,68
15					5,69	45,02	3,13	0,93
16					1,39	51,10	1,46	0,92
17				0,96		51,91	0,83	0,32
18	46,48			2,37	22,32	21,09	3,11	4,64
19	46,51				19,12	29,34	1,96	2,94
20	47,04			0,66	12,35	33,37	3,48	2,88
21	46,53		0,21	0,85	24,69	20,50	1,39	5,46
22	47,44		0,66	1,45	15,02	28,25	4,56	3,00
23	47,14		2,38		28,34	20,63		1,88
24	45,47		0,00	1,55	20,91	27,06	2,14	2,62
25	47,7		0,1	0,7		45,5	1,3	3,4
26	48,87		0,08	0,21	9,72	39,96	0,72	2,68

возрастании межплоскостных расстояний целого ряда отражений с увеличением содержания железистого минала. Результаты ИК-спектроскопического изучения пироксмангита приведены на рис. 17 и в табл. 10.

По результатам химического и микрозондового анализа (см. табл. 12) состав пироксмангита месторождения непостоянен. Наибольшие колебания характерны для содержания марганцевого минала (61–81,47 мол.%), в меньших пределах колеблются содержания железистой и кальциевой составляющих (12,01–25 и 2,70–9 мол.% соответственно).

Особенности состава пироксмангита Южного месторождения в сравнении с составами этого минерала из других мест иллюстрирует заимствованная у Х. Момои [Momoï, 1964] и дополненная нами диаграмма MnSiO_3 – $(\text{Ca}, \text{Mg})\text{SiO}_3$ – FeSiO_3 (рис. 20). На диаграмме точки анализов образуют пять почти не перекрывающихся полей. При переходе от одного поля к другому сопряженно возрастают суммарное содержание кальция и магния и содержание железа. Наименьшие содержания этих элементов характерны для образцов пироксмангита из месторождений Японии.

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Σ	MnSiO ₃	FeSiO ₃
0,02	0,06	Сл.	0,81	0,13	99,50	71,46	19,05
0,03	0,07	0,10		0,16	99,54	67,98	22,30
Сл.	0,00				100,04	61	20
"	Сл.	Сл.		0,08		81,47	12,01
0,02	0,08	0,03		0,13	99,53	68,29	21,95
0,09	0,07	Сл.		0,19	99,46	73,69	21,52
0,00	0,00				98,77	68	25
0,00	0,00				98,04	76	16
					99,91	63,8	29,6
					100,04	65,4	30,0
0,4					100,7	66,62	28,89
Сл.	0,31	0,15	0,30		100,49	49,20	39,29
	0,05		0,32		100,06	96,5	0,5
0,00	0,00		0,49		100,27	83,62	2,34
						78,56	9,77
						90,97	2,39
						96,57	
			0,65		100,67	38,71	40,45
			0,25		100,12	52,99	34,07
			0,65		100,43	60,31	22,04
			0,39		100,10	37,66	45,04
					100,38	51,46	27,00
			0,33		100,70	40,48	54,84
			0,32		100,02	49,40	37,68
0,1					98,8	87,33	
			0,28		100,52	73,73	17,65

Несколько богаче ими этот минерал из Южного месторождения, еще более богат пироксмангит из кварцитов (Симсиё Лапуг, Финляндия). И, наконец, самое большое суммарное содержание кальция и магния и содержание железа отмечается в минералах из скарновых месторождений Швеции.

Таким образом на диаграмме поле пироксмангит Южного месторождения располагается между полями этого минерала из японских месторождений и кварцитов Финляндии. Пироксмангит месторождения Брокен Хилл по суммарному содержанию железа и магния примерно соответствует пироксмангиту Южного месторождения, но отличается значительно более высокой железистостью (т.е. ему свойственны те же общие особенности и различия, которые отмечались для образцов родонита этих двух месторождений).

Такие же особенности отмечаются и в расположении полей родонита на этой диаграмме (см. рис. 20).

Таблица 12 (окончание)

Анализ, №	CaSiO ₃	MgSiO ₃	Ng	Nm	Np	2VNg	d
1	6,0i	3,48	1,740				
2	8,55	0,77	1,740			36°	
3	9	10	1,742		1,724		
4	6,19	0,43	1,746		1,729		
5	7,60	2,16	1,742				
6	2,70	2,09					
7	6	1					
8	5	3					
9	5,2	1,4		1,744			3,77
10	4,0	0,6		1,745			3,79
11	3,51	0,98	1,752	1,742	1,735	40,1°	3,77
12	8,49	3,02	1,756	1,743	1,739	43°	
13	1,0	2,0	1,751	1,736	1,732	43-46°	3,69
14	1,56	12,48	1,746	1,732	1,728	41-42°	3,61
15	2,06	9,61	1,748	1,732	1,730		
16	2,07	4,57	1,748	1,733	1,730	46°	3,73
17	0,71	2,72	1,755	1,738	1,735		3,65
18	10,77	10,07	1,751	1,737	1,734	37,5°	3,72
19	6,71	6,23	1,754	1,742	1,738	39,5°	3,75
20	6,58	11,07	1,749	1,734	1,731	40°	3,68
21	12,77	4,52	1,755	1,752	1,738	41,6°	3,714
22	6,92	14,62	1,750	1,735	1,732	41°	3,63
23	4,68		1,764	1,750	1,748	37°	3,80
24	6,06	6,86	1,754	1,740	1,737	39°	3,66
25	8,31	4,36					
26	6,27	2,35	1,748	1,734	1,732	42°	

Примечание. 1-8 - Южное месторождение (обр. 55, 86, 109, 167, 215, 298, 74-X,1 и 74-X,2 соответственно); 9-12 - Брокен Хилл, Австралия [Mason, 1973; Stillwell, 1959; Diehl et al., 1970]; 13-17 - месторождения Японии [Lee, 1955; Momoi, 1964 a, b]; 18-20 - из кварцитов, Симсие Лапуа, Финляндия [Hietanen, 1938]; 21 - Вестер-Сильберг, Швеция [Sundius, 1931]; 22 - из грюнерит-гранатового сланца, Гленелг, Шотландия [Tilley, 1937]; 23 - месторождение Ива, Южная Каролина, США [Ford et al., 1913]; 24 - Айдахо, США [Henderson et al., 1936]; 25 - из метаморфизованных радиоляритов, Берн, Швейцария [Trommsdorff et al., 1970]; 26 - из марганцевых руд кр. Прелучного, Чивчинские горы, Карпаты [Синица, 1957]. Анализы 7 и 8 выполнены на микроанализаторе. В анализах 10, кроме того, 0,04% ZnO и 0,30% S, 12 - 0,23 ZnO, 19 - 0,08% BaO.

Как было показано выше, можно предполагать, что различия полей родонита (и таким образом, пироксмангита) по содержанию (Ca + Mg) SiO₃ связано с различием температур. Поэтому из диаграммы можно сделать предположение о близости температур образования родонита и пироксмангита Южного месторождения и месторождения Брокен Хилл. Смещение полей родонита и пироксмангита из Брокен Хилла по сравнению с остальными в сторону более высоких содержаний железа, вероятно, обусловлено высокими давлениями.

Межплоскостные расстояния пироксмангита из образцов Южного месторождения

167		215		86		55		298	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	—	—	—	—	—	7,55	4	—	—
—	—	—	—	—	—	6,91	6	—	—
—	—	—	—	4,88	3	4,74	2	4,74	3
—	—	4,26	4	4,24	3	4,14	2	4,13	1
—	—	—	—	—	—	3,70	2	—	—
—	—	—	—	—	—	3,54	3	—	—
3,46	3	—	—	—	—	3,45	3	3,48	5
3,33	3	3,34	2	3,37	4	3,31	5	3,34	5
3,12	7	3,14	8	3,17	4	3,14	7	3,14	8
3,03	8	—	—	2,99	10	2,98	10	2,98	8
2,95	3	2,96	6	—	—	—	—	—	—
2,86	5	—	—	—	—	—	—	—	—
2,76	3	—	—	—	—	—	—	—	—
2,69	3	2,69	8	2,70	7	2,70	6	2,69	10
2,63	4	—	—	—	—	—	—	—	—
2,62	2	2,62	5	—	—	2,60	4	2,62	7
2,50	8	2,53	5	2,53	2	2,52	4	2,52	5
2,44	4	2,46	3	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	2,217	5
2,18	3	2,18	1	2,20	8	2,199	7	2,195	1
2,13	3	2,14	7	—	—	2,13	4	2,13	8
2,07	3	2,07	3	2,06	4	2,05	4	2,06	8
1,992	4	1,997	—	—	—	1,980	2	2,00	4
1,941	3	—	—	—	—	—	—	1,959	4
1,870	3	1,876	2	1,891	4	1,866	3	1,877	2
1,821	6	1,830	4	1,832	3	1,826	3	1,828	2
1,779	2	—	—	—	—	—	—	—	—
1,727	6	1,731	4	1,734	3	—	—	1,733	4
1,706	6	—	—	—	—	1,715	4	1,686	5
1,666	3	1,675	4	1,669	4	1,670	5	1,672	5
1,640	4	1,641	6	—	—	1,629	3	1,636	2
1,611	4	—	—	—	—	—	—	—	—
1,574	4	1,582	4	1,581	3	1,575	3	1,582	4
1,538	6	1,548	4	—	—	1,530	3	1,540	3
1,496	7	1,494	5	1,499	3	1,485	3	1,495	5
—	—	—	—	—	—	—	—	1,450	2
1,426	4	1,428	6	1,429	5	1,422	7	1,427	6
—	—	—	—	—	—	—	—	1,402	2
1,384	3	1,385	5	1,384	2	1,377	4	1,384	4
1,356	3	—	—	—	—	—	—	—	—
1,313	3	1,309	2	1,310	2	—	—	—	—
1,299	4	1,295	3	1,296	2	1,299	2	1,296	2
1,261	1	1,261	3	1,264	2	1,256	2	1,261	1

Таблица 13 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	—	—	—	1,244	2	1,239	2	—	—
1,213	2	1,205	3	1,208	1	1,207	1	1,207	2
1,187	2	1,190	3	1,185	1	1,184	1	1,184	1
1,166	2	—	—	—	—	1,159	1	—	—
1,144	2	—	—	—	—	1,141	3	—	—
1,125	1	1,112	3	1,113	1	—	—	—	—
1,097	3	1,100	3	1,098	2	1,096	2	1,101	2
1,085	1	1,084	3	—	—	—	—	—	—
1,072	6	1,072	4	1,073	3	1,069	2	1,072	3
1,051	2	1,050	4	—	—	1,047	2	1,049	2
1,037	3	1,038	4	1,040	2	1,034	3	1,038	2
—	—	—	—	—	—	1,022	2	1,023	1
—	—	—	—	—	—	1,011	2	1,015	1

Кнебелит

Кнебелит — марганцовисто-железистый аналог оливина. На месторождении встречается на верхних, реже на средних горизонтах. Наиболее типичны ассоциации этого минерала с пироксмангитом и гранатом. Исключительно редко он присутствует совместно с родонитом. При рудоотложении замещался карбонатом (обычно с полным выносом кремния), амфиболами, рудными минералами. Очень характерно развитие по нему минерала гизингерит-неотокитового ряда, марганцовистого стильпноmelана и иддингситоподобной слюды. Совместно с кнебелитом иногда отмечают отдельные зерна касситерита. Касситерит без кнебелита наблюдался лишь в одном случае (вместе с пиросмалитом и пироксмангитом).

Макроскопически кнебелит обладает серой, под биноклем — коричнево-зеленой окраской, иногда до красновато-коричневой. Встречается в виде сплошных выделений, слагающие небольшие участки главным образом среди карбоната. Под микроскопом бесцветный, оптически отрицательный ($2V_{Np} = 47^\circ 4$), с сильной дисперсией. Образует пакеты из удлиненных, зауживающихся к одному концу кристаллов. Значительно реже в шлифах наблюдаются изометричные зерна. Характерные диагностические признаки, кроме того, — прямое погасание, высокое светопреломление, очень высокие (эпидотовые) цвета интерференции и лишь одна система плохо выраженной спайности.

В табл. 14 приведены составы кнебелита по данным химического анализа и изучения на микроанализаторе в сравнении с анализами этого минерала из месторождения Брокен Хилл [Stillwell, 1959] и других мест. Из-за некоторого непостоянства состава даже в пределах одного зерна на электронном микроанализаторе сделано по два анализа для каждого образца. Различные образцы кнебелита Южного месторождения довольно сильно отличаются по содержаниям окиси марганца и закиси железа. Наиболее

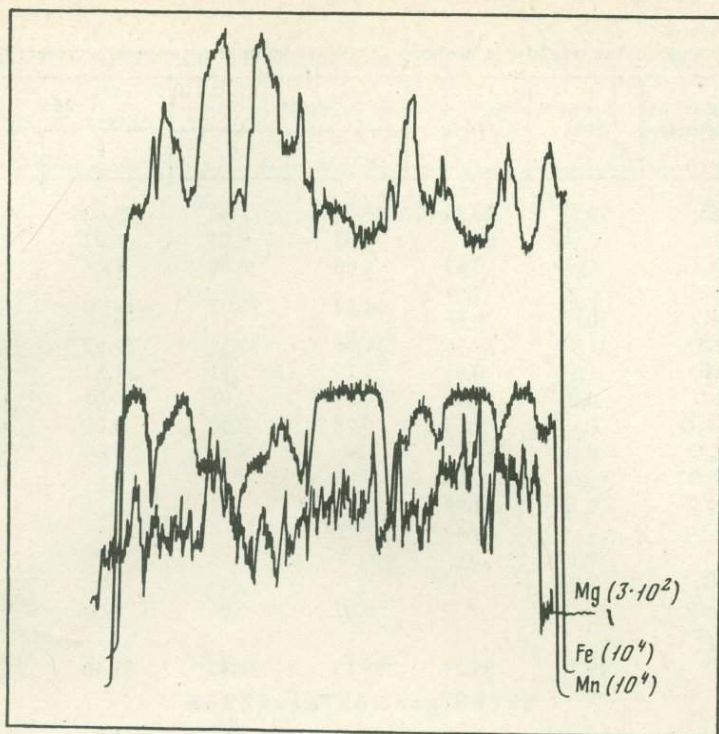
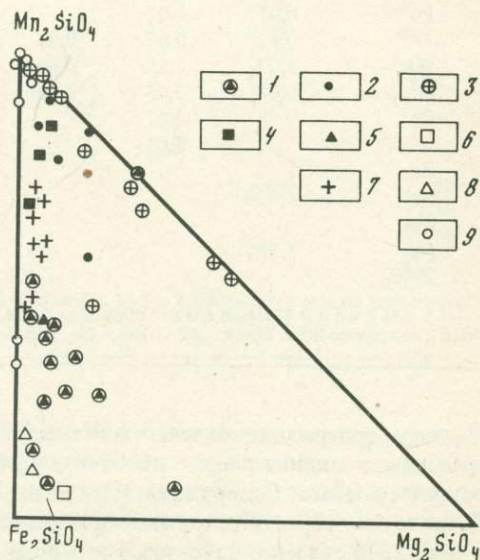


Рис. 21. Изменение содержаний железа, марганца, магния вкост удлинения зерна кибелита (по данным сканирования на микроанализаторе)

Рис. 22. Диаграмма составов для марганецсодержащих членов терфонт-фаялит-форстеритовой серии

Минералы: 1 — из шведских месторождений, 2 — из месторождений Японии, 3 — из месторождений Франклин и Стерлинг Хилл, 4 — из роговиков, 5 — из пегматитов, 6 — из эвлизитов, 7 — из Южного месторождения, 8 — из месторождения Брокен Хилл, 9 — прочие



Химический состав кнебелита Южного месторождения в сравнении с литературными

Компонент	216а	267а	58		265	
			1	2	1	2
SiO ₂	29,33	28,36	29,58	28,80	29,62	30,41
TiO ₂	0,06	Сл.	0,02	0,03	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	Сл.	0,43	0,00	0,00	Сл.	Сл.
Fe ₂ O ₃	0,96	2,57	34,24	36,02	18,20	17,96
FeO	30,07	20,66				
MnO	34,94	39,36	34,06	32,38	49,92	49,10
MgO	1,52	0,92	1,15	1,11	1,58	1,82
CaO	0,04	0,41	0,05	0,04	0,03	0,06
Na ₂ O	Сл.	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,09	0,17	Сл.	Сл.	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	0,06	0,00				
H ₂ O ⁺	0,57	1,14				
P ₂ O ₅		0,48				
S	0,12					
CO ₂	1,94					
ZnO			0,02	0,04	0,00	0,02
ZnS						
Σ	99,70	95,29	99,12	98,42	99,40	99,38
Число атомов катионов						
Si	1,01	1,02	1,00	0,98	1,00	1,02
Ti						
Al		0,02				
Fe ³⁺	0,02	0,07				
Fe ²⁺	0,87	0,62	0,97	1,03	0,51	0,50
Mn	1,02	1,20	0,97	0,93	1,41	1,39
Mg	0,08	0,05	0,06	0,02	0,08	0,09
Ca		0,02				
K		0,01				
Zn						
N _g	1,838					
N _m						
N _p	1,798					
2VN _p						

Примечание. Парагенезис образцов 216а — Кн + Прс + Гр, 267а — Прт + Род + Кн (аналитик Ж.А. Щека), 58 — Кн + Гр, 265 — мономинеральный кнебелитовый ме-

высокое содержание железа свойственно кнебелиту, ассоциирующему с гранатом, а минимальное — кнебелиту из мономинерального кнебелитового метасоматита. Содержания магния невелики (0,92–2,02 вес. % MgO). Присутствие серы обусловлено примесью сульфидов. Недостаток сульфидов в обр. 267а связан с двуокисью углерода. Кнебелит Южного месторождения характеризуется высокими для этого минерала содержаниями воды.

данными

238а		[Stillwell, 1959]	[Кулиш и др., 1974]	[Henriques, 1956]
1	2			
29,07	29,06	29,70	31,00	28,90
0,00	0,00		0,30	
0,00	0,00		2,30	0,28
25,46	26,71		1,65	1,73
41,66	41,15	36,12	19,19	31,87
2,02	1,38	27,76	42,41	34,63
0,03	0,03	1,46	1,02	1,42
0,00	0,00	0,74	0,44	0,18
0,00	0,00			0,02
		0,05		0,07
		0,68		0,83
		0,00		
		0,45		0,05
0,00	0,00	1,54		
		1,96		
99,24	98,36	98,66	98,93	99,98
Число атомов катионов				
0,98	0,99	1,02	1,01	1,00
			1,01	
			0,09	
			0,04	
0,72	0,76	1,04	0,52	0,45
1,19	1,18	0,81	1,17	0,50
0,10	0,07	0,07	0,05	0,04
		0,03	0,02	
		0,04		
			1,830	1,828
				1,820
			1,784	1,788
				47,4°

тасоматит, 238а — Кн + Ка. Анализы образцов 58, 265 и 238а выполнены на микроанализаторе.

Сканирование зерна (обр. 238а), состоящего из нескольких параллельно сросшихся кристаллов, показало, что оно имеет сложное зональное строение (рис. 21). Понижение содержания марганца на отдельных участках сопровождается возрастанием содержания железа. Это позволяет предполагать, что в процессе роста кристаллов соотношение химических потенциалов железа и марганца в растворах неоднократно изменялось.

Межплоскостные расстояния кнебелита

Южное месторождение (обр., №)					
238*		58		216a	
d/n	I	d/n	I	d/n	I
1	2	3	4	5	6
—	—	—	—	—	—
5,37	3	5,36	3	5,31	3
—	—	—	—	—	—
4,07	3	4,04	3	3,96	3
—	—	—	—	3,66	5
3,62	5	3,62	8	3,57	5
3,36	6	—	—	—	—
3,11	3	3,15	1	3,13	2
—	—	—	—	3,05	2
—	—	—	—	2,89	9
2,87	10	2,86	10	2,84	10
2,68	6	—	—	2,63	5
2,60	6	2,62	5	2,58	10
2,54	9	2,53	10	2,51	10
2,44	6	2,45	1	2,41	4
2,34	4	2,34	5	2,34	5
—	—	—	—	2,31	5
2,22	5	2,22	2	2,19	3
2,11	3	2,10	3	2,08	3
2,02	3	—	—	1,957	1
1,951	2	—	—	1,925	1
1,877	2	1,862	3	1,839	3
1,800	10	1,795	10	1,784	10
1,727	1	1,729	1	1,710	4
1,705	3	1,695	1	1,689	4
1,653	3	1,662	1	1,659	4
1,635	3	—	—	1,630	4
1,608	3	—	—	1,611	2
1,552	2	—	—	1,593	9
1,540	9	1,541	8	1,537	9
1,504	1	1,502	1	1,525	1
1,477	1	1,477	1	1,486	1
1,450	2	1,447	4	1,466	4
—	—	—	—	1,436	3
1,425	4	1,418	4	1,423	3
1,388	4	1,384	4	1,413	4
1,360	4	—	—	1,377	4
1,348	3	1,356	4	1,351	3
—	—	—	—	—	—
1,302	3	1,298	3	1,293	3

* Приведены средние значения межплоскостных расстояний и интенсивностей по результатам двух съемок.

Южное месторождение(обр., №)		Садонское месторождение		Хорангон	
267a		[Радкевич и др., 1966]			
d/n	I	d/n	I	d/n	I
7	8	9	10	11	12
—	—	7,25	2	—	—
5,35	3	5,26	3	5,20	4
—	—	4,12	—	—	—
4,00	3	4,00	3	3,94	4
—	—	3,79	2	—	—
3,61	7	3,57	6	3,55	7
3,36	5	—	—	3,35	1
} 3,09	2	} 3,07	2	3,04	2
—	—	—	—	—	—
2,86	10	2,84	9	2,81	8
2,67	2	2,64	4	2,62	4
2,60	7	2,57	7	2,56	7
2,54	7	2,51	9	2,50	8
2,44	3	2,42	4	2,41	4
2,34	4	2,36	2	—	—
2,21	2	2,32	5	2,31	7
2,17	3	2,20	3	2,19	3
2,10	2	2,08	3	2,07	3
2,01	3	2,00	2	1,985	1
1,945	1	1,933	2	1,922	1
1,860	2	1,849	4	1,840	4
1,800	10	1,784	10	1,783	10
1,700	2	1,704	3	1,707	4
1,674	2	1,684	4	1,680	4
1,650	2	1,654	4	1,655	4
1,630	2	1,631	3	1,633	4
1,604	2	1,612	2	1,612	3
1,552	7	1,594	1	1,596	1
1,539	7	} 1,525	7**	1,520	9
—	—	—	—	—	—
1,475	1	—	—	1,484	2
1,453	3	1,464	3	1,467	2
—	—	1,436	4	1,438	5
1,425	2	1,425	2	—	—
1,388	4	1,411	3	1,411	3
1,379	3	1,375	4	1,375	6
1,361	4	1,345	4	1,348	7
—	—	1,331	2	1,330	2
1,306	3	1,288	3	1,287	5

** Широкая линия.

1	2	3	4	5	6
1,265	2	1,258	1	1,254	3
1,217	4	1,213	3	1,211	4
1,189	4	—	—	1,194	3
—	—	1,185	3	1,184	2
1,172	4	1,166	3	1,165	2
1,149	2	1,145	2	1,144	1
1,135	2	1,132	2	1,127	7
1,108	6	1,105	5	—	—
—	—	1,088	1	1,089	2
—	—	—	—	1,085	2
1,0748***	6	1,0733***	5	1,0703***	6
1,067	1	—	—	1,062	1
1,0553***	5	1,0528***	5	1,0513***	5
1,043	1	—	—	1,042	1
1,030	2	1,031	3	—	—
1,026	3	—	—	1,024	1
1,014	2	1,013	3	1,013	2
1,001	5	1,001	4	1,009	2
—	—	0,987	1	0,999	7

*** Отражения, использовавшиеся для определения состава кнебелита Южного месторождения (см. рис. 23).

Кнебелит месторождения Брокен Хилл (табл. 14) отличается более высоким содержанием железа и меньшим содержанием марганца. Для сравнения составов кнебелита Южного месторождения с составами марганецсодержащих минералов тефроит-фаялит-форстеритовой серии из других мест приведена диаграмма $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 - \text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{Mn}_2\text{SiO}_4$ (рис. 22). Минералы фаялит-тефроитового ряда, по составу очень близкие к анализируемым образцам кнебелита Южного месторождения, описаны для месторождения Даннемора (Швеция) [Henriques, 1965] и роговиков Теплоозерского месторождения (Малый Хинган) [Кулиш и др., 1974] (см. табл. 14).

В бескварцевых ассоциациях состав кнебелита определяется в основном составом исходной породы или химическими потенциалами марганца и железа в растворах. В кварцсодержащих ассоциациях на состав этого минерала влияет температура в соответствии с реакцией: кнебелит + кварц = родонит (пироксмангит). По экспериментальным данным [Ito, 1972], с повышением температуры устойчивы все более железистые разновидности этого минерала.

Межплоскостные расстояния кнебелита Южного месторождения в сравнении с межплоскостными расстояниями этого минерала из других мест приведены в табл. 15. Около 20 образцов кнебелита Южного месторождения из различных парагенезисов изучены рентгеновским методом с целью

Таблица 15 (окончание)

7	8	9	10	11	12
1,264	1	1,252	2	1,257	4
1,218	3	1,207	3	1,211	4
1,190	3	1,188	2	1,191	1
—	—	1,179	4	1,180	6
1,174	3	1,160	3	1,158	6
1,150	2	1,140	2	1,138	4
1,134	1	1,123	3	1,122	5
1,108	5	1,116	2	—	—
—	—	1,098	6	1,098	9
—	—	1,083	2	1,083	4
1,0757***	5	1,064***	6	1,066***	9
—	—	1,057	2	1,058	4
1,056***	5	1,045***	6	1,048***	9
1,047	1	—	—	1,039	1
—	—	1,035	2	1,034	4
1,026	1	1,019	3	1,020	5
1,015	2	—	—	—	—
1,003	3	1,004	1	1,007	5
0,988	3	0,9926	3	0,9921	6

Таблица 16

Значения частоты линий поглощения в ИК-спектрах минералов из Южного месторождения (в см^{-1})

Кнебелит	Гранат			Пиросмалит	
216a	62a	73б	75	55	
401	402	401	401	409	798
483	449	447	449	435	959
513	470	469	470	509	1020
569	510	510	511	536	1055
825	560	558	558	558	1027
875	628	626	627	594	1146
964	646	646	646	628	1640
	865	862	862	665	3412
	882	880	880	726	3567
	947	946	944	764	3603
	990	984	984	780	

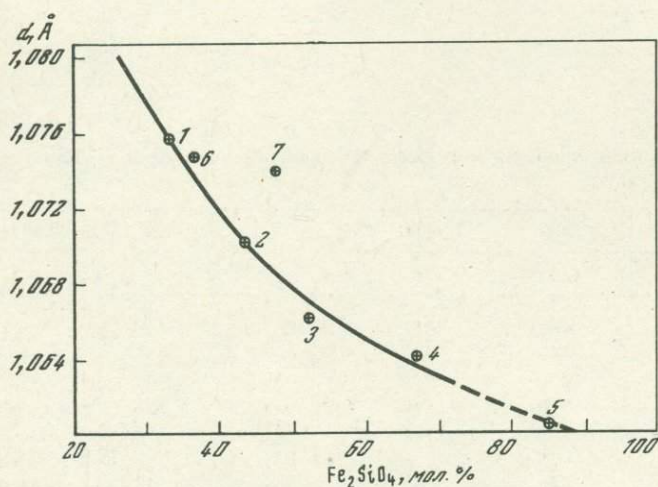
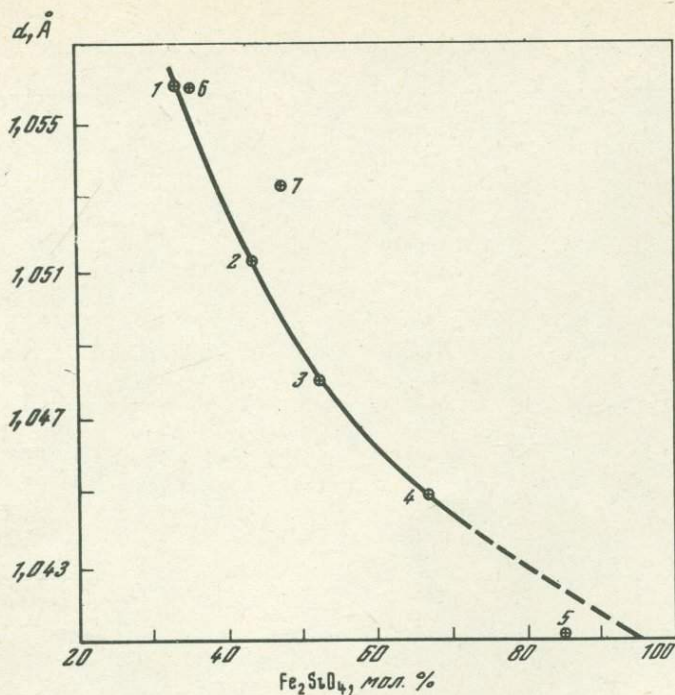
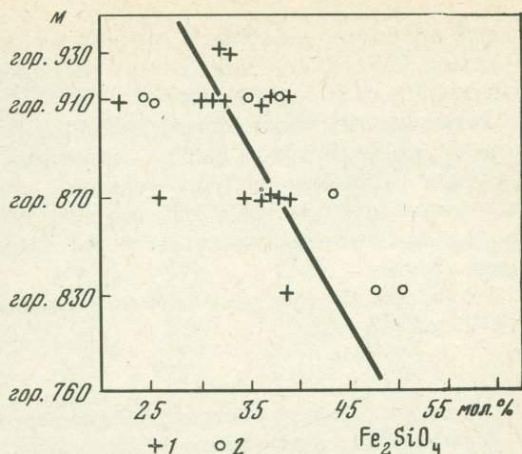


Рис. 23. Зависимость межплоскостных расстояний кнелелита от содержания фаялитового минала

1, 2, 6, 7 — образцы кнелелита из Южного месторождения (см. табл. 14 и 15); 3 — из Садонского месторождения; 4 — хорангонский кнелелит; 5 — фаялит из железистых метасоматитов Южного месторождения (содержание форстерита определено по рентгеновским данным)

Рис. 24. Состав кнебелита из Южного месторождения в зависимости от положения в вертикальном разрезе жилы 4
1 — по рентгеновским данным; 2 — по результатам химического и микрозондового анализов



состав кнебелита колеблется в относительно больших пределах (22,0—50,9 мол. % Fe_2SiO_4). Для большей части образцов характерны содержания фаялита от 30,5 до 39,7 мол. %.

Результаты изучения состава кнебелита Южного месторождения показывают, что, несмотря на широкое изменение содержания фаялита в этом минерале в пределах каждого горизонта, вверх по восстанию в целом оно понижается (рис. 24). Это свидетельствует о понижении отношения $\mu_{\text{Fe}}/\mu_{\text{Mn}}$ в гидротермальных растворах в направлении к верхним горизонтам жилы.

Результаты ИК-спектроскопического изучения кнебелита приведены на рис. 25 и в табл. 16.

Гранат

Этот минерал широко распространен в марганцовистых метасоматитах и в околожильных измененных породах. Наряду с пироксеном и другими минералами присутствует в упоминавшейся выше штокверковой зоне. В жиле ассоциирует с пироксеном, бустамитом, родонитом, пироксмангитом, пиросмалитом и кнебелитом. Устойчивость граната в условиях рудотложения обусловила широкое распространение в рудном теле более низкотемпературных гранатосодержащих парагенезисов с актинолитом,

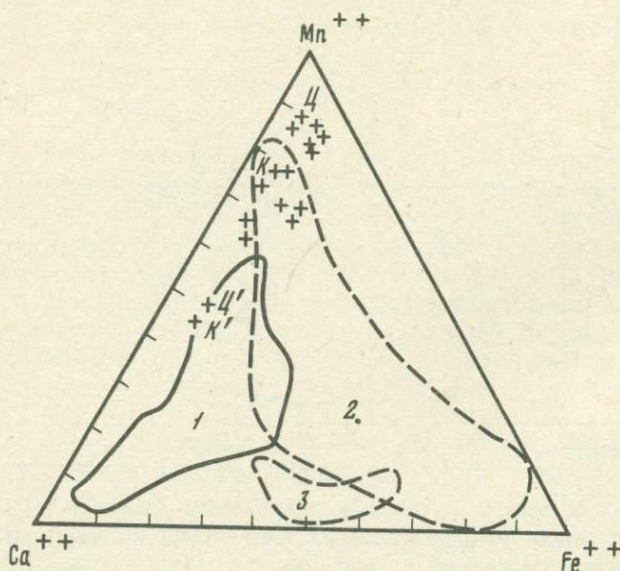


Рис. 26. Диаграмма составов для граната альмандин-гроссуляр-спессартиновой серии

1, 2, 3 — поля состава граната из шеелитовых скарнов Японии, по Шимазаки, из пород зеленосланцевой фации, по Брауну, и слабо метаморфизованных пород района Тауэрн, Австрия, по Аккерманду, соответственно [Schimazaki, 1977]. Крестиками обозначены образцы граната из Южного месторождения. Здесь и далее 4 и 4' — центральные, k и k' — краевые части кристалла

Химический состав граната Южного месторождения

Компо- нент	Образец, №						
	73а	62а	75	74-294Б	124	87	74-248
SiO ₂	39,52	38,37	38,33	38,48	38,59	38,25	40,29
TiO ₂	0,48	0,73	0,40	0,32	0,41	0,15	0,39
Al ₂ O ₃	18,94	19,36	19,32	19,62	19,43	19,17	19,58
Fe ₂ O ₃	1,57	1,20	1,99	0,79	0,47	2,06	0,04
FeO	4,05	3,76	3,17	3,34	5,80	2,46	5,55
MnO	27,50	32,60	30,20	33,92	26,84	30,36	27,02
MgO	0,24	0,11	0,16	0,03	Сл.	0,05	0,22
CaO	6,47	2,84	5,22	2,02	6,60	5,84	5,61
Na ₂ O	0,20	0,20	0,14	0,15	0,35	0,59	0,41
K ₂ O	0,40	0,54	0,45	0,57	0,66	0,82	0,64
H ₂ O ⁻	0,20	0,13	Сл.	0,20	0,02	Сл.	0,08
P ₂ O ₅	0,08	0,15	0,09	0,10	0,29	0,25	0,12
S		0,24		0,02			
Σ	99,65	99,50	99,47	99,56	99,46	100,00	99,95
Число атомов катионов							
Si	3,23	3,15	3,14	3,17	3,14	3,10	3,25
Ti	0,02	0,05	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02
Al	1,82	1,87 ¹	1,86	1,90	1,86	1,83	1,86
Fe ³⁺	0,09	0,07	0,13	0,04	0,03	0,13	
Fe ²⁺	0,28	0,26	0,21	0,22	0,40	0,17	0,38
Mn	1,89	2,25	2,08	2,34	1,85	2,08	1,85
Mg	0,03	0,02	0,02			0,01	0,03
Ca	0,57	0,25	0,46	0,18	0,58	0,51	0,49
Na	0,03	0,03	0,02	0,02	0,05	0,09	0,06
K	0,04	0,05	0,04	0,06	0,07	0,08	0,06
a ₀ , Å	11,637; 11,716— 11,727	11,638	11,661	11,628	11,673		
N	1,792	1,797	1,794	1,793	1,785— 1,792		1,783— 1,792

кварцем, карбонатом, хлоритом и рудными минералами. Распределен в жиле неравномерно (в виде участков неправильной формы).

В околожильных измененных породах гранат ассоциирует в основном с глиноземсодержащими минералами: аксинитом, турмалином, биотитом, серицитом, хлоритом, а также актинолитом, карбонатом и кварцем. В небольших количествах обнаружен в полости жилы вместе с аксинитом, актинолитом, пренитом и пираргиритом.

Встречается в виде кристаллов диаметром до 1—2 мм различного габитуса. Окраска изменяется от светло-желтой до красновато-коричневой. Иногда наряду с минералом такой окраски отмечаются зерна коричнево-черного или зеленовато-серого (почти бесцветного) граната.

Таблица 17 (окончание)

Компо- нент	19а	125	151	31		55		150
				центр	край	центр	край	
SiO ₂	35,96	34,78	35,47	36,70		34,76		36,87
TiO ₂	0,62	0,24	0,11	0,08	0,59	0,44		0,24
Al ₂ O ₃	19,56	18,59	18,56	17,13		18,10		17,89
Fe ₂ O ₃	4,25	6,71	4,23	7,86		4,15		6,04
FeO								
MnO	27,19	28,07	35,65	20,00	17,69	36,56	30,41	32,67
MgO	0,20	0,04	0,02	0,11		0,05		0,10
CaO	10,20	10,34	3,42	14,98	16,39	2,59	7,47	3,17
Na ₂ O	0,02	0,05	0,00	0,03		0,03		0,05
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00		0,00
H ₂ O ⁻								
P ₂ O ₅								
S								
Σ	98,00	98,82	97,46	96,89		96,68		97,03
Число атомов катионов								
Si	2,95	2,86	2,99	3,04		2,96		3,11
Ti	0,04	0,01	0,01			0,03		0,02
Al	1,90	1,80	1,84	1,67		1,83		1,79
Fe ³⁺	0,06	0,19	0,15	0,33		0,14		0,19
Fe ²⁺	0,23	0,27	0,15	0,22		0,16		0,24
Mn	1,89	1,95	2,55	1,40		2,65		2,34
Mg	0,02		0,01	0,01		0,01		0,02
Ca	0,90	0,91	0,31	1,33		0,24		0,28
Na		0,01						
K								
a ₀ , Å	11,703	11,690	11,645	11,712		11,662		11,654
N	1,785	1,781	1,792	1,780		1,795		1,789

Примечание. Анализируемый материал обр. 73а, согласно рентгеновским данным, представляет смесь двух типов граната с параметрами a_0 решетки 11,637 и 11,716–11,727 Å. Анализы образцов 19а, 125, 151, 31, 55, 150 получены на микроанализаторе.

Под микроскопом бесцветный, иногда со слабым зеленовато-желтым оттенком. Изотропный и анизотропный, в некоторых случаях зональный. Изучение более 20 образцов граната различными методами — оптическим, рентгеновским, химическим, методом ИК-спектроскопии и т.д. — показало, что все образцы по составу относятся к спессартину с переменными количествамиgrossулярового, альмандинового и андрадитового миалов.

Широкий изоморфизм между марганцем и кальцием обусловил присутствие на месторождении редких в природе образцов граната grossулярспессартиновой серии, содержащего одновременно в значительных количествах оба этих элемента (табл. 17).

Оптические свойства, параметр a_0 и кальциевость граната

Образец, №	N	a_0 , Å	Кальциевость (100 Ca/Ca + + Mn + Fe ²⁺)	Ассоциация
1	1,785	11,662	16,5	Гр ± Ту ± Кв
16	1,782–1,785	11,684	24,0	Кв + Гр
19a	1,785	11,703	29,8	Пи + Род + Гр
20г	1,779	11,676	21,5	Гр + Ах
31	1,780	11,712	45,1*–50,0*	Пр + Ак + Ах ± Гр
44	1,792	11,665	17,5	Гр + Хл + Ту ± Кв
55	1,795	11,662	7,9*–22,6*	Прт + Гр + Прс ± Ах
62a	1,795–1,799	11,638	9,1*	Гр ± Прс
63	1,794			Род + Гр
73a	1,792	11,638	20,8*	Гр
75	1,794	11,661	16,7*	Род + Гр
87			18,5*	Ак + Гр
121	1,779–1,792	11,659	15,5	Ак + Кв + Гр + Ах; Гр + Хл + К.п.ш.
124	1,785–1,792	11,673	20,5*	Гр + Кв ± Пи ± Ах
125	1,781	11,690	29,1*	Бст + Род + Пи + Гр
150	1,789	11,654	9,8*	Пи + Гр
151	1,792	11,645	10,3*	Пи + Гр
166a	1,787–1,793	11,662	16,5	Прт + Хл + Ту ± Гр
167	1,788	11,650	12,3	Прт + Род ± Гр
209a	1,791	11,663	17,0	Ак + Гр
191	1,785	11,664	17,0	Прс + Прт + Гр
74-294Б	1,793	11,628	6,6*	Ту + Гр
107	1,801	11,653	14,4*	Гр ± Кн ± Прт
216	1,800	11,642	10,8	Гр + Прс ± Кн
215		11,660	15,5	Прс + Прт + Гр
173	1,789			Род ± Гр
74-270А	1,792			Род ± Гр
74-248	1,783–1,792		18,0*	Гр ± Кв

* По данным химического и микрозондового анализов; остальные — по рентгеновским данным.

Особенности состава граната иллюстрирует заимствованная у Х. Шимазаки [Shimazaki, 1977] и дополненная диаграмма (рис. 26). Точки граната из данного месторождения располагаются на продолжении поля граната из шеелитовых скарнов Японии таким образом, что образцы граната метасоматического генезиса перекрывают практически весь интервал спессартин-гроссуляровых составов. На месторождении наиболее кальциевые образцы граната встречаются в ассоциациях, содержащих богатые кальцием минералы. Самые высокие содержания этого элемента установлены в гранате, ассоциирующем с пренитом, манган-актинолитом и манган-аксинитом.

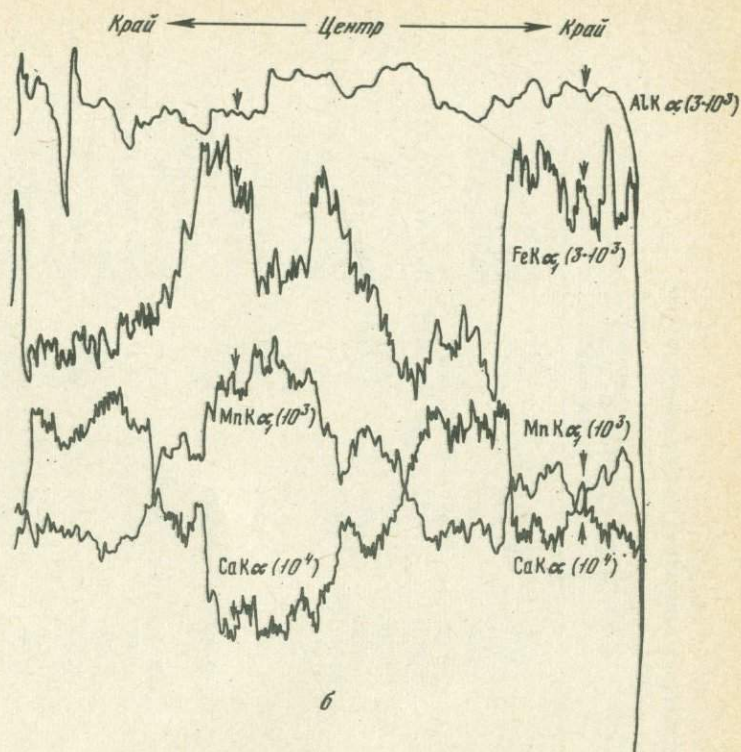
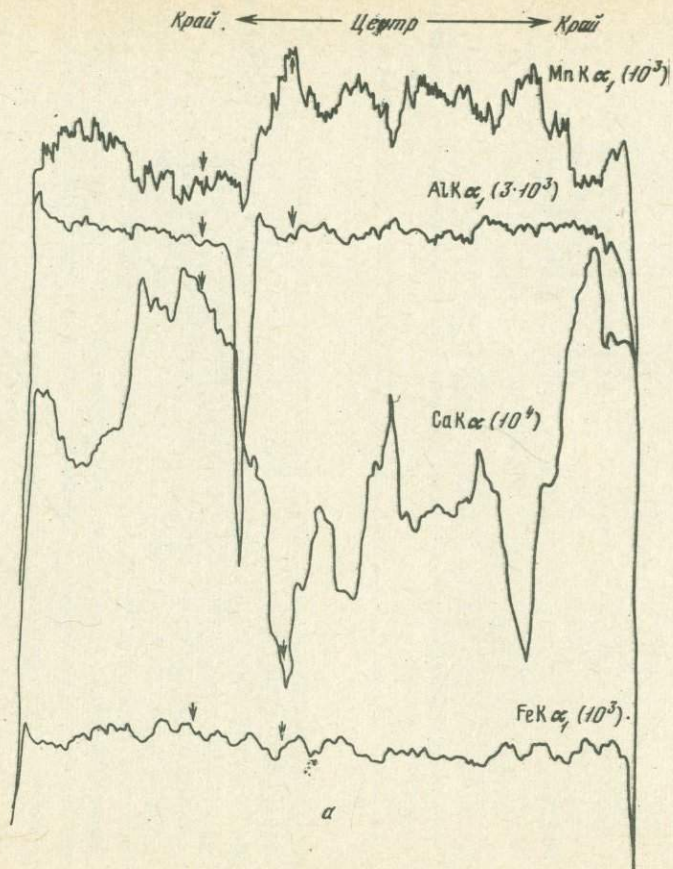


Рис. 27. Профили сканирования кристаллов граната в образцах 55 (а) и 31 (б). Стрелками приблизительно показаны точки количественного определения состава (см. табл. 17)

Изучение на микроанализаторе показало, что во многих образцах состав граната непостоянен даже в пределах отдельных кристаллов. Его изменение происходит не постепенно, как это характерно для граната из шеелитовых скарнов Японии [H. Shimazaki, 1977], а очень резко (рис. 27). Столь резкое и многократное изменение состава в пределах одного зерна граната объясняется скорее всего изменением активности Са, Мп и Fe. Наиболее сильно колеблются содержания Са и Мп, причем с ростом содержания Са уменьшается количество Мп (рис. 27; табл. 17, обр. 55). Характерная особенность граната — зона повышенной кальциевости и пониженной марганцовистости во внешних частях кристаллов.

Таким образом, так же как и в образцах граната из шеелитовых скарнов Японии, содержание кальция в краевых частях кристаллов возрастает, а марганца падает, но в данном случае это обычно происходит не постепенно, а очень резко (как показано на рис. 27, а). Последнее обстоятельство свидетельствует о резком изменении условий формирования граната и обусловлено, возможно, продолжением роста его кристаллов и в процессе рудотложения, когда другие безводные силикаты марганца были уже неустойчивы. Изменение содержания железа носит сложный характер (см. рис. 27, б). В целом с понижением кальциевости оно растет, что, вероятно, связано с возрастанием содержаний как двухвалентного, так и трехвалентного железа. Но на фоне общего повышения содержания железа наблюдаются минимумы, обычно соответствующие максимумам в содержании алюминия. Эта особенность, очевидно, объясняется понижением содержания трехвалентного железа (в результате чего возрастает содержание алюминия) и связана с изменением окислительно-восстановительного потенциала.

Результаты оптического изучения приведены в табл. 18. Из нее видно, что гранату Южного месторождения свойственны значительные колебания показателя преломления — от 1,780 до 1,801. Непостоянство показателя преломления обнаруживается зачастую даже в пределах одного препарата, что связано с анизотропностью и с зональным строением кристаллов.

Рентгеновское изучение граната показало, что с возрастанием содержания кальция линейно возрастает параметр a_0 решетки (рис. 28). Построенная зависимость применима и к зернам непостоянного состава, так как дает возможность по среднему параметру a_0 решетки (которому соответствует середина линии на дебаеграмме) определять среднюю кальциевость граната. Кальциевость граната из различных парагенезисов, определенная рентгеновским методом, приведена в табл. 18. Изучение состава граната разными методами показало, что, несмотря на широкие колебания кальциевости в пределах каждого горизонта, в целом она понижается в направлении к верхним горизонтам жилы (рис. 29).

Результаты ИК-спектроскопического изучения граната Южного месторождения приведены на рис. 30 и в табл. 16.

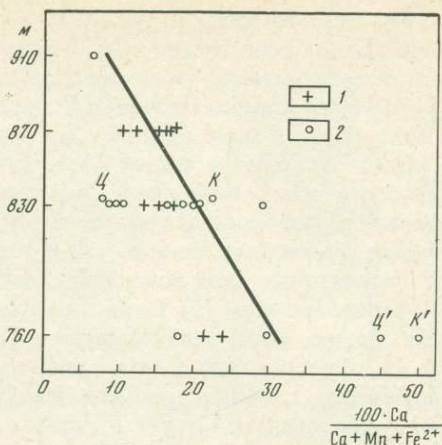
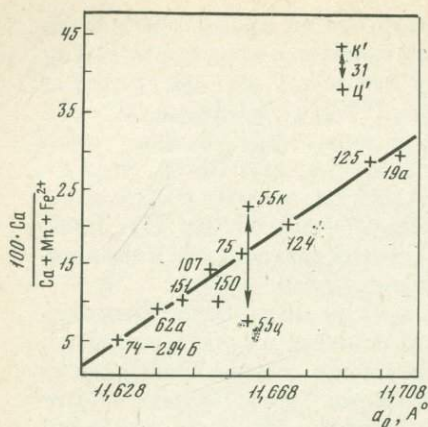


Рис. 28. Зависимость параметра a_0 решетки граната от содержания кальциевого минерала

Рис. 29. Изменение кальциевости граната с глубиной

1 — по рентгеновским данным; 2 — по результатам химического и микрозондового анализов

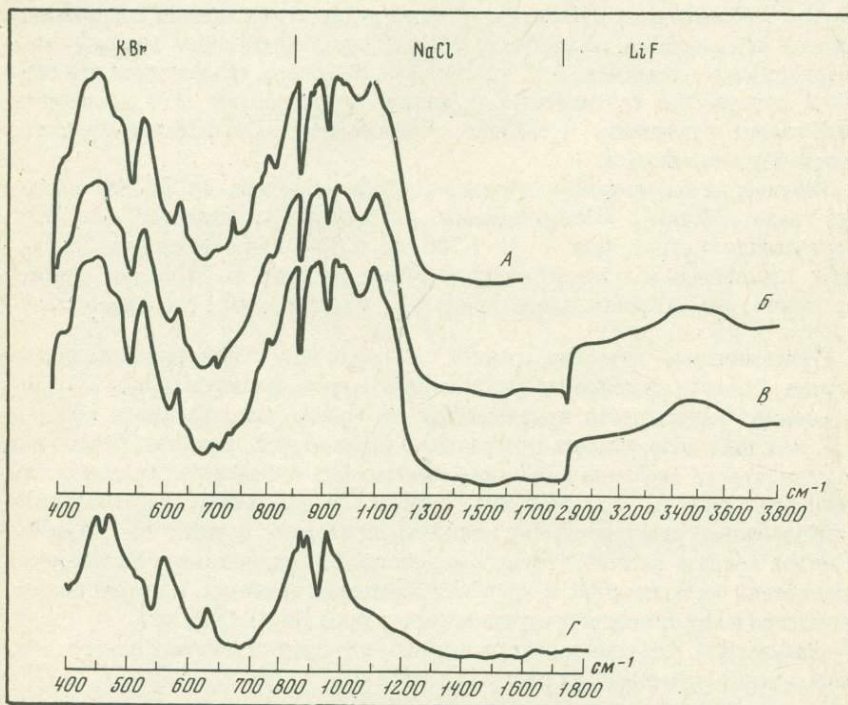


Рис. 30. ИК-спектры граната

А, Б, В — Южное месторождение (обр. 62а, 736, 75); Г — спектр спессартина, по Моенке [Моенке, 1962]. Присутствие дополнительных линий поглощения в спектрах граната Южного месторождения обусловлено примесью кварца

Пиросмалит $(\text{Mn, Fe})_8\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH, Cl})_{10}$ относится к числу редких минералов. В СССР установлен на месторождениях Жомарт и Ушкатын в Центральном Казахстане [Каюпова, 1964, 1974].

На Южном месторождении пиросмалит в небольших количествах довольно часто встречается на средних и верхних горизонтах. Присутствует в виде сплошных выделений или мелких (размером около 0,5x1 мм) гексагональных табличек от бледно-желтой до коричневатно-желтой окраски. Таблички часто срastaются своими основаниями по две и более, причем ориентировка их строго одинакова. Иногда наряду с табличками гексагональной формы встречаются фрагменты кристаллов иного облика.

Пиросмалит ассоциирует главным образом с пироксмангитом, кнебелитом, гранатом и очень редко с родонитом (согласно данным коноскопии). Судя по замещению пиросмалитом перечисленных минералов, по крайней мере часть его образовалась позже возникновения высокотемпературных безводных силикатов марганца. Тем не менее развитие по этому минералу амфиболов, вероятно, подтверждает его образование до отложения основной массы руды. На месторождении Брокен Хилл пиросмалит зачастую встречается с более кальциевыми, чем на Южном месторождении, минералами (родонит, бустамит и мангангеденбергит), а также с кнебелитом, гранатом и галенитом.

Под микроскопом бесцветный, широкотаблитчатый. От других минералов Южного месторождения легко отличим по низкому светопреломлению, очень высоким цветам интерференции, наличию одной системы совершенной спайности по (0001) и одноосной индикатрисе.

Результаты химического и микронзондового анализов в сравнении с составами этого минерала из других мест приведены в табл. 19. Состав пиросмалита колеблется в небольших пределах. Наиболее значительные колебания содержания характерны для марганца и двухвалентного железа (28,4–31,23 вес. % MnO и 17,58–23,29% FeO). Содержание марганца во всех анализированных образцах выше содержания железа. По соотношению этих компонентов пиросмалит Южного месторождения близок к минералам из месторождения Брокен Хилл (см. табл. 19, анализ 3) и Ушкатын-1 (см. табл. 19, анализ 5).

Кроме пиросмалита, в природе известны две его полиморфные модификации — фриделит и шаллерит. До сих пор не ясно, какой фактор является определяющим в появлении структуры того или иного типа. На рис. 31 представлена диаграмма составов $\text{Cl}(\text{OH} + \text{Cl}) - \text{Fe}(\text{Mn} + \text{Fe})$ для пиросмалита и фриделита. На диаграмме точки этих минералов образуют обособленные (не перекрывающиеся) поля.

В целом для поля фриделита характерны более низкие, чем для пиросмалита, относительные содержания как железа, так и хлора. Четкое разграничение полей фриделита и пиросмалита на диаграмме позволяет предполагать, что переход фриделитовой структуры в пиросмалитовую определяется главным образом соотношением содержаний железа и марганца, воды и хлора в этом минерале. Из диаграммы (рис. 31) также можно сделать вывод, что пиросмалит, вероятно, возникает при более высоком

Химический состав пиросмалита

Компонент	1*	2	3	4	5
SiO ₂	33,27	33,42	34,18	34,13	32,39
TiO ₂	Сл.				
Al ₂ O ₃	0,92	0,00			
Fe ₂ O ₃	1,66	0,00			
FeO	17,58	17,05	30,58	12,43	21,41
MnO	31,23	32,96	21,51	39,09	32,39
MgO	0,16	Сл.	0,00	0,74	
CaO	1,96	1,29	1,21	0,00	
Na ₂ O	0,06				
K ₂ O	0,04				
P ₂ O ₅	0,61				
H ₂ O ⁻	0,24	0,07	0,04	8,18	
H ₂ O ⁺	8,26	9,36	7,65		10,22
Cl	5,35**	3,78	3,79	3,80	3,62
As ₂ O ₅				0,13	
ZnO		1,92	1,08	1,94	0,07
Σ	101,34	99,85	100,04	100,44	100,10
Поправка	1,21	0,85	0,85	0,86	0,81
Σ	100,13	99,00	99,19	99,58	99,29
Коэффициенты в формуле					
Si	5,83	5,58	6,005	5,930	6,00
Al	0,17				
Al	0,02				
Fe ³⁺	0,22				
Fe ²⁺	2,58	2,510	4,495	1,805	3,34
Mn	4,64	4,915	3,200	5,750	5,00
Mg	0,04			0,190	
Ca	0,37	0,245	0,230		
Na	0,03				
K	0,01				
Zn		0,250	0,140	0,250	
H	8,41	8,705	8,965	9,475	11,60
P	0,09				
Cl	1,59	1,130	1,130	1,120	1,14
H ₂ O	0,625	1,14		0,015	
As				0,015	
N _o	1,6664	1,664	1,670	1,669	1,671
N _e	1,634	1,634	1,639	1,631	1,636
d		3,11	3,14	3,13	3,07

* Аналитик Ж.А. Шека. Остальные анализы пиросмалитов Южного месторождения выполнены на микроанализаторе.

** Определено В.В. Малаховым (ДВГИ ДВНЦ АН СССР) ионно-селективным методом.

6	7	8	9		
			1	2	3
34,29	34,71	32,96	33,81	34,24	34,45
		0,02	0,00	0,00	0,00
0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00
7,65	27,76	19,96	22,81	23,07	23,29
43,44	24,30	32,51	28,14	28,54	28,32
0,89	1,11	0,49	0,99	0,95	1,29
0,00	0,43	0,10	0,07	0,07	0,08
		0,00	0,00	0,00	0,00
		0,00	0,00	0,00	0,00
	8,31				
	4,16				
		0,00	0,00	0,00	0,00
		0,03	0,00	0,00	0,00
86,27	101,4	86,07	85,82	86,87	87,43
	0,94				
	100,10				
Коэффициенты в формуле					
6,09	6,00	5,91	6,04	6,05	6,04
	0,05				
1,14	4,02	2,99	3,41	3,41	3,41
6,54	3,57	4,94	4,27	4,27	4,21
0,23	0,28	0,13	0,27	0,25	0,32
	0,08	0,02	0,02	0,01	0,02
	1,22				
1,670					
1,631					
3,12					

Примечание. 1, 8, 9 — Южное месторождение (обр. 55,76-1, 215); 2, 3 — Брокен Хилл, Австралия [Stillwell et al., 1957]; 4 — Стерлинг Хилл, Нью-Джерси [Frondelet et al., 1953]; 5 — Ушкатын-1, Казахстан [Каюпова, 1974]; 6 — Брокен Хилл, Австралия [Hutton, 1956]; 7 — Бьелке-Грубе, Нордмаркен, Швеция [Zambonini, 1901].

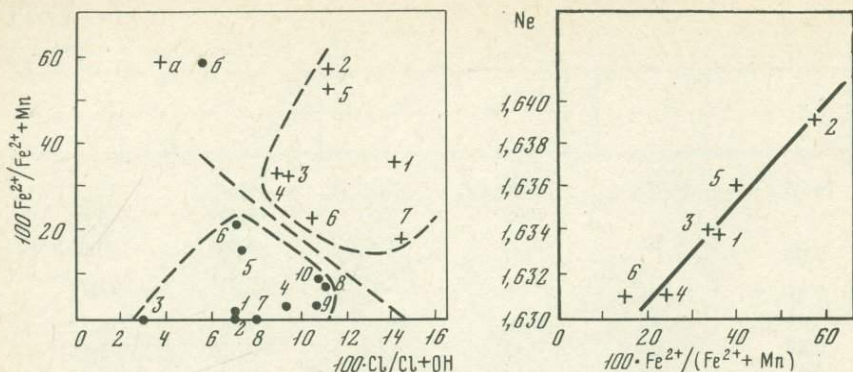


Рис. 31. Диаграмма составов для пиросмалита и фриделита

a – пиросмалит. Месторождения: 1 – Южное, 2, 3 – Брокен Хилл (Австралия) [Stillwell, McAndrew, 1957], 4 – Стерлинг Хилл, Нью-Джерси [Fronzel, Bauer, 1953], 5 – Ушкатын-1, Центральный Казахстан [Каюпова, 1974], 6 – Бьелке-Грубе, Нордмаркен [Zambonini, 1901], 7 – пиросмалит из Японии [Takeuchi et al., 1969]; б – фриделит. Месторождения: 1–5 – Западный Атасу, Казахстан [Каюпова, 1974], 6 – Франклин, США, по Дельтеру [Каюпова, 1974]; 7, 8, 9, 10 – фриделиты по Горгену, Флинку, Линдстрему и Игельстрему [Zambonini, 1901]

Рис. 32. Зависимость показателя преломления (*Ne*) пиросмалита от содержания железистого минала. Номера соответствуют номерам анализов в табл. 19

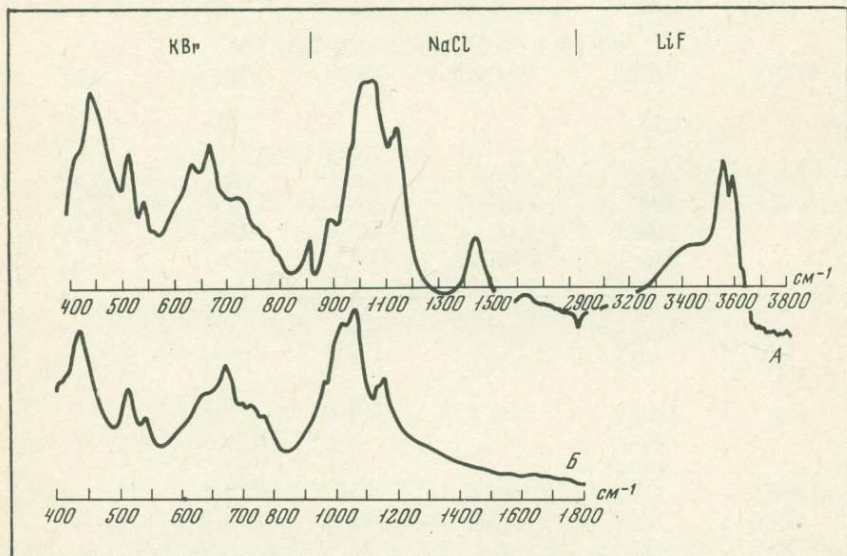


Рис. 33. ИК-спектры пиросмалита

A – Южное месторождение [обр. 55]; *B* – по Моенке [Моенке, 1962]. Присутствие линии поглощения с частотой 1440 см⁻¹ в спектре пиросмалита Южного месторождения обусловлено примесью карбоната

Межплоскостные расстояния пиромалита

Южное месторождение, обр., №						Брокен Хилл [Hutton, 1956]		Стерлинг Хилл [Fronzel et al., 1953]	
55		207a		59					
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
—	—	—	—	—	—	11,57	3	11,60	3
7,61	10	—	—	—	—	—	—	—	—
7,23	10	7,11	9	7,12	8	7,15	8	7,16	10
6,46	1	—	—	—	—	6,71	1	6,71	1
—	—	6,16	3	—	—	6,08	3	6,09	3
5,65	1	—	—	—	—	5,80	1	5,77	1
5,07	1	—	—	—	—	4,895	2	4,886	2
4,61	4	—	—	—	—	4,52	2	4,509	1
—	—	4,40	5	—	—	4,39	2	4,376	2
—	—	—	—	—	—	3,732	2	3,736	2
3,61	4	3,58	5	3,60	4	3,58	4	3,583	8
3,47	2	3,43	4	3,42	1	3,415	3	3,419	4
3,27	3	—	—	—	—	3,335	1	3,338	3
3,20	3	—	—	—	—	3,210	4	—	—
3,11	1	3,13	2	3,05	2	3,034	2	3,035	2
2,98	1	—	—	—	—	3,002	2	—	—
—	—	2,88	2	—	—	2,892	2	2,882	2
—	—	—	—	—	—	2,775	2	2,770	2
2,72	10	2,68	10	2,69	10	2,694	10	2,683	9
—	—	—	—	—	—	2,634	< 1	—	—
2,52	1	—	—	—	—	2,477	< 1	2,549	2
2,41	1	—	—	—	—	2,384	1	2,385	2
—	—	—	—	—	—	2,338	< 1	2,334	1
2,77	10	2,25	9	2,26	1	2,252	7	2,251	7
2,13	1	2,10	2	—	—	2,092	1	2,102	1*
—	—	1,999	1	1,896	5	—	—	—	—
1,857	6	1,850	8	1,844	5	1,842	5	1,843	4
—	—	1,786	2	—	—	—	—	1,790	1*
—	—	—	—	—	—	1,765	< 1	1,768	1
—	—	—	—	—	—	1,710	< 1	1,733	1*
1,686	5	1,668	8	1,673	4	1,677	6	1,672	5
1,639	4	1,625	8	1,632	5	1,633	5	1,627	4
1,578	1	1,571	1	—	—	—	—	—	—
1,532	5	1,518	9	1,524	4	1,525	6	1,523	5
—	—	—	—	—	—	1,484	< 1	—	—
1,472	1	1,461	1	—	—	1,462	< 1	—	—
1,428	3	—	—	—	—	1,431	2	1,432	1
—	—	1,415	5	1,422	3	1,424	4	1,419	2
—	—	1,395	1	—	—	1,397	1	1,406	1*
1,379	2	1,368	4	1,369	3	1,372	3	1,371	2
1,351	2	1,342	3	1,346	3	1,346	3	1,342	2
1,291	3	1,283	5	1,285	1	1,284	2	1,285	2

Таблица 20 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1,269	1	1,268	1	1,269	2	1,271	1	1,266	1
1,245	1	1,235	5	1,237	1	1,242	2*	1,238	1
1,202	1	1,196	2	—	—	—	—	1,194	1
1,182	1	1,117	2	—	—	—	—	—	—
1,149	1	—	—	—	—	—	—	—	—
1,132	2	1,125	6	1,125	3	1,128	1*	1,126	2*
1,108	1	1,102	3	—	—	1,103	2*	1,106	1*
1,094	2	—	—	—	—	—	—	—	—
1,087	3	1,087	6	1,087	4	1,090	1*	1,089	2*
—	—	—	—	1,082	4				
—	—	1,071	9	—	—	—	—	1,082	2*
—	—	1,062	1	—	—	—	—	1,063	1*
1,050	3	1,045	7	1,045	1	1,051	1*	1,047	1*
1,035	1	1,028	4	—	—	1,032	1*	—	—
1,022	1	1,017	4	1,016	1	—	—	—	—
0,997	3	—	—	—	—	0,999	1*	—	—
0,995	2	0,995	9	0,994	4	—	—	—	—

* Диффузные линии

значении μ_{Fe}/μ_{Mn} и величины химического потенциала хлора и растворах, чем фриделит.

Колебания химического состава пиросмалита слабо влияют на другие свойства минерала. С возрастанием содержания железа линейно возрастает показатель преломления N_e (рис. 32). Зависимость очень слабая.

Дебаграмма пиросмалита Южного месторождения в сравнении с рентгеновскими данными этого минерала из месторождений Брокен Хилл (Австралия) и Стерлинг Хилл (Нью-Джерси) приведена в табл. 20. Рентгенограммы образцов Южного месторождения значительно отличаются от остальных как величинами межплоскостных расстояний, так и интенсивностями отражений. В частности, для обр. 55 характерно появление очень сильного рефлекса с $d = 7,61 \text{ \AA}$. Очень близок по величинам межплоскостных расстояний к пиросмалитам из месторождений Брокен Хилл и Стерлинг Хилл лишь обр. 59. Различия в интенсивностях могут быть объяснены, как показано О. Хаттоном [Hutton, 1956], влиянием текстурирования. ИК-спектр приведен на рис. 33, значения частот линий поглощения — в табл. 16.

Средне-низкотемпературные минералы

Ниже рассмотрены редкие водные силикаты, возникшие при рудоотложении, главным образом путем замещения более ранних минералов: марганцовистые амфиболы тремолит-ферроактинолитового ряда (актинолит, ферроактинолит), даннеморит, слоистые силикаты $(Mn, Fe, Mg)_5 [Si_4O_{10}] (OH)_m \cdot nH_2O$ и $(Fe, Mg, Mn, Ca)_4 [Si_4O_{10}] OH_m \cdot nH_2O$ и марганцовистый гизингерит.

Минералы рассматриваемой изоморфной серии распространены в жиле 4, главным образом на нижних горизонтах. Для них характерны различная окраска и форма нахождения. Основные разновидности: актинолит, образующий мелкие столбчатые кристаллы зеленого цвета, амфибол-асбест (ферроактинолит) с эластичными волокнами зеленовато-серебристо-белого цвета (рис. 34, *а*), амфибол-асбест с ломкими или эластичными буровато-серыми волокнами цвета сухого дерева (рис. 34, *б*). Все относятся к редким, богатым марганцем и железом, разностям (табл. 21).

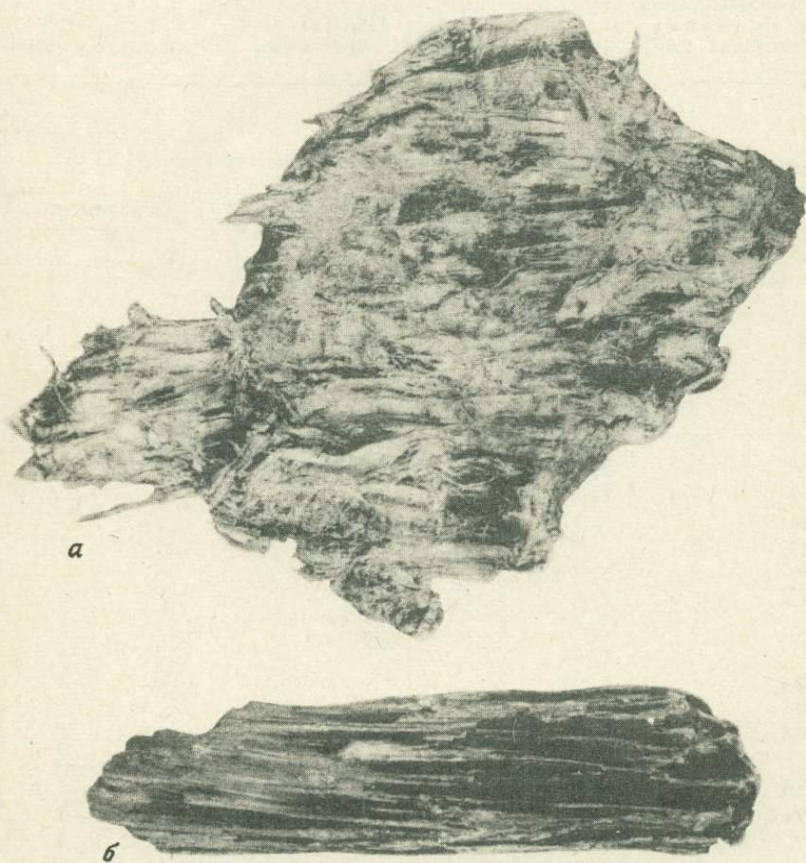


Рис. 34. Амфибол-асбест (ферроактинолит, обр. 76-6) с эластичными волокнами зеленовато-серебристо-белого (*а*) цвета (уменьшено в 1,5 раза) и амфибол-асбест с ломкими волокнами буровато-серого (*б*) цвета (обр. 76-5, нат. вел.)

Результаты химического анализа амфиболов тремолит-ферроактинолитового ряда

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
114	51,42	0,06	1,40	0,18	20,92	6,65	6,75
76-6				29,66**		3,78	2,89
76-5*	46,38	Сл.	0,74	8,56	17,00	8,43	4,80
Число атомов катионов							
114	7,93	0,01	0,26	0,02	2,70	0,87	1,55
76-6				4,12		0,53	0,71
76-5	7,80		0,15	1,08	2,40	1,20	1,20

* П.п.п. = 7,14%;

** Все железо принято за двухвалентное.

Примечание. Аналитики: Ж.А. Шека (обр. 114, 76-5), С.П. Баталова и Г.И. Макарова. Обр. 114 — манганактинолит, образующий столбчатые кристаллы

Таблица 22

Межплоскостные расстояния манганактинолита Южного месторождения

Обр. 736		Обр. 76-5		Обр. 736		Обр. 76-5	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
8,72	10	—	—	1,450	10	1,454	2
3,44	8	3,51	5	1,420	2	—	—
—	—	3,35	6	1,380	4	1,383	3
3,14	8	3,19	8	1,351	2	1,349	2
3,03	8	2,99	7	1,325	4	—	—
2,74	10	2,76	10	1,310	4	1,314	8
2,64	4	2,64	5	1,287	3	1,291	2
2,55	4	2,56	6	1,249	3	—	—
2,34	2	2,37	5	1,225	1	1,233	3
2,27	2	—	—	1,207	4	1,214	4
2,19	8	2,21	7	1,188	2	—	—
—	—	2,12	3	1,173	2	—	—
2,02	8	2,06	6	1,153	2	1,147	2
—	—	1,989	2	1,138	2	—	—
1,884	7	1,904	3	1,094	3	1,099	4
1,815	7	1,839	2	1,084	3	—	—
1,763	3	1,721	4	1,058	10	1,062	4
1,672	8	1,677	4	1,044	10	1,044	3
1,630	3	1,645	3	1,031	4	1,035	2
1,598	8	1,602	8	0,996	2	1,017	3
—	—	—	—	0,990	10	0,990	3
1,524	8	1,531	10				
—	—	1,487	1				

Примечание. 736 — актинолит, образующий мелкие зеленые кристаллы; 76-5 — актинолит-асбест коричневатого-серой окраски.

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	F	Σ
9,71	0,23	Сл.	Сл.	1,95	0,16	0,12	99,55
8,70	0,24		П.п.п.	2,11			
6,44	Сл.	0,02	Сл.		0,14		99,65
Число атомов катионов							
1,60	0,07			2,01			
1,56	0,08						
1,16							

зеленого цвета; обр. 76-6 — амфибол-асбест с эластичными волокнами зеленовато-белого цвета; обр. 76-5 — амфибол-асбест с ломкими волокнами буровато-серого цвета.

Таблица 23

Значение частот линий поглощения в ИК-спектрах амфиболов Южного месторождения

Даннеморит				Грюнерит	Манганактинолит			
206A	74-X	2456	76-1	321	31A	74-263	76-5	76-6
409	411	—	—			409		
429	436	422	424	421	427	439	424	424
475	477	475	480	478	462	462	456	459
495	495	493	495	498	—	—	—	490
—	—	—	—	525	500	505	505	507
—	—	—	555	555	—	535	—	—
638	652	633	635	630	644	641	641	641
—	—	—	—	652	—	659	—	—
696	688	698	693	701	691	685	688	691
752	—	728	723	726	—	724	—	—
767	769	766	766	774	751	754	747	748
800	800	800	—	800	—	918	—	—
903	903	896	898	893	954	954	946	949
989	989	994	989	1005	994	994	994	994
1034	1045	1030	1025	—	1055	1065	1055	1060
1091	1091	1086	1086	1084	1101	1101	1101	1104
1122	1122	1127	1127	1132				
—	1635	1635	1640	1640	—	—	1640	1635
3631	—	3629	—	3626	3631		3634	3628
3652	3652	3647	3646	—	3652	3667	3657	3652
—	3662	—	—					
3677	3677	—	3677	—	—	3682	—	—

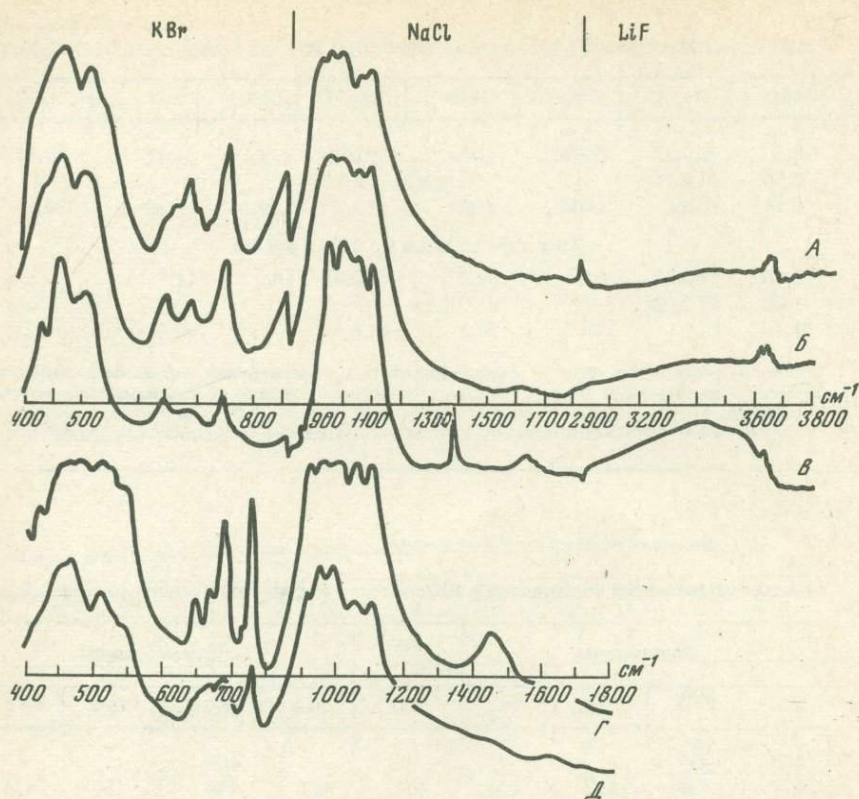


Рис. 35. ИК-спектры амфиболов тремолит-ферроактинолитового ряда

А — марганцовистый тремолит (обр. 74-268); Б — манганактинолит (обр. 31А) из околожильных измененных пород; В — амфибол-асбест с ломкими волокнами буровато-серого цвета (обр. 76-5); Г — тремолит; Д — актинолит [Moenke, 1962]

Амфибол-асбесты иногда слагают целые полосы мощностью до 10 см, прослеживающиеся на расстояние по меньшей мере в несколько метров.

Содержание марганца в актинолите с ломкими волокнами буровато-серого цвета (8,43 вес. %; см. табл. 21) превышает указывавшиеся в литературе содержания этого элемента в образцах актинолита. Другие его особенности — необычно низкое содержание кальция (6,44%), высокое — трехвалентного железа (8,56%) и воды (7,14%). Амфиболы такого состава не описаны в литературе. Несмотря на аномалии состава, в частности на высокое содержание воды, минерал, как это следует из рентгеновских данных (табл. 22) и результатов ИК-спектроскопического изучения (рис. 35; табл. 23), сохраняет актинолитовую структуру. Из ИК-спектра и термограммы (рис. 36) следует, что большая часть воды в нем низкотемпературная (выделяется в интервале от 40–80 до 500°C). Она, вероятно, располагается в многочисленных субмикроскопических каналах, обусловленных параллельно-волокнистым строением минерала. Кривая

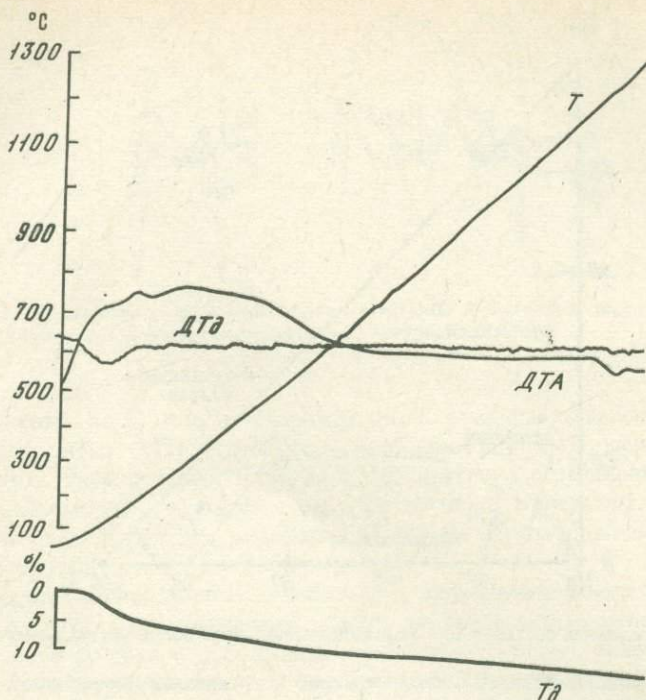


Рис. 36. Результаты термического анализа амфибол-асбеста (обр. 76-5) с ломкими волокнами буровато-серого цвета (диапазон измерения прибором потери веса 0–100 мг)

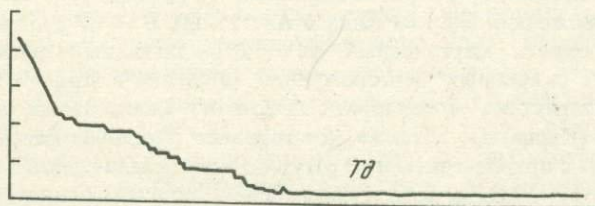


Рис. 37. Кривая потери веса амфибол-асбеста (обр. 76-5), снятая при большой чувствительности прибора (диапазон измерения прибора 0–20 мг)

потери веса, снятая при большой чувствительности прибора, имеет многоступенчатый характер (рис. 37), что вызвано дискретным выделением воды при нагревании в результате раздвигания и разрыва волокон.

Еще одна особенность амфиболов из жилы 4 — низкая магнизиальность (высокая железистость). Амфиболы тремолит-ферроактинолитового ряда с такими содержаниями магния встречаются очень редко.

Составы минералов вынесены на диаграмму (рис. 38).

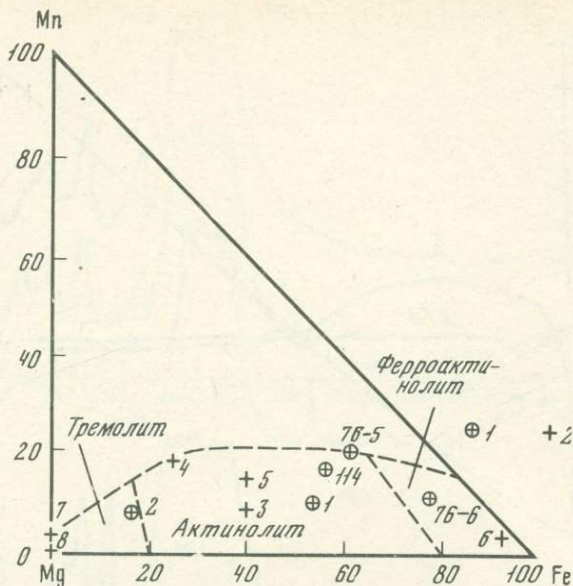


Рис. 38. Диаграмма составов для марганцевистых амфиболов тремолит-актинолитового ряда

1 — амфиболы Южного месторождения; 2 — прочие. Номера соответствуют номерам анализов в табл. 21 и 40

Даннеморит

К даннемориту относят богатые марганцем разновидности амфиболов куммингтонит-грюнеритового ряда. Находки этого минерала известны на месторождениях Швеции, Румынии, Индии, США и других стран. Встречается он и на месторождении Брокен Хилл в Австралии. В СССР под названием даннеморита описан марганцевый железисто-кальциевый амфибол из Дальнегорских скарновых месторождений [Мозгова и др., 1959]. Подробная характеристика даннеморит-асбестов из марганцевых руд Чивчинских гор (Карпаты), а также всестороннее детальное рассмотрение этого минерала с привлечением литературного материала сделано О.И. Матовским [1962]; Л.И. и Е.А. Кулиш [1974] описаны даннемориты из марганцевых метаморфических комплексов Дальнего Востока.

На Южном месторождении даннеморит в небольших количествах отмечался в основном на средних и верхних горизонтах жилы 4. Его характерная особенность — разнообразие форм нахождения и окраски, а также широкие колебания состава. Минерал возникал при рудоотложении главным образом путем замещения более ранних богатых марганцем силикатов: родонита, кнебелита, пиросмалита и пироксмангита. На месторождении нами установлена как высокожелезистая разновидность этого амфибола, близкая по составу к богатому марганцем грюнериту, так и высокомагнезиальная. Большей частью даннеморит имеет волокнистый габитус, но иногда встречается и в виде мелких лучистых кристаллов. Ниже приведено описание основных разновидностей этого минерала,

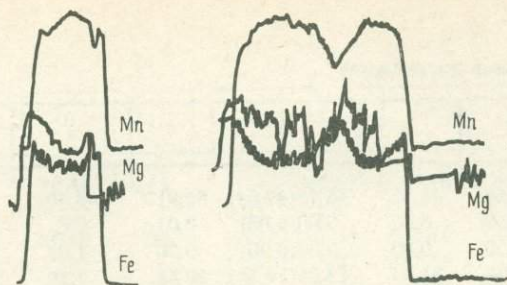


Рис. 39. Изменение содержаний железа, марганца и магния в зерне даннеморита (обр. 180) по результатам сканирования на микроанализаторе

встреченных на Южном месторождении: параллельно-волокнистого желтовато-зеленого, листоватого (спутанно-волокнистого?) желтовато-светло-серого, параллельно-волокнистого бесцветного с зеленоватым оттенком, даннеморита, образующего бурые лучистые кристаллы, и необычно богатого трехвалентным железом и кальцием параллельно-волокнистого даннеморита коричневатой-серой окраски.

Параллельно-волокнистый даннеморит желтовато-зеленого цвета с шелковистым блеском наблюдался в жиле мощностью 0,25 м карбонат-сфалеритового состава с небольшим количеством кварца, галенита, кнебелита, граната, пироксеноида, марганцовистого гизингерита и пиросмалита. Этот минерал образовался путем замещения пиросмалита. Под микроскопом наблюдаются разности от бесцветного с хорошо заметным желтым оттенком до бледно-желтого; слабо плеохроирует. Характеризуется очень тонким параллельно-волокнистым строением, которое (при увеличении в 200 раз) угадывается лишь по особенностям погасания. Погасание прямое. Отмечалось пересечение даннеморита тонкими прожилками минерала гизингерит-неотокитового ряда. Результаты изучения даннеморита на микроанализаторе приведены в табл. 24 (анализ 1). Минерал очень богат марганцем (15,89 вес. % MnO) и железом (30,08% FeO) и беден магнием (3,39% MgO). Сканирование зерен на микроанализаторе вкрест удлинению выявило непостоянство состава в отношении железа, марганца и магния. От центральных частей зерен к краевым наблюдаются понижение содержания марганца и возрастание содержаний железа и магния (рис. 39).

Даннеморит, внешне и под микроскопом аналогичный рассмотренному выше, встречен в жиле мощностью около 1 м, представленной полосчатой кварц-сульфидно-карбонатной рудой вместе с кнебелитом, путем замещения которого он образовался. Как показывают результаты изучения на микроанализаторе (см. табл. 24, анализ 2), этот минерал очень близок по составу к описанному даннемориту. Он отличается несколько более высокими содержаниями железа и несколько меньшими содержаниями магния и марганца.

В раздробленном образце массивного пироксмангита (см. табл. 12, анализы обр. 74-X, 1 и 2) из верхних горизонтов месторождения в неболь-

Химический состав даннеморита

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	
SiO ₂	48,56	48,51	45,73(47,64)	50,91	46,44	47,86	50,1	
TiO ₂	0,00	0,00	0,00(0,00)	0,01	Сл.	0,10		
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00(0,00)	0,00	1,05	0,84	0,1	
Fe ₂ O ₃	30,08	31,04	13,95(14,34)	20,88	7,50	0,03		
FeO					13,64	34,47	31,7	
MnO ₂								
MnO	15,89	15,34	11,91(11,76)	13,85	15,56	11,80	11,0	
MgO	3,39	2,91	11,71(12,44)	9,25	4,41	2,28	4,8	
CaO	0,17	0,21	0,76(0,88)	2,31	4,90	1,18	0,8	
ZnO			0,00(0,00)	0,04				
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00(0,00)	0,00	0,20	0,08		
K ₂ O	0,00	0,00	0,00(0,03)	Сл.	0,01	0,15		
H ₂ O ⁺	1,91*	1,99*			П.п.п. 4,90	1,55		
H ₂ O ⁻						0,06		
Σ	100,00	100,00	84,06(87,09)	97,25	98,83	100,40	98,5	
Число атомов катионов								
Si	7,88	7,91	8,00(8,02)	8,30	7,73	7,74	7,99	
Ti						0,01		
Al					0,21	0,16	0,02	
Fe ³⁺					0,94	0,01		
Fe ²⁺	4,08	4,23	2,04(2,02)	2,85	1,90	4,66	4,23	
Mn	2,18	2,12	1,77(1,66)	1,92	2,19	1,61	1,49	
Mg	0,82	0,71	3,05(3,12)	1,52	1,09	0,55	1,14	
Ca	0,03	0,04	0,14(0,16)	0,40	0,87	0,20	0,13	
Zn								
Na					0,06	0,03		
K						0,03		
H	2,08	2,16				1,67	1,59*	

шом количестве обнаружены скорлуповатые зерна минерала желтовато-светло-серой окраски. Под бинокляром иногда видно, что они состоят из отдельных упругих изогнутых листочков, наложенных друг на друга, а сами листочки, вероятно, образованы из многочисленных, различно ориентированных мельчайших волоконцев. Этот минерал вместе с арсенопиритом образует мелкие гнезда в пироксмангите, замещая последний. Изучение методом ИК-спектроскопии показало, что он относится к амфиболам куммингтонит-грюнеритового ряда, а изучение на микроанализаторе выявило высокое содержание марганца. Состав этого даннеморита приведен в табл. 24 (анализ 3). Сопоставление с составами описанных выше амфиболов показывает, что он гораздо богаче магнием (44,50 мол. % вместо 10,02 и 11,53 мол. % магниезальной молекулы), содержит меньше марганца (25,76 мол. % марганцевого минерала вместо

Таблица 24

8	9	10	11	12	13	14	15	16
48,89		49,50	48,63		45,87	47,16	48,98	48,58
				0,03	Сл.			
1,46	0,49	0,69	1,33	1,79	2,34	3,76	0,56	0,53
	0,81			1,28	6,32	2,86	1,79	1,05
38,21	36,80	30,69	33,65	32,59	29,34	30,91	28,50	25,50
8,46	10,95	8,24	7,32	7,17	10,66	5,49	9,75	10,81
2,92	2,89	8,10	6,12	5,38	1,37	2,96	8,45	9,60
0,73	1,02	2,02	1,96	1,08	2,31	5,82	2,15	2,93
	2,09	0,40	0,60		1,86	} 0,43		
					0,30			
100,67	—	99,64	99,61		100,37	99,70	100,18	100,00
Число атомов катионов								
7,75	7,75	7,87	7,75		7,55	7,43	7,56	7,65
0,28	0,09	0,13	0,25	0,33	0,45	0,70	0,11	0,10
	0,09			0,15	0,77	0,34	0,20	0,11
5,05	4,93	4,06	1,47	4,19	4,03	4,13	3,66	3,26
1,13	1,47	1,09	0,97	0,92	1,48	0,74	1,26	1,39
0,68	0,68	1,91	1,44	1,24	0,33	0,70	1,94	2,08
0,12	0,17	0,32	0,33	0,18	0,40	0,99	0,35	0,47
						0,02		
						0,04		
	2,22	0,42	0,62		2,04	2,00		

30,04 и 30,82 мол. %) и почти вдвое меньше железа (29,74 мол. % железистого минала вместо 59,94 и 57,65 мол. %). Кроме того, он отличается несколько более высоким содержанием кальция (0,76 вес. % CaO вместо 0,21 и 0,17%). Недостаток суммы (около 16 вес. %) связан с присутствием воды, заполняющей многочисленные субмикроскопические поры, обусловленные волокнистым строением минерала. С целью избежания ошибки проведен анализ другого зерна после повторной приполировки препарата; результаты приведены в табл. 24 (анализ 3, в скобках) рядом с результатами первого анализа. Анализы точно пересчитываются на кристаллохимическую формулу.

Параллельно-волокнистый даннеморит (см. табл. 24, обр. 109), очень близкий по составу к предыдущему, но отличающийся меньшим содержанием воды, обнаружен в образце, сложенном пироксмангитом, кнебе-

Компо- нент	17	18	19	20	21	22	23	
SiO ₂	48,25	50,79	49,48	51,40	51,16		51,96	
TiO ₂		0,07	0,08					
Al ₂ O ₃		0,55	1,26	0,28	0,84		0,44	
Fe ₂ O ₃		0,84	0,21				0,39	
FeO	28,17	30,64	22,62	17,31	16,49		22,51	
MnO ₂								
MnO	12,08	5,93	15,62	14,51	13,82		7,65	
MgO	5,86	7,87	9,0	12,26	13,21		9,87	
CaO	3,22	1,42		2,70	1,75		4,98	
ZnO								
Na ₂ O			0,05					
K ₂ O			0,04					
H ₂ O ⁺		1,87	1,58	2,10	2,29			
H ₂ O ⁻			0,16	0,07	0,13			
Σ	97,58	99,98	100,10	100,63	99,69			
							2,17	
							100,11	
		Число атомов катионов						
Si	7,73	7,91	7,78	7,86	7,82	8,00***	7,93	
Ti			0,01					
Al		0,09	0,22	0,06	0,17		0,07	
Fe ³⁺		0,09	0,02				0,05	
Fe ²⁺	3,76	3,98	2,96	2,21	2,11	6,49	2,87	
Mn	1,63	0,77	2,06	1,86	1,70		0,99	
Mg		1,82	2,11	2,79	2,94		2,23	
Ca	0,54	0,23		0,44	0,28		0,77	
Zn								
Na						0,66		
K								
H		1,92	1,84	2,14	2,34	2,38	2,20	

литом и другими минералами. Он обладает шелковистым блеском, бесцветный, со слабым зеленоватым оттенком; образуется также путем замещения пироксмангита (см. табл. 12).

Даннеморит, образующий мелкие лучистые кристаллы бурого цвета, установлен в жиле мощностью более 1 м, сложенной сфалеритом, пирротинном, кварцем, карбонатом и т.д. Он образовался путем замещения родонита. Под микроскопом зеленовато- или буровато-желтый, образует лучистые агрегаты из игольчатых кристаллов, иногда волокнистый. Результаты изучения этого минерала на микроанализаторе показали, что он также очень богат марганцем, а по содержаниям железа и магния занимает промежуточное положение между описанными выше железистыми и магнезиальными разновидностями даннеморита (рис. 40), отличаясь от них более высоким содержанием кальция (2,31 вес. % CaO). В незначительном количестве содержит цинк и титан (см. табл. 24, анализ 4).

Таблица 24 (продолжение)

24	25	26	27	28	29	30	31
52,98	49,74	21,25	50,74	46,92	51,95	45,52	49,64
			0,06	0,16	0,03	0,05	
0,26	1,72	0,34	0,88	1,02	1,95	2,27	1,17
0,60		2,90	1,80	3,98	0,40	1,31	1,52
2,93	12,80	14,39	24,13	35,31	13,26	36,52	20,70
		4,97					
8,03	13,79	15,36	7,38	7,92	12,63	7,89	21,58
13,58	8,31	8,24	10,57	2,44	11,23	1,95	1,03
0,29	0,49	0,27	2,00	0,79	4,81	1,82	1,30
	10,46						
Сл.	0,22		0,22	0,16	0,20	0,11	0,09
"			0,08	0,04	0,12	0,19	0,09
		1,93	} 1,94	2,00	1,92	2,00	2,93
2,36	2,16	0,40					
100,12	99,69	100,05	99,87	100,74	98,50	99,83	100,05
Число атомов катионов							
7,95	7,83		7,83	7,61	7,89	7,49	7,89
			0,01	0,02		0,02	
0,05	0,33		0,17	0,19	0,35	0,45	0,23
0,07			0,20	0,49	0,05	0,16	0,52
2,74	1,70		3,10	4,85	1,69	5,04	2,75
1,02	1,84		0,96	1,08	1,61	1,09	2,88
3,02	1,96		2,41	0,57	2,53	0,48	0,24
0,02	0,08		0,33	0,14	0,78	0,32	0,22
	1,22						
	0,05		0,04	0,06	0,05	0,02	0,04
			0,01		0,02	0,02	0,01
2,32	2,27		1,98	2,16	1,93	2,19	2,00
			0,02			0,11	

Параллельно-волокнистый даннеморит коричневатой-серой окраски отмечался в жиле мощностью 0,6 м, сложенной в основном галенитом и сфалеритом. Присутствует совместно с пироксеноидом (родонитом или пироксмангитом) и небольшим количеством пиросмалита (состав пиросмалита приведен в табл. 19, обр. 76-1) вблизи висячего контакта жилы в виде небольших участков неправильной формы. Он характеризуется параллельно-волокнистым строением. Длина волокон достигает 1 см и более.

Кроме высокого содержания марганца, он отличается от других образцов даннеморита необычно высокими содержаниями кальция и трехвалентного железа (см. табл. 24, анализ 5). Анализ почти точно пересчитывается (по безводному веществу) на кристаллохимическую формулу: $(\text{Mn}_{2,19}\text{Fe}^{2x}_{1,90}\text{Mg}_{1,09}\text{Fe}^{3x}_{0,94}\text{Ca}_{0,87}\text{Na}_{0,06})_{7,05} \cdot [\text{Si}_{7,73}\text{Al}_{0,21}]_{7,94}\text{O}_{22,265}$.

Таблица 24 (окончание)

Компонент	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	56,0	58,80	58,7	53,26	53,26	53,25	53,69	52,28
TiO ₂				0,78		0,79		0,00
Al ₂ O ₃	1,1	} 1,20	0,58	2,26	1,25	2,31	1,65	0,15
Fe ₂ O ₃			0,72	2,60	2,63	1,81	0,32	} 15,28
FeO	1,1			1,12	1,06	1,62	5,94	
MnO ₂								
MnO	20,5	10,08	8,70	6,24	8,25	4,66	16,10	13,61
MgO	18,1	24,80	25,86	29,16	31,21	28,42	20,50	12,61
CaO	1,4	2,72	2,38	1,10	1,11	3,42	1,20	1,67
ZnO								
Na ₂ O				1,39	1,56	1,25		0,04
K ₂ O				0,09	0,07	0,06		0,03
H ₂ O ⁺		2,54	1,26	1,87	0,05	2,04	0,70	
H ₂ O ⁻	1,8*							
Σ	100,0	100,14	99,28	99,87	100,45	99,63	100,19	95,67
Число атомов катионов								
Si	8,02**	8,14	8,13	7,38	7,56	7,29	7,50	8,04
Ti				0,08		0,16		
Al		} 0,17	0,10	0,66	0,21	0,52	0,28	0,03
Fe ³⁺			0,07	0,27	0,27	0,18	0,04	} 1,97
Fe ²⁺	0,14			0,12	0,12	0,18	0,69	
Mn	2,285	1,18	1,02	0,73	0,98	0,54	1,90	1,77
Mg	3,995	5,11	5,33	6,02	6,05	5,88	4,26	2,89
Ca	0,225	0,40	0,35	0,16	0,15	0,51	0,33	0,28
Zn								
Na				0,37	0,41	0,32		0,02
K				0,01	0,01			0,01
H	1,78	2,34	1,16	1,72	0,05	1,86	0,65	

* Определены по разности.

** При пересчетах исключены 1,1 вес.% SiO₂ и 2,3% MnO, эквивалентные 5,4% спес-сартина, присутствовавшего в виде примеси.*** Суммарное число катионов алюминия и трехвалентного железа. Кроме того, в анализе 24—0,09 вес.% CO₂, в анализе 27—0,07% F, в анализе 28—0,01% F, в анализе 30—0,20 F.

П р и м е ч а н и е. 1—5, 39 — Южное месторождение (обр. 180, 245 в, 74-X, 206а, 76-1 и 109 соответственно); 6, 7 — Брокен Хилл, Австралия [Stillwell, 1959; Mason, 1973]; 8, 9 — Даннемора, Швеция; 10—12 — Западный Сильфберг, Швеция; 13 — Якобени, Румыния; 14 — Тетюхе, СССР; 15, 16 — Копатаграбен, Венгрия; 17 — Гилленг, Швеция; 18 — Стромегульт, Швеция; 19—21 — Чивчинские горы в Карпатах, СССР; 22 — Комасине, Италия; 23, 24 — Брунс'егруван, Швеция; 25 — Франклин; 26 — Сарул-Дорней, Румыния; 27 — Уттерсвик, Швеция; 28, 29 — Орловское месторождение, Ханкайский массив, СССР [Л.И. и Е.А. Кулиш, 1974]; 30 — Биджанское месторождение, Малый Хинган, СССР [Л.И. и Е.А. Кулиш, 1974]; 31 — р. Галам, Джагдинский хребет, СССР [Л.И. и Е.А. Кулиш, 1974]; 32 — Нсута, Гана [Jaffe et al., 1961]; 33, 34 — Тальквэйль, США [Segeler, 1961]; 35 — Чикла, Индия [Bilgrami, 1955]; 36—37 — Тироли, Индия [Dunn et al., 1938; Bilgrami, 1955]; 38 — Хвалетице, Чехословакия [Rabbit, 1948]. Анализы 8—27 заимствованы из работы О.И. Матковского [1962]. Анализы 1—3, 33, 34, 38 пересчитаны нами по безводному веществу на 15 катионов. В скобках приведен повторный анализ.

По особенностям состава этот образец даннеморита близок к рассмотренному выше актинолиту буровато-серого цвета. Амфиболы такого состава до сих пор не указывались в литературе. По кальциевости этот минерал занимает промежуточное положение между амфиболами тремолит-ферроактинолитовой и куммингтонит-грюнеритовой серий.

Так же как и параллельно-волоконистый актинолит буровато-серого цвета, некоторые волокнистые разновидности даннеморита оказались в разной степени гидратированными. Листоватый (спутанно-волоконистый) даннеморит содержит около 16 вес. % H_2O ; параллельно-волоконистый даннеморит коричневатой-серой окраски — 4,90 вес. % H_2O . Столь высокое содержание воды в образцах даннеморита отмечается впервые. ИК-спектры (рис. 41; см. табл. 23) свидетельствуют о сохранении куммингтонитовой структуры, а интенсивность линии поглощения в области $3400\text{--}3600\text{ см}^{-1}$ находится в прямой зависимости от содержания низкотемпературной воды.

На Южном месторождении вместе с марганцевыми минералами часто встречаются тонковолокнистый "пушистый" амфибол белого цвета и лучистые кристаллы амфибола медово-желтого цвета, который развивался по пиросмалиту. Эти минералы тоже, вероятно, являются даннеморитами. В частности, белый "пушистый" даннеморит и даннеморит медово-желтой окраски отмечались О.И. Матковским в марганцевых рудах Чивчинских гор.

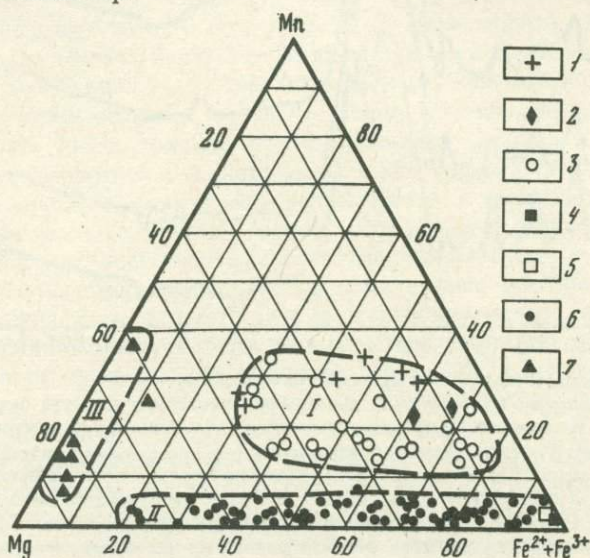


Рис. 40. Диаграмма составов для амфиболов куммингтонитовой группы (заимствована у О.И. Матковского, дополнена нами)

I — поле даннеморита. Месторождения: 1 — Южное, 2 — Брокен Хилл, 3 — прочие (анализы приведены в табл. 24); II — поле амфиболов куммингтонит-грюнеритового ряда; 4 — грюнерит из железистых метасоматитов Южного месторождения, 5 — грюнерит из Криворожской метаморфической серии [Шевченко, 1959], 6 — прочие; III — поле тиродита (анализы приведены в табл. 24); 7 — тиродит

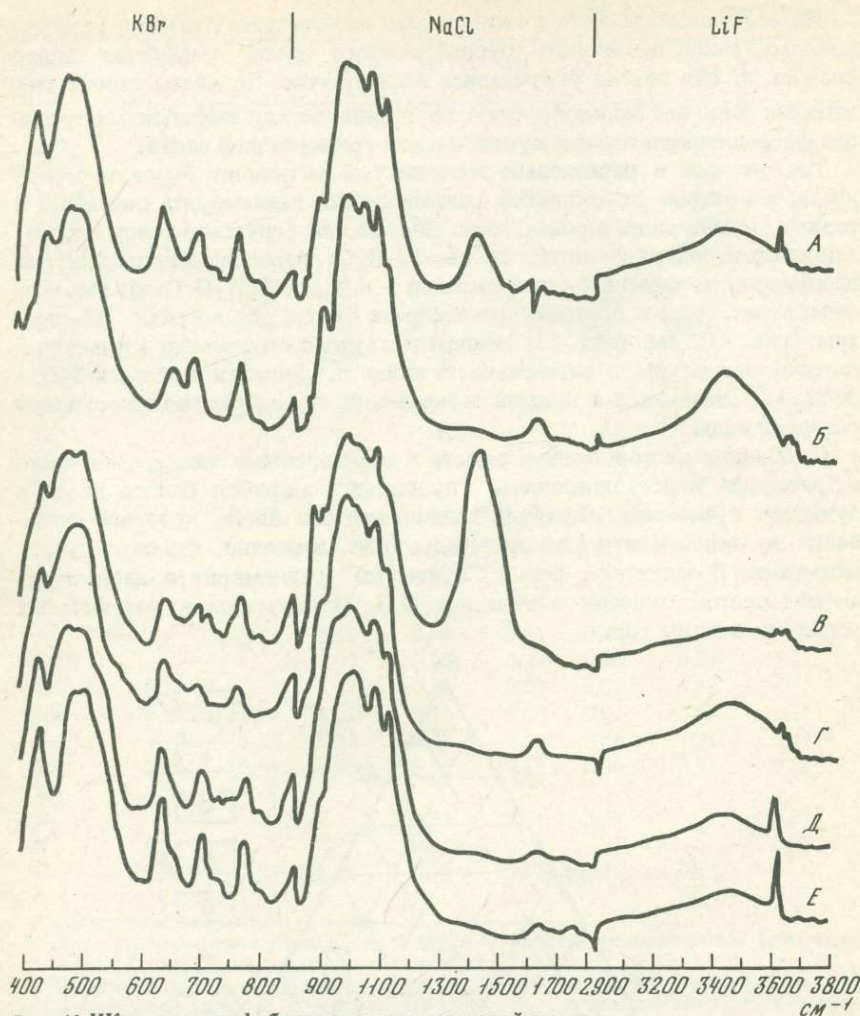


Рис. 41. ИК-спектры амфиболов куммингтонитовой группы

А — параллельно-волокнистый даннеморит желтовато-зеленой окраски (обр. 245в); Б — листоватый (спутанно-волокнистый?) даннеморит желтовато-светло-серой окраски; В — даннеморит, образующий бурые лучистые кристаллы; Г — необычно богатый марганцем и кальцием параллельно-волокнистый даннеморит коричневатой окраски; Д, Е — амфибол куммингтонит-грюнеритового ряда промежуточного состава и грюнерит из железистых метасоматитов. Присутствие дополнительных линий в спектрах (А, В) обусловлено примесью карбоната

Для обсуждения особенностей состава даннеморита Южного месторождения воспользуемся заимствованной у О.И. Матковского и дополненной нами диаграммой $Mn-Mg-Fe$ (см. рис. 40), на которой четко выделяются три поля: 1) амфиболов куммингтонит-грюнеритового ряда с колебаниями содержания железистого минала от 20 до 100 мол. % и

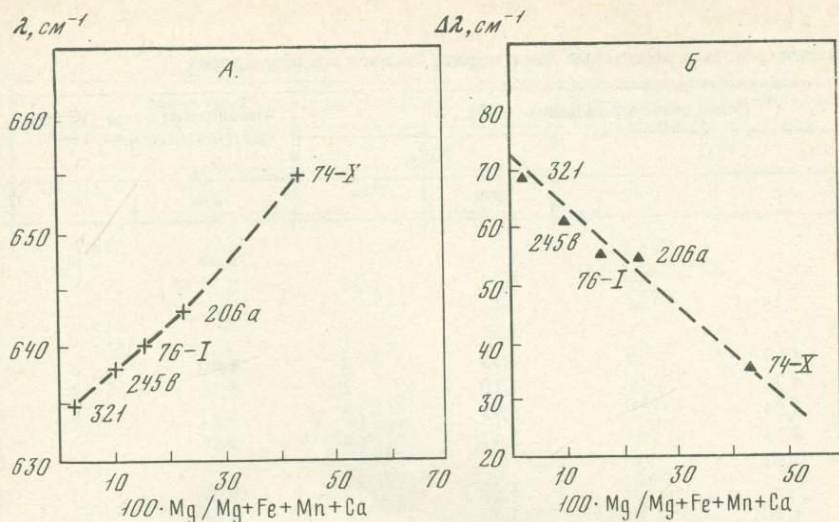


Рис. 42. Изменение частоты линии поглощения в области $635\text{--}655\text{ см}^{-1}$ (А) и разности частот двух линий поглощения в области $635\text{--}704\text{ см}^{-1}$ (Б) в ИК-спектрах амфиболов куммингтонитовой группы

марганцевого минала от 0 до 6 мол. %; 2) даннеморита с содержанием марганцевого минала более 11–12 мол. % и содержанием железистого минала более 30 мол. %; 3) тиродита с содержанием железистого минала, обычно не превышающем 6 мол. %. Таким образом, диаграмма позволяет сделать предположение о существовании разрыва в смесимости между даннеморитом и нормальными амфиболами куммингтонит-грюнеритового ряда, а также между даннеморитом и амфиболами куммингтонит-грюнеритового ряда, с одной стороны, и тиродитом, с другой. В первом случае поле несмесимости очень узкое, но его существование подтверждается высокой плотностью точек в поле обычных амфиболов куммингтонит-грюнеритового ряда и отсутствием даже единичных анализов, точки которых располагались бы между полями даннеморита и куммингтонит-грюнерита. В частности, ранее О.И. Матковский подчеркивал, что все образцы марганцевого куммингтонита (даннеморита) располагаются на диаграмме выше линии с содержанием 10 мол. % марганцевого компонента и что в безмарганцевых амфиболах отмечается разрыв (отсутствие амфиболов такого состава) в пределах от 100 до 80 мол. % магнизального компонента. В настоящее время нет общепринятой номенклатуры для амфиболов рассматриваемого типа. Многими авторами предлагались различные схемы. Наиболее употребительны такие термины, как "кумингтонит", "грюнерит", "даннеморит" и "тиродит"; каждому из них соответствует вполне определенное, четко обособленное от других поле точек на диаграмме. По этой причине диаграмму О.И. Матковского, вероятно, можно считать классификационной.

Межплоскостные расстояния даннеморита Южного месторождения

Южное месторождение (обр., №)				Чивчинские горы (Карпачы) [Матковский, 1962]	
245 б		206а			
d/n	I	d/n	I	d/n	I
—	—	—	—	9,25	4
—	—	8,02	10	8,35	8
7,25	10	—	—	—	—
—	—	4,87	1	—	—
4,67	4	4,55	2	4,60	1
4,29	3	4,10	2	4,16	2
3,94	3	3,92	3	3,87	3
3,53	3	3,47	4	3,46	3
3,33	3	—	—	—	—
—	—	3,29	4	3,27	6
3,10	8	3,09	8	3,08	10
2,98	2	2,98	2	2,998	2
2,80	7	2,75	10	2,759	9
2,66	6	2,63	5	2,628	6
2,53	6	2,53	5	2,516	7
2,35	1	2,42	1	—	—
—	—	2,31	2	2,305	5
2,24	5	—	—	—	—
—	—	—	—	2,227	1
—	—	2,20	6	2,195	6
2,12	3	2,10	4	2,101	2
2,00	1	2,05	3	2,043	3
—	—	1,972	1	1,959	4
—	—	1,878	1	1,883	1
—	—	1,815	1	1,802	2
1,732	2	—	—	—	—
1,686	2	1,703	2	1,695	2
1,656	2	1,665	5	1,665	8
—	—	1,639	2	1,636	5

Из диаграммы видно, что два анализированных образца даннеморита Южного месторождения (см. рис. 40, обр. 180 и 245в) относятся к наиболее богатым марганцем и бедным магнием разностям этого минерала. Такие же или несколько большие содержания марганцевого минерала свойственны лишь даннемориту из Чивчинских гор (см. табл. 24, анализ 19) и из Сарул-Дорней, Румыния (анализ 26), но они отличаются значительно большими содержаниями магния. Два из анализированных минералов Южного месторождения (обр. 74-Х и 109) относятся к наиболее бедным железом и наиболее богатым магнием и марганцем разностям. Образцы даннеморита, близкие к ним по составу, известны в марганцевых

Южное месторождение (обр., №)				Чивчинские горы (Карпаты) [Матковский, 1962]	
245б		206а			
d/n	I	d/n	I	d/n	I
1,610	4	1,599	3	1,600	6
1,581	1	—	—	1,562	3
1,535	5	1,526	5	1,522	7
1,486	3	—	—	—	—
1,455	1	1,471	1	1,468	2
1,425	2	—	—	1,438	1
—	—	1,410	5	1,412	10
1,379	1	1,391	1	1,389	4
—	—	1,365	2	—	—
—	—	1,337	2	1,337	5
1,317	4	1,306	6	1,305	1
1	—	—	—	1,301	8
—	—	1,286	1	1,280	2
—	—	1,260	1	1,257	1
—	—	1,235	2	1,234	2
1,204	2	1,191	3	—	—
1,184	2	—	—	1,186	4
—	—	1,177	1	1,173	2
1,131	1	1,140	1	—	—
—	—	1,116	1	1,121	2
—	—	1,098	1	1,099	3
1,074	2	1,065	3	1,067	3
1,053	5	—	—	—	—
—	—	1,044	4	1,042	4
—	—	—	—	1,032	2
1,023	3	1,024	1	1,021	2
1,006	2	1,010	1	—	—
—	—	0,997	1	0,999	3

рудах Чивчинских гор (см. табл. 24, анализы 19 и 20) и на Орловском месторождении (анализ 29). Параллельно-волокнутому даннемориту коричневато-серой окраски свойственна самая высокая величина отношения $Mn/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+}$.

Образцы даннеморита месторождения Брокен Хилл (Австралия) близки по составу к бедным магнием разностям Южного месторождения, отличаясь меньшими содержаниями марганца и в целом большими содержаниями железа (см. рис. 40). Результаты рентгеновского изучения даннеморитов Южного месторождения в сравнении с литературными данными приведены в табл. 25.

Сравнение спектров образцов даннеморита и грюнерита показывает, что с возрастанием содержания магния закономерно изменяется положение двух линий поглощения в области $635\text{--}704\text{ см}^{-1}$. Линия в области $635\text{--}655\text{ см}^{-1}$ смещается в сторону более высоких частот, а в области $690\text{--}704\text{ см}^{-1}$ — в сторону более низких, т.е. происходит сближение максимумов поглощения (см. рис. 41). Полученные зависимости (рис. 42) могут использоваться для определения содержания магния в даннеморите (зависимости построены без учета градуировочной поправки прибора).

Слоистый силикат
(Mn, Fe, Mg)₅[Si₄O₁₀](OH)_m·nH₂O

Силикат обнаружен на Южном месторождении в виде зерен оливково-зеленой окраски в образце, сложенном пироксмангитом, кнебелитом, гранатом и небольшим количеством рудных минералов. Под микроскопом — зеленовато-желтый, обладает слюдоподобным обликом. Его состав, определенный на микроанализаторе (в вес.%), следующий: SiO₂ — 34,61; Al₂O₃ — 0,00; MnO — 27,20; FeO — 19,93; MgO — 2,04; CaO — 0,04; K₂O — 0,00; Σ — 83,90 (дефицит суммы обусловлен присутствием воды в минерале). Он пересчитывается на формулу (Mn_{2,67}Fe_{1,94}Mg_{0,36}Ca_{0,01})_{4,98}·[Si_{4,02}O_{10,02}](OH)_m·nH₂O. Согласно рентгеновским данным и электронограмме, этот минерал — ранее неизвестный железо-марганцевый аналог "бементита". Он образовался в результате замещения кнебелита и пироксмангита.

Слоистый силикат
(Fe, Mg, Mn, Ca)₄[Si₄O₁₀](OH)_m·nH₂O

Силикат встречается на Южном месторождении довольно часто в виде мелких зерен или чешуек красновато-коричневой окраски. Под микроскопом наблюдается в виде чешуйчатых агрегатов бурого цвета. Состав минерала, по результатам изучения на микроанализаторе (в вес.%), следующий: FeO — 24,57; SiO₂ — 41,86; MgO — 7,56; MnO — 9,72; Al₂O₃ — 0,00; CaO — 2,15; Na₂O — 0,00; K₂O — 0,03; TiO₂ — 0,00; Σ — 85,89. Он пересчитывается на формулу (Fe_{1,93}Mg_{1,07}Mn_{0,78}Ca_{0,22}K_{0,02})_{4,02}·[Si_{3,98}O_{9,97}](OH)_m·nH₂O.

На электронограмме от нетекстурированного образца наблюдается шесть отражений: 4,09; 3,70; 3,16; 2,85; 2,24; 2,00 Å, которые, по-видимому, должны соответствовать главным отражениям на дебаграмме изученного минерала. ИК-спектры приведены на рис. 43.

Минерал возникал путем замещения ранних марганцевых силикатов, главным образом кнебелита.

Марганцовистый гизингерит

Гизингерит обычно образуется в результате изменения пироксена и оливины при низкотемпературных гидротермальных или экзогенных процессах. Он характеризуется сложным составом. Помимо основных компонентов — трехвалентного железа и кремния, в его состав зачастую в значительных

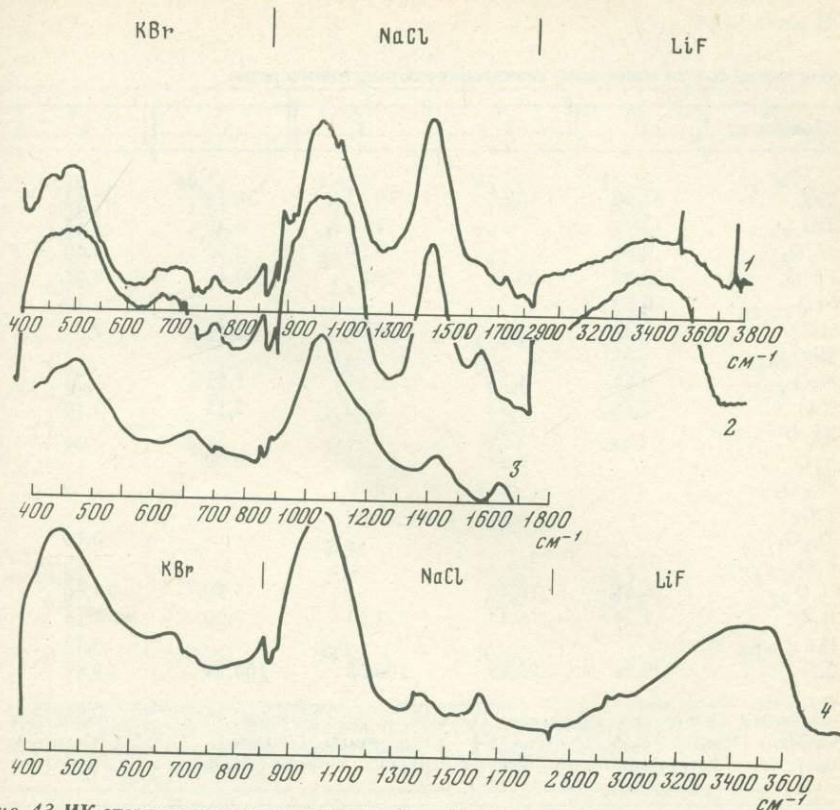


Рис. 43. ИК-спектры слоистого силиката $(\text{Fe, Mg, Mn, Ca})_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_m \cdot n\text{H}_2\text{O}$ крупночешуйчатого (1) и микрокристического (2) (обр. 210) стильпноmelана (3), по Моенке [Moenke, 1962], и гизингерита (4) (обр. 74–244)

количествах могут входить алюминий, титан двухвалентное железо, марганец, магний, кальций, натрий, калий, мышьяк, медь, ниобий, цирконий и торий. Марганец может замещать трехвалентное железо вплоть до образования марганцевого аналога гизингерита — неотокита. Богатые марганцем разности встречаются очень редко и описываются под различными названиями. Они известны под названием гизингерита, натрогизингерита, чинглусуита и его разновидностей (манган- и ферричинглусуита) для массивов щелочных пород [Дорфман и др., 1964; Семенов, 1964] и под названием "неотокит" и "пенвитит" из марганцевых руд [Каюпова, 1974; Lee, 1955].

К минералам этой серии относится и стуртит, который считается исключительно редким минералом и до сих пор известен лишь на месторождении Брокен Хилл (Австралия).

Богатые натрием и калием минералы гизингерит-неотокитового ряда характерны для щелочных массивов — очевидно влияние химизма замещаемых пород (минералов).

Химический состав минералов гизингерит-неонокитового ряда

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	33,60	40,68	35,33	38,50	37,43
TiO ₂	Сл.		1,46	6,70	1,33
Al ₂ O ₃	0,84		7,70	2,50	4,40
Fe ₂ O ₃	38,92	28,54	28,6	33,40	27,25
FeO	0,89				1,10
MnO	0,27		0,86	2,14	2,29
MnO ₂					
MgO	0,44	1,85		1,55	1,25
CaO	1,18	1,42	2,50	2,15	2,10
Na ₂ O		1,50			
K ₂ O		0,33		0,60	
Nb ₂ O ₅			0,10		0,30
ZrO ₂			1,00		
Th ₂ O ₃					0,16
P ₂ O ₅					
H ₂ O ⁻	16,58	13,70		5,30	14,60
H ₂ O ⁺	7,24	6,43	22,53	7,90	7,16
П.п.п.					0,52
Σ	99,96	98,89	100,08	100,74	99,89

Примечание. 1 — гизингерит (Тетюхе, СССР) [Мозгова, 1957]; 2 — гизингерит (Япония) [Norihiro et al., 1975]; 3—5 — гизингериты (Лавозеро, СССР) [Семенов, 1964]; 6, 7 — натрогизингерит и ферричинглусит, Хибины [Дорфман и др., 1964]; 8—

На Южном месторождении минералы гизингерит-неонокитового ряда образовались в результате низкотемпературного изменения кнебелита, пироксмангита, родонита, пироксена и других минералов. Макроскопически гизингерит коричневатого-черный (под бинокулярном красновато-коричневый) с жирным блеском, очень хрупкий. Цвет черты бурый. Под микроскопом бурый, большей частью изотропный, но в некоторых случаях наряду с изотропным отмечается анизотропный гизингерит, что связано с различной степенью раскристаллизованности вещества. Присутствует обычно в небольшом количестве, образуя мелкие удлиненные гнезда или тонкие неровные прожилки.

Результаты химического анализа гизингерита, присутствовавшего совместно с гранатом и аксинитом, приведены в табл. 26 в сравнении с анализами гизингерита и марганцевых разностей гизингерит-неонокитового ряда из других мест. Из табл. 26 видно, что он относится к обогащенным марганцем членам этой серии (5,23 вес.% MnO), отличается повышенными содержаниями магния (2,67% MnO) и двухвалентного железа (2,07% FeO), относительно низкими содержаниями титана (0,07% TiO₂), алюминия (0,45% Al₂O₃), кальция (0,71% CaO) и щелочей (0,09% Na₂O и 0,12% K₂O).

6	7	8	9	10	11
38,72	40,53	37,57	37,24	35,08	32,35
1,64	1,84	0,07	9,56	0,22	
3,49	1,70	0,45	Сл.	2,96	0,44
19,42	17,37	30,73	4,92	1,44	10,22
5,97		2,07			
2,71	4,36	5,23		23,91	25,18
	3,69		13,54	8,95	
1,83	1,21	2,67	Сл.	0,45	0,65
3,75	0,64	0,71	1,90	0,42	2,19
1,68	4,85	0,09	5,02	3,36	
0,96	6,46	0,12	0,51	3,51	
			2,80		
			0,94		
		0,35			
14,57		9,97	16,96	13,73	23,01
6,87	17,61	8,58	6,78	5,86	5,15
100,61	100,26	98,61	100,17		99,98

марганцовистый гизингерит, Южное месторождение; 9, 10 — чинглусуит (Лавозеро, СССР) и манганчинглусуит (Хибины, СССР) [Дорфман и др., 1964]; 11 — стуртит, месторождение Брокен Хилл (Австралия), по Хинце [Минералы..., 1960].

Как следует из работы А.М. Кларка с соавторами [Clark et al., 1978], минералы гизингерит-неотокитового ряда представляют собой группу плохо окристаллизованных марганцевых силикатов с формулой, близкой $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{SiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

На рис. 44 представлена диаграмма $R - \text{SiO}_2 - (\text{MnO} + \text{MnO}_2)$, где R — сумма остальных катионов, за исключением водорода, на которую вынесены точки составов минералов гизингерит-неотокитового ряда.

Точки на диаграмме располагаются закономерным образом вблизи линии с соотношением кремния и остальных элементов 1:1. Некоторый разброс точек, вероятно, обусловлен замещением кремния в тетраэдрических позициях другими элементами. Это же обстоятельство (наличие наряду с атомами кремния других элементов, способных образовывать тетраэдрические конфигурации с атомами кислорода) М.Д. Дорфман и А.И. Соколов считали наиболее вероятной причиной большой разупорядоченности структуры гизингерита.

На дебаеграмме марганцовистого гизингерита Южного месторождения отмечается четыре диффузные линии с межплоскостными расстояниями 4,27; 2,54; 1,674 и 1,506 Å. ИК-спектр его приведен на рис. 43.

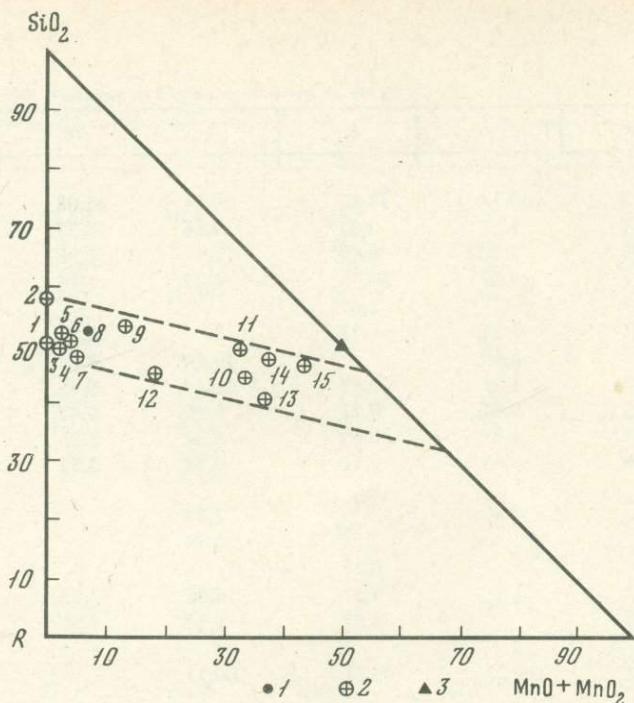


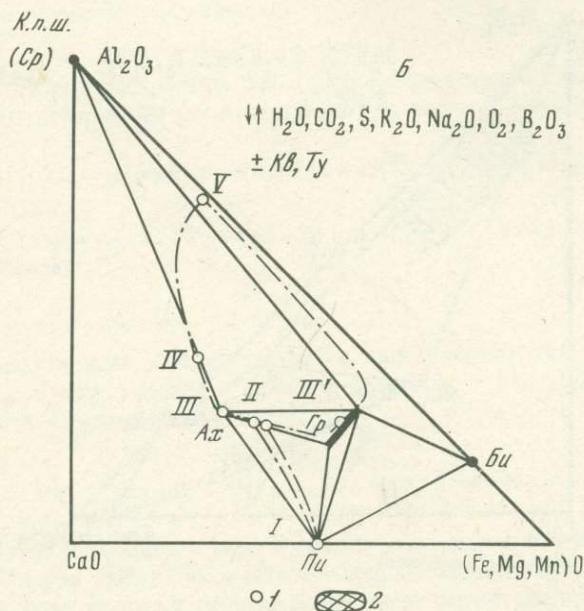
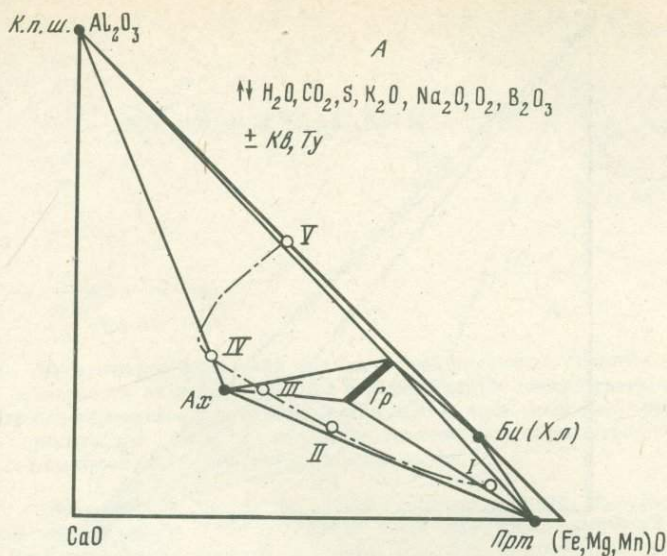
Рис. 44. Диаграмма $R-(\text{MnO} + \text{MnO}_2) - \text{SiO}_2$ для минералов гизингерит-неотокитового ряда

1 — Южное месторождение; 2 — прочие; 3 — теоретический состав неотокита. Номера 1–11 соответствуют номерам анализов в табл. 26; 12 — марганцевый гизингерит, по Николаеву-Дельтер [Никольский, 1953]; 13 — неотокит, по Велан и др. [Whelan, Coldich, 1961]; 14, 15 — пенвитит [Каюпова, 1974]

Приконтактные изменения

При образовании марганцовистых метасоматитов и последующем рудоотложении вмещающие алюмосиликатные породы на контактах с жилой подверглись метасоматическому изменению с образованием зональности. Мощности зон обычно невелики — от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Эти околожилные измененные породы сложены в отличие от марганцовистых метасоматитов главным образом алюмосиликатами. Ассоциации околожилных измененных пород разнообразны и относятся к трем фациям: пироксеноидной, гранатовой и цеолитовой. В этом разделе рассмотрены парагенезисы пироксеноидной фации, возникшие при формировании марганцовистых метасоматитов. Измененные породы гранатовой и цеолитовой фаций, образовавшиеся в период рудоотложения, охарактеризованы в главе, посвященной рудам месторождения.

Особенность парагенезисов пироксеноидной фации — присутствие в их составе (во внутренних зонах колонок) высокотемпературных, бога-



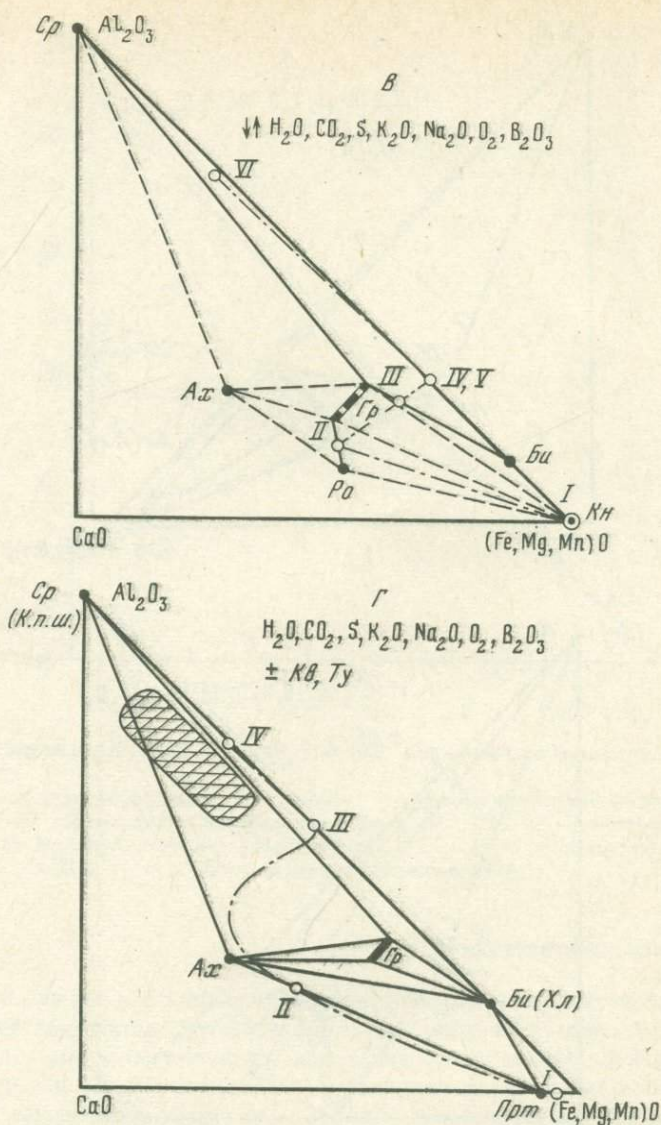


Рис. 45 (окончание)

тых марганцем минералов — пироксена, родонита, пироксмангита, кнебе-
лита, а также широкое развитие турмалина и биотита, которые для пара-
генезисов других фаций не характерны. Эти парагенезисы относятся к
трем субфациям (рис. 45): гранат-пироксеноидной, гранат-роговообманко-
вой, аксинит-биотитовой (хлоритовой). Парагенезисы первых двух суб-
фаций отмечались на нижних горизонтах, а аксинит-биотитовой — главным
образом на средних и верхних. Парагенезисы гранат-роговообманковой

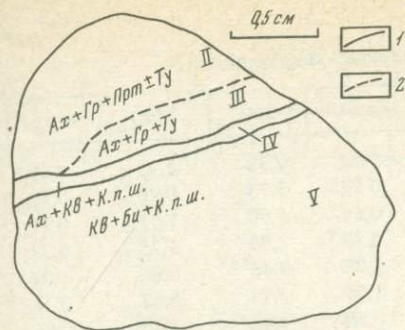


Рис. 46

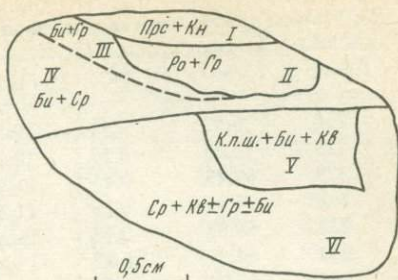


Рис. 47

Рис. 46. Схематическая зарисовка шлифа, иллюстрирующая строение метасоматической зональности на контакте жилы с вмещающими тонкозернистыми песчаниками (гранат-пироксеноидная субфация, гор. 830 м, восточный фланг рудного тела). 1 — контакты зон четкие; 2 — нечеткие. Римские цифры соответствуют номерам зон, приведенным в тексте при описании зональности

Рис. 47. Схематическая зарисовка шлифа, иллюстрирующая строение метасоматической зональности в приконтактной части крупного включения осадочных пород (гранат-роговообманковая субфация, гор. 830 м, восточный фланг жилы). Условные обозначения см. на рис. 46

субфации распространены очень слабо. Ниже приведены наиболее типичные случаи строения зональности для перечисленных выше субфаций.

Гранат-пироксеноидная субфация

- | | | | | |
|--------------------------|--------------------|--------------|------------------|-----------|
| I | II | III | IV | V |
| 1. Прт + Прс + Гр | Ах + Гр + Прт + Ту | Ах + Гр + Ту | Ах + Кв + К.п.ш. | Кв ± Би + |
| (жила) | | | | |
| V | | | | |
| + К.п.ш. ± Гр (рис. 46). | | | | |

Гранат в зоне V присутствует в виде прерывистых прожилков и отдельных гнезд. Гранат из жильной части ($a_0 = 11,662 \text{ \AA}$) содержит 7,9–22,6 мол.% кальциевого минала.

- | | | | | |
|------------|---------|-----|------------------|-----------------------------|
| I | II | III | IV | V |
| 2. Пи | Ах + Гр | Ах | Ах + Кв + К.п.ш. | Кв + К.п.ш. + Би + Ср ± Пл. |
| (прожилки) | | | | |

Биотит и серицит в зоне V обычно содержатся в небольших количествах. Иногда вместо аксинитовой зоны возникает гранатовая, и тогда в самой зоне колонки количество биотита резко увеличивается. Аксинит ($N_g = 1,693$; $N_p = 1,681$), по результатам химического анализа, очень богат марганцем ($MnO = 9,58 \text{ вес.}\%$) и беден железом и магнием ($FeO = 4,17\%$, $MgO = 0,33\%$). Этот тип строения зональности отмечался на контактах пироксеновых прожилков из штокверковой зоны, которая сменяет жилу в месте выклинивания последней на восточном фланге месторождения.

Результаты химического анализа пород из серицит-кварцевой зоны

Проба, №	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
220	76,52	0,34	10,31	0,72	2,38	2,94	0,49
225	72,28	0,59	12,16	0,79	2,73	0,70	0,80
229	69,43	0,46	11,21	0,59	3,90	1,95	0,77
230	74,96	0,39	11,26	0,57	2,93	1,25	0,77
231	66,32	0,78	16,10	0,99	3,46	0,90	1,04
242	64,61	0,82	17,32	1,04	2,74	0,67	2,18
260	75,94	0,39	11,50	0,50	2,28	1,60	0,96
260a	68,94	0,74	15,50	0,60	2,33	0,95	0,90
264	72,28	0,42	10,86	0,80	4,67	4,00	0,41
268	67,92	0,77	14,25	0,90	3,00	0,12	2,27
274	68,61	0,49	11,52	0,96	4,13	3,74	0,87
275	68,71	0,48	12,92	1,30	3,95	2,60	0,62
276	71,24	0,37	13,04	3,69	2,81	0,04	1,40
279	67,65	0,41	10,69	0,53	2,80	1,65	0,38
280	59,19	0,99	21,12	1,52	1,99	0,65	1,00
289	77,55	0,88	10,94	0,60	1,88	0,70	0,46
300	71,39	0,49	13,76	0,92	2,44	1,35	0,64

Примечание. Аналитики А.Н. Гераскина и В.Т. Колесникова. Пробы: 220 — горизонт 870 м, штольня 203, В-6-203, 0,15 м от жилы 4, песчаник; горизонт 910 м, штольня 202, в 25 м от устья (рассечка), обр. 225, 3,75 м от жилы 4, алевролит; обр. 229 — 3,30 м от жилы 4, песчаник; обр. 230 — 1,90 м от жилы 4, песчаник; обр. 231 — 1,35 м от жилы 4, алевролит; горизонт 910 м, штольня 202, В-0-202; обр. 242 — 0,05 м от жилы 4, алевропелит; обр. 260 — 0,05 м от жилы 4, песчаник; обр. 260a — 0,10 м от жилы 4, песчаник; обр. 264 — горизонт 910 м, штольня 202, в 20 м от В-2-202 к забою штольни, 0,03 м от жилы 4, песчаник; обр. 268 — горизонт

Гранат-роговообманковая субфация

I II III IV V VI
1. Кн + Прс | Гр + Ро | Би + Гр | Би + Ср | Кв + Би + К.п.ш. | Кв + Ср ± Би ± Гр.
(жила)

Зональность такого типа наблюдалась в приконтактной части присутствующего в жиле крупного включения осадочных пород. Зарисовка шлифа, иллюстрирующая строение колонки, приведена на рис. 47.

Аксинит-биотитовая субфация

I II III IV
1. Прс + Прт | Ах + Кв + Прт | Кв + Би + К.п.ш. | Кв + Ср + Би + Гр.
(приконтактная часть жилы)

Гранат и биотит в небольших количествах отмечаются в зоне IV вблизи тонких прожилков пироксеноида.

Парагенезисы пироксеноидной фации, а также изменение химического и минерального состава породы по зонам для различных случаев строения зональности показаны на диаграммах (см. рис. 45). Состав роговой об-

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	П.п.п.	CO ₂	Σ
0,90	0,07	2,90	0,21	0,13	1,64	0,00	99,55
1,83	0,13	3,73	0,71	0,18	3,05	—	99,68
4,00	0,07	2,52	0,06	0,15	4,39	1,90	99,50
1,28	0,06	2,66	1,06	0,14	2,17	0,37	99,50
0,62	0,13	4,27	1,28	0,16	3,54	0,33	99,59
1,61	0,12	4,91	0,16	0,22	3,13	0,55	99,53
1,11	0,17	2,92	0,28	0,14	1,80	0,47	99,59
1,86	0,11	4,45	0,12	0,19	2,81	0,81	99,50
1,18	0,08	2,98	0,05	0,16	1,83	0,24	99,72
1,79	0,11	4,09	0,49	0,17	3,69	0,92	99,57
1,40	0,07	2,85	0,89	0,15	3,85	1,75	99,53
1,18	0,09	3,23	0,87	0,14	3,41	1,04	99,50
0,67	0,18	2,85	0,02	0,14	3,05	0,06	99,50
4,75	0,13	2,80	1,06	0,13	6,54	—	99,52
1,07	0,13	6,70	0,85	0,15	4,17	0,19	99,53
0,93	0,06	3,03	0,40	0,22	1,92	0,06	99,57
1,07	0,08	4,40	0,68	0,14	2,18	0,18	99,54

830 м, штольня 201, в 7 м от устья, 0,05 м от жилы 4, алевролит; горизонт 930 м, штольня 201; обр. 274 — в 0,05 м от жилы 4, крупнозернистый алевролит; обр. 275 — в 8 м от устья, 0,15 м от жилы 4, песчаник; обр. 276 — в 8 м от устья, 0,35 м от жилы 4, алевролит; обр. 279 — в 10,2 м от устья, 2,80 м от жилы 4, песчаник; обр. 280 — в 12 м от устья, 4 м от жилы 4, алевропелит; обр. 289 — горизонт 907 м, штольня 201, В-1-202, 0,03 от жилы 4, алевролит; обр. 300 — горизонт 900 м, В-4-203, 0,05 м от жилы 4, песчаник.

манки условно принят аналогичным составу этого минерала из аксинит-кварц-роговообманковой породы, по данным М. Ватанабе и К. Яги [Дир и др., 1965].

Несмотря на различие в строении, общей особенностью метасоматической зональности, отмечающейся в околожилых измененных породах стадии формирования марганцовистых метасоматитов, является развитие во внутренних зонах колонки не содержащих щелочей или бедных ими силикатов Mn, Fe, Mg и Ca: аксинита, граната, турмалина. Внешняя часть колонки обычно сложена главным образом калийсодержащими минералами: биотитом, серицитом, калиевым полевым шпатом, а также кварцем. Образование зональности сопровождалось привнесом во внутренние зоны марганца, железа, иногда кальция и почти полным выносом щелочей. При этом натрия в отличие от калия выносился даже из внешних зон. Таким образом, в составе и условиях формирования марганцовистых метасоматитов и околожилых измененных пород пироксеноидной фации имеются общие особенности, подчеркивающие генетическое единство этих двух типов метасоматических образований: наличие высокотемпературных, богатых марганцем минералов — пироксена, родонита,

пироксмангита, кнебелита; привнос марганца, железа, кальция; вынос щелочей. Существенные различия в минералогии связаны главным образом с заимствованием глинозема из первичной породы при формировании околожильных измененных пород.

Внешние части колонок на нижних горизонтах имеют биотит-полевошпат-кварцевый, а на верхних — серицит-кварцевый состав. Мощности этих зон определить трудно из-за присутствия во вмещающих породах сходной калишпат-плагиоклаз-биотит-кварцевой ассоциации, возникшей при ороговиковании, а также вследствие наложения более поздних гидротермальных процессов, но, вероятно, они исчисляются метрами. Серицит-кварцевые породы наряду с серицитом и кварцем содержат рудный минерал и карбонат. Почти всегда в небольшом количестве присутствуют биотит, турмалин, иногда гранат, хлорит или калиевый полевой шпат. Эти породы по сравнению с неизмененными осадочными породами, а также ороговикованными породами отличаются низкими содержаниями натрия и повышенными — марганца (табл. 27).

Железистые метасоматиты

Богатые железом метасоматические образования известны в юго-западной части месторождения в жиле Фланговой. Жила подсечена двумя скважинами (на расстоянии в несколько метров по падению) на глубине около 500 м от поверхности. На поверхности она увязана с зоной дробления в биотитизированных песчаниках, содержащей вкрапленность и прожилки сфалерита, пирротина, галенита, кварца и карбоната. Мощность зоны 0,45–2,50 м; простирание северо-восточное 62° , падение на юго-восток под углом 60° .

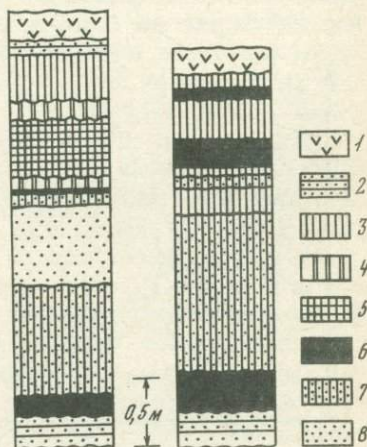
Собственно жила Фланговая залегает в песчаниках и алевролитах готерив-баррема; мощность 2,5–3,0 м; падение крутое. Вблизи точки пересечения ее скважинами жила прорывает дайку диоритовых порфиров, контакт которых с песчаниками наблюдается в одной из скважин на расстоянии 0,1 м от верхнего контакта жилы (в другой скважине жила контактирует непосредственно с песчаниками и алевролитами).

Строение и минеральный состав рудного тела

Жила имеет сложное полосчатое строение. Полосы отличаются минеральным составом или количественными соотношениями слагающих их минералов. Основные минералы жилы — кварц, амфибол куммингтонит-грю-

Рис. 48. Строение жилы Фланговой (по двум пересечениям)

1 — измененные диоритовые порфиры;
2 — измененные песчаники и алевролиты;
3 — существенно амфиболовая порода с магнетитом и фаялитом; 4 — магнетит-амфиболовая порода с фаялитом; 5 — кварц-пирротиновая руда с халькопиритом и молибденитом; 6 — халькопирит-пирротиновая руда с молибденитом; 7 — амфибол-кварцевая порода с единичными гнездами молибденита; 8 — кварцевая порода с подчиненным количеством амфибола



неритового ряда промежуточного состава, грюнерит, магнетит и пирротин, в небольшом количестве присутствует фаялит, отмечались также халькопирит, единичные зерна молибденита. Перечисленные минералы составляют полосы следующего состава; амфибол-магнетитового (с фаялитом), халькопирит-пирротинового (с молибденитом), амфибол-кварцевого, кварцевого с небольшим количеством амфибола, существенно амфиболового и т.д. Полосы одинакового состава встречаются в одном сечении жилы несколько раз. Полосчатость асимметричная. Число полос, их мощность и последовательность в двух сечениях жилы, несмотря на их близкое расположение, различны. Но в обоих случаях кварцсодержащие полосы приурочены к нижней части сечения жилы, а магнетитсодержащие — к верхней (рис. 48).

Минеральные парагенезисы

Парагенезисы железистых метасоматитов относятся к двум фациям: окисно-силикатной и сульфидной. Окисно-силикатная фация представлена тремя парагенезисами: амфибол куммингтонит-грюнеритового ряда переменного состава + кварц, амфибол куммингтонит-грюнеритового ряда переменного состава + фаялит и грюнерит + магнетит + фаялит.

Амфибол-кварцевая ассоциация встречается обособленно в виде полос соответствующего состава. Грюнерит-фаялит-магнетитовая ассоциация наложена на парагенезис амфибола куммингтонит-грюнеритового ряда с фаялитом. Это устанавливается по замещению темно-зеленого амфибола куммингтонит-грюнеритового ряда медово-желтым грюнеритом и магнетитом и равновесным взаимоотношениям грюнерита с магнетитом и фаялитом.

Ассоциации окисно-силикатной фации железистых метасоматитов показаны на парагенетической диаграмме (рис. 49). Их смена обусловлена повышением химического потенциала железа в растворах относительно потенциалов магния и кремния. Такое предположение объясняет не только присутствие всех отмеченных выше парагенезисов, но и замещение более магнезиальных разностей амфиболов куммингтонит-грюнеритового ряда все более железистыми, а в конечном итоге грюнеритом,

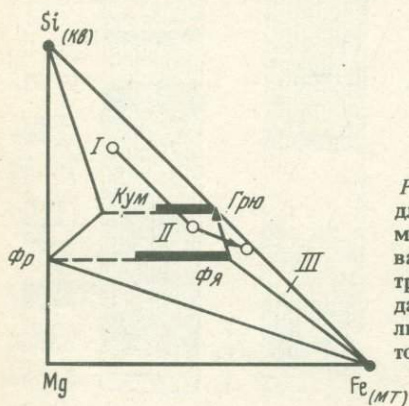


Рис. 49. Диаграмма состав — парагенезис для окисно-силикатной фации железистых метасоматитов. Стрелкой показана последовательная смена ассоциаций во времени, треугольником — состав грюнерита (по данным химического анализа). Состав фаялита в ассоциации с грюнеритом и магнетитом определен по рентгеновским данным

имеющим практически предельно возможную железистость, а также наложение на амфибол-фаялитовую ассоциацию грюнерит-магнетит-фаялитовой.

Сульфидная фация представлена парагенезисом пирротина с халькопиритом. Его появление обусловлено повышением химического потенциала серы в растворах.

Минералогия

Амфибол куммингтонит-грюнеритового ряда — макроскопически от бледной желтовато-зеленоватой до темно-зеленой окраски. Образует лучистые кристаллы длиной до 1–2 мм, в меньшей мере спутанно-волокнистый (тонкоигольчатый). Под микроскопом большей частью желтовато-зеленоватый (почти бесцветный), со слабым плеохроизмом, но с реликтами более раннего амфибола, плеохроирующего от бледно-зеленой до темно-зеленой (голубовато-зеленой) окраски. Бледноокрашенные части кристаллов по составу, вероятно, приближаются к грюнериту, а густая окраска и резкий плеохроизм реликтов свидетельствуют о более высоких содержаниях магния. Форма реликтов показывает, что в данном случае наблюдается "замещение" более магниезального амфибола более железистым. Амфибол куммингтонит-грюнеритового ряда промежуточного состава отмечался совместно с кварцем, а также вместе с грюнеритом, магнетитом и фаялитом. В последнем случае он присутствовал в виде немногочисленных реликтов в грюнерите. Спутанно-волокнистый (тонкоигольчатый) амфибол присутствует у контактов с зёрнами кварца и в небольшом количестве в кварце. С удалением от контактов с кварцем тонкоигольчатые агрегаты сразу же сменяются агрегатами из крупных кристаллов.

Грюнерит ($N_g = 1,723$, $N_p = 1,685$) присутствует в виде мелких (длиной первые миллиметры) лучистых кристаллов медово-желтого цвета. Встречается и микро-криптокристаллическая разновидность этого минерала, имеющая желтовато-коричневую окраску. Под микроскопом бесцветный, с желтоватым оттенком. Микро- и криптокристаллический грюнерит имеет бледную желтовато-бурую окраску. Результаты химического анализа (в вес. %): SiO_2 — 48,37; TiO_2 — 0,05; Al_2O_3 — сл.; Fe_2O_3 — 1,13; FeO — 46,96; MnO — 0,66; MgO — 0,56; CaO — 0,46; Na_2O — 0,13; K_2O — 0,09; H_2O — сл.; H_2O^+ — 1,15; P_2O_5 — 0,46; Σ — 99,75 (аналитик Ж.А. Шека). Кристаллохимическая формула, рассчитанная по безводному веществу, на 15 катионов ($\text{Fe}_{6,48}^{2+}\text{Fe}_{0,14}^{3+}\text{Mg}_{0,14}\text{Ca}_{0,08}\text{Na}_{0,05}\text{Mn}_{0,10}\text{K}_{0,04}\text{H}_{0,02}\text{Si}_{7,98}\text{O}_{22,38}(\text{OH})_{1,37}$). Из приведенных данных видно, что этот минерал исключительно богат двухвалентным железом, беден магнием и щелочами, в заметных количествах содержит трехвалентное железо и практически не содержит алюминия. Количество воды в нем значительно меньше, чем это следует из теоретической формулы грюнерита. Подобные отклонения обычны для минералов куммингтонит-грюнеритового ряда. Состав грюнерита вынесен на обсуждающуюся ранее диаграмму $\text{Mg-Mn} - (\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})$ (см. рис. 40), из которой видно, что амфибол Южного месторождения отно-

Таблица 28

Межплоскостные расстояния грюнерита

d/n	I	d/n	I	d/n	I
8,24	10	2,02	1	1,387	3
4,67	4	1,903	1	1,334	1
4,17	4	1,864	1	1,313	4
3,62	3	1,756	2	1,286	3
3,30	3	1,711	2	1,192	2
3,14	9	1,645	4	1,172	2
3,07	10	1,606	8	1,149	2
2,77	5	1,552	1	1,116	3
2,66	3	1,534	7	1,045	5
2,55	6	1,520	7	1,010	4
2,32	3	1,477	3	0,999	2
2,23	3	1,455	1	0,994	2
2,08	1	1,410	2	0,992	2

Таблица 29

Межплоскостные расстояния фаялита

d/n	I	d/n	I	d/n	I
3,89	2	1,674	4	1,173	4
3,52	5	1,646	3	1,151	4
3,17	3	1,623	3	1,133	3
3,03	2	1,597	1	1,116	3
2,81	10	1,526	6	1,094	6
2,74	1	1,513	8	1,078	2
2,61	4	1,473	2	1,060	6
2,55	7	1,454	2	1,055	2
2,49	8	1,426	3	1,041	5
2,40	4	1,406	2	1,029	2
2,29	4	1,369	4	1,014	2
2,06	1	1,336	4	1,002	3
1,947	1	1,322	1	0,999	2
1,828	2	1,283	3	0,989	4
1,771	10	1,242	2	0,987	4
1,697	3	1,204	2		

сится к наиболее железистым разновидностям амфиболов куммингтонит-грюнеритового ряда. Присутствие фаялита в железистых метасоматитах связано с дефицитом кремния — при избытке последнего возникали грюнерит и ассоциация грюнерита с кварцем.

Рентгеновские данные грюнерита приведены в табл. 28, ИК-спектр показан на рис. 41.

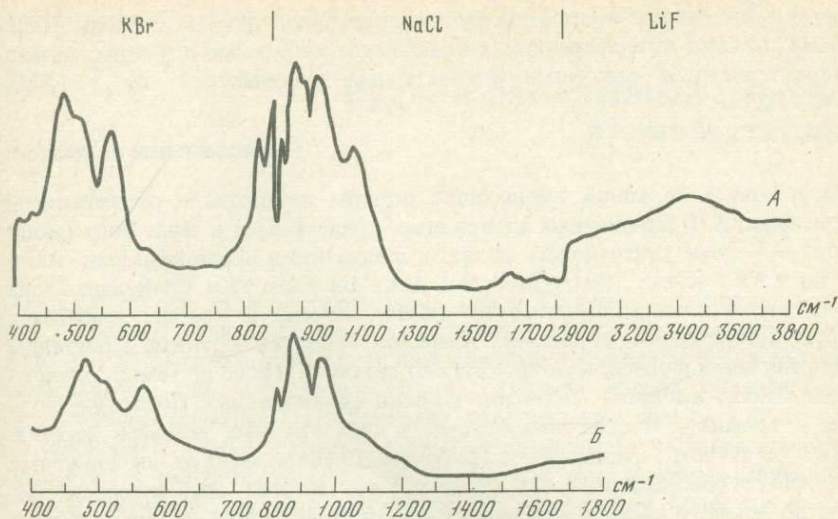


Рис. 50. ИК-спектры фаялита

А — Южное месторождение; Б — по Моенке [Moenke, 1962]

Присутствие дополнительных линий в спектре фаялита Южного месторождения обусловлено примесью грюнерита

Ф а я л и т присутствует в небольшом количестве в виде мелких зерен зеленовато-желтого цвета. Под микроскопом он бесцветный, оптически отрицательный, с одной системой хорошей спайности, высоким рельефом и сильной дисперсией. Содержание форстеритового минала, определенное по d_{174} [Jambor et al., 1964], составляет 11–14 мол.%. Близкие значения получены и оптическим методом ($N_g=1,866$, $N_p=1,798$), хотя измерение показателей преломления затруднено вследствие сильной дисперсии.

Дебаеграмма фаялита приведена в табл. 29, ИК-спектр показан на рис. 50.

Магнетит изучен в лаборатории физико-химических методов ДВГИ ДВНЦ АН СССР на содержание элементов примесей (в вес. %): Cr — не опр.; V — 0,0051; Ni — 0,0008; Co — 0,0027; Mn — 0,087; Zr — 0,0015; Cu — 0,060; Zn — 0,060; Pb — 0,0008; Sn — 0,0020. Из этих данных следует, что магнетит Южного месторождения обладает относительно высокими для этого минерала содержаниями меди и цинка и пониженными содержаниями остальных элементов. Согласно разработанным в указанной лаборатории критериям разделения магнетитов на генетические группы по содержаниям элементов примесей, минерал Южного месторождения является относительно низкотемпературным (гидротермальным). Это находится в соответствии с его гидротермально-метасоматическим происхождением.

В качестве вторичного минерала, образовавшегося путем изменения фаялита и амфиболов в условиях низких температур, в небольшом количестве встречается иддингсит. Он образует очень мелкие (видимые

только под микроскопом) чешуйки правильной формы с очень высокими цветами интерференции, сильно плеохроирующие в зеленых тонах. Характеризуется высокими показателями преломления: $N_g = 1,880$; $N_m = 1,845$.

Околожилные изменения

На контакте с жилой вмещающие породы изменены с образованием зональности. В измененных алевролитах прилегающая к жиле зона (мощностью первые сантиметры) сложена следующими парагенезисами: Ам + Би + Кв ± К.п.ш.; Ам + Би + Мт; Ам + Би + Мт + Кв. Следующая зона состоит из калиевого полевого шпата, хлорита и кварца; сменяется ороговикованными породами. Амфибол образует крупные кристаллы неправильной формы, плеохроирует от светло-зеленого до темно-зеленого (голубовато-зеленого). Полисинтетически sdвойникован. Погасание близко к прямому. Биотит присутствует в виде крупных табличек, находящихся в тесном сростании с амфиболом. Плеохроирует от бледно-желтого (почти бесцветного) до темно-бурого. Хлорит под микроскопом светло-зеленого цвета, присутствует в виде агрегатов из крупных чешуек радиального строения. В калишпат-хлорит-кварцевой зоне наблюдались прожилки биотита, в которых биотит почти нацело замещен хлоритом. Диоритовые порфириды на контакте с жилой также амфиболитизированы и биотитизированы; мощность зоны биотитизации достигает 0,5 м.

Железистые метасоматиты обнаруживают определенное сходство с верхней метасоматической зоной марганцовистых метасоматитов. Оно выражается в развитии одних и тех же минеральных видов: фаялита и грюнерита (в первых) и кнебелита и даннеморита (во вторых), а также в отсутствии (или редкости) минералов, богатых такими петрогенными элементами, как кальций и алюминий. Основное же различие состоит в высоких содержаниях марганца в кнебелите и даннеморите по сравнению с фаялитом и грюнеритом. Отмеченные особенности позволяют сделать некоторые выводы о сходстве и различиях в условиях образования.

Как железистые метасоматиты, так и верхняя зона марганцовистых метасоматитов формировались при низком потенциале кальция и магния в растворах, дефиците кремния и практически полном выносе глинозема (за исключением участков слабой фильтрации) и щелочей.

Главные отличия — высокий потенциал железа при формировании железистых метасоматитов и высокий потенциал марганца при образовании марганцовистых метасоматитов, а также, вероятно, более высокие температуры образования последних. Сходство марганцовистых и железистых метасоматитов, несомненно, отражает их определенную генетическую взаимосвязь. Марганцовистые и железистые метасоматиты характеризуются различной рудной специализацией. Если с первыми связано промышленное свинцово-цинковое оруденение, то вторые (по меньшей мере в местах их пересечения скважинами) несут лишь незначительное, не представляющее никакой промышленной ценности магнетитовое и халькопирит-пирротинное оруденение.

Руды и измененные породы рудной стадии

Основное рудное тело месторождения (жила 4) имеет сложное полосчатое строение. Количество полос мощностью 15–20 см изменяется от 1 до 10. В пределах каждой из них зачастую отмечается более тонкая полосчатость (до микрополосчатости). Полосы имеют сульфидный, сульфидно-карбонатный, существенно карбонатный, кварц-карбонатно-сульфидный и другие составы; полосы не выдержаны по простиранию. Интересен и разнообразен текстурный рисунок руд, свидетельствующий в ряде случаев об их перекристаллизации в условиях одностороннего давления. Изучением минералогии руд Южного месторождения в разное время занимались Л.И. Храмова, И.В. Бусик, Н.Ф. Костерев, Т.Н. Кукулина, Т.Н. Шапотина, а также Н.С. Бортников с соавторами [1975].

Минеральный состав руд

Наиболее распространены в рудах пирротин, сфалерит, галенит, сульфо-антимониты свинца, карбонаты, кварц. Реже и в меньших количествах встречаются арсенопирит, блеклая руда, халькопирит, гудмундит, пирит, марказит, самородная сурьма, магнетит, кубанит, антимонит и ряд других минералов. Ниже приведена характеристика минералов в порядке, примерно отвечающем степени распространенности.

С ф а л е р и т относится к темноокрашенной железистой рудности. Он образует гнезда и полосы (мощностью до нескольких десятков сантиметров) мономинерального состава, а также совместно с пирротинном или галенитом; реже все три минерала встречаются вместе. Кроме того, иногда отмечается в ассоциации с блеклой рудой, джемсонитом, менегинитом, арсенопиритом и другими минералами. Характерно развитие полисинтетических двойников. В сфалерите наблюдались эмульсионная вкрапленность и включения халькопирита, пирротина и блеклой руды, иногда галенита, сульфоантимонитов свинца.

Результаты химического анализа пяти образцов сфалерита приведены в табл. 30. Состав этого минерала непостоянен. Заметные колебания отмечаются в отношении содержания железа и марганца. Из других элементов в небольших количествах (в вес. %) присутствуют серебро (0,001–0,017), кобальт (0,0000–0,0030), никель (0,0082–0,0117) и кадмий (0,175–0,211). Особенности сфалерита месторождения – высокие содержания железа и марганца.

Результаты химического анализа сфалерита Южного месторождения

Проба, №	Место взятия	SiO ₂	Ag	Fe	Mn
12	Горизонт 760 м, штольня 205, в 15 м от В-1-205 к забою штольни	0,35	0,004	15,55	1,37
36	Горизонт 760 м, штольня 205, в 200 м от В-1-205 к забою штольни	0,30	0,010	15,16	1,10
161а	Горизонт 830 м, штольня 204, юго-западный фланг жилы 4	0,40	0,001	16,85	1,05
243а	Горизонт 910 м, штольня 202, В-0-202	0,02	0,017	12,24	0,34
265	Горизонт 910 м, штольня 202, в 9 м от В-3-202 к устью выработки	0,16	0,011	13,65	1,79

Число атомов

Проба, №	Ag	Fe	Mn	Co
12	0,000035	0,263915	0,023641	0,000034
36	0,000088	0,258825	0,019095	0,000049
161а	0,000009	0,287849	0,018238	0,000023
243а	0,000152	0,210789	0,005953	0,000008
265	0,000098	0,234789	0,031305	

Сфалерит на верхних горизонтах жилы несколько менее железистый, чем на нижних. Вследствие высокой активности марганца в растворах ее колебания, вероятно, не влияли на марганцовистость сфалерита; последняя, как это следует из результатов анализов (рис. 51), зависит от содержания железа в минерале и, таким образом, от активности FeS в растворах (анализированные образцы сфалерита относятся к пирротинсодержащим, но безпиритовым ассоциациям). При этом зависимость такова, что максимальной марганцовистости соответствует лишь одно определенное значение отношения Fe/Zn, в обе стороны от которого содержание марганца в минерале уменьшается. Аналогичная зависимость между марганцовистостью и железистостью свойственна и сфалериту из месторождения Брокен Хилл (Австралия). Наблюдающиеся на диаграмме различия обусловлены различиями в *P-T*-условиях.

Таблица 30

Co	Ni	Cu	Cd	Zn	S	Нераст- вори- мый оса- док	Σ
0,0021	0,0117		0,200	46,98	33,85	0,65	98,96
0,0030	0,0105			47,86	33,65	0,48	98,57
0,0014	0,0085		0,175	47,12	33,63	0,21	99,44
0,0005	0,0082	He обн.	0,206	52,84	33,36	0,50	99,53
He обн.	0,0090	"	0,211	49,65	33,40	0,60	99,48

Таблица 30 (окончание)

Ni	Cd	Zn	S	$\Sigma_{\text{катионов}}$
0,000188	0,001686	0,681122	1,000000	0,970621
0,000170		0,698005	1,000000	0,976232
0,000138	0,001485	0,687621	1,000000	0,995363
0,000134	0,001763	0,777334	1,000000	0,996133
0,000147	0,001803	0,729530	1,000000	0,997672

Рентгеновское изучение девяти образцов сфалерита выявило значительные колебания параметра a_0 решетки (5,4183–5,4293 Å). В целом же сфалериту месторождения свойственны высокие значения a_0 , что соответствует их высокой железистости. Величина параметра решетки почти линейно возрастает с возрастанием железистости (рис. 52). По рентгеновским данным, содержание железа в сфалерите колеблется от 21,8 до 31,5 мол. % (табл. 31).

Железистость сфалерита, ассоциирующего с пирротинном и пиритом, может быть использована для оценки давления [Scott, Barnes, 1971]. Изученные нами образцы сфалерита относятся к пирротинсодержащим, но безпиритовым ассоциациям (пирит на Южном месторождении вообще встречается редко). Поэтому высокая железистость сфалерита в данном случае свидетельствует лишь об относительно высокой активности FeS в растворах.

Значение параметра a_0 решетки сфалерита, d_{1002} пирротина и содержание железа

Проба, №	Сфалерит		
	Место взятия	a_0 , Å	FeS, мол. %
12	Горизонт 760 м, штольня 205, в 15 м от В-1-205 к забою	5,42505	26,4*
36	Там же, в 200 м от В-1-205 к забою штольни	5,4292	25,9*
161а	Горизонт 830 м, штольня 204, юго-западный фланг жилы 4	5,42538	28,8*
186а	Горизонт 870 м, штольня 203, в 20 м от В-3-203 к забою штольни	5,4279	31,5
189	Там же, в 15 м от В-4-203 к устью штольни	5,4267	29,9
207	Там же, в 7 м от В-5-203 к забою штольни	5,42517	27,9
83а	Горизонт 830 м, штольня 204, зарядная камера	5,4270	30,6
118	Там же, в 90 м от зарядной камеры к забою штольни	5,429058	
3046	Горизонт 890 м, В-4-203	5,425867	28,5
193	Горизонт 830 м, штольня 203, в 10 м от В-4-203 к забою штольни	5,42654	29,6
187	Горизонт 870 м, штольня 203, в 20 м от В-3-203 к забою штольни	5,42277	25,0
164	Горизонт 830 м, штольня 204, юго-западный фланг жилы 4	5,41749	21,8

*По результатам химического анализа.

Пирротин встречается в виде сплошных выделений, а также в виде мелких включений в эмульсионной вкрапленности в сфалерите. Наиболее характерна его ассоциация со сфалеритом, в меньшей мере со сфалеритом и галенитом. Пирротин из сфалеритосодержащих ассоциаций изучен рентгеновским методом. Присутствие на дебаграммах сильного отражения (102) и отсутствие рефлексов (202) и (202) показывает, что все девять изученных монофракций представлены гексагональной модификацией [Kullerud et al., 1969]. По диаграмме зависимости величины d_{102} от состава, полученной Арнольдом, определены содержания железа (см. табл. 31).

Из рис. 53 видно, что для большинства образцов характерны незначительные колебания состава: от 47,45 до 48,10 мол. % Fe ($\sim \text{Fe}_9\text{S}_{10} - \text{Fe}_{12}\text{S}_{13}$). Несмотря на слабые вариации состава, четко наблюдается закономерность, обратная отмечавшейся выше для сфалеритов, — от нижних горизонтов жилы к верхним железистость пирротина возрастает.

в этих минералах по рентгеновским данным

Проба, №	Пирротин		
	Место взятия	$d_{1.0.2}, \text{\AA}$	Fe, ат. %
30	Горизонт 760 м, штольня 205, в 145 м от В-1-205 к забою штольни	2,06733	47,45
36	Там же, в 200 м от В-1-205 к забою штольни	2,06733	47,45
161а	Горизонт 830 м, штольня 204, юго-западный фланг жилы 4	2,07005	47,7
31	Горизонт 760 м, штольня 205, в 145 м от В-1-205 к забою штольни	2,06733	47,45
736	Горизонт 830 м, штольня 204, зарядная камера	2,06937	47,8
207	Горизонт 870 м, штольня 203, в 67 м от В-5-203 к забою штольни	2,076622	48,0
83а	Горизонт 830 м, штольня 204, зарядная камера	2,08450	49,1
118	Там же, в 90 м, от зарядной камеры к забою штольни	2,07279	47,9
3046	Горизонт 890 м, В-4-203	2,07553	48,1

Галенит. Состав минералов (в вес. %), по результатам химического анализа, следующий (обр. 2376): Ag — 0,24; Fe — 0,07; Bi — 0,32; Sb — 0,85; $S_{\text{общ}}$ — 14,06; Pb — 84,20; Σ — 99,74. Таким образом, анализированный галенит необычайно богат висмутом и сурьмой. Высокое содержание сурьмы отчасти, возможно, обусловлено микровключениями блеклой руды, самородной сурьмы и других минералов, которые часто присутствуют в галените. Высокое содержание висмута механическими примесями объяснить нельзя, так как даже при детальном изучении руд с использованием микроанализатора висмутовые минералы в рудах не обнаружены.

Арсенопирит — единственный на месторождении минерал мышьяка. Встречается довольно часто, но в небольших количествах, совместно с гудмундитом, сульфоантимонитами свинца, халькопиритом, сфалеритом, касситеритом, кварцем и другими минералами. Интересная особенность арсенопиритов месторождения, по результатам изучения

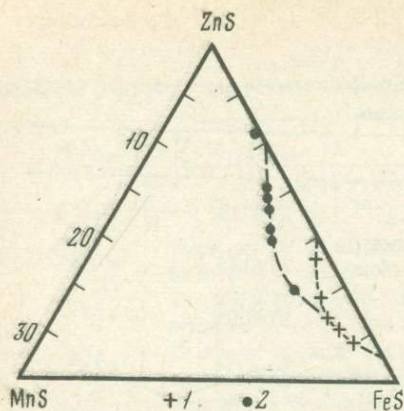


Рис. 51.

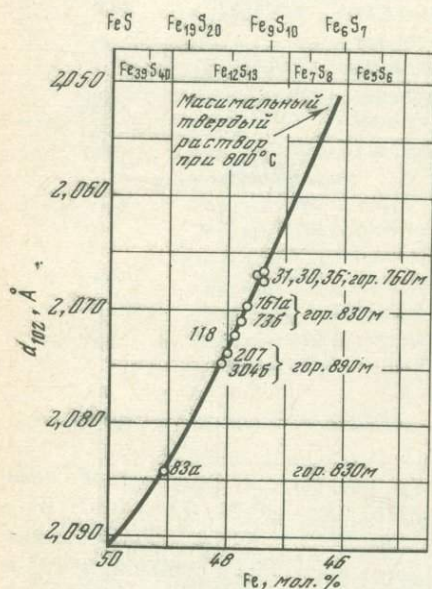


Рис. 53.

на микроанализаторе, — присутствие в них сурьмы, замещающей мышьяк (табл. 32). Содержание сурьмы в арсенопирите непостоянно даже в пределах одного зерна (в двух изученных образцах оно изменяется от 0,24 до 2,40 и от 0,38 до 0,78 вес. %). По результатам сканирования одного из зерен, количество этого элемента возрастает скачкообразно (рис. 54). Причина этого либо изменение температуры (что наиболее вероятно), либо изменение активности сурьмы в растворах.

Кроме сурьмы, мышьяка, железа и серы в арсенопирите всегда в небольшом количестве (сотые доли процента) присутствует серебро.

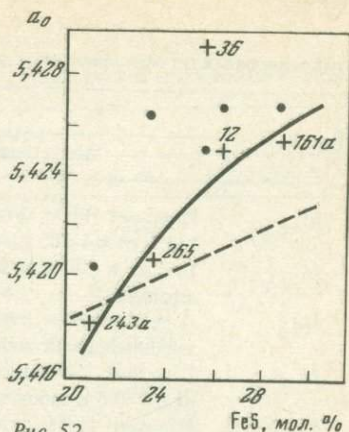


Рис. 52.

Рис. 51. Диаграмма Zn–Fe–Mn для сфалеритов

1 — Южное месторождение; 2 — Брокен Хилл (Австралия) [Skinner, 1961]

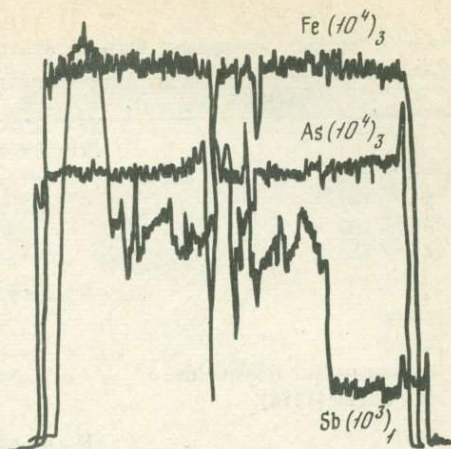
Рис. 52. Зависимость параметра a_0 решетки сфалерита Южного месторождения от состава

Номера соответствуют номерам проб в табл. 30, 31. Пунктирной линией показано изменение параметра a_0 , по Скиннеру [Skinner et al., 1959], точками — значения a_0 , рассчитанные по уравнению регрессии Бартона и Скиннера [Udubasa et al., 1974], учитывающему содержания марганца и других элементов

Рис. 53. Кривая зависимости межплоскостного расстояния d_{102} искусственных образцов пирротина от их состава, по Арнольду

Кружками показаны образцы пирротина из Южного месторождения

Рис. 54. Изменение содержания сурьмы в арсенопирите, по результатам сканирования на микроанализаторе



Гудмундит — редкий в природе сурьмянистый аналог арсенопирита. В значительных количествах встречается на месторождении Брокен Хилл (Австралия). На Южном месторождении впервые установлен и изучен Н.С. Бортниковым с соавторами [1975]. По нашим данным, ассоциирует с менегинитом, блеклой рудой и арсенопиритом, с джемсонитом и арсенопиритом, а так-

же с другими минералами. От арсенопирита под микроскопом отличается более сильным двуотражением и более яркими цветами анизотропии (от голубого до малинового); кроме того, имеет более низкий относительный рельеф. Результаты изучения гудмундита с помощью электронного микроанализатора приведены в табл. 32. Состав хорошо пересчитывается на кристаллохимическую формулу. Кроме сурьмы, серы и железа в одном из образцов в небольшом количестве присутствует свинец. Дебаграмма гудмундита (табл. 33) по набору линий и их интенсивностям очень сходна с дебаграммой арсенопирита, но значительно отличается по величинам соответствующих межплоскостных расстояний.

Так же как и другие минералы сурьмы, гудмундит образуется на заключительных стадиях минералообразования вместе с пирротинном при замещении тетраэдрита, а также совместно с галенитом и пирротинном при замещении сульфoантимонитов свинца [Бортников и др., 1975].

Сульфoантимониты на месторождении относили к джемсониту. Нами установлено четыре сульфoантимонита: менегинит, джемсонит, буланжерит и сульфoантимонит свинца и серебра, аналоги которого по составу в литературе не отмечались.

Менегинит — редко встречающийся в природе минерал. В СССР известен в Средней Азии, в полиметаллических рудах Восточного Забайкалья [Чвилева, 1973], а также в Центральном Казахстане [Успенская и др., 1976]. На Южном месторождении наблюдался в ассоциации с гудмундитом, арсенопиритом и блеклой рудой, а также с арсенопиритом, блеклой рудой, сфалеритом, джемсонитом и кварцем. Необычная особенность этих ассоциаций — отсутствие в них галенита, который, судя по имеющимся в литературе указаниям, всегда ассоциирует с менегинитом. Под микроскопом менегинит не отличим от джемсонита. Диагностика минерала проведена путем изучения химического состава (см. табл. 32) и рентгеновским методом (табл. 34).

Джемсонит — наиболее распространенный на месторождении минерал из группы сульфoантимонитов свинца. Встречается совместно с буланже-

Составы рудных минералов Южного месторождения (по результатам изучения

Образец, №	Cu	Sb	S	Fe
Арсенопирит				
74-270 (А)		2,40	20,20	34,99
74-270 (Б)		0,24	20,33	35,82
74-292 (А)		0,78	19,69	36,00
74-292 (Б)		0,38	20,31	36,45
Гудмундит				
74-276		54,80	15,58	26,77
74-292		57,85	15,37	26,18
По данным Н.С. Бортникова с соавторами [1975]		60,9	15,5	27,2
Менегинит				
74-276	1,17	19,56	18,36	0,10
294	1,28	19,55	17,92	
Джемсонит				
171		34,25	21,68	1,97
74-295		34,51	21,45	2,19
74-290		36,00	21,77	2,21
74-292		35,73	21,71	1,87
294		35,10	20,87	1,55
Буланжерит				
74-295		26,30	19,19	0,06
Сульфoантимонит свинца и серебра				
171		22,59	18,69	
Антимонит				
62а		71,70	28,52	

Примечание. А, Б — различные точки одного зерна арсенопирита.

ритом и арсенопиритом, а также с другими минералами. Обычно образует столбчато-призматические агрегаты с четко выраженными продольными и поперечными направлениями спайности, но в обр. 294 в кварце совместно с блеклой рудой, сфалеритом, менегинитом и арсенопиритом отмечались его удлиненно-призматические (до игольчатых) кристаллы, дающие в поперечном сечении ромбы или неправильные шестиугольники. В данном случае форма кристаллов позволяет надежно отличать его от менегинита, который образует в кварце изогнутые пластины непостоянной толщины. Диагностика джемсонита проведена путем изучения химического состава (см. табл. 32) и рентгеновским методом (табл. 34). Кроме серы, сурьмы, свинца и железа, в одном из образцов отмечалось незначительное количество серебра.

Буланжерит встречается в ассоциации с джемсонитом, от которого его можно отличить по отсутствию поперечного направления спайности.

на микроанализаторе)

As	Pb	Ag	Σ	Кристаллохимическая формула
Арсенопирит				
41,14		0,06	98,79	$\text{Fe}_{1,03}(\text{As}_{0,90}\text{Sb}_{0,03})_{0,93}\text{S}_{1,03}$
43,24		0,02	99,65	$\text{Fe}_{1,03}\text{As}_{0,93}\text{S}_{1,03}$
42,40		0,04	98,91	$\text{Fe}_{1,06}(\text{As}_{0,92}\text{Sb}_{0,01})_{0,93}\text{S}_{1,01}$
42,24		0,03	99,41	$\text{Fe}_{1,06}\text{As}_{0,91}\text{S}_{1,03}$
Гудмундит				
			97,15	$\text{Fe}_{1,02}\text{Sb}_{0,95}\text{S}_{1,03}$
	0,33		99,73	$\text{Fe}_{0,99}\text{Sb}_{1,00}\text{S}_{1,01}$
			103,6	
Менегинит				
59,63			98,82	$\text{Cu}_{0,78}\text{Fe}_{0,09}\text{Pb}_{12,40}\text{Sb}_{6,93}\text{S}_{24,80}$
57,03			95,78	$\text{Cu}_{0,89}\text{Pb}_{12,19}\text{Sb}_{7,14}\text{S}_{24,78}$
Джемсонит				
42,55			100,45	$\text{Pb}_{4,24}\text{Fe}_{0,74}\text{Sb}_{5,82}\text{S}_{14,20}$
41,90			100,05	$\text{Pb}_{4,21}\text{Fe}_{0,82}\text{Sb}_{5,89}\text{S}_{14,08}$
42,89			102,87	$\text{Pb}_{4,15}\text{Fe}_{0,79}\text{Sb}_{5,92}\text{S}_{14,15}$
41,96	0,10		101,37	$\text{Pb}_{4,15}\text{Fe}_{0,70}\text{Sb}_{5,99}\text{S}_{14,19}$
41,82			99,34	$\text{Pb}_{4,32}\text{Fe}_{0,60}\text{Sb}_{6,16}\text{S}_{13,92}$
Буланжерит				
55,13			100,68	$\text{Fe}_{0,02}\text{Pb}_{4,88}\text{Sb}_{3,95}\text{S}_{11,15}$
Сульфoантимонит свинца и серебра				
56,81	3,45		101,54	$\text{Ag}_{1,07}\text{Pb}_{8,90}\text{Sb}_{6,03}\text{S}_{19,40}$
Антимонит				
			100,22	$\text{Sb}_{1,99}\text{S}_{3,01}$

Диагностика минерала проведена по результатам анализа на микроанализаторе (см. табл. 32). Кроме свинца, сурьмы и серы, содержит сотые доли процента железа.

Сульфoантимонит свинца и серебра наблюдался в ассоциации с джемсонитом. Макроскопически и под микроскопом не отличим от последнего. По составу (см. табл. 32) он наиболее близок к овихииту и его разновидности — теремковиту.

Антимонит установлен совместно с карбонатом. Он образует "пучки" из беспорядочно расположенных очень тонких и длинных уплотненных кристаллов, имеющих вертикальную штриховку. Других элементов, кроме сурьмы и серы, не содержит (см. табл. 32). Состав точно соответствует составу антимонита. Присутствие антимонита свидетельствует о значительном возрастании активности сурьмы к конечным стадиям рудоотложения при относительно высокой активности серы и низкой активности

Межплоскостные расстояния гудмундита из Южного месторождения в сравнении с литературными данными

Обр. 250		[Минералы..., 1960]		Обр. 250		[Минералы..., 1960]	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
4,25	5	—	—	1,370	3	1,367	2
3,46	5	—	—	1,349	3	1,342	2
3,03	7	—	—	1,283	6	1,282	3
2,83	5	2,796	3	1,258	2		
—	—	—	—	1,233	4		
—	—	2,680	1	1,216	1		
—	—	2,631	1	1,199	1		
2,56	10	2,530	9	1,168	5		
2,35	3	2,247	1	1,148	3		
2,20	3	2,200	1	1,124	3		
2,10	6	—	—	1,107	5		
1,922	9	1,909	7	1,096	7		
1,855	3	1,839	2	1,084	4		
1,787	3	1,768	1	1,057	8		
1,720	7	1,713	3	1,033	4		
—	—	1,694	1	1,021	9		
1,623	8	1,616	5	1,014	5		
1,462	5	1,458	3	0,996	4		
1,413	9	1,409	7	0,980	4		

Межплоскостные расстояния сульфoантимонитов свинца и самородной сурьмы

Джемсонит						Менегинит				
Южное месторождение				[Минералы..., 1960]		Южное место- рождение, обр. 294		[Минералы..., 1960]		
обр. 74-290		обр. 294								
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	
4,06	3	—	—	4,039	0,5	4,13	5	(4,093)	6	
3,83	3	3,84	3	3,748	1	3,74	9	3,728	8	
3,42	10	3,43	6	3,615	6	—	—	3,619	2	
—	—	3,31	2	—	—					
3,09	3	3,14	3	3,074	0,5	3,51	6	3,401	2	
2,94	2	2,97	1	2,926	0,5	3,285	10	3,258	10	
2,83	3	2,83	10	2,798	3	3,095	2	3,053	6	
2,71	8	2,73	2	2,708	4	2,936	9	2,919	10	
—	—	2,62	1	—	—	2,778	10	2,748	8	
—	—	2,37	1	—	—	2,655	1	2,612	6	
2,30	3			2,278	3	2,386	1	2,381	4	

свинца. Это позволяет предполагать в рудах и другие (более богатые сурьмой, чем описанные выше) сульфoантимониты свинца. Однако незначительное распространение антимонита и присутствие встречающейся чаще, чем антимонит, ассоциации галенита с самородной сурьмой указывает на то, что в большинстве случаев в конечные стадии рудоотложения богатые сурьмой растворы были все же бедны серой и относительно богаты свинцом.

Самородная сурьма наиболее часто ассоциирует с галенитом, в котором образует довольно крупные (диаметром до нескольких миллиметров) выделения округлой или неправильной (с извилистыми границами) формы. Изучение на микроанализаторе показало, что минерал других элементов, кроме сурьмы, не содержит [Бортников и др., 1975].

Халькопирит образует сростания с пирротинoм, арсенопиритом, гудмундитом, блеклой рудой и другими минералами или встречается в виде эмульсионной вкрапленности и мелких включений в галените и сфалерите.

Пирит, марказит, мельниковит. Все три минерала обычно находятся в тесных сростаниях друг с другом. Пирит образует изотропные зерна желтой окраски, марказит отличается анизотропией и белым оттенком. Мельниковит наблюдается в виде черных сажистых образований.

Касситерит нами отмечался лишь в единичных случаях на верхних горизонтах месторождения совместно с марганцевыми минералами: кнебелитом, пироксмангитом и пиросмалитом.

Макроскопически коричневый (до темно-коричневого), блеск стеклянный, жирный. В шлифе буроватый. Образует мелкозернистые агрегаты,

Таблица 34

Самородная сурьма							
Южное месторождение*, обр. 184		[Минералы..., 1960]		Южное месторождение, обр. 184		[Минералы..., 1960]	
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
3,79	6	3,74	2	—	—	1,129	1
3,50	4	3,55	0,5	1,080	4	1,084	3
3,33	4	—	—	1,059	2	1,065	1
3,12	10	3,10	10	1,035	3	1,041	2
2,96	5	—	—	1,029	2	—	—
2,79	5	—	—	1,017	2	1,020	3
2,39	2	—	—	1,010	2	—	—
2,26	7	2,25	8	1,000	2	1,001	0,5
2,16	6	2,15	8	0,996	2	0,933	0,5
2,08	6	1,929	2			Еще 10 линий до 0,817 Å	

Джемсонит						Менегинит			
Южное месторождение				[Минералы..., 1960]		Южное место- рождение, обр. 294		[Минералы..., 1960]	
обр. 74-290		обр. 294							
d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
2,24	2	2,26	1**	2,227	3	2,265	4	2,285	4
—	—	—	—	2,168	0,5	—	—	2,235	6
—	—	—	—	2,109	0,5	—	—	2,177	6
2,05	2	2,03	4**	2,042	1	—	—	2,116	6
2,02	8			2,014	4	2,080	10	2,067	10
1,910	3	1,922	2	1,899	3	1,987	3	1,965	8
1,871	2	—	—	1,851	2	—	—	1,928	6
1,835	4	1,833	2	1,826	3	1,897	3	1,914	10
1,716	3	1,718	1	1,714	1	—	—	1,842	4
Еще 11 линий до 1,006А		Еще 15 линий до 0,989А		Еще 6 линий до 1,137 А		Еще 26 линий до 1,000А			

* Присутствие некоторых дополнительных линий в дебаеграмме, вероятно, обусловлено примесью галенита.

** Диффузная линия.

щетки или присутствует в виде единичных кристаллов призматической (с хорошо развитыми пирамидальными гранями) или неправильной формы. Характерны конвертообразные или коленчатые двойники.

Магнетит редок, наблюдался в виде тонких прорастаний с галенитом.

Зональность руд

По данным предыдущих исследователей, для руд основной жилы Южного месторождения характерна минеральная зональность. Верхняя часть жилы сложена преимущественно сульфоантимонитами свинца, галенитом и сфалеритом с подчиненной ролью пирротина. С глубиной роль пирротина все более возрастает, а сфалерита и особенно галенита уменьшается. Изменение состава руд по простирацию выражается в уменьшении роли сульфоантимонитов свинца и галенита в юго-западном направлении. Сходная вертикальная зональность в рудах указывалась для соседнего Смирновского оловянно-полиметаллического месторождения и для скарновых месторождений Дальнегорской группы. На Смирновском месторождении Г.П. Василенко [1971] выделил четыре зоны (сверху вниз): карбонатную, богатого полиметаллического оруденения, переходную со сфалерит-пирротиновой, арсенопирит-кварцевой и кварц-пирротиновой подзонами и пирротинovou. Для скарновых месторождений Дальнегорского района

Таблица 34 (окончание)

Самородная сурьма							
Южное месторождение**, обр. 184		[Минералы..., 1960]		Южное месторождение, обр. 184		[Минералы..., 1960]	
<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>
—	—	1,881	3				
1,763	5	1,774	6				
1,550	4	1,558	4				
1,488	3	1,486	2				
—	—	1,439	0,5				
1,419	3	1,421	3				
1,366	4	1,370	5				
1,320	3	1,326	1				
1,262	4	1,265	3				
1,241	4	1,247	2				
—	—	1,224	1				
1,198	4	1,201	1				
—	—	1,183	0,5				

Е.А. Радкевич с группой соавторов [1962] отмечалось проявление явной вертикальной зональности отложения, сказывающейся в постепенном уменьшении с глубиной количества галенита и более медленном уменьшении количества сфалерита.

Наряду с вертикальной минеральной зональностью руд Южного месторождения в жиле 4 отмечается закономерное изменение составов минералов с глубиной. В частности, изучение составов сфалеритов показало, что содержание железа в этом минерале уменьшается в направлении к верхним горизонтам жилы, что, так же как и уменьшение количества пирротина и увеличение сфалерита, вероятно, связано с понижением величины a_{Fe}/a_{Zn} в гидротермальных растворах. Возрастание железистости пирротина по восстанию жилы, видимо, обусловлено понижением величины a_s/a_{Fe} в растворах. Зональность руд жилы 4 соответствует обычному ряду зональности в гидротермальных месторождениях Fe—Ni—Sn—Cu—Zn—Pb—Ag—Au—Sb—Hg, по Барнсу, и не связана с изменением состава (зональностью) марганцовистых метасоматитов.

Приконтактные изменения

Как уже отмечалось выше, в процессе формирования руд по марганцовистым метасоматитам вмещающие алюмосиликатные породы на контактах с жилой подверглись изменению с образованием зональности. Мощности

зон обычно колеблются от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Околожилные измененные породы стадии рудоотложения относятся к двум фациям: гранатовой (в парагенезисах устойчив гранат) и цеолитовой (гранат неустойчив, присутствует цеолит).

Околожилные измененные породы гранатовой фации

Гранатовая фация включает парагенезисы четырех субфаций: гранат-актинолитовой, аксинит-хлоритовой, актинолит-пренитовой и карбонат-хлоритовой. Ассоциации актинолит-пренитовой субфации очень редки и отмечались лишь на нижних горизонтах месторождения. Парагенезисы карбонат-хлоритовой субфации наблюдались только в качестве наложенных на парагенезисы гранат-актинолитовой и аксинит-хлоритовой субфаций. Ниже приведены наблюдавшиеся случаи строения зональности для гранат-актинолитовой и аксинит-хлоритовой субфаций.

Гранат-актинолитовая субфация

I	II	III	IV
Ка + Дн ± Гр (жила)	Ак + Кв или Ка + Ак + Кв или Гр + Ак	Гр + Ах ± Кв или Ах + Кв + Ак ± Гр	Кв + Хл ± К.п.ш. или К.п.ш. + Хл + Гр

В зонах III и IV иногда присутствуют эпидот и сфен (до 3–5%).

Общая особенность данной субфации, несмотря на некоторые вариации минерального состава отдельных зон, — постоянное присутствие в зоне II актинолита, в зоне III — аксинита и граната, в зоне IV — хлорита и калиевого полевого шпата.

Гранат по составу относится к спессартину, в котором, согласно рентгеновским данным ($a_0 = 11,659-11,684 \text{ \AA}$), содержание кальциевого минала колеблется от 15,8 до 24,0 мол.%. Железистость хлорита, ассоциирующего с кварцем, по оптическим данным ($Nm = 1,641$, $Np = 1,634$), достигает 66 мол. %.

Аксинит-хлоритовая субфация

I	II	III	IV	V
1. Ка + Дн	Ка + Кв + Ак	Ах + Ка	Ах + Кв + Ак	Кв + Ах + Хл (бурый)
VI	Кв + К.п.ш. + Хл ± Гр (жильная часть).			

Зональность выражена плохо (контакты зон нечеткие). По результатам химического анализа актинолит относится к редкой марганцовистой разновидности (6,65 вес. % MnO). Хлорит в зоне V в проходящем свете окрашен в бурый цвет и, вероятно, богат марганцем.

Парагенезисы и изменение состава пород гранат-актинолитовой и аксинит-хлоритовой субфаций по зонам колонки показаны на диаграмме (рис. 55, А, Б). Внутренние зоны колонок по сравнению с внешними в целом богаче кальцием, марганцем и железом. Кроме того, их образование происходило в условиях полного выноса щелочей, тогда как во внеш-

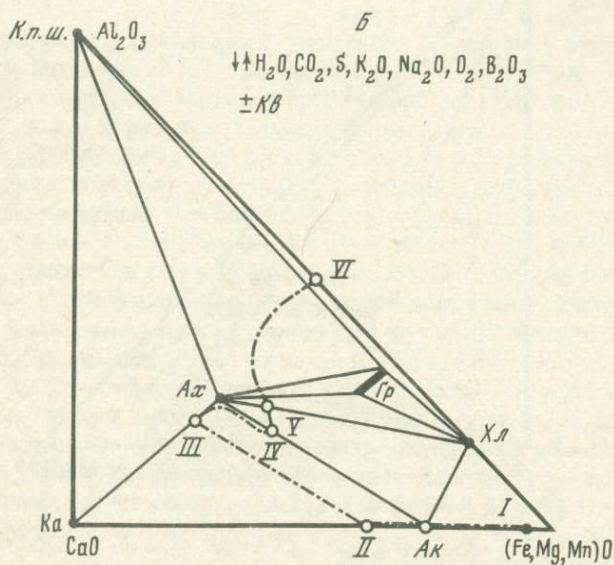
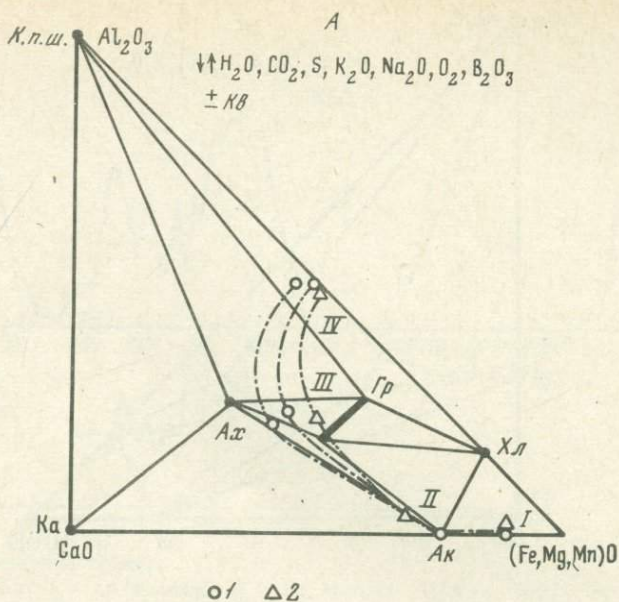


Рис. 55. Диаграммы состав – парагенезис для околожильных измененных пород гранат-актинолитовой (А), аксинит-хлоритовой (Б), актинолит-пренитовой (В) и карбонат-хлоритовой (Г) субфаций гранатовой фации

1, 2 – составы различных зон метасоматической колонки

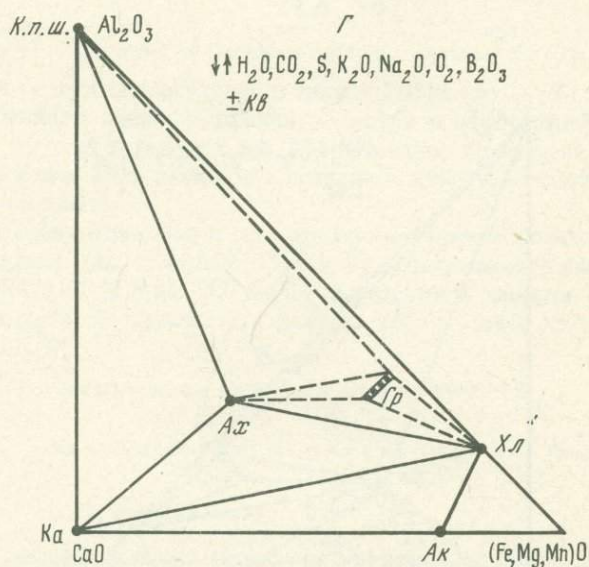
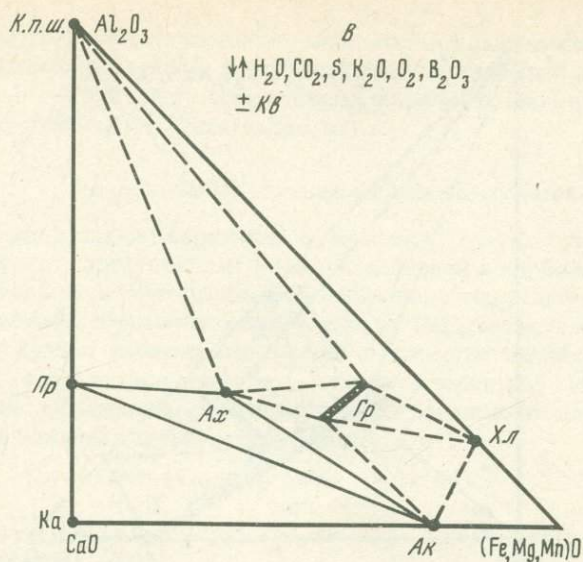


Рис. 55 (окончание)

ней зоне постоянно отмечается присутствие калийсодержащего минерала — калиевого полевого шпата. Таким образом, по химизму формирование этих колонок почти не отличается от формирования колонок, наблюдавшихся в измененных породах пироксеноидной фации. Тем не менее отмечаются существенные различия в минеральном составе. Вместо высо-

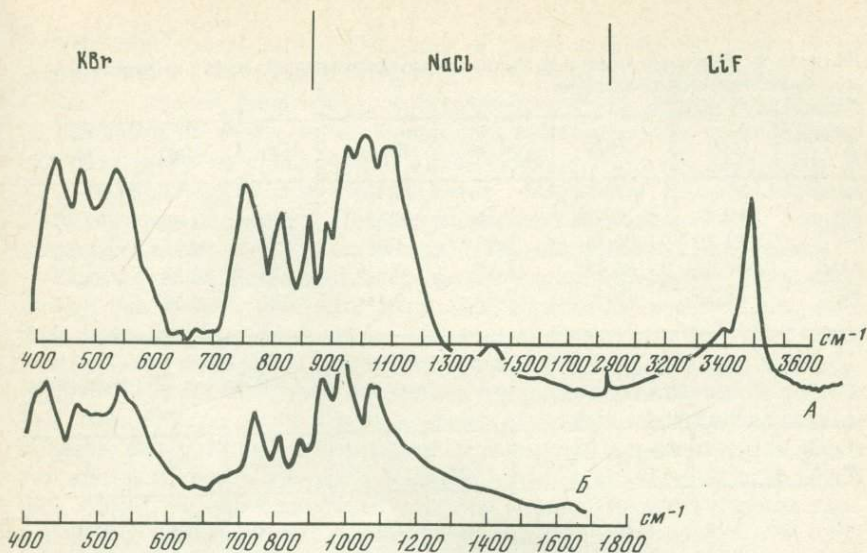


Рис. 56. ИК-спектры пренита

А — Южного месторождения; Б — по Моенке [Moenke, 1962]. Присутствие линии поглощения с частотой 1435 см^{-1} в спектре пренита Южного месторождения обусловлено примесью карбоната

котемпературных марганцевых минералов (родонита, пироксмангита, кнебелита, пироксена и т.д.), которые становятся неустойчивыми при рудоотложении, возникают марганцовистые амфиболы тремолит-ферроактинолитового ряда и даннеморит; вместо биотита широкое развитие получает хлорит; турмалин и серицит не характерны для пород гранатовой фации,

Парагенезисы актинолит-пренитовой субфации наблюдались лишь в одном случае, на нижних горизонтах месторождения, где они слагают стенки полости в жиле 4. Зональность не отмечалась. Установлена ассоциация пренита с аксинитом и актинолитом (рис. 55, В, Г). Кроме перечисленных минералов, в небольшом количестве отмечались гранат, пираргирит, пирротин и зеленоватая слюдка, возникающая путем замещения актинолита. Пренит, согласно оптическим свойствам ($N_g = 1,637$; $N_p = 1,614$), содержит 1,5 мол.% железистого минала [Трегер, 1968]. ИК-спектр приведен на рис. 56. Аксинит богат марганцем и беден железом и магнием (см. табл. 36, анализ 2). Актинолит относится к редко встречающимся высокомарганцевой и высокожелезистой разновидностям (см. табл. 37, анализ 1). Гранат ($N = 1,780$, $a_0 = 11,712\text{ Å}$) содержит 45,1–50,0 мол. % кальциевого минала.

Околожилные измененные породы цеолитовой фации

Эти породы встречены лишь на нижних горизонтах восточного фланга жилы 4. Они относятся к трем субфациям: аксинит-хлоритовой, актинолит-цеолитовой и карбонат-хлоритовой. Ассоциации актинолит-цеолитовой

Результаты химического анализа гидротермальноизмененных пород из различных зон метасоматической колонки

Проба, №	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
50	69,44	0,43	12,76	0,39	2,81	0,98	1,65
51*	57,22	0,34	10,97	1,26	1,39	6,12	0,52
51a	66,33	0,43	11,50	0,52	3,08	0,38	1,29
52	69,38	0,46	12,44	0,43	2,28	0,60	1,26

Таблица 35 (окончание)

Проба, №	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	П.п.п.	CO ₂	Σ
50	3,08	0,25	5,25	0,02	0,14	2,30	0,42	99,50
51*	13,75	0,08	0,09	0,03	0,14	3,69	2,32	99,56
51a	7,46	0,07	0,50	0,00	0,13	8,19	1,65	99,88
52	4,05	1,50	4,00	0,00	0,13	2,98	1,13	99,51

Примечание. Аналитики А.Н. Гераскина и В.Т. Колесникова.

* Кроме того, в анализе 3,90 вес.% B₂O₃. Зоны: обр. 50 — цеолит-калишпат-хлорит-кварцевая; обр. 51 — кварц-аксинитовая; обр. 51a — цеолит-хлорит-кварцевая; обр. 52 — плагиоклаз-калишпат-хлорит-кварцевая.

субфации развиты на некотором удалении от жилы, где слагают небольшие линзы и маломощные зонки. Ассоциации аксинит-хлоритовой субфации встречены как у контактов жилы с вмещающими породами, так и на некотором удалении от рудного тела. Парагенезисы карбонат-хлоритовой субфации отмечались лишь в качестве наложенных на парагенезисы актинолит-цеолитовой субфации. Ниже рассмотрены разные случаи строения зональности для пород аксинит-хлоритовой и актинолит-цеолитовой субфаций.

Аксинит-хлоритовая субфация

I II III

1. Ак + Кв + Ка | Ак + Кв | Кв + Це + Хл.
(жила)

Мощности отдельных зон — от нескольких миллиметров до первых сантиметров. В зоне III в небольшом количестве присутствуют цоизит и сфен (до 2%). В зоне II иногда отмечается актинолит. На контакте зон II и III устойчива ассоциация аксинита с хлоритом и цеолитом.

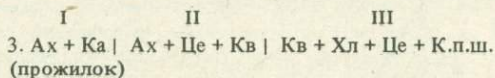
I II III IV

2. Ак + Кв | Кв + Це + Хл | Кв + Хл + К.п.ш. + Це (?) | Кв + Хл + К.п.ш. + Пл.

Этот тип зональности наблюдался в линзе измененных пород мощностью около 1,5 м, расположенной в 0,4 м от жилы. Простираение линзы близко к простираению жилы. Кристаллохимическая формула аксинита, рассчитанная по результатам химического анализа породы (табл. 35, анализ 51), имеет вид: $(\text{Ca}_{1,79}\text{Mn}_{0,80}\text{Fe}_{0,17}\text{Mg}_{0,11}\text{Na}_{0,03}\text{K}_{0,02})_{2,92}\text{Al}_{2,02}\text{B}_{1,05}\text{O}_3[\text{Si}_4\text{O}_{12}]\text{OH}$. Этот минерал богат марганцем и беден магнием и двухвалентным железом. По содержанию этих элементов его состав почти не отличается от состава аксинита, ассоциирующего с пироксеном.

Оптические свойства цеолита из других участков месторождения: оптический знак и небольшой угол погасания, а также две системы совершенной спайности, пересекающиеся под углом, близким к 90° , позволяют отнести этот минерал к ломонтиту. Состав $\text{Ca}_{1,05}\text{K}_{0,11}\text{Na}_{0,03}\text{Al}_2\text{Si}_{3,94}\text{O}_{12}(\text{OH})_{6,7}$, рассчитанный из состава хлорит-цеолит-кварцевой породы (см. табл. 35), по соотношению кальция, алюминия и воды обнаруживает хорошее соответствие с теоретической формулой ломонтита. При расчетах вода и глинозем хлорита и кальций кальцита исключены по содержанию железа, магния и двуокиси углерода (глиноземистость хлорита определена по рентгеновским данным). Показатели преломления ($N_m = N_p$) хлорита во всех зонах одинаковы и равны 1,619 ($\text{Mn} + \text{Fe}^{2+} / \text{Mn} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg} \approx 43$ мол. %). Содержание Al^{IV} в хлорите из хлорит-цеолит-кварцевой зоны определено по $d_{0,012}$ [Коренбаум, 1967] и равно 1,08 атома на формульную единицу.

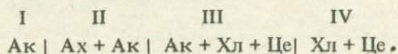
От цеолит-кальцит-хлорит-кварцевой зоны к цеолит-хлорит-кварцевой содержание алюминия и кремния заметно, а калия резко (рис. 57) снижается. От внешних зон к внутренним падает содержание натрия (с почти полным его выносом) и возрастает содержание кальция. От цеолит-хлорит-кварцевой к кварц-аксинитовой зоне резко увеличивается количество марганца. Содержание магния и двухвалентного железа сначала возрастает, а затем, понижаясь, в кварц-аксинитовой зоне становится меньшим, чем в исходной породе. Изменение соотношения содержаний натрия, калия и кальция по отдельным зонам иллюстрирует диаграмма (рис. 58).



Этот тип зональности наблюдался на контактах карбонат-аксинитовых прожилков из прожилковой зоны мощностью около 1 м. Зона расположена в 1 м от описанной выше линзы и резко отличается от нее своим простираением. Цеолит (ломонтит) характеризуется двумя системами весьма совершенной спайности, пересекающимися под углом, близким к 90° . Оптически отрицательный. Хлорит ($N_m = N_p = 1,627$) имеет желези-стость около 50 мол. %.

Актинолит-цеолитовая субфация

В общем виде зональность можно представить следующим образом:



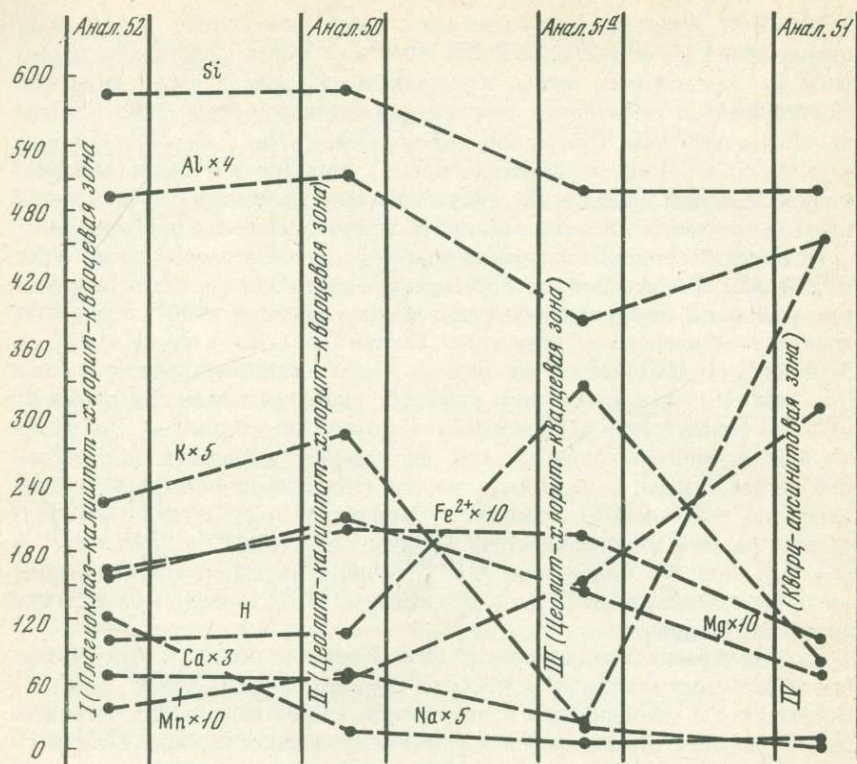


Рис. 57. Диаграмма изменения содержаний некоторых элементов (в числах электроположительных атомов на стандартную ячейку) от внешних к внутренним зонам метасоматической колонки (по четырем анализам)

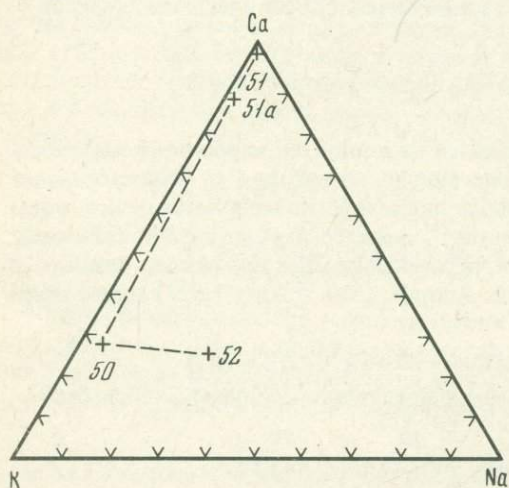


Рис. 58. Диаграмма Na-K-Ca для пород аксинит-хлоритовой субфации. Номера соответствуют номерам анализов табл. 35

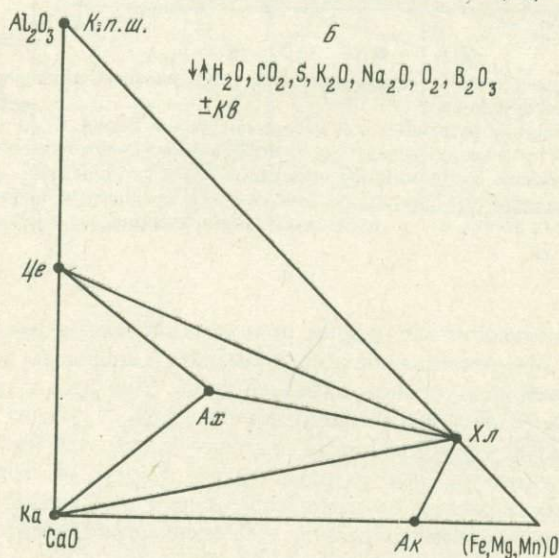
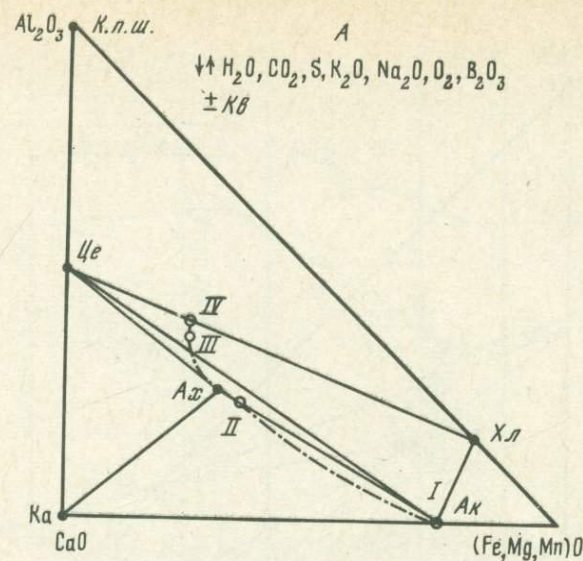


Рис. 60. Диаграмма состав — парагенезис для околожильных измененных пород актинолит-цеолитовой (А) и карбонат-хлоритовой (Б) субфаций

Таким образом, на протяжении всего гидротермального процесса формирование околожильных измененных пород характеризовалось одной и той же направленностью в изменении химического состава исходной породы. Однако на разных стадиях процесса возникали породы, различающиеся по минеральному составу и парагенезисам. Чтобы установить, с изменением каких термодинамических факторов связана смена ассоциаций, воспользуемся методом анализа парагенезисов [Коржинский, 1973].

Изучение околожильных измененных пород показало, что смена ассоциаций хорошо объяснима изменением соотношения содержаний CaO , $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{O}$ и Al_2O_3 и внешних условий. Поэтому эти компоненты условно приняты за виртуальные инертные; H_2O , CO_2 , S , K_2O , Na_2O , O_2 и B_2O_3 — вполне подвижные; TiO_2 и P_2O_5 — индифферентные, SiO_2 — избыточный. К виртуальным, вполне подвижным компонентам отнесены вода и двуокись углерода. Рассмотрены равновесия с участием десяти минеральных фаз: Прт, Ах, Гр, Хл, Дн, Ак, Ка, К.п.ш., Пр, Це. При расчете реакций приняты следующие составы минералов:

Пироксмангит	—	$\text{Ca}_{0,05}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})_{0,95}\text{SiO}_3$
Гранат	—	$\text{Ca}_{0,6}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})_{2,4}\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$
Хлорит	—	$(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})_{5,1}\text{Al}_{1,0}(\text{Al}_{1,2}\text{Si}_{2,8}\text{O}_{10}(\text{OH})_8)$
Актинолит	—	$\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})_{5,0}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Даннеморит	—	$(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})_7[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$
Аксинит	—	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{BO}_3[\text{Si}_4\text{O}_{12}]\text{OH}$

Составы калиевого полевого шпата, пренита и цеолита (ломонтита) взяты согласно теоретическим формулам этих минералов.

Изучение карбонатов оптическим методом показало, что в большинстве случаев по показателям преломления ($N_g = 1,663-1,710$) они близки к кальциту, содержащему лишь незначительное количество марганца.

На рис. 61, (см. вкл.) приведена часть диаграммы химических потенциалов воды и двуокиси углерода, которая охватывает все парагенезисы околожильных измененных пород, за исключением парагенезисов аксинит-биотитовой субфации. Утолщенными линиями на ней выделены поля пироксеноидной (I), гранатовой (II) и цеолитовой (III) фаций.

Сравнение установленных парагенезисов с ассоциациями, показанными на потенциальной диаграмме, позволяет сделать ряд выводов.

Пироксеноидная фация. Эти парагенезисы образовались при наиболее высоких температурах и умеренном значении потенциала двуокиси углерода. На диаграмме показано лишь поле устойчивости ассоциаций гранат-пироксеноидной субфации (I, A); парагенезисы аксинит-биотитовой субфации в принятых координатах метастабильны, так как формировались в условиях более высокого потенциала бора.

Гранатовая фация. Смена парагенезисов гранат-актинолитовой субфации (II, A) парагенезисами аксинит-хлоритовой (II, Б) и карбонат-хлоритовой (II, В) субфаций связана с последовательным понижением температуры. Ассоциации актинолит-пренитовой субфации (II, Г) образовались примерно при тех же температурах, что и другие парагенезисы этой фации, но в условиях значительно более низкого потенциала двуокиси углерода, чем остальные.

Цеолитовая фация. Парагенезисы сформировались при наиболее низкой температуре и умеренном потенциале двуокиси углерода. Переход от аксинит-хлоритовой субфации (III, А) к актинолит-цеолитовой (III, Б) обусловлен понижением потенциала CO_2 , а переход к карбонат-хлоритовой субфации (III, В) — понижением температуры. Сравнение

условий формирования парагенезисов пироксеноидной, гранатовой и цеолитовой фаций, развитых на месторождении, показывает, что в целом для гидротермального процесса характерно понижение температуры и, кроме того, некоторое понижение потенциала двуокиси углерода при переходе от гранатовой к цеолитовой субфации.

Минералогия

Здесь охарактеризованы некоторые наиболее изученные минералы: аксинит, амфиболы, турмалин и хлорит.

А к с и н и т. Аксинитсодержащие парагенезисы многообразны и формировались в широком интервале термодинамических условий. В основном этот минерал присутствует на контактах жилы 4 с вмещающими породами, реже в линзах и прожилках на некотором удалении от жилы. Он отмечался также в штокверковой зоне на северо-восточном фланге месторождения. Встречается в виде сплошных выделений, редко в виде мелких хорошо образованных кристаллов и их сростков. В частности,

Т а б л и ц а 36

Химический состав аксинита

Окисел	1*	2*	3	4	1	2	3	4
	Вес. %				Число атомов катионов			
SiO ₂	43,80	44,02	42,41	41,80	4,39	4,12	4,08	4,06
TiO ₂	0,28	Сл.	0,02	Не опр.	0,02			
Al ₂ O ₃	17,18	17,80	16,59	17,15	2,03	1,98	1,88	1,96
Fe ₂ O ₃	0,71	0,21	1,47	1,11	0,05	0,09	0,1	0,08
FeO	4,17	1,78	2,57	2,84	0,35	0,14	0,2	0,23
MnO	9,58	8,27	9,98	10,71	0,81	0,66	0,81	0,88
MgO	0,33	0,52	0,22	0,21	0,05	0,07	0,03	0,03
CaO	17,03	18,38	20,05	19,51	1,63	1,84	2,06	2,03
Na ₂ O	0,08	0,22			0,02	0,04		
K ₂ O	0,29	0,28			0,04	0,03		
P ₂ O ₅	0,09	0,32						
H ₂ O ⁻	0,50	0,05						
H ₂ O ⁺	1,76	2,03		1,22	1,17	1,27	0,90	0,79
B ₂ O ₃	Не опр.	4,86	5,31**	5,61		0,78	0,88	0,93
S	0,07	Не опр.	Не опр.	Не опр.				
Σ	95,87	99,74	100,0	100,16				
Ng	1,693		1,694					
Nm			1,691					
Np	1,681		1,684					
2V/Np			71°	71°				

* Аналитик Ж.А. Шека.

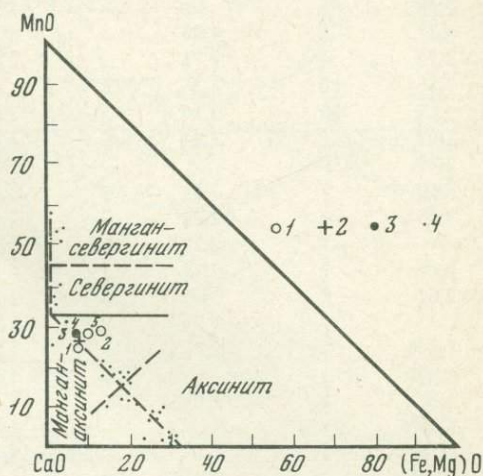
** Содержание бора определено по разности.

П р и м е ч а н и е. 1 — обр. 74-251 (Южное месторождение, парагенезис аксинит ± пироксен ± гранат); 2 — обр. 31 (там же, парагенезис актинолит + пренит + аксинит); 3 — аксинит с Дальнего Востока [Куршакова, 1967]; 4 — аксинит из Обира (Япония) [Ford, 1904].

в полости жилы образует хорошо ограненные, совершенно бесцветные прозрачные кристаллы. В других случаях имел розовый оттенок. Под микроскопом бесцветный, оптически отрицательный. Угол оптических осей колеблется, по данным 25 измерений, от 61 до 84° . Большая часть значений попадает в интервал $69-84^\circ$. Результаты химического анализа двух образцов аксинита показывают, что их особенность — высокие содержания марганца и низкое содержание железа и магния (табл. 36).

Рис. 62. Диаграмма составов для аксинита, по Куршаковой [1967]

1 — Южное месторождение; 2 — аксинит с Дальнего Востока; 3 — аксинит из Обира; 4 — прочие. Номера на диаграмме соответствуют номерам анализов в табл. 36. Состав аксинита с номером 5 рассчитан из состава кварц-аксинитовой породы (см. табл. 35)



Содержание бора несколько меньше, а воды больше, чем в теоретической формуле минерала. Присутствие серы в анализе 74-251 связано с примесью сульфидов. Анализируемые образцы аксинита мало различаются по составу (главным образом по содержанию двухвалентного железа и кальция). Очень близок к ним по содержанию основных компонентов аксинит из описанной выше линзы измененных пород.

Для сравнения состава аксинита Южного месторождения с составом этого минерала из других мест использована диаграмма $\text{CaO}-\text{MnO}-(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$, предложенная Л.Д. Куршаковой [1967] (рис. 62). На ней точки анализов располагаются в соответствии с двумя изоморфными рядами: аксинит-манганаксинитовым и севергинит-мангансевергинитовым [Куршакова, 1967]. Анализируемые образцы аксинита месторождения относятся к наиболее марганцевым разностям аксинит-манганаксинитового ряда, приближаясь по составу к теоретическому севергинуиту. Близкое положение на диаграмме занимают минералы с Дальнего Востока (из материалов Л.Д. Куршаковой) и из Обира (Япония) [Ford, 1904].

Рентгеновские данные приведены в табл. 37. ИК-спектры представлены на рис. 63.

А м ф и б о л ы ферроактинолит-тремолитового ряда образовались в период рудоотложения. Наблюдаются две разновидности: актинолит и тремолит. Актинолит, судя по парагенезисам с гранатом, образовался при относительно высоких температурах (по сравнению с тремолитом,

Межплоскостные расстояния аксинита Южного месторождения

№ образца							
74-251		73		74-251		73	
<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>
6,38	3	—	—	1,410	1	—	—
4,21	5	4,05	3	1,364	3	1,367	9
3,77	4	3,71	3	1,332	1	1,335	4
3,50	10	3,36	10	—	—	1,311	4
3,17	10	3,16	4	1,288	2	1,277	2
3,03	5	2,94	4	1,257	1	1,258	3
2,83	10	—	—	1,233	1	—	—
2,58	7	2,65	8	1,215	1	1,224	1
2,45	6	2,46	7	1,195	1	1,200	1
—	—	2,27	2	1,175	2	1,172	1
2,19	7	2,19	7	—	—	1,160	1
2,02	1	2,02	6	1,133	2	1,137	5
—	—	1,919	3	1,113	2	—	—
1,841	7	1,845	3	1,107	3	—	—
1,806	1	—	—	1,092	2	1,093	5
1,672	2	1,683	10	1,060	3	1,067	4
1,642	1	—	—	1,051	2	1,052	6
1,587	2	—	—	1,028	1	1,025	4
1,548	2	1,547	10	1,020	1	—	—
1,519	2	—	—	—	—	1,010	6
1,492	1	1,484	2	—	—	1,001	5
1,472	1	—	—	—	—	0,997	6
1,428	4	1,442	2	—	—	0,985	4

ассоциирующим с цеолитом) и встречается в непосредственной близости от жилы (и в жиле). Тремолит отмечался на некотором удалении от жилы, в зоне повышенной трещиноватости и дробления, где ассоциирует с хлором и цеолитом ($N_g = 1,646$; $f \approx 17$ мол. %), и в прожилковой зоне.

В зоне повышенной трещиноватости и дробления присутствуют прожилки амфиболового (с цеолитом) состава, содержащие аксинитовые и карбонат-аксинитовые гнезда. И актинолит, и тремолит относятся к редкой марганцовистой разновидности. Эти минералы очень сильно отличаются друг от друга по содержанию двухвалентного железа и магния: тремолит ($N_g = 1,643-1,646$) содержит лишь 17 мол. % железистого минерала, тогда как актинолит относится к редко встречающейся богатой железом разновидности (54,4 мол. % железистого минерала; табл. 38). Содержания марганца близки и высокие для минералов тремолит-ферроактинолитовой серии. Большие содержания этого элемента свойственны лишь манганактинолитам из жилы 4 и из месторождения Касо в Японии. Высокие содержания марганца особенно редки в магнезиальных членах

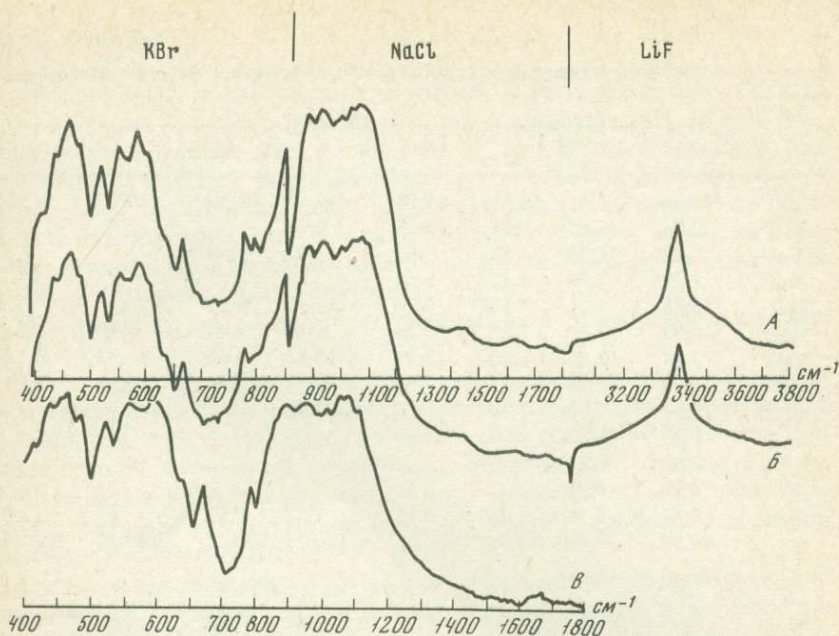


Рис. 63. ИК-спектры аксинита

А, Б — Южное месторождение (обр. 74-251 и 31 соответственно), В — по Моенке [Moенке, 1962]. Присутствие линии поглощения с частотой 1425 см^{-1} в ИК-спектрах аксинита Южного месторождения обусловлено примесью карбоната

серии; тремолит с содержанием MnO около 1 вес. % известен под названием гексагонита. Этот минерал из Южного месторождения гораздо богаче марганцем — 3,29 вес. % MnO , но и содержит относительно много железа.

Составы марганцовистых амфиболов тремолит-ферроактинолитового ряда вынесены на диаграмму Fe—Mg—Mn (см. рис. 38). Большая часть точек попадает в поле актинолита с относительными содержаниями железистого минала ($\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$) от 30 до 60 мол. %. Такое расположение точек обусловлено двумя причинами: устойчивостью высокожелезистых амфиболов, вероятно, лишь в специфических условиях (в связи с чем актинолиты с величиной $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ более 50 мол. % редки) и, по-видимому, затрудненным вхождением Mn в структуру высокомагнезильного минерала.

Турмалин встречается в высокотемпературных парагенезисах, возникших при формировании вертикальной инфильтрационной колонки. Ассоциирует с пироксеноидами, гранатом, аксинитом, серицитом и другими минералами. Обычно образует очень мелкие кристаллы, и лишь однажды совместно с гранатом в карбонате (который интенсивно замещал оба этих минерала) отмечались кристаллы длиной до 3,0 мм. Состав (в вес. %) турмалина ($N_o = 1,659$; $N_e = 1,631$) из этой ассоциации: SiO_2 — 39,39; TiO_2 — 0,57; Al_2O_3 — 31,67; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — 11,03;

Химический состав марганецсодержащих амфиболов тремолит-ферроактинолитовой серии

Обр., №	1*	2*	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	49,29	52,91	51,17	54,18	49,79	49,30	58,96	59,16
TiO ₂	0,04	0,08	0,16	0,28	0,16			
Al ₂ O ₃	2,22	2,06	8,56	Сл.	2,42	1,30	1,48	0,88
Fe ₂ O ₃	1,31	0,79	5,43	0,50	3,46	2,15		
FeO	20,85	7,16	7,58	10,34	14,40	30,50		
MnO	4,09	3,29	2,25	7,38	5,79	3,48	1,55	0,30
MgO	7,44	17,64	8,86	13,23	10,62	0,66	24,32	24,18
CaO	10,69	12,06	8,83	11,50	11,19	10,73	12,12	12,44
Na ₂ O	0,17	0,26	2,10		0,96			
K ₂ O	0,22	0,28	0,04		0,25			
P ₂ O ₅	0,55	0,33						
H ₂ O ⁻	0,16	0,06						
H ₂ O ⁺	2,47	2,48	1,30	2,84	1,52	2,13	2,47	2,79
Σ	99,50	99,40	99,05	100,25	100,73	100,25	100,25	100,90

Число атомов катионов

Si	7,38	7,40	8,00	7,85	7,51	7,83	7,86	7,85
Ti		0,01	0,02	0,03	0,02			
Al	0,40	0,35	1,10		0,43	0,24	0,19	0,12
Fe ³⁺	0,15	0,08	0,61	0,05	0,39	0,26		
Fe ²⁺	2,61	0,84	0,94	1,25	1,82	4,05		
Mn	0,52	0,39	0,28	0,91	0,74	0,17	0,18	0,03
Mg	1,66	3,68	1,96	2,85	2,39	0,16	4,84	4,78
Ca	1,72	1,81	1,41	1,78	1,81	1,83	1,73	1,77
Na	0,05	0,07	0,61		0,28			
K	0,04	0,05			0,05			
H	2,47	2,32	2,00	2,74	1,53	2,56	2,20	2,46
F					0,08			
N _g		1,645	1,664	1,660	1,668			
N _p			1,650	1,637	1,647			

* Аналитик Ж.А. Шека.

Примечание. В анализе 3, кроме того, 0,17 вес. % F. и 2,60% п.п.л.; в анализе 5 — 0,17% F. 1 — обр. 31 манганактинолит (Южное месторождение); 2 — обр. 74-268 марганцовистый тремолит (гексагонит; Южное месторождение); 3 — манганактинолит из спессартин-актинолитового сланца с мусковитом и гематитом (район Илания, Северный Китай) [Кулиш и др., 1974]; 4, 5 — манганактинолит (рудник Касо, Япония) [Кулиш и др., 1974]; 6 — марганцовистый ферроактинолит (месторождение Гаймарак, Айдахо, США) [Sundius, 1946]; 7, 8 — гексагонит и тремолит из Тальвайля, Нью-Йорк [Segeler, 1961].

MnO — 1,03; MgO — 3,78; CaO — 0,49; Na₂O — 1,07; K₂O — 0,34; P₂O₅ — сл.; H₂O⁻ — 0,20; H₂O⁺ — 0,49; B₂O₃ — 10,55; Σ — 100,51. Содержание трехвалентного железа, рассчитанное из избытка суммы, составляет около 2,2 вес. %.

Кристаллохимическую формулу можно представить в следующем

виде: $(\text{Na}_{0,35}\text{K}_{0,07})_{0,42} (\text{Fe}_{1,17}^{2+}\text{Mg}_{0,94}\text{Fe}_{0,28}^{3+}\text{Al}_{0,25}\text{Mn}_{0,15}\text{Ca}_{0,09}\text{Ti}_{0,07})_{2,95} \text{Al}_6 [\text{Si}_{6,59}\text{O}_{20,81}] [\text{BO}_3]_{3,05} (\text{OH})_{0,56}$.

По соотношению двухвалентного железа и магния турмалин Южного месторождения стоит ближе к шерлу, чем к дравиту (41,6 мол. % магнезиального минала). Его особенность — относительно высокое для турмалина содержание марганца. Богатые марганцем разновидности обычно относятся к шерл-эльбаитовому ряду и генетически связаны с пегматитами натро-литиевого типа [Сливко, 1959]. Изученный турмалин относится к редко встречающимся обогащенным тсилаизитовой молекулой образцам турмалина шерл-дравитового ряда.

Для иллюстрации отмеченных особенностей приведена диаграмма Mg—Fe—Mn [Сливко, 1959] (рис. 64).

Хлорит встречается во всех типах измененных пород. Иногда в небольших количествах наблюдается непосредственно в жиле 4. Образует чешуйки или сферокристаллы зеленого цвета диаметром до 2 мм. Под микроскопом бесцветный с желтовато-зеленоватым оттенком. Цвета интерференции голубоватые, голубовато-серо-зеленые, реже оливково-бурые. Парагенезисы разнообразны, но наиболее типична ассоциация с кварцем и калиевым полевым шпатом.

Состав хлорита (в вес. %) из пород актинолит-цеолитовой субфации (обр. 74-242), ассоциирующего с тремолитом и цеолитом на контактах галенит-амфиболовых прожилков, следующий: SiO_2 — 28,08; TiO_2 — 0,11; Al_2O_3 — 19,87; Fe_2O_3 — 0,42; FeO — 20,05; MnO — 2,00; MgO — 16,79; CaO — сл.; Na_2O — 0,01; K_2O — 0,05; H_2O^- — 0,23; H_2O^+ — 11,87; P_2O_5 — 0,31; Σ — 99,79.

Кристаллохимическая формула, рассчитанная по методу Д.П. Сердюченко [Авидон, 1968], имеет вид: $(\text{Si}_{2,90}\text{Al}_{1,10})_4 [(\text{Al}_{1,32}\text{Ti}_{0,01}\text{Fe}_{0,04}^{3+})_{1,37} (\text{Fe}_{1,73}^{2+}\text{Mn}_{0,17}\text{Mg}_{2,59})_{4,49}]_{5,86} (\text{OH})_8 \text{O}_{10} \cdot 0,01 \text{H}_2\text{O}$.

Этому хлориту ($Nm = 1,619$) свойственна общая особенность минералов Южного месторождения — повышенная марганцевистость. Магний в формуле несколько преобладает над железом. На классификационной диаграмме Д.П. Сердюченко этот хлорит располагается на границе полей клинохлора и прохлорита. Относительные содержания магния в хлорите из различных типов измененных пород (по оптическим данным) приведены в табл. 39. Магнезиальность колеблется в широких пределах — от 31,0 до 57,6 мол.%. Хлориту свойственна та же особенность, что и амфиболам: разности, ассоциирующие с цеолитом и, таким образом,

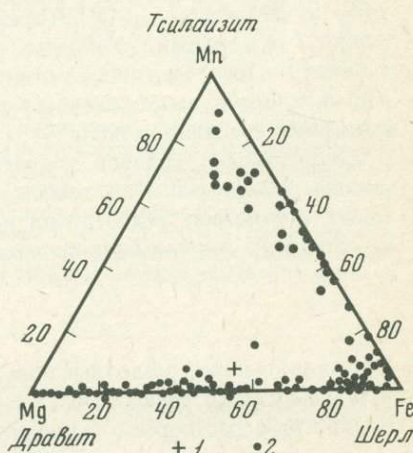


Рис. 64. Диаграмма составов для турмалина [Сливко, 1959]

1 — турмалин Южного месторождения; 2 — прочие

Оптические свойства, межплоскостные расстояния, $d_{0.0.12}$, магнетиальность и содержание алюминия в тетраэдрической координации в хлорите Южного месторождения

Проба, №	Nm	Mg	$d_{0.0.12}$	Al^{IV}	Ассоциация
		Mg+Fe+Mn			
29	1,638	36,0			Хл + Кв
33	1,633	41,0			Хл + К.п.ш. + Кв ± Ах
38	1,641	33,0			Хл + Кв
44	1,619	56,0	1,178	1,14	
74-249	1,633— 1,639 (1,636)*	38,0	1,182	1,08	
74-248	1,638	35,0			Гр + Хл + Кв
9	1,626	49,0			Хл + Це + Кв + Ах
74-265	1,627	48,0			Хл + Це + К.п.ш. + Кв
74-242	1,619	57,6**	1,183	1,10	Хл + Гр + Це
50	1,619	56,0			Це + К.п.ш. + Хл + Кв
51а	1,619	56,0	1,182	1,08	Хл + Це + Кв
52	1,619	56,0	(линия отсутствует)		Пл + К.п.ш. + Хл + Кв
89	1,634	40,0			То же } Хлорит-полевошпат-кварцевые породы ослабленных зон
98	1,643	31,0			
115	1,634	40,0			
117	1,624	51,0			
131	1,632	43,0			

* Средняя величина показателя.

** По данным химического анализа.

образовавшиеся при относительно низких температурах, более магнетиальны, чем такие же из более высокотемпературных парагенезисов.

Для определения содержания Al^{IV} образцы хлорита из различных парагенезисов изучены рентгеновским методом. Содержания определялись по величине $d_{0.0.12}$ [Коренбаум, 1967]. Точка анализируемого хлорита с хорошей точностью располагается на кривой зависимости величины этого межплоскостного расстояния от состава. Содержание Al^{IV} в хлорите месторождения почти постоянно: 1,08—1,14 атома на формульную единицу (табл. 39).

Дебаграммы образцов хлорита значительно отличаются как по значениям межплоскостных расстояний, так и по интенсивностям некоторых отражений. Эти отличия связаны, вероятно, главным образом с вариациями в содержаниях железа и марганца.

Региональные изменения

Ороговикованные осадочные породы и диоритовые порфириды в пределах рудовмещающей трещинной структуры Рудной в результате воздействия рудоносных растворов подверглись преобразованию. Оно проявилось

Таблица 40

Оптические свойства, железистость хлорита и составы плагиоклаза из хлорит-полевошпат-кварцевых пород Южного месторождения

Обр., №	Ng-Np хлорита	Железистость хлорита (100 Fe/ Fe + Mg)	Плагиоклаз, №	Обр., №	Ng-Np хлорита	Железистость хлорита (100 Fe/ Fe + Mg)	Плагиоклаз, №
115	1,634	59	33	117	1,624	48	
131	1,632	58	30	129			39
98	1,643	69		223			37
89	1,634	59					

Таблица 41

Результаты химического анализа проб хлорит-полевошпат-кварцевых пород Южного месторождения

Окисел	89	98	115	131	117	129	134	223
SiO ₂	58,40	69,04	72,09	73,87	71,75	73,32	74,20	66,30
TiO ₂	0,68	0,41	0,40	0,40	0,46	0,38	0,48	0,59
Al ₂ O ₃	16,65	11,76	12,09	11,83	12,70	12,36	11,97	13,07
Fe ₂ O ₃	1,31	1,02	0,71	0,71	0,74	0,86	0,33	0,84
FeO	4,74	3,66	2,68	2,47	2,43	2,35	2,18	3,48
MnO	0,12	0,48	0,35	0,19	0,36	0,16	0,19	0,21
MgO	2,94	1,39	1,52	1,23	0,95	1,58	1,20	1,85
CaO	6,36	4,59	4,05	2,47	3,51	3,55	4,26	6,30
Na ₂ O	2,07	2,32	2,32	2,32	0,81	0,93	0,75	2,58
K ₂ O	2,29	2,81	2,81	2,77	4,75	3,50	2,80	2,40
SO ₃	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,04
P ₂ O ₅	0,17	0,13	0,13	0,11	0,14	0,13	0,13	0,20
П.п.п.	3,80	2,34	0,77	1,00	1,11	0,76	1,08	1,71
CO ₂	1,16	1,31	0,10	0,10	0,06	0,18	0,07	0,12
Σ	99,53	99,95	99,92	99,58	99,71	99,88	99,57	99,57

Примечание. Аналитики Л.Е. Жукова, А.Н. Гераскина (ДВТГУ). Обр. 89 — горизонт 830 м, штольня 204, 0,15 м от жилы 4, песчаник; обр. 98 — там же, 3 м от жилы 4, песчаник; обр. 115 — там же, в 50 м от зарядной камеры к забою штольни, 0,15 м от жилы 4, песчаник; обр. 131 — там же, в 140 м от зарядной камеры к забою штольни, 1,30 м от жилы 4, песчаник; обр. 117 — там же, в 50 м от зарядной камеры к забою штольни, 0,50 м от жилы 4, песчаник; обр. 129 — там же, в 140 м от зарядной камеры к забою штольни, 0,40 м от жилы 4, песчаник; обр. 134 — там же, в 140 м от зарядной камеры к забою штольни, 2,25 м от жилы 4, песчаник; обр. 223 — горизонт 870 м, штольня 203, в 320 м от устья, 2 м от жилы 4, песчаник.

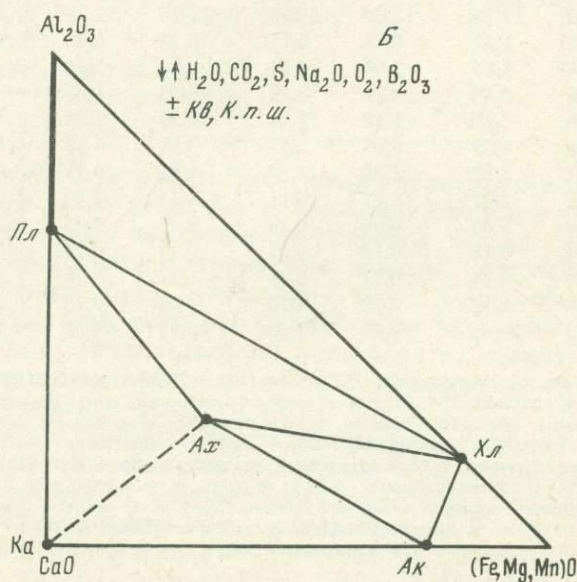
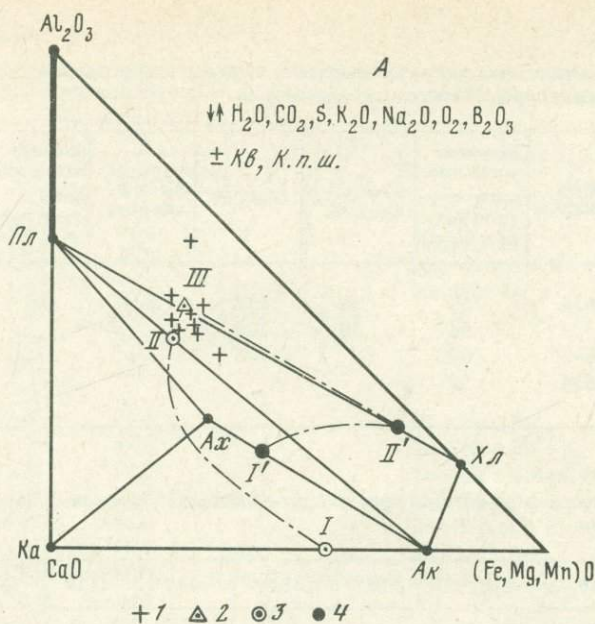


Рис. 65. Диаграммы состав — парагенезис для гидротермально измененных пород ослабленных зон

1 — составы пород, по данным химического анализа; 2 — усредненный состав; 3, 4 — составы различных зон метасоматической колонки, по количественным соотношениям минералов в шлифах

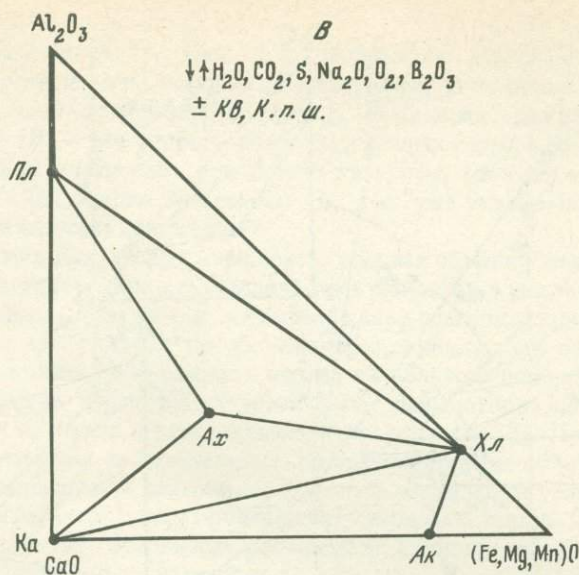


Рис. 65 (окончание)

в наиболее трещиноватых участках. Мощности зон — десятки сантиметров, реже — первые метры; простираение близко к простираению рудных тел, контакты нечеткие. Внешне измененные породы ослабленных зон светло-серого цвета с многочисленными прожилками, содержащими актинолит, кварц, карбонат, калиевый полевой шпат, пирротин, сфалерит, галенит и т.д.

Основные минералы пород — кварц, хлорит, калиевый полевой шпат, плагиоклаз. Последний, по результатам измерения углов симметричного погасания, содержит от 30 до 39 мол.% Ан. Хлорит при скрещенных николях выглядит изотропным. Показатели преломления ($N_m \approx N_p$) изменяются от 1,624 до 1,643, что, согласно диаграмме Винчелла [Трегер, 1968], соответствует $f \approx 50-70$ мол.% (табл. 40). Этим породам свойственны заметные колебания содержаний кремния, алюминия, кальция, натрия и повышенные — марганца (табл. 41). Из прожилков наиболее распространены актинолитовые и кварцевые с небольшим количеством актинолита и калиевого полевого шпата; реже встречаются хлорит-калишпатовые с отдельными зернами кварца и плагиоклаза, актинолит-аксинитовые и аксинитовые.

В прожилках хлорит-калишпатового состава хлорит слагает зальбанды. На некоторых участках последние переходят в хлорит-плагиоклазовые с небольшим количеством калиевого полевого шпата, имеющие такое же зональное строение.

Актинолитовые прожилки очень часто носят прерывистый характер. На отдельных участках наблюдается интенсивное замещение актинолита ($N_g = 1,658$; $N_p = 1,640$; $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg \approx 40$ мол.%) карбонатом.

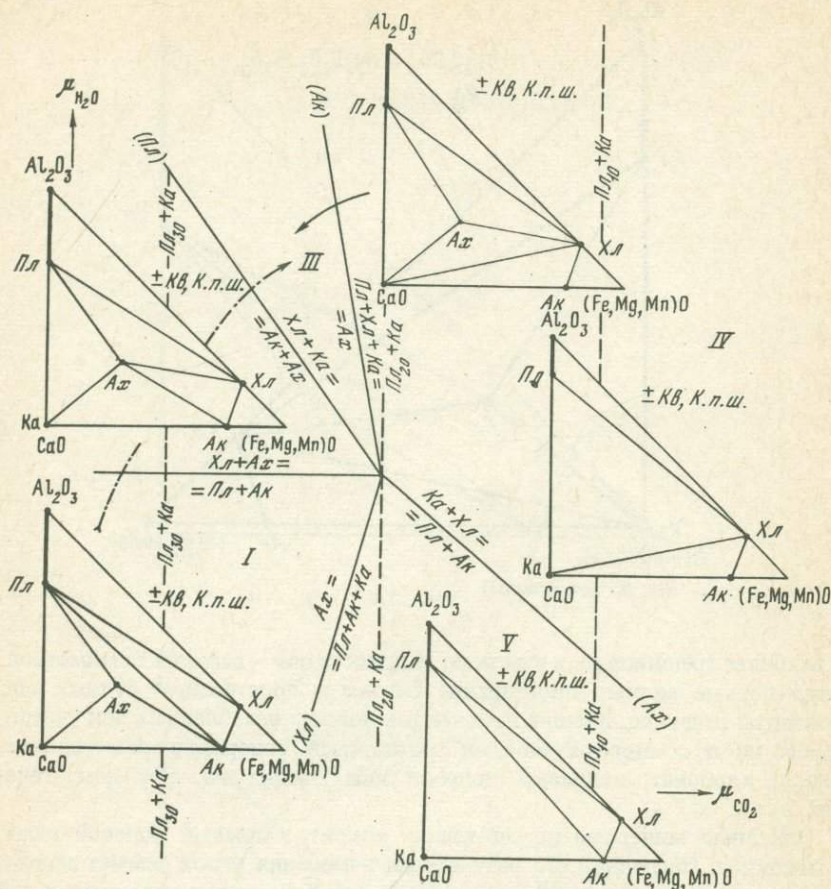
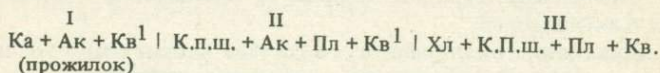


Рис. 66. Диаграмма парагенезисов гидротермальноизмененных пород ослабленных зон в зависимости от химических потенциалов воды и двуокиси углерода. Штрих-пунктиром показано предполагаемое изменение термодинамических условий во времени

Вблизи прожилков зачастую наблюдается развитие актинолита, в связи с чем образуется зона, промежуточная по минеральному составу между прожилком и вмещающей его хлорит-калишпат-кварцевой породой. Так, в шлифе наблюдалась следующая метасоматическая зональность:



Мощность прожилка 0,8 мм, а прилегающей к нему зоны около 1 мм.

В другом случае на контактах актинолит-аксинитового (с кварцем) прожилка мощностью 3 мм наблюдалась зона актинолит-плагноклаз-хлоритового состава с наложенной актинолит-карбонат-калишпат-хлоритовой ассоциацией.

На диаграммах А, В (рис. 65) изображены ассоциации, слагающие рассмотренные типы колонок. На диаграмме А показано изменение состава породы около прожилков. Путь I—II—III характерен для первого, а путь I'—II'—III' — для второго из рассмотренных случаев. В обоих случаях ассоциации внутренних зон богаче кальцием, магнием и железом, чем внешних. Ассоциации диаграммы В, как уже указывалось, наблюдались лишь в качестве наложенных.

В измененных диоритовых порфиритах роговая обманка замещена хлоритом. Плаггиоклаз фенокристаллов пелитизирован. Основная масса перекристаллизована и имеет калишпат-кварц-плаггиоклазовый состав. В этой породе присутствуют прожилки аксинита мощностью около 1 мм, с небольшим количеством кварца и калиевого полевого шпата. В краевых частях прожилков наблюдаются устойчивые взаимоотношения аксинита с хлоритом и аксинита с плаггиоклазом (см. рис. 65, Б). Приняв воду и двуокись углерода за виртуальные, вполне подвижные компоненты, с помощью потенциальной диаграммы (рис. 66) рассмотрим условия образования парагенезисов хлорит-полевошпат-кварцевых пород. С возрастанием потенциала CO_2 основность плаггиоклаза, ассоциирующего с кальцитом, должна понижаться в результате реакции: $\text{Пл}_n + \text{CO}_2 + \text{Na}_2\text{O} = \text{Пл}_{<n} + \text{Ca}$, где n — номер плаггиоклаза. Так как в реакции не участвует вода, то линии равной основности в первом приближении (без учета влияния на состав плаггиоклаза температуры) будут проходить параллельно оси ординат, как показано на диаграмме. Их положение определено эмпирически. Сравнение установленных парагенезисов с изображенными на диаграмме показывает, что они по условиям формирования соответствуют полям I, II и III (рис. 66). Учитывая наложенный характер парагенезисов диаграммы В и используя приведенную диаграмму химических потенциалов, можно предполагать, что формирование хлорит-полевошпат-кварцевых пород происходило на фоне понижения температуры и, вероятно, возрастания потенциала CO_2 , как показано на диаграмме. Обогащенность пород марганцем свидетельствует о повышенном потенциале этого элемента в гидротермальных растворах.

Генетические особенности Южного месторождения

Выше показано, что это месторождение по ряду особенностей — минералогии, составам минералов, парагенезисам и т.д. — отличается от других месторождений Дальнего Востока и, согласно литературным данным, пока не имеет здесь аналогов.

Южное месторождение — результат интенсивного проявления метасоматических процессов. Его метасоматическая природа подтверждается приуроченностью рудных тел к трещинной структуре, секущим положением жил по отношению к вмещающим породам и к дайковым телам, а также вертикальной инфильтрационной зональностью в марганцовистых метасоматитах с закономерной сменой парагенезисов и химического состава в направлении к верхним горизонтам жилы 4. Из других фактов, несомненно подтверждающих метасоматическое происхождение месторождения, можно назвать непосредственно наблюдаемое в шлифах замещение осадочных пород марганцовистыми минералами, отсутствие вблизи месторождения богатых марганцем осадочных пород, присутствие в рудах крупных обломков нормальных вмещающих пород с оторочкой из граната, пироксеноидов и т.д. Все эти факты в совокупности указывают не только на метасоматическую природу месторождения, но и на привнос марганца и железа гидротермальными растворами.

Формирование гидротермальноизмененных пород и руд Южного месторождения, вероятно, связано со становлением батолита гранитов верхнемелового (?) возраста. Внедрение гранитов сопровождалось формированием роговиков и ороговикованных пород, в образовании которых широкое участие принимали выделявшиеся из магматического очага гидротермальные растворы. В раннюю щелочную (послемагматическую) стадию в температурном поле гранитного интрузива в результате инфильтрации богатых марганцем или железом гидротермальных растворов возникли марганцовистые и железистые метасоматиты. Наложение на богатые марганцем метасоматические образования гидротермальных растворов стадии кислотного выщелачивания привело к интенсивному замещению марганцовистых метасоматитов рудами.

Таким образом, основное рудное тело месторождения (жила 4) образовалось в течение двух стадий. Первая была более высокотемпературной. В течение этой стадии соформировались высокотемпературные ассоциации марганцовистых метасоматитов, слагающих вертикальную инфильтрационную метасоматическую колонку. Высокие температуры образования (порядка 640°C) подтверждаются значительными содержаниями железа

в бустамитах. Еще одним подтверждением этого может служить сходство парагенезисов и составов минералов Южного месторождения и месторождения Бронкен Хилл (Австралия), которое образовалось, несомненно, в условиях высоких температур.

Формирование вертикальной инфильтрационной зональности происходило в условиях вполне подвижного поведения всех компонентов. Это устанавливается на основании того, что состав метасоматитов не обнаруживает какой-либо зависимости от состава исходных алюмосиликатных пород. Высокие содержания железа в ранних высокотемпературных минералах (в том числе в бустамите) и присутствие ассоциации пироксена с бустамитом указывают на высокий потенциал этого элемента в гидротермальных растворах. Для высокотемпературных минералов марганцовистых метасоматитов, как это показано на примере кнебелита, характерно сложное зональное строение кристаллов (см. рис. 21), которое свидетельствует о неоднократных колебаниях величины $\mu_{\text{Fe}}/\mu_{\text{Mn}}$ во времени. Понижение железистости кнебелита по восстанию жилы (см. рис. 24) указывает на понижение этого отношения в направлении к верхним горизонтам рудного тела. Аналогичное изменение в вертикальном разрезе жилы устанавливается для содержания кальция в минералах, как это следует, например, из изменения состава граната (см. рис. 30). Понижение содержания кальция в минералах обусловлено понижением величины $\mu_{\text{Ca}}/\mu_{\text{Fe}} + \mu_{\text{Mn}}$ по восстанию жилы. Изменение величины $\mu_{\text{Fe}}/\mu_{\text{Mn}}$ отразилось лишь в изменении состава минералов, тогда как понижение потенциала кальция относительно потенциалов железа и марганца явилось, кроме того, причиной смены минеральных ассоциаций в пространстве, обусловив формирование вертикальной инфильтрационной зональности.

Как указывалось выше, колонка состоит из трех зон (снизу вверх): бустамит-пироксеновой, родонит-пироксмангитовой (с пиросмалитом) и кнебелитовой. Смена зон по восстанию характеризуется появлением все менее кальциевых минералов вплоть до пиросмалита и кнебелита, практически не содержащих кальция. Нужно отметить, что в целом формирование метасоматитов происходило при низком потенциале кальция, на что указывают очень низкие содержания этого элемента в бустамите и марганцевом клинопироксене. Особенность пироксмангит-родонитовой (с пиросмалитом) зоны — широкое развитие бескварцевых ассоциаций с пиросмалитом и кнебелитом, содержащих меньше, чем родонит и пироксмангит, кремния.

Таким образом, наряду с понижением потенциала кальция относительно потенциалов железа и марганца, формирование верхней и отчасти средней зон колонки обусловлено понижением химического потенциала кремния относительно потенциалов железа и марганца. С этими особенностями химизма растворов связано и многообразие редких минералов: в условиях относительно высокого потенциала кальция возникали бустамит и пироксен, при более низком его значении — родонит и пироксмангит, а при очень низкой величине потенциала кальция и дефиците кремния — пиросмалит и кнебелит.

Марганцовистые метасоматиты были благоприятной средой для рудоотложения. Большая часть руд образовалась во вторую стадию путем

замещения силикатов марганца. Замещение было столь интенсивным, что в рудной массе сохранялись зачастую лишь редкие изъеденные и полуразложенные реликты последних.

Железистые метасоматиты, слагающие другое рудное тело месторождения — жилу Фланговую, также образовались в течение ранней щелочной стадии гидротермального процесса. Смена ассоциаций окисно-силикатной фации обусловлена повышением химического потенциала железа в растворах относительно потенциалов магния и кремния, причем парагенезисы с фаялитом формировались уже в условиях дефицита кремнезема (с чем, собственно, и связано присутствие фаялита в жиле Фланговой).

Халькопирит-пирротиновая ассоциация возникла в результате повышения химического потенциала серы в растворах. Температуру образования железистых метасоматитов Южного месторождения приблизительно можно оценить по нижнему пределу устойчивости грюнерита и по верхнему пределу устойчивости ассоциации хлорита с кварцем. Согласно А.А. Маракушеву [1973], на диаграмме P - T при температуре около 500°C схематически намечаются границы полей устойчивости грюнерита и парагенезиса хлорита с кварцем, которые перекрывают друг друга только в небольшом температурном интервале (при $P \sim 2$ кбара в интервале температур примерно 500 – 520°C). Таким образом, температура образования железистых метасоматитов примерно составляет около 510°C .

Железистые метасоматиты по условиям образования обнаруживают сходство с верхней зоной марганцовистых метасоматитов. Они, так же как и кнебелитовая зона марганцовистых метасоматитов, формировались при низком потенциале кальция и магния, дефиците кремния и практически полном выносе глинозема. Главные отличия — высокий потенциал железа при формировании железистых метасоматитов и высокий потенциал марганца при образовании марганцовистых метасоматитов. Состав железистых метасоматитов также не обнаруживает какой-либо зависимости от состава исходных пород, что указывает на вполне подвижное поведение всех компонентов. Сходство в условиях образования железистых и марганцовистых метасоматитов отражает их определенную генетическую взаимосвязь.

Железистые метасоматиты отличаются от марганцовистых характером рудной минерализации. Если с последними связано промышленное свинцово-цинковое оруденение, то первые несут лишь незначительное, не представляющее никакой промышленной ценности магнетитовое и халькопирит-пирротиновое оруденение.

Помимо марганцовистых и железистых метасоматитов, в некоторых случаях прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию содержат хлорит-полевошпат-кварцевые породы, развитые в наиболее трещиноватых участках в пределах рудовмещающей структуры (например, зоны Дальняя, Верхняя, Последняя).

Таким образом, их всех рассмотренных выше типов метасоматических пород сколько-нибудь значительное оруденение связано лишь с марганцовистыми метасоматитами, так как они были благоприятной средой для рудоотложения. В этом отношении марганцовистые метасо-

матиты сыграли ту же роль, какую играют в локализации руд скарны. На Южном месторождении растворы, обусловившие развитие руд по марганцовистым метасоматитам, на удалении от жилы 4 (в пределах рудовмещающей структуры) вызвали формирование хлорит-полевошпат-кварцевых пород, содержащих, как уже отмечалось выше, лишь прожилки и вкрапленность сульфидов.

Причину отложения рудных минералов на месте скарновых В.А. Жариков [1968] видит в совокупном влиянии хорошей растворимости скарновых минералов кислыми растворами, вследствие чего образуется зона пониженного давления, благоприятная для осаждения рудных минералов и понижения их растворимости в результате нейтрализации кислых растворов при взаимодействии с основной средой скарнов.

Учитывая, что минеральный состав руд в марганцовистых метасоматитах и в трещинных структурах, с которыми связано развитие хлорит-полевошпат-кварцевых пород, примерно одинаков, можно полагать, что рудоотложение вызывается не специальными "рудоносными растворами", а теми же растворами, которые вызывают метасоматическое преобразование вмещающих пород. Подобная точка зрения высказывалась ранее В.А. Жариковым [1968].

Рудам Южного месторождения свойственна вертикальная зональность. Она проявлена в изменении с глубиной минерального состава руд и составов некоторых рудных минералов. Верхняя часть жилы сложена в основном сульфоантимонитами свинца, галенитом и сфалеритом. С глубиной возрастает роль пирротина, а сфалерита и особенно галенита уменьшается.

Зональность руд Южного месторождения соответствует обычно ряду зональности в гидротермальных месторождениях: $\text{Fe-Ni-Sn-Cu-Zn-Pb-Ag-Au-Sb-Hg}$ и не зависит от особенностей первичного состава (зональности) марганцовистых метасоматитов.

Рудоотложение сопровождалось образованием по минералам марганцовистых метасоматитов целого комплекса редких гидроксилсодержащих силикатов (манганактинолита, даннеморита и слоистых силикатов), а на контактах с жилой околосильных измененных пород гранатовой и цеолитовой фаций. В развитии в жиле более поздних минералов отмечается зональность, обусловленная первичным составом метасоматитов: на нижних горизонтах в основном актинолит, на средних и верхних — даннеморит.

Появление даннеморита вместо актинолита обусловлено изменением величины $\text{Ca/Ca} + \text{Mn}$, которая закономерно понижается в амфиболах в направлении к верхним горизонтам. Сопоставление составов минералов различных стадий показывает, что переход от стадии формирования марганцовистых метасоматитов к стадии рудоотложения сопровождался вытеснением железом из силикатов значительной части марганца и кальция, которые фиксировались в жиле в виде карбонатов. Другая особенность — повышение роли трехвалентного железа от высокотемпературных к средне- и далее низкотемпературным минералам, что, вероятно, свидетельствует об изменении окислительно-восстановительного потенциала в течение гидротермального процесса.

В распределении марганца выделяется определенная закономерность — наиболее высокие его содержания приурочены к верхним горизонтам месторождения.

Эта закономерность свойственна не только марганцовистым метасоматитам; она имеет, вероятно, более общий характер, так как указывалась для скарнов [Жариков, 1968], вулканогенных полиметаллических жил [Лоншаков и др., 1977], а также некоторыми авторами для эндогенных ореолов рудных полей среднеглубинных золоторудных месторождений.

Изучение околожильных измененных пород стадии рудоотложения показывает, что образование основной массы руд связано с формированием парагенезисов гранат-актинолитовой и аксинит-хлоритовой субфаций гранатовой фации. В распространении парагенезисов этих двух субфаций в вертикальном разрезе жилы также отмечается зональность: ассоциации менее высокотемпературной (по результатам анализа парагенезисов) аксинит-хлоритовой субфации распространены выше по восстанию жилы, нежели ассоциации более высокотемпературной гранат-актинолитовой субфации, что указывает на более низкие температуры образования руд верхних горизонтов жилы.

Выше было показано, что марганец при формировании марганцовистых метасоматитов привносился извне гидротермальными растворами.

Следует отметить, что обогащенность марганцем гидротермальных образований характерна не только для Южного месторождения (здесь она достигает своего максимума), но и для других месторождений Верхне-Уссурского рудного района и сопредельной площади. В Верхне-Уссурском рудном районе к числу таких месторождений относится Смирновское, на котором встречается манганкальцит с содержанием MnO 5,06–10,13 вес. %, и Верхне-Уссурское, где известен родонит, а в составе групповой пробы отмечалось присутствие MnO около 10%. Имеются в пределах этого рудного района и отдельные жилы, на контактах с которыми измененные породы обогащены марганцем. Примером может служить жила Известная; содержание MnO в измененных диабазовых порфиритах, пересеченных этой жилой, составляет 0,73%. В измененном песчанике, отобранном на значительном удалении от Южного месторождения, отмечалось до 2,12 вес. % MnO .

Характерная черта скарновых минералов месторождений Дальнегорского рудного района — присутствие в них в значительных количествах марганца (см. табл. 3).

На Дальнем Востоке имеется еще ряд гидротермальных месторождений, парагенезисы которых обогащены марганцем, т.е. отмеченная выше особенность свойственна и другим районам этой территории.

Е.А. Радкевич с соавторами [1968], отметив широкое проявление марганца в разнообразных месторождениях и почти постоянную его примесь в минералах (манганаксинит, мангангендербегит, манганильваит), высказали предположение, что присутствие этого элемента в гидротермальных месторождениях связано с заимствованием его из более древних осадочных и метаморфических толщ фундамента.

Рассматривая вопрос о первоисточнике марганца в гидротермальных месторождениях, А.Г. Бетехтин [1944] указывал, что нет оснований сомневаться в том, что источником марганца были здесь магматические растворы, но и не отрицал того, что в случае циркуляции через толщи марганценосных осадочных пород гидротермы могут обогатиться соединениями этого элемента.

Среди послемагматических гидротермальных образований высоким содержанием марганца отличаются главным образом близповерхностные серебросодержащие месторождения золота золото-серебряной, реже золото-кварцевой формаций и полиметаллов. Связь марганцевых проявлений с месторождениями вполне определенного типа свидетельствует о магматогенной природе марганца.

Основные выводы

1. Важнейшая особенность Южного полиметаллического месторождения, отличающая его от других полиметаллических месторождений Дальнего Востока, — генетическая связь рудной минерализации с метасоматитами, образовавшимися в результате интенсивного проявления в алюмосиликатных породах высокотемпературного железо-марганцевого метасоматоза инфильтрационного типа. По минералогии, генезису и ряду других особенностей оно (судя по литературным данным) пока не имеет себе аналогов на территории Дальнего Востока и, таким образом, представляет для нее новый генетический тип полиметаллических месторождений.

2. Инфильтрационный характер метасоматоза обусловил возникновение вертикальной инфильтрационной зональности в марганцовистых метасоматитах. Формирование этой зональности происходило в условиях вполне подвижного поведения всех компонентов в результате последовательного понижения химического потенциала кальция относительно потенциалов железа и марганца по восстанию жилы, а на верхних горизонтах, кроме того, понижения химического потенциала кремния относительно потенциалов железа и марганца.

3. Марганцовистые метасоматиты были благоприятной средой для рудоотложения. В этом отношении они сыграли ту же роль, какую играют в локализации руд скарны. Результаты геологических работ показывают, что рудные тела Южного месторождения, формирование которых не связано с марганцовистыми метасоматитами, оказываются гораздо менее перспективными (жилы Черная, Фланговая, зоны Верхняя, Дальняя, Последняя) и обычно несут лишь прожилково-вкрапленное оруденение.

4. Значительная роль марганца в гидротермальных образованиях Дальнего Востока и перспективность марганцовистых метасоматитов на свинцово-цинковое оруденение позволяют ставить вопрос о поисках других полиметаллических месторождений, приуроченных к зонам интенсивного проявления высокотемпературного железо-марганцевого метасоматоза.

Сокращения, принятые в работе

Ак — амфиболы тремолитфер-
роактинолитового ряда
Ам — амфибол
Ан — анортит
Ах — аксинит
Би — биотит
Бст — бустамит
Волл — волластонит
Гр — гранат
Грю — грюнерит
Дн — даннеморит
Ка — карбонат
Кв — кварц
Кн — кнебелит
К.п.ш. — калиевый полевой шпат
Кум — куммингтонит
Мт — магнетит
Пи — пироксен

Пл — платиоклаз
Пр — пренит
Прс — пиросмалит
Прт — пироксмангит
Ро — роговая обманка
Род — родонит
Ср — серицит
Тр — тремолит
Ту — турмалин
Хл — хлорит
Фр — форстерит
Фя — фаялит
Це — цеолит
Т — температура
Р — давление
μ — химический потенциал
f — железистость ($\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$)

Литература

- Авидон В.П. Таблицы для пересчета весовых процентных содержаний окислов в формульные и атомные (ионные) количества. М.: Недра, 1968.
- Бетехтин А.Г. О генетических типах марганцевых месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 4.
- Бортников Н.С., Бородаев Ю.С., Вальсов Л.Н., Мозгова Н.Н. Редкие минералы сурьмы и их парагенезисы в рудах месторождения Южного (Тетюхинский район, Южное Приморье). — В кн.: Труды Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана АН СССР. М.: Наука, 1975, вып. 24. Новые данные о минералах СССР.
- Василенко Г.П. К вопросу о гипогенной зональности Смирновского месторождения. — В кн.: Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском рудном поясе. Владивосток, 1971.
- Геология СССР. М.: Недра, 1969, т. 32, ч. 1. Приморский край.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965а. Т. 1.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965б. Т. 2.
- Дорфман М.Д., Соклаков А.И. Исследования радиальных распределений в рентгено-аморфных минералах группы чинглусуин-гизингерита. — В кн.: Рентгенография минерального сырья. М.: Недра, 1964, вып. 4.
- Дымкин А.М., Шешегов Ф.Н., Моглиева М.П. Пироксеновые скарны Николаевского месторождения (Тетюхинское рудное поле). — В кн.: Минералого-геохимические особенности скарных месторождений. — В кн.: Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1974, вып. 55.
- Жариков В.А. Скарные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
- Жариков В.А., Власова Д.К. Диаграмма состав — свойство для пироксенов изоморфной серии диопсид—геденбергит—иогансенит. — Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 4.
- Казаченко В.Т. Марганцовисто-железистые метасоматиты Южного полиметаллического месторождения. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение Дальнего Востока. Владивосток, 1976а.
- Казаченко В.Т. Марганцовисто-железистые метасоматиты полиметаллического месторождения Южного (Восточный Сихотэ-Алинь). — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Тезисы докладов на IV Всесоюзной конференции. Ленинград, 1976б.
- Казаченко В.Т. Петрология околожильных измененных пород Южного полиметаллического месторождения (Приморье). — В кн.: Совещание молодых ученых по минералогии, геохимии и методам исследования минералов (тезисы докладов). Владивосток, 1976в.
- Казаченко В.Т. Марганцовистые и железистые метасоматиты Южного полиметаллического месторождения (Приморье): Автореф. канд. дис. Владивосток, 1977.
- Казаченко В.Т., Нарнов Г.А., Шека Ж.А. Гидроксилсодержащие минералы марганцовистых и железистых метасоматитов Южного полиметаллического месторождения. — В кн.: Минералогия и генезис месторождений Приморья и Приамурья. Владивосток, 1976а.
- Казаченко В.Т., Нарнов Г.А., Шека Ж.А. Инфильтрационная зональность богатых марганцем метасоматитов Южного полиметаллического месторождения (При-

- море). — В кн.: Минералогия и генезис месторождений Приморья и Приамурья. Владивосток, 1976б.
- Каюпова М.М. Пиросмалит из месторождения Джумарт и Ушкатын в Центральном Казахстане. — Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 3.
- Каюпова М.М. Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974.
- Коренбаум С.А. Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969.
- Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973.
- Кулиш Л.И., Кулиш Е.А. Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. Хабаровск, 1974.
- Курашова Л.Д. Об изоморфизме в группе аксинита. — Геология и геофизика, 1967, № 1.
- Лоншаков Е.А., Вакин Е.А., Бочарова Г.И., Округин В.М. Вулканогенные рудные жилы юго-восточной Камчатки. — Геология рудных месторождений, 1977, № 4.
- Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973.
- Матковский О.И. О марганцевых амфиболах куммингтонитового ряда. — Минералог. сб. Львов. геол. о-ва, 1962, № 16.
- Мельницкая Е.Ф. Марганцево-железистый волластонит и его изменение. — Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1967, т. 96, вып. 3.
- Минералы (справочник). М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 3, вып. 1; т. 1 (без вып.)
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
- Мозгова Н.Н. О гизингерите и стипynomелане из скарново-полиметаллического месторождения Верхнего рудника Тетюхе. — Минералог. сб. Львов. геол. о-ва, 1957, № 11.
- Мозгова Н.Н., Четвериков С.Д. О даннеморите из месторождения Тетюхе. — В кн.: Труды Минералогического музея АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1959, вып. 10.
- Николаев А.П. О гизингерите Саксаганской полосы. — Минералог. сб. Львов. геол. о-ва, 1953, № 7.
- Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970.
- Радкевич Е.А., Берсенева И.И., Бурдэ А.И. и др. Основные черты геологии и металлогении Приморья. Владивосток: Дальневосточ. кн. изд-во, 1968.
- Радкевич Е.А., Лобанова Г.М., Томсон И.Н. и др. Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 34.
- Радкевич Р.О., Тобелко К.И. О кнебелите Садоного месторождения. — Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1966, 2-я сер. т. 195, вып. 3.
- Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Лобанова Г.М. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 58.
- Семенов Е.И. Некоторые слоистые железо-магниево-силикатные щелочные массивы. — В кн.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М.: Наука, 1964.
- Синица С.М. К минералогии марганцевых руд хребта Прелучного в Чивчинских горах. — Минералог. сб. Львов. геол. о-ва, 1957, № 11.
- Сливко М.М. О марганцевых турмалинах. — Минералог. сб. Львов. геол. о-ва, 1959, № 13.
- Трэггер В.Е. Оптическое определение породообразующих минералов. — М.: Недра, 1968.
- Успенская М.Е., Шибрик В.И. О находке менегинита и последовательности образования сульфантимонитов свинца в рудах месторождения Бестобе (Центральный Казахстан). — Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1976, № 1.
- Чвилева Т.Н. Минералогическая характеристика и диагностика сульфантимонитов свинца. М.: Наука, 1973.

- Шевченко Е.В. Амфиболы Криворожской метаморфической толщи. — Минералог. сб. Львов. геол. о-ва, 1959, № 13.
- Bilgrami S.A. Mn amphiboles from Chikla, Bhandara district, India. — Miner. Mag., 1955, N 229.
- Bilgrami S.A. Manganese silicate minerals from Chikla, Bhandara district, India. — Miner. Mag., v. 31, N 234, 1956.
- Binns R.A. Metamorphic pyroxenes from the Broken Hill district, New South Wales. — Miner. Mag., v. 33, N 259, 1962.
- Binns R.A. Asbestiform bustamite from a cavity within the Broken Hill lode, New South Wales. — J. Geol. Soc. Austral., v. 15, pt I, 1968.
- Both R.A., Smith J.W. A sulfur isotope study of base-metal mineralization in the Willyama Complex, Western New South Wales, Australia. — Econ. Geol., v. 70, N 2, 1975.
- Diehl R., Berdesinski W. Zwillingsbildungen am Pyroxmangit der North Mine von Broken Hill, New South Wales, Australien. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., N 8, 1970.
- Dunn J.A., Roy O.C. Tirodite, a new Mn mineral. — Misc. Notes. Geol. Surv. India Rec., v. 73, pt 2, 1938.
- Ford W.E. Über die chemische Zusammensetzung des Axinites. — Z. Kristallogr., Bd. 38, 1904.
- Ford W.E., Bradley W.M. Pyroxmangite, a new member of the pyroxene group, and its alteration product, scemmatite. — Amer. J. Sci. 4th ser., v. 36, 1913.
- Frondel C., Bauer L.H. Manganpyrosomalite and its polymorphic relation to friedelite and schallerite. — Amer. Miner., v. 38, 1953.
- Harada K. et al. High-iron bustamite and fluorapatite from the Broken Hill mine, New South Wales, Australia. — Miner. Mag., v. 39, N 305, 1974.
- Henderson E.P., Glass J.J. Pyroxmangite a new locality: identity of sobralite and pyroxmangite. — Amer. Miner., v. 21, 1936.
- Hendriques A. Optical and physical properties of knebelite. — Ark. miner. och geol., Bd. 2, N 11, 1956.
- Hey M.H. The variation of optical properties with chemical composition in the rhodonite-bustamite series. — Miner. Mag., v. 22, N 127, 1929.
- Hietanen A. On the petrology of Finnish quartzites. — Bull. Commis. geol. Finl., N 122, 1938.
- Hutton C.O. Manganpyrosomalite, bustamite and ferroan johannsenite from Broken Hill, New South Wales, Australia. — Amer. Miner., v. 41, N 718, 1956.
- Ito J. Synthesis and crystal chemistry of Li-hydro-pyroxenoids. — Miner. J., v. 7, N 1, 1972.
- Jaffe H.W., Groeneveld M., Selchow D.H. Manganian cummingtonite from Nsuta, Ghana. — Amer. Miner., v. 46, N 5/6, 1961.
- Jambor J.L., Smith C.H. Olivine composition determination with small-diameter X-ray powder cameras. — Miner. Mag., v. 33, N 264, 1964.
- Kullerud G., Doe B.R., Buseck P.R., Tröfsten P.F. Опыты по нагреванию моноклинных пирротитов. В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия, М.: Недра, 1969.
- Lamb C.L., Lindsley D.H., Grover J.E. Johannsenite-bustamite: inversion and stability range. — Geol. Soc. Amer. Abstr. Annu. Meeting, 1972, p. 571-572.
- Larsen E.S., Schannon E.V. Bustamite from Franklin furnace, New Jersey. — Amer. Miner., v. 7, N 1/2, 1922.
- Lee D.E. Mineralogy of some Japanese manganese ores. — Stanford Univ. Publ., Ser. Geol. Sci., v. 5, 1955.
- Mason B. Manganese silicate minerals from Broken Hill, New South Wales. — J. Geol. Soc. Austral., v. 20, pt 4, 1973.
- Moenke H. Atlas Mineralspektren I, II. Berlin: Akad.-Verl., 1962.
- Momoi H. Johannsenite from Teragōchi, Okajama prefecture, Japan. — Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. D., v. XV, N 1, 1964a.
- Momoi H. Mineralogical study of rhodonites in Japan, with special reference to contact metamorphism. — Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. D., v. XV, N 1, 1964b.
- Norihiko K., Toshio S. Hisingerite occurring as a weathering product of iron-rich saponite. — Clays and Clay Miner., v. 23, N 3, 1975.
- Popa Gh., Cociră C. Chimismul unor minerale de mangan din zăcămintul de la Baia de Aries (munti Apuseni). — An. şti. Univ. Jasi Sec. 2B, N 20, 1974.
- Rabbit J. A new study of the anthophyllite series. — Amer. Miner., v. 33, N 5/6, 1948.

- Rutstein M.S.* Re-examination of the wollastonite-hedenbergite (CaSiO_3 - $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$) equilibria. — *Amer. Miner.*, v. 56, N 11/12, 1971.
- Rutstein M.S., White William B.* Vibrational spectra of high-calcium pyroxenes and pyroxenoids. — *Amer. Miner.*, v. 56, N 5/6, 1971.
- Schiavinato G.* Il giacimento a wollastonite ed altri minerali di contatto presso alpe Bazine (Adamello meridionale). — *Mem. Inst. Geol. Univ. Padova*, v. 15, N 5, 1946.
- Scott S.D., Barnes H.L.* Sphalerite geothermometry and geobarometry. — *Econ. Geol.*, v. 66, N 4, 1971.
- Segeler C.G.* First U.S. occurrence of manganoan cummingtonite, tirodite. — *Amer. Miner.*, v. 46, N 5/6, 1961.
- Shimazaki H.* Grossular-spessartine-almandine garnets from some Japanese scheelite skarns. — *Can. Miner.*, N 15, 1977.
- Simonen A.* Mineralogy of the wollastonites found in Finland. — *Bull. Commis. geol. Finl.*, N 159, 1953.
- Simons F.S., Munson E.* Johannsenite from the Arawaipa mining district, Arizona. — *Amer. Miner.*, v. 48, N 9, 10, 1963.
- Skinner B.J.* Unit-cell edges of natural and synthetic sphalerites. — *Amer. Miner.*, v. 46, N 11/12, 1961.
- Skinner B.J., Barton P.B., Kullerud G.* Effect of FeS on the unit cell edge of sphalerite, a revision. — *Econ. Geol.*, v. 54, N 6, 1959.
- Stillwell F.L.* Petrology of the Broken Hill lode and its bearing on ore genesis. — *Proc. Austral. Inst. Mining and Met.*, N 190, 1959.
- Stillwell F.L., McAndrew J.* Pyrosmalite in the Broken Hill lode, New South Wales. — *Miner. Mag.*, vol. XXXI, N 236, 1957.
- Sundius N.* On the triclinic manganiferous pyroxenes. — *Amer. Miner.*, v. 16, N 10/11, 1931.
- Sundius N.* The classification of the hornblendes and the solid solution relations of the amphibole group. — *Sver. geol. unders. Årsbok*, bd. 40, N 4, 1946.
- Takeuchi Y., Kawada I., Irimaziri S., Sadanaga R.* The crystal structure and polytypism of manganpyrosmalite. — *Miner. J.*, v. 5, N 6, 1969.
- Tilley C.E.* Pyroxmangite from Inverness-shire, Scotland. — *Amer. Miner.*, v. 22, 1937.
- Tilley C.E.* Bustamite from Treburland manganese mine, Cornwall, and its paragenesis. — *Miner. Mag.* v. XXVII, N 194, 1946.
- Tilley C.E.* On iron-wollastonite in contact skarn: an example from Skye. — *Amer. Miner.*, v. 33, N 11-12, 1948.
- Tolliday J.M.* The crystal structure of parawollastonite and wollastonite: Ph. D. Thesis Univ. London, 1959.
- Trommsdorff V., Schwander H., Peters Tj.* Mangansilikate der alpinen Metamorphose in Radiolariten des Julier-Bernina-Gebietes. — *Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, Bd. 50, N 3, 1970.
- Udubasa G., Medesan A., Otteman J.* Über Geochemie und Einfluss von Fe, Mn, Cd und Cu auf die Gitterkonstante natürlicher Zinblendes. — *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, Bd. 121, H. 3, 1974.
- Whelan J.A., Goldich S.S.* New data for hisingerite and neotocite. — *Amer. Miner.*, v. 41, N 11/12, 1961.
- Yosimura T.* Studies on the minerals from the manganese deposits of the Kaso Mine, Japan. — *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV*, 1939, N 4.
- Zambonini F.* Mineralogische mittheilungen. — *Z. Krystalogr. Min.*, Bd. 34, 1901.

Оглавление

Введение	3
Глава I	
Геологическое строение Краснореченского рудного поля и площади Южного полиметаллического месторождения	5
Глава II	
Марганцовистые метасоматиты.	14
Парагенезисы марганцовистых метасоматитов	15
Вертикальная инфильтрационная метасоматическая зональность	19
Минералогия	24
Высокотемпературные минералы	25
Средне-низкотемпературные минералы.	78
Приконтактные изменения	100
Глава III	
Железистые метасоматиты.	107
Строение и минеральный состав рудного тела.	—
Минеральные парагенезисы	108
Минералогия	109
Околожильные изменения.	112
Глава IV	
Руды и измененные породы рудной стадии	113
Минеральный состав руд.	—
Зональность руд.	124
Приконтактные изменения	125
Региональные изменения.	142
Глава V	
Генетические особенности Южного месторождения	148
Основные выводы.	154
Сокращения, принятые в работе	155
Литература	156

3120

1 р. 80 к.

