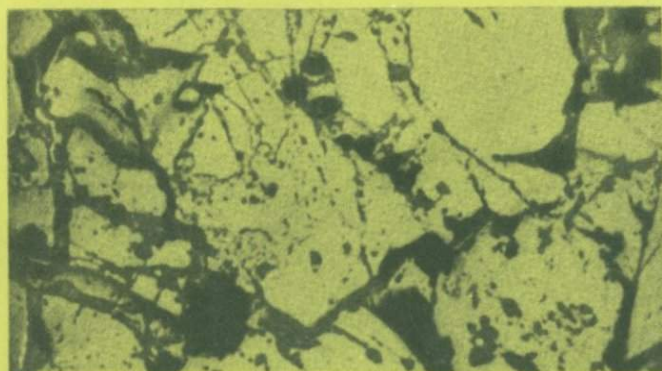




Академия наук
СССР

Г. Н. СТЕПАНОВ

МИНЕРАЛОГИЯ,
ПЕТРОГРАФИЯ
И ГЕНЕЗИС
СКАРНОВО-ШЕЕЛИТ-
СУЛЬФИДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА



Издательство · Наука ·



Академия наук СССР
Дальневосточный научный
центр

Дальневосточный геологический
институт

549 + 553.4

Г. Н. СТЕПАНОВ

МИНЕРАЛОГИЯ,
ПЕТРОГРАФИЯ
И ГЕНЕЗИС
СКАРНОВО-ШЕЕЛИТ-
СУЛЬФИДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

2162



Издательство
"Наука"
Москва
1977



Минералогия, петрография и генезис скарново-шеелит-сульфидных месторождений Дальнего Востока. Степанов Г. Н. М., "Наука", 1977.

Приведено описание скарново-шеелит-сульфидных месторождений, расположенных в центральной части Сихотэ-Алинской складчатой области. На примере месторождения Восток-2 (Приморье) дана минералого-петрографическая характеристика интрузивных пород, скарнов и руд. Выяснены возрастные взаимоотношения скарнов, даек и оруденения. В распределении минеральных ассоциаций различных стадий на месторождении установлена горизонтальная зональность. На основании изучения минеральных парагенезисов околорудных метасоматитов, сосуществующих пар минералов, температуры декрепитации и гомогенизации и состава растворов методом тройной водной вытяжки реставрированы основные физико-химические параметры рудообразования: температура, давление, кислотность-щелочность, окислительный потенциал, режим щелочей. Приведена сравнительная характеристика скарново-шеелит-сульфидных месторождений СССР, Китая, Кореи.

Табл. 46, библи. 159 назв., рис. 48.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
И. Н. ГОВОРОВ

ВВЕДЕНИЕ

Тихоокеанский рудный пояс является крупнейшей вольфрамоносной провинцией мира. Месторождения скарново-шеелитовой формации, широко распространенные в различных участках этого региона (Корея, Китай, Канада, США, Бразилия), на территории южной части северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса не были известны. В настоящее время проводится разведка Лермонтовского месторождения этого же типа; известны также рудопроявления скарново-шеелитовой формации.

Наиболее детальные исследования проведены автором на месторождении Восток-2. Главная цель исследований заключалась в изучении петролого-геохимических и минералогических особенностей месторождения для выяснения закономерностей локализации вольфрамового оруденения скарново-шеелит-сульфидного типа. Большое внимание в работе уделено изучению петролого-геохимических особенностей интрузивных пород и установлению связи их с оруденением, а также исследованию минерального состава и физико-химических условий формирования скарнов, грейзенов и руд. На основании изучения минеральных парагенезисов, их возрастных взаимоотношений, текстурно-структурных особенностей скарнов и руд и физико-химических условий их формирования на месторождении выделены этапы и стадии минерализации.

Характеристика геологического строения района и месторождения дана по материалам А.Н. Ивакина, Д.И. Ивлиева, А.Е. Левшука, М.М. Бабоевой, В.А. Никогосяна, А.Я. Гааза и др.

При описании минерального состава руд, помимо собственных наблюдений, использованы материалы В.В. Тихомировой, В.С. Чернова, Г.П. Токсубаевой, изучавших вещественный состав руд месторождения. Необходимый для сопоставления материал был собран на скарново-шеелитовых месторождениях Средней Азии (Лянгар, Ингичке, Койташ, Угат), Якутии (Агылки) и Приморья (Лермонтовское).

Работа выполнена под руководством доктора геол.-мин. наук И.Н. Говорова. Большую помощь в выборе направления исследований и анализе полученных материалов оказала чл.-корр. АН СССР Е.А. Радкевич. При изучении петрографии и минералогии интрузивных пород и скарново-рудных залежей автор пользовался консультациями доктора геол.-мин. наук М.Г. Руб, канд. геол.-мин. наук Л.Н. Хетчикова, В.Г. Моисеенко, Б.Л. Залищака, И.К. Никифоровой, С.А. Шеки, А.А. Толока. Работа

на месторождении проводилась при помощи и всесторонней поддержке геологов Восточной экспедиции ПТГУ — Д.И.Ивлиева, А.Н.Ивакина, А.Е.Левшука, А.А.Бабаева, М.М.Бабаевой, А.Я.Гааза, М.И.Данилова, М.И.Трухина, Р.В.Виноградова.

Химические анализы выполнены в лабораториях Дальневосточного геологического института канд. геол.-мин. наук Е.А.Лаговской, химиками М.А.Кучеровой, З.Л.Мукасейвой, Л.А.Козловой, Г.Г.Горошко, Л.Н.Орловой. Определения абсолютного возраста интрузивных пород проведены Э.С. Овчарком и А.Н.Грачевой.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКАРНОВО-ШЕЕЛИТ-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

На Дальнем Востоке скарново-шеелит-сульфидные месторождения известны на территории Приморья.

По данным различных исследователей (Беляевский, Громов, 1955; Беляевский, 1956; Кропоткин, Шахварстова, Салун, 1953; Кропоткин, 1954; Берсенев, 1959, 1963; Смирнов, 1963 и др.), в Приморье выделяются следующие структурно-фациальные зоны: Гродековская зона палеозойской складчатости; Ханкайский кристаллический массив; Арсеньевская синклинальная зона; Алчанская синклинальная зона; Бикинский антиклинорий; Сихотэ-Алинский антиклинорий; Сихотэ-Алинский синклинорий; Прибрежное антиклинальное поднятие; Прибрежная вулканическая зона.

Структурно-фациальные зоны разграничены крупными продольными разломами – Западным, Арсеньевским, Центральным и Восточным структурными швами (Беляевский, 1951; Беляевский, Громов, 1955). Б.А.Иванов (1960) выделяет крупный меридиональный разлом, разделяющий Приморье на западную и восточную части. Помимо продольных структурно-фациальных зон, на территории Приморья выделяются поперечные тектонические блоки – Южно-Приморский, Большой Уссурийский и Верхне-Бикинский, граница между которыми проходит по разломам широтного простирания – Южно-Сихотэ-Алинскому и Синкайскому. Эти разломы являются унаследованными и отражают крупнейшие расколы фундамента средиземноморского широтного направления (Воларович, 1963; Ициксон 1963₁, 1963₂; Красный и др., 1963; Радкевич, 1962, 1963 и др.).

Металлогеническое районирование Приморья основывается на его тектоническом районировании (Радкевич, 1956, 1958, 1963₂; Радкевич и др., 1960; Радкевич и др., 1962). Каждой структурно-фациальной зоне соответствует своя металлогеническая (рис. 1). Возраст рудной минерализации в металлогенических зонах в направлении с запада на восток постепенно изменяется от докембрийского и палеозойского на Ханкайском массиве до третичного – в Прибрежной вулканической зоне. Среди областей древней минерализации вдоль крупных разломов, характеризующихся неоднократными тектоническими подвижками, появляются месторождения более молодого возраста.

В Приморье, как отмечает Ю.Г.Иванов (1974), вольфрамовое оруденение контролируется крупными разломами северо-восточного простирания – Западным, Центральным и Прибрежным структурными швами. В зоне влияния этих разломов расположены три вольфрамоносных пояса – Западный, Центральный и Восточный.

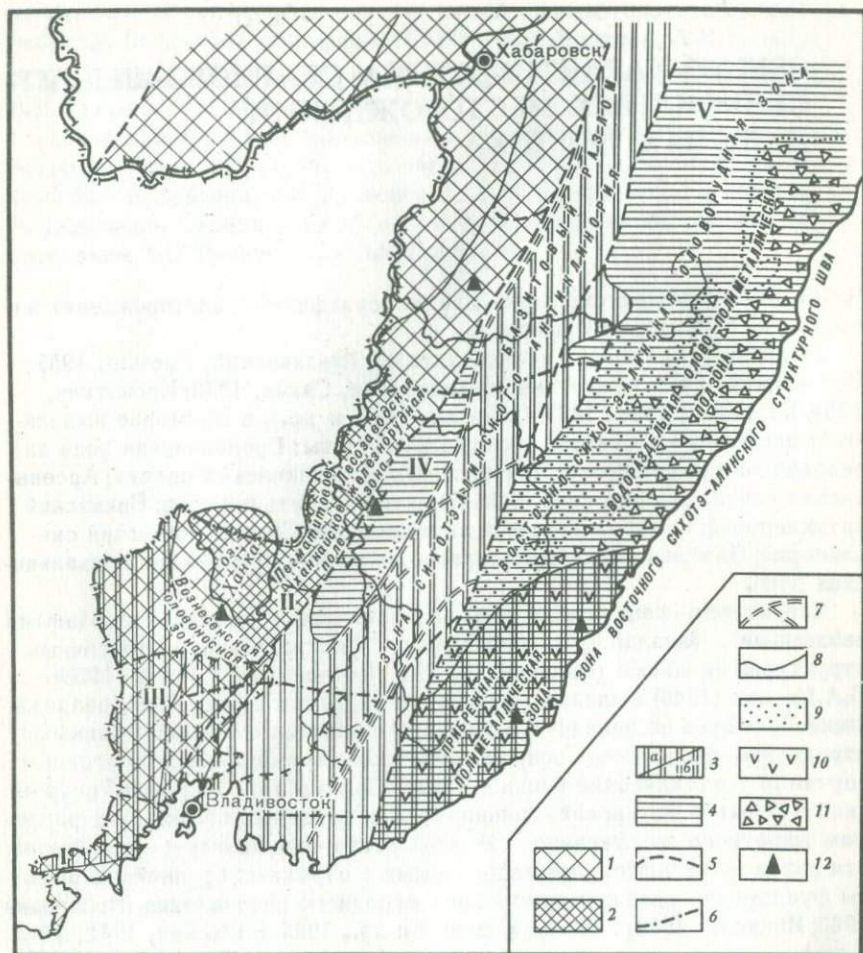


Рис. 1. Схема металлогенического районирования Приморья (по Е.А.Радкевич, 1963)

1 – выступ Китайской платформы; 2 – кристаллические массивы с минерализацией, связанной с древними комплексами (графит, слюда, алюминиевое сырье, железо) и наложенными эндогенными палеозойскими и мезозойскими месторождениями; 3: а – зоны с палеозойской и наложенной мезозойской минерализацией Sn; б – то же, перекрытые более молодыми отложениями; 4 – зоны мезозойской складчатости с меловой и третичной минерализацией (Sn, Pb, Zn); 5 – структурные швы; 6 – поперечные региональные разломы; 7 – базитовые разломы (Ni, Cr, асбест); 8 – границы металлогенических зон; 9 – оловоносные зоны; 10 – полиметаллические зоны; 11 – прибрежный вулканический пояс; 12 – скарновые шеелит-сульфидные и скарновые редкометаллополиметаллические месторождения

Скарново-шеелит-сульфидные месторождения представлены шеелит-апатит-колчеданным типом скарново-грейзеновой формации и шеелит-касситерит-полиметаллическим типом скарновой формации (Иванов, 1974). Оруденение шеелит-касситерит-полиметаллического типа не имеет промышленного значения. Типичным представителем его является Кимовское рудопроявление, пространственно приуроченное к субвулканическим телам фельзит-порфиоров, которые прорывают верхнетриасовую толщу алевролитов и песчаников с прослоями кремнистых сланцев и известняков. Скарново-рудные залежи имеют линзообразную форму. Они сложены пироксеновыми, пироксен-гранатовыми, пироксен-гранат-эпидотовыми эндо- и экзоскарнами, а также окварцованными калишпат-эпидотовыми околоскарновыми породами. На скарны наложены оловоносная грейзеновая и более поздняя шеелит-касситеритовая минерализация. Последняя сопровождалась образованием апоскарновых минералов (кварца, эпидота, хлорита, актинолита, флюорита, кальцита). Завершило рудный процесс существенно сульфидное оруденение (арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, пирит, пирротин). Рудные тела пересечены наиболее поздними малоомощными безрудными кварц-флюорит-кальцитовыми прожилками.

Некоторые черты сходства с месторождениями этой формации имеют скарново-редкометалльно-полиметаллические месторождения Западного вольфрамоносного пояса. Они встречаются в Ханкайской металлогенической зоне и в зоне Западного структурного шва (Иванов, Томашунас, 1963; Радкевич, 1958, 1960; Радкевич и др., 1962; Радкевич и др., 1966). Вольфрамовая минерализация здесь имеет уже подчиненное значение на фоне доминирующей оловянной и полиметаллической. В Ханкайской металлогенической зоне скарновые месторождения локализируются в пределах Вознесенского рудного узла. Они связаны с кислыми гранитными интрузиями среднепалеозойского вознесенского интрузивного комплекса (Руб, 1960), которые прорывают рифейские терригенно-карбонатные толщи. Здесь развиты скарново-касситеритовые (Благодатненское) и скарново-полиметаллические (Вознесенское) месторождения (Говоров, Благодарева, 1966; Благодарева, 1966, 1970). Для этих месторождений характерны сложный состав скарнов и руд, широкое развитие фторсодержащих минералов (везувиан, хондродит, флюорит, слюды), а также интенсивное проявление процесса кислотного выщелачивания, который сопровождался развитием в скарнах и мраморах апокарбонатных грейзенов слюдисто-флюоритового состава (Говоров, 1958, 1960, 1966₂). Главные рудные минералы представлены касситеритом, магнетитом, сфалеритом, галенитом, арсенопиритом, встречаются шеелит и вольфрамит. В зоне Западного структурного шва скарново-оловянно-полиметаллические месторождения приурочены к активизированным участкам Ханкайского кристаллического массива на границе его с Арсеньевской синклинальной зоной. Они связаны с аляскиотовыми гранитами юрско-нижнемелового возраста (Никифорова, Степанов, 1970). В отличие от месторождений Вознесенского рудного узла, здесь в основном проявилась полиметаллическая минерализация, а касситерит и шеелит присутствуют в подчиненных количествах во флюорит-везувиан-магнетитовых рудах, близких по составу к апокарбонатным и апоскар-

новым грейzenам. Ведущие рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом, магнетитом и касситеритом (Степанов, 1966₁, 1966₂, 1968).

Шеелит-апатит-колчеданный тип представлен месторождениями Лермонтовским и Восток-2. Лермонтовское скарново-шеелит-сульфидное месторождение расположено в Бикинской структурно-формационной зоне, где широким распространением пользуются пермские песчано-алевролито-кремнистые отложения с прослоями известняков. Интрузивные образования представлены юрско-раннемеловыми интрузиями биотитовых гранодиоритов, в контактовой зоне которых размещаются крутопадающие жилообразные скарново-рудные тела (Иванов, 1974). Они сложены пироксен-гранатовыми, пироксен-плагиоклазовыми, пироксен-гранат-везувиановыми и волластонитовыми экзо- и эндоскарнами. Основная рудная минерализация проявилась в более позднюю кварц-шеелит-грейзеновую и шеелит-сульфидную стадии, которые сопровождались гистерогенным разложением скарновых минералов и образованием мусковита, биотита, актинолита, апатита, хлорита, кварца, шеелита, халькопирита, арсенопирита и пирротина.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИИ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК-2

СТРАТИГРАФИЯ

Месторождение расположено в зоне сочленения Главного антиклинория и Главного синклинория Сихотэ—Алиня, разделенных Центральным структурным швом. В геологическом строении района (рис. 2) принимают участие осадочные и вулканогенные отложения пермского, триасового (?), юрского, мелового и палеогенового возраста, а также современные рыхлые отложения. Учитывая, что разрезы вулканогенно-осадочных пород в Главном антиклинории и Главном синклинории значительно различаются между собой, целесообразно их описывать отдельно.

Палеозойские образования представлены породами ниже- и верхнепермского возраста. В Главном антиклинории пермские отложения развиты вблизи Центрального структурного шва, где они слагают среди мезозойских толщ узкие протяженные блоки. Очень широко они распространены к западу от описываемой площади. Пермские отложения расчленены на две свиты: нижнепермскую — себучарскую и верхнепермскую — извилинскую.

Себучарская свита сложена песчаниками, алевролитами, кремнями, гравелитами, порфиритами, фельзитами, спилитами. Среди этих пород в верхах разреза присутствуют линзы известняков с остатками фораминифер, возраст которых определен А.П.Никитиной как верхнепалеозойский. Мощность свиты — 1200 м.

Отложения извилинской свиты отмечены только вдоль западной окраины Биссерского массива гранитов, где они залегают на размытой поверхности себучарской свиты. Свита сложена песчаниками, алевролитами, туфами кислого и среднего состава, конгломератами, гравелитами, известняками. Известняки содержат фауну фораминифер верхнепермского возраста (по определению М.А.Сосниной). В песчаниках найдены отпечатки мшанок, возраст которых определен А.В.Киселевой как верхнепалеозойский. Мощность свиты — 200 м.

В Главном синклинории Сихотэ—Алиня развиты только верхнепермские отложения дальнинской толщи мощностью 1700—2700 м. Они распространены вблизи зоны Центрального структурного шва. Дальнинская толща сложена песчаниками, алевролитами, кремнями, спилитами, туфами, порфиритами и известняками. Известняки в низах разреза толщи образуют пласт мощностью 250 м и содержат остатки криноидей. В верхней части дальнинской толщи встречаются пласты известняков мощностью 40—60 м, в которых найдена фауна верхнепермских брахиопид (по определению Б.К.Лихарева и Г.В.Котляр).

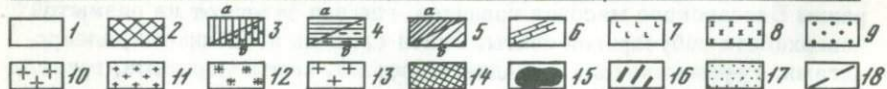
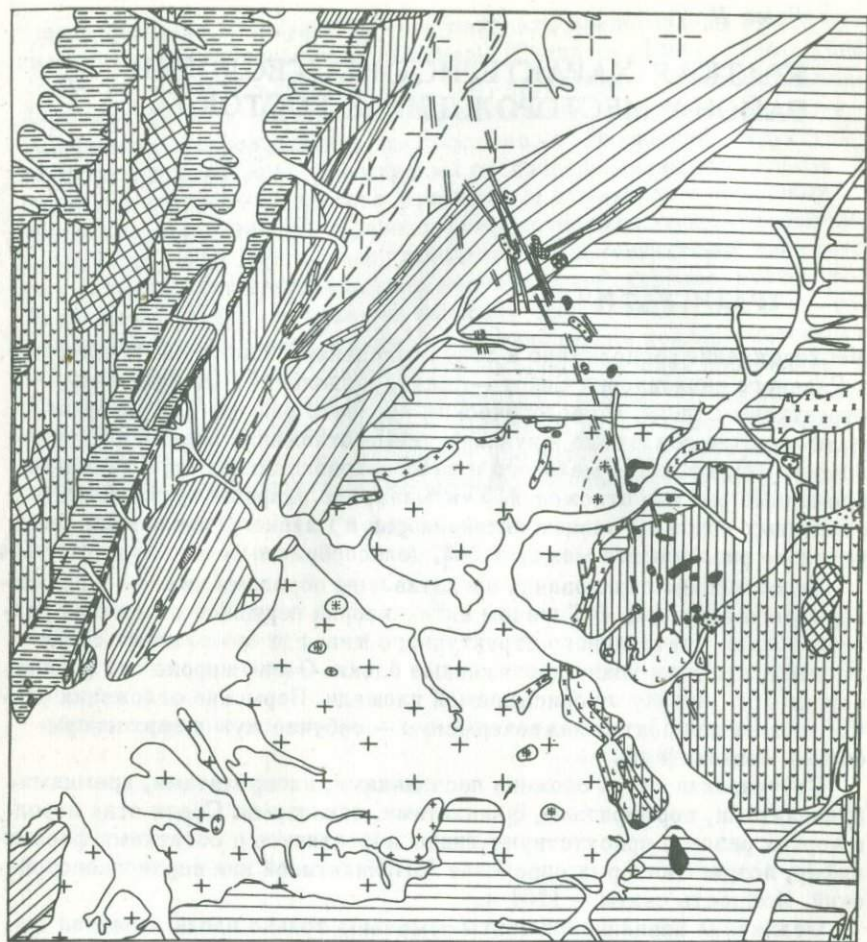


Рис. 2. Геологическая карта района месторождения Восток-2 (по В.А. Никогосяну и др., 1965)

1 – современные речные отложения; 2 – палеогеновые андезитобазальты; 3 – верхнемеловые эффузивные (а) и нижнемеловые терригенно-осадочные породы (б); 4 – юрские (а) и нерасчлененные триасово-юрские (б) осадочно-вулканогенные породы; 5 – верхнепермские (а) и нижнепермские (б) отложения; 6 – горизонты известняков; 7 – гранодиориты Западного штока; 8 – гранит-порфиры участка ключа Хвойного; 9 – мелкие штоки гранит-порфиров; 10 – биотитовые граниты Бисерского массива; 11 – мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты Дальнинского массива; 12 – крупнозернистые биотитовые граниты Дальнинского массива; 13 – гранодиориты Дальнинского массива; 14 – пла-

Мезозойские образования представлены породами триасового (?), юрского и мелового возраста. В Главном антиклинории развиты юрские и меловые породы, заполняющие крупную седловатую впадину среди палеозойских отложений. Нижняя часть разреза — породы триасовой системы — здесь отсутствуют. Юрские породы залегают на палеозойских с резким несогласием. Они слагают узкие протяженные полосы северо-восточного простирания, представляющие собой, вероятно, ядра антиклиналей. В составе юрских отложений преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты, спилиты, кварцевые порфиры, дациты, порфириты, туфобрекчии и конгломераты. Возраст этих образований определен условно на основании находок фауны мезозойских пелеципод и гастропод и несогласного перекрывания их валанжинскими отложениями. Мощность юрских отложений достигает 2500 м.

Меловые отложения относятся к валанжинскому и сенонскому ярусам. Валанжинские толщи мощностью 500 м узкой полосой протягиваются вдоль зоны Центрального структурного шва, где они с резким несогласием перекрывают юрские и палеозойские толщи. В их составе преобладают конгломераты и гравелиты, содержащие фауну ауцелл. Реже встречаются песчаники, алевролиты, фельзиты и их туфы. Сенонские отложения слагают полосу северо-восточного простирания в западной части района и с несогласием залегают на юрских породах. В их составе присутствуют туфы, туфолавы андезитовых порфиритов, лавобрекчии, андезитовые порфириты. Мощность сенонских отложений 900 м.

В Главном синклинории Сихотэ-Алиня среди мезозойских отложений выделены условно триасовые и юрские породы, согласно залегающие на верхнепермских образованиях. Они представлены песчаниками, сланцами, алевролитами и кремнями. Мощность триасовых и юрских отложений, достигающая в районе 2500 м, постепенно возрастает в направлении осевой части синклинория. Область их развития выделялась раньше как Переходная зона, разграничивающая зоны Главного синклинория и Главного антиклинория (Изох и др., 1957).

На триасовых и юрских породах залегают терригенно-осадочные отложения валанжинского яруса нижнего мела, представленные конгломератами, песчаниками, сланцами и алевролитами. Выше залегают верхнемеловые вулканогенные породы, среди которых выделяются сенонские фельзиты, туфы, туфолавы, дацитовые порфириты и датские андезитовые порфириты, лавобрекчии и туфы среднего состава. Мощность нижнемеловых пород — 1300 м, верхнемеловых — 2000 м.

Кайнозойские отложения встречаются в западной и восточной частях района в виде покровов андезито-базальтов палеогенового возраста. Они образуют полосы северо-восточного простирания среди верхнеме-

Окончание подписи к рис. 2.

гиогранит-гранодиориты месторождения Восток-2; 15 — мелкие штоки гранодиоритов; 16 — дайки диоритовых и диабазовых порфиритов, спесартитов и др.; 17 — штоки габброидов, диоритов и гранодиоритов зоны Центрального структурного шва; 18 — тектонические нарушения зоны Центрального структурного шва

Таблица 1

Химический состав и числовая характеристика лейцитового базальта

Компоненты	Вес. %	Числовая характеристика	Компоненты	Вес. %	Числовая характеристика
SiO ₂	45,35	a = 12,0	MgO	11,85	c' = 21,0
TiO ₂	3,44	c = 1,1	CaO	7,98	n = 70,0
Al ₂ O ₃	11,71	b = 37,5	Na ₂ O	4,25	t = 5,4
Fe ₂ O ₃	2,87	s = 49,4	K ₂ O	2,71	φ = 6,0
FeO	10,45	f = 31,0	H ₂ O	0,41	Q = 26,3
MnO	0,41	m' = 48,0	П.п.п.	1,14	a/c = 1,09
			Сумма	99,57	

Анализик Т.П. Шпак, ДВГИ.

ловых эффузивов. Мощность отложений — 100 м. Небольшой некк лейцитовых базальтоидов, детально изученный Е.П. Денисовым (1968), находится в зоне Центрального структурного шва. Базальты содержат большое количество ксенолитов аргиллитов, щелочных эгириновых гранитов, габбро, кварцитов и перидотитов. По химическому составу эти породы близки к лейцитосодержащим базальтоидам Сихотэ—Алиня (Гапеева, 1960; Октябрьский, 1959). Химический состав лейцитового базальтоида приводится в табл. 1.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивные породы на территории района занимают около 40% площади и представлены гранитоидами пермского (?), юрского (?), мелового и палеогенового возраста.

Пермские и юрские интрузивные породы слагают мелкие штокообразные тела и дайки в зоне Центрального структурного шва. Они представлены габброидами, диоритами и гранодиоритами. Возраст их определен условно по наличию гальки сходных с ними пород в валанжинских конгломератах. В районе широко распространены гранитоиды мелового и палеогенового возраста. Они представлены крупными массивами бисерских биотитовых гранитов и дальнинских биотит—роговообманковых гранодиоритов, дайкообразным телом гранит—порфиров ключа Хвойного и штоком плагиогранит—гранодиоритов месторождения Восток—2, а также мелкими штоками и дайками диоритовых и диабазовых порфи-

ритов, гранодиоритов и гранит-порфириров, располагающимися в пределах полосы северо-западного простирания.

Дальнинский массив площадью около 83 км² расположен в южной части района. В плане он имеет извилистые неровные границы и несколько напоминает по форме разносторонний треугольник. Западная его граница вытянута в северо-восточном направлении, восточная — в меридиональном, а южная — в широтном. Контакты массива в общем согласны с простиранием вмещающих его пермских, триасовых, юрских и меловых пород. Углы падения контактов пологие.

Массив сложен в основном крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами, содержащими шпильки кварцевых диоритов и прорванными крупно- и мелкозернистыми биотитовыми и лейкократовыми гранитами. Биотитовые граниты встречаются в северо-восточной части массива, где они слагают небольшое штокообразное тело, вытянутое в северо-западном направлении. Небольшие штоки этих гранитов встречаются и в центральной части массива. Мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты в виде жилообразных и штокообразных тел тяготеют в основном к эндоконтактам массива, но также встречаются и в центральной его части. Вмещающие породы в контактовом ореоле массива метаморфизованы и превращены в биотитовые и биотит-кордиеритовые роговики, а непосредственно вблизи массива интенсивно окварцованы.

Бисерский массив расположен в северной части района. В плане он имеет форму клина, расширяющегося к северо-востоку. Восточный его контакт имеет восток-северо-восточное простирание и в основном прямолинейные, иногда заливообразные, границы, осложненные апофизами во вмещающие породы. Углы падения контакта крутые, близкие к вертикальным. Западный контакт массива тектонический и имеет северо-восточное простирание. Такая форма массива обусловлена его приуроченностью к пересечению разломов зоны Центрального структурного шва.

Массив сложен крупно- и мелкозернистыми биотитовыми и лейкократовыми гранитами, биотит-роговообманковыми гранитами, плагиогранитами и редко аляскитами. Между этими фаціальными разностями гранитов устанавливаются постепенные переходы. Вероятно, такой переменный состав гранитоидов обусловлен процессами ассимиляции известняков, прорванных этой интрузией. Среди бисерских гранитов встречаются дайки лейкократовых гранитов, аплитов, пегматитов, сиенитов, гранит-порфириров, фельзитов, спессартитов, диабазовых порфириров и др.

Вмещающие породы на контакте с гранитами Бисерского массива превращены в биотитовые, биотит-кордиеритовые и биотит-кордиерит-андалузитовые роговики. На контакте с известняками возникают скарны, сложенные геденбергитом, гроссуляром, волластонитом, плагиоклазом и ортоклазом.

Гранит-порфиры ключа Хвойного размещаются в западной части района, где они слагают крупное дайкообразное тело небольшой мощности, приуроченное к дуговому разлому. Это интрузивное тело полукольцом опоясывает поле меловых эффузивов. Контакты его

прямолинейные и крутые, почти вертикальные. Гранит-порфиры на отдельных участках постепенно переходят в кварцевые порфиры и фельзиты. Вероятно, эти породы являются субвулканическими телами, близкими по времени внедрения эффузивам верхнего мела.

Шток плагиогранит-гранодиоритов месторождения Восток-2 размером $400 \times 130 \text{ м}^2$ располагается в центральной части района между Дальнинским и Бисерским массивами. В плане он имеет удлиненную в северо-западном направлении форму, осложненную мало-мощными (от нескольких сантиметров до 20 м) апофизами северо-восточного простирания с крутым, почти вертикальным падением к северо-западу. Кровля массива погружается на север. Контакты его с вмещающими породами неровные, имеют крутое падение. Шток сложен гранодиоритами и плагиогранитами, между которыми устанавливаются постепенные переходы. Плагиограниты встречаются главным образом в северо-восточной части штока. В его центральной части вскрывается взрывчатая брекчия гранодиорит-порфиров с многочисленными обломками различных пород: плагиогранитов, гранодиоритов, биотитовых роговиков, кварцитов, скарнов. Брекчия слагает трубообразное тело, выклинивающееся на глубине. Шток плагиогранит-гранодиоритов прорывается дайками диоритовых и пироксен-плагиоклазовых порфиров мощностью 2-15 м. Вмещающие породы вблизи штока метаморфизованы и превращены в биотитовые роговики и кварциты, известняки мраморизованы. Среди этих пород располагаются скарново-рудные залежи.

Мелкие штоки и дайки распространены в пределах полосы северо-западного простирания. Штоки сложены гранит-порфирами и гранодиоритами, дайки - диоритовыми и диабазовыми порфиритами, спессартидами, фельзитами и кварцевыми порфирами. Дайки образуют протяженные (до 3 км) крутопадающие жилообразные тела преимущественно северо-западного простирания и занимают секущее положение по отношению к складчатым структурам района. Реже встречаются дайки северо-восточного и близмеридионального простирания. Мощность этих интрузивных тел - от 1 до 20 м. Возрастные взаимоотношения дайковых пород в районе окончательно не выяснены.

ТЕКТОНИКА

Район месторождения Восток-2 расположен на участке пересечения зоны Центрального структурного шва с субширотной зоной разломов, где в пределах Главного синклиория выделяется горстообразно приподнятый блок широтного простирания (Радкевич, 1958; Размахин, 1959; Бурдэ, Мостовой, 1965; Изох и др., 1967). Крупные региональные разрывные разрушения, в участке скрещения которых располагается описываемый район, отражают неоднородности в строении фундамента земной коры и, вероятно, были заложены еще в геосинклинальный этап развития региона.

В истории тектонического развития района проявились две фазы складчатости (мезозойская и верхнемеловая-палеогеновая), которым соответствуют два структурных этажа. Нижний структурный этаж сло-

жен интенсивно дислоцированными терригенно-осадочными отложениями пермского, триасового, юрского и нижнемелового возраста, верхний — пологозалегающими вулканогенными толщами верхнемелового-палеогенового возраста. Особенности строения нижнего структурного этажа в различных структурно-фациальных зонах района принципиально различаются.

В Главном антиклинории нижний структурный этаж отчетливо подразделяется на два подэтажа: палеозойский и мезозойский. Палеозойские отложения смяты в очень крутые, часто опрокинутые складки северо-восточного простирания. Мезозойские (юрские) породы смяты в более простые складки северо-восточного простирания, а вышележащие отложения валанжинского яруса — в крутые, возможно, опрокинутые складки северо-восточного простирания, выполняющие узкие грабены вдоль Центрального структурного шва.

В Главном синклинии породы нижнего структурного этажа слагают юго-восточное крыло крупной антиклинальной складки северо-восточного простирания. Складка опрокинута на северо-запад, углы падения ее крыльев составляют 60–70°. На востоке антиклиналь сменяется синклиналью, ядро которой выполнено валанжинскими отложениями, а крылья — юрскими. В южной части района выделяется антиклинальная складка субширотного простирания, в ядре которой залегают триасовые отложения, а на крыльях — юрские.

Отложения верхнего структурного этажа, представленного вулканогенными образованиями верхнемелового и палеогенового возраста, смяты в пологие, часто куполовидные складки северо-восточного простирания. Углы падения крыльев складок пологие, до 30°.

В районе установлены крупные разломы северо-восточного, субширотного, северо-западного и близмеридионального направлений. К северо-восточным нарушениям относится Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов. Он представляет собой мощную зону сближенных разрывов, разделяющую области развития палеозойских отложений антиклинории и мезозойских — синклинии. Вдоль этой зоны расположены узкие протяженные блоки юрских, меловых и палеогеновых отложений и многочисленные интрузивные массивы. Более мелкие разломы второго порядка оперяют структурный шов и часто приурочены к осевым частям антиклиналей.

Разломы северо-западного простирания представлены зонами повышенной трещиноватости, к которым приурочены пояса малых интрузий и даек различного состава. На пересечении этих разломов с северо-восточными нарушениями Центрального структурного шва локализуются скарново-рудные тела месторождения Восток-2, что подчеркивалось многими исследователями (Волярович, 1940; Радкевич, 1958; Изох и др., 1967; Павлов, 1964). По представлениям Е.А.Радкевич, разломы северо-западного простирания являются отражением расколов фундамента.

Разломы широтного направления ограничивают блоки палеозойских пород, частично определяя конфигурацию интрузивов. Реже к этим нарушениям приурочены дайки различного состава. Наличие широтных нарушений подчеркивается элементами геоморфологии, например, ши-

ротным простираием долин рек и ручьев. Влиянием этих нарушений можно объяснить появление на юге района крупных антиклинальных складок субширотного простираия. Вероятно, эти разломы входят в систему нарушений Синкайского широтного шва, ограничивающего с севера Ханкайский и Кентейский кристаллические массивы (Смирнов, 1963).

Меридиональные нарушения на описываемой территории контролируют распространение даек различного состава. Реже они проявляются во флексуобразных изгибах осей складок или в субмеридиональном направлении речных долин.

Крупные разрывные нарушения сопровождаются системами более мелких трещин перечисленных выше четырех направлений.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ И ЖИЛЬНЫХ ПОРОД РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК-2

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

ДАЛЬНИНСКИЙ МАССИВ

Массив сложен биотит-роговообманковыми гранодиоритами, содержащими шлировые выделения кварцевых диоритов, и более поздними крупнозернистыми биотитовыми и мелкозернистыми биотитовыми и лейкократовыми гранитами, прорывающими гранодиориты.

Биотит-роговообманковые гранодиориты слагают основную часть массива. Это крупнозернистые серые породы массивной текстуры, содержащие небольшое количество кварца. Они характеризуются монотонной (табл. I, 1)¹, реже гранитовой структурой и сложены плагиоклазом, кварцем, калиево-натриевым полевым шпатом, биотитом и роговой обманкой. Количественные соотношения между этими минералами приведены в табл. 2. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом, редко встречаются сфен и ортит.

Плагиоклаз является преобладающим минералом и образует крупные (5–6 мм) таблитчатые кристаллы зонального строения. Центральная их часть представлена лабрадором № 50–55 и, как правило, серицитизирована, а узкая периферическая – олигоклазом № 15–20. В зернах плагиоклаза встречаются пойкилитовые вростки роговой обманки и биотита, причем роговая обманка располагается в центральной части зерен, а биотит – в периферической. Плагиоклаз идиоморфен по отношению ко всем минералам. На контакте с калишпатом в нем нередко развиваются мелкие зерна кварца и альбита, иногда приобретающие вид мирмекитовых сростаний.

Калиево-натриевый полевой шпат обычно присутствует в подчиненном к плагиоклазу количестве. Он образует неправильной формы зерна, резко ксеноморфные по отношению к плагиоклазу, и содержит пойкилитовые вростки роговой обманки и биотита. Нередко мелкие корродированные зерна плагиоклаза среди калишпата альбитизированы или нацело замещены мирмекитом. Аналогичный процесс описан Н.Я. Некрасовым (1966) для гранитоидов Северо-Востока. По отношению к кварцу калишпат ксеноморфен и развивается в интерстициях его зерен. В окварцованных участках гранодиоритов калишпат замещается мелкозернистыми кварцем и альбитом. Последний развивается в виде прожилков как на границе зерен калишпата, так и на контакте его с плагиокла-

¹ См. табл. I–VI в конце книги.

Таблица 2

Количественно-минералогический состав (в объемн.%) гранитоидов Дальнинского массива

Номер образца	Порода	Кварц	Плагиоклаз	Калиево-натриевый полевой шпат	Биотит	Роговая обманка
С-119-о	Гранодиорит	19,0	37,8	34,0	4,6	4,6
С-201-д		24,4	34,8	27,8	6,9	5,4
С-201-г		13,0	43,5	19,6	15,2	8,7
С-201-р		12,8	59,4	12,9	5,0	9,9
С-201-л/9		31,8	42,0	11,9	10,3	4,0
С-201-л/10		20,5	46,6	19,6	4,7	8,6
С-201-л		24,6	34,0	34,0	5,1	2,3
Среднее		19,4	44,0	22,8	7,4	6,2
С-201-а	Крупнозернистый биотитовый гранит	38,1	25,7	34,4	2,8	-
С-201-б		27,0	31,0	34,0	8,0	-
С-201-н-1	Мелкозернистый биотитовый гранит	36,2	20,2	40,3	3,3	-
С-201-в	Кварцевый диорит	13,6	32,0	27,0	13,7	13,7
С-119-о/2		4,4	41,2	10,0	12,2	22,2
С-201-л/4		10,1	50,0	1,3	26,6	17,5

Примечание. В шлифе С-119-о/2 присутствует 10% пироксена.

зом. В калишпате местами встречаются тонкие жилки пертитов замещения. Калиево-натриевый полевой шпат представлен преимущественно микроклином, ортоклаз встречается реже. Очень редко калиево-натриевый полевой шпат образует мелкие антипертитовые вроски в плагиоклазе.

Кварц встречается в виде зерен неправильной формы, реже в виде хорошо ограненных кристаллов размером до 3 мм. В зонах окварцевания встречается кварц второй генерации, образующий крупные (до 7 мм) неправильные зерна с зазубренными краями. Этот кварц замещает все минералы гранодиоритов, ассоциирующий с кварцем калишпат альбитизирован.

Биотит встречается в виде идиоморфных пластинчатых кристаллов размером до 5 мм, плеохроирующих от слабо-коричневого цвета по N_p до красновато-коричневого по N_g . Он часто образует скопления совместно с роговой обманкой. Биотит идиоморфен по отношению к кварцу и калишпату; он образует пойкилитовые вростки в плагиоклазе и замещает роговую обманку. Показатель преломления биотита изменяется в небольших пределах: $N_m = 1,657 - 1,665 + 0,002$, общая железистость составляет 50,9–55,5%; глиноземистость – 16,7–19,7%. Роговая обманка образует удлиненные призматические зерна зеленоватого цвета с заметным плеохроизмом; оптические свойства: $c N_g = 14 - 16$; $2V_{Np} = 65 - 70^\circ$. Она замещается биотитом, кварцем и калишпатом.

Акцессорные минералы (апатит, циркон, сфен) встречаются в виде мелких идиоморфных кристалликов и обычно тяготеют к биотиту и роговой обманке.

Крупнозернистые биотитовые граниты имеют светло-серый цвет, массивную текстуру и гипидиоморфнозернистую структуру. Минеральный состав характеризуется почти равными отношениями плагиоклаза, кварца и калишпата и незначительным количеством биотита (см. табл. 2). Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом. Плагиоклаз является самым ранним минералом и образует крупные (до 5 мм) идиоморфные призматические зерна, часто зональные. Центральная часть его зерен сложена андезином № 35 и обычно серицитизирована, периферия – олигоклазом № 15–20. На контакте с калиево-натриевым полевым шпатом возникают мирмекитовые оторочки или каемки мелкозернистого альбита.

Зерна калиево-натриевого полевого шпата имеют широкотаблитчатую форму и достигают размера 5 мм. Обычно он идиоморфнее кварца и содержит пойкилитовые вростки плагиоклаза и редко – биотита. В ортоклазе постоянно встречаются лентообразные и линзообразные пертиты замещения, а по спайности, двойниковым швам и границам зерен местами развиваются прожилки мелкозернистого альбита в ассоциации с кварцем.

Кварц образует крупные изометрические зерна, содержащие пойкилитовые вростки плагиоклаза и ортоклаза, или заполняет интерстиции между зернами этих минералов. Иногда он перекристаллизован. Редко встречаются мелкие зерна кварца более поздней генераций, ассоциирующие с мелкозернистым альбитом.

Биотит встречается в виде пластинчатых зерен размером до 5 мм. Он плеохроирует от соломенно-желтого цвета по N_p до темно-коричневого по N_g . Выделялся биотит, вероятно, в течение продолжительного времени. Так, он образует пойкилитовые вростки в плагиоклазе, некоторые его зерна ксеноморфны по отношению к ортоклазу и замещают его по трещинкам спайности, и, наконец, встречается очень мелкозернистый биотит, замещающий кварц и образующий мелкие бахромчатые выделения по периферии крупных пластинок раннего биотита. Биотит имеет высокий показатель преломления $N_m = 1,676$. Общая железистость составляет 78,2%, глиноземистость – 21,1%.

Мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты имеют светло-серый цвет и мелкозернистую текстуру. Они сложены калиевым по-

левым шпатом (40–50%), плагиоклазом (от № 16–18 до № 30) в ядрах зональных кристаллов (15–20%), кварцем (30–35%) и биотитом (1–3%) коричневого цвета; плеохроируют от темно-коричневого по *Ng* до светло-коричневого по *Np*. Структура породы гипидиоморфнозернистая, иногда микропегматитовая.

Кварцевые диориты образуют шпирты в гранодиоритах и представляют собой темно-серые среднезернистые породы, обогащенные темноцветными минералами. Они характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой и сложены преимущественно основным плагиоклазом (32–50%), биотитом (12–27%) и роговой обманкой (14–22%). В меньших количествах встречаются пироксен (до 10%), кварц (4–14%) и калишпат (2–25%).

Плагиоклаз образует короткопризматические зональные кристаллы размером до 5–10 мм. Центральная часть зерен представлена битовнитом № 86, краевая — олигоклазом № 15–20. Центральная часть зерен часто серицитизирована.

Роговая обманка встречается в виде удлиненных кристалликов зеленоватого цвета, нередко аллотриоморфных по отношению к плагиоклазу. Замещает пироксен, встречается в виде пойкилитовых вростков в калишпате и замещается биотитом. Оптические свойства: $c Ng = 16^\circ$, $2V_{Ne} = 72^\circ$. Пироксен отмечается в виде крупных (до 8 мм) коротко-столбчатых зерен и замещается роговой обманкой, реже биотитом.

Биотит встречается в виде пластинчатых зерен, плеохроирующих от светло-желтовато-коричневого цвета по *Np* до коричневого по *Ng*. Он идиоморфен калишпату и кварцу, но ксеноморфен по отношению к плагиоклазу.

Калиево-натриевый полевой шпат образует крупные ойкокристаллы. Он выделяется одним из последних и содержит пойкилитовые вростки плагиоклаза и темноцветных. На границе с плагиоклазом в нем образуются мирмекитовые вростки.

Кварц в виде крупных (до 5 мм) ксеноморфных зерен замещает все минералы. Иногда он идиоморфнее калишпата, который развивается по границе зерен кварца.

БИСЕРСКИЙ МАССИВ

Массив сложен крупнозернистыми порфиридовидными биотитовыми гранитами, мелкозернистыми биотитовыми гранитами, лейкократовыми гранитами, биотит-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами, плагиогранитами и редко аляскитами. Между этими разновидностями пород, по данным В.А.Никогосяна и Р.Г.Швальбойма, устанавливаются постепенные переходы.

Граниты имеют светло-серый цвет и среднезернистую или порфировую структуру. Порфиновые вкрапленники представлены крупными (до 3 мм) кристаллами плагиоклаза. Под микроскопом устанавливается близость петрографического состава всех выделенных разновидностей. Они имеют графическую (табл. 1, 2) или гипидиоморфнозернистую структуру. О колебаниях в составе гранитов можно судить по данным подсчета количественно-минералогического состава (табл. 3).

Таблица 3

Количественно-минералогический состав (в объемн. %) гранитоидов
Бисерского массива

Номер образца	Порода	Кварц	Плагио- оклаз	Калие- во-нат- риевый полевой шпат	Биотит	Рого- вая об- манка
С-256 м/2	Биотитовый гранит	38,7	33,5	21,3	6,5	-
С-256 м/1		27,8	31,8	35,7	4,7	-
С-257-в		31,6	28,6	30,1	7,5	2,2
С-193-о	Биотит- роговооб- манковый гранит	32,1	25,4	34,0	1,7	6,8
С-292-в	Биотитовый гранит	37,0	22,6	31,2	6,2	3,0
С-292-е	Гранодиорит	23,0	41,6	27,1	8,3	-
С-292-д		16,3	61,2	16,3	6,2	-

Плагиоклаз образует крупные таблитчатые кристаллы размером от 4 мм до 20–30 мм. Он имеет зональное строение. Центральная часть минерала сложена андезином № 30–37, периферическая – олигоклазом № 15–20. Для плагиоклаза характерно присутствие антипертитов и пойкилитовых включений мелких чешуек биотита. Центральная часть зерен мееитами замещается серицитом и карбонатом, а также тонкими жилками вторичного альбита. Узкая полоска альбита наблюдается на контакте плагиоклаза с калишпатом. Контакт с кварцем четкий, периферическая часть некоторых кристаллов плагиоклаза пронизана мелкими изометричными зернами кварца.

Кварц встречается в виде крупных (до 10 мм) изометричных зерен, на периферии которых развиты графические сростания с калишпатом. Отмечены редкие мелкие изометричные зерна, пронизывающие внешние зоны кристаллов плагиоклаза. Иногда наблюдаются перекристаллизованные зерна кварца с характерным мелкозернистым строением и зазубренным характером контактов.

Калиево-натриевый полевой шпат образует крупные (до 4 мм) широкотаблитчатые или неправильной формы зерна, но чаще находится в графических сростаниях с кварцем. Он представлен ортоклазом. В ортоклазе присутствуют пертитовые вроски кварца в виде струйчатых образований, а на контакте с плагиоклазом часто возникает узкая каемка альбита.

Биотит в породе обычно присутствует в виде крупных (до 3 мм) зерен или их скоплений, а также в виде мелких (0,3 мм) идиоморфных кристалликов, образующих пойкилитовые вроски в плагиоклазе. Круп-

ные зерна биотита ксеноморфны по отношению к плагиоклазу и кварцу. Иногда биотит выполняет также трещинки, секущие калишпат. Биотит плеохроирует от светло-коричневого по N_p до темно-коричневого по N_g . Показатели преломления колеблются в пределах $N_m=1,670-1,675$. Общая железистость составляет 63,9–65,5%, глиноземистость – 19,3–22,4%. В зонах окварцевания биотит замещается ярко-зеленым хлоритом и сфеном.

Роговая обманка отмечается в породах контактовой зоны Бисерского массива. Она образует удлиненные призматические кристаллы зеленого цвета с заметным плеохроизмом. Обычно зерна роговой обманки ксеноморфнее кварца и калишпата. Оптические свойства: $cN_g=14-16^\circ$, $2V_{N_p} = 65-68^\circ$.

Акцессорные минералы представлены апатитом, ортитом и цирконом, образующими мелкие (до 0,5 мм) идиоморфные кристаллики, рассеянные в породе.

МАССИВ КЛЮЧА ХВОЙНОГО

Гранит-порфиры представляют собой среднезернистые порфировидные породы серого цвета. Порфировые выделения представлены кварцем, плагиоклазом и биотитом. Породы имеют порфировую структуру с микрогранитовой структурой основной массы. Вкрапленники составляют 25–40% и представлены плагиоклазом, кварцем, биотитом и очень редко калишпатом. Количественно-минералогический состав гранит-порфиров приведен в табл. 4.

Плагиоклаз образует крупные (до 10 мм) широкопластинчатые кристаллы зонального строения. Центральные части кристаллов представлены андезином № 40–50, а в редких случаях даже битовнитом № 80, периферические части – олигоклазом № 15–20. Центральные части зерен, сложенные основным плагиоклазом (лабрадором и битовнитом), очень резко отделяются от краевых частей кристалла и нередко замещаются серицитом, эпидотом и пренитом. Кристаллы плагиоклаза часто собраны в пучкообразные скопления. Плагиоклаз замещается минералами основной массы, и поэтому краевые части кристаллов имеют не-

Таблица 4

Количественно-минералогический состав (в объемн. %) гранит-порфиров ключа Хвойного

Основная масса	Вкрапленники	Минералогический состав вкрапленников		
		кварц	плагиоклаз	биотит
75,0	25,0	0,6	16,2	8,2
61,0	39,0	9,3	25,0	4,7
64,0	36,0	3,3	23,7	8,5
61,0	39,0	10,0	22,6	6,4
69,0	31,0	2,0	19,0	10,0

ровные очертания. В участках, где развиты хлорит, кварц и эпидот, плагиоклаз альбитизируется.

Кварц встречается в виде крупных изометричных зерен размером до 8 мм, нередко собранных, как и плагиоклаз, в пучкообразные скопления. Кварц ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и биотиту. Он замещается минералами основной массы, образующей заливы и жилки в зернах кварца.

Биотит образует крупные пластинки (2–3 мм), плеохроирующие от светло-зеленовато-коричневого цвета по *Np* до темно-коричневого, почти черного по *Ng*. Биотит ксеноморфнее плагиоклаза и идиоморфнее кварца. На контакте с основной массой зерна биотита имеют неровные бахромчатые края. Иногда пластинки биотита деформированы и даже разорваны, а промежутки выполнены основной массой.

В породе встречается и вторая разновидность биотита в виде скоплений мелких чешуйчатых зерен, обуславливающих появление гломеровой структуры. Иногда мелкочешуйчатый биотит имеет зеленоватый оттенок. Этот биотит замещает как крупночешуйчатый биотит, так и минералы основной массы, нередко располагаясь в их интерстициях. В мелкочешуйчатом биотите часто отмечается вкрапленность апатита. Биотит обычно замещается темно-зеленым, интенсивно плеохроирующим хлоритом и желто-зеленым эпидотом, нередко образующим по биотиту полные псевдоморфозы.

Иногда в породе встречаются участки, сложенные хлоритом, эпидотом, актинолитом, рудным минералом и биотитом. Биотит в этих скоплениях обрастает рудный минерал и в свою очередь замещается всеми остальными минералами.

Показатель преломления биотита: $N_m = 1,668 - 1,670$. Общая железистость составляет 65,9–71,8%, глиноземистость – 20,3–21,4%.

Основная масса породы, как отмечалось выше, имеет мелкозернистую гранитную структуру. Среди минералов основной массы преобладают калишпат и кварц, в меньших количествах присутствуют плагиоклаз и биотит.

Калишпат образует мелкие (0,3 мм) таблитчатые кристаллы, иногда ксеноморфные по отношению к кварцу, и представлен ортоклазом. Перитовых вростков в нем не обнаружено. Кварц встречается в виде изометричных зерен, нередко более идиоморфных, чем калишпат. Плагиоклаз образует мелкие призматические кристаллики, часто зональные: периферическая зона сложена олигоклазом № 15–20, центральная – андезином № 30. Биотит образует мелкие чешуйки, нередко ксеноморфные по отношению ко всем минералам. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом и тяготеют к гломеровым скоплениям позднего биотита.

ИНТРУЗИВНЫЙ ШТОК МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК-2

Шток имеет неоднородное строение: юго-восточная, примыкающая к рудным телам часть его сложена плагиогранитами, а северо-западная – порфириовидными гранодиоритами. Переходы между этими разновидностями постепенные, но не исключено, что они являются различными фазами.

Таблица 5

Количественно-минералогический состав (в объемн. %) гранитоидов штока месторождения Восток-2

Порода	Кварц	Плагиоклаз	Микроклин	Биотит
Плагиогранит	35,7	51,7	—	12,6
"	32,4	54,0	1,9	11,7
Гранодиорит	28,8	44,8	16,0	10,4
"	23,8	47,7	16,6	11,9
Плагиогранит	22,8	53,6	8,6	15,0

Описываемые породы имеют светло-серый цвет и среднезернистую структуру, иногда содержат мелкие (2–3 см) шпильки биотитовых роговиков. Фациальные различия выделяются только при изучении их под микроскопом. О количественно-минералогическом составе гранитоидов можно судить по данным табл. 5.

Плагиограниты сложены плагиоклазом, кварцем, биотитом и имеют гипидиоморфнозернистую структуру. В небольших количествах в плагиогранитах иногда появляется калишпат.

Плагиоклаз является преобладающим минералом. Он образует призматические, реже неправильной формы кристаллы размером до 6 мм и имеет зональное строение. Центральная часть зерен сложена андезином № 40–45 (редко до № 50), а периферическая — кислым олигоклазом № 15–20. Зерна плагиоклаза идиоморфны по отношению ко всем минералам. Из вторичных минералов по нему развиваются калиевый полевой шпат, альбит, мусковит и карбонат.

Биотит образует идиоморфные пластинчатые кристаллы размером до 3 мм, плеохроирующие от красновато-коричневого цвета по *Ng* до светло-коричневого по *Np*. По отношению к кварцу биотит всегда идиоморфен, а по отношению к плагиоклазу — чаще ксеноморфен. Нередко содержит зерна апатита и циркона, окруженные плеохроичными дворицами. Биотит замещается мусковитом и хлоритом.

Показатели преломления биотита: $N_m = 1,640–1,645$. Общая железистость составляет 48,5%, глиноземистость — 20,6%.

Кварц встречается в виде крупных (2–3 мм) неправильной формы зерен, ксеноморфных по отношению к плагиоклазу и биотиту, или в виде мелких (0,2–0,5 мм) изометричных зерен роговикового облика, тяготеющих к межзерновым промежуткам кристаллов плагиоклаза и переполняющих его внешние зоны.

В плагиогранитах встречается микроклин, который выполняет интерстиции зерен кварца и метасоматически замещает зерна плагиоклаза, проникая в них по трещинам спайности и двойниковым швам (табл. I, 3).

Гранодиориты внешне почти не отличаются от плагиогранитов и выделяются только при микроскопическом изучении. Они сложены плагиоклазом, кварцем, биотитом и калиевым полевым шпатом, коли-

чество которого достигает 16–18%. На верхних горизонтах гранодиориты имеют порфировидную структуру (табл. I, 4). Порфировые выделения представлены плагиоклазом, кварцем и биотитом. Минералы порфировых выделений гранодиоритов по составу почти не отличаются от минералов, слагающих плагиограниты. Плагиоклаз имеет зональное строение. Центральная зона представлена андезином № 45–50, периферическая – олигоклазом № 15–20. Зерна плагиоклаза часто образуют пучкообразные скопления. Биотит имеет показатель преломления $N_m = 1,636–1,639$ и по сравнению с биотитом плагиогранитов представлен несколько менее железистой разновидностью. Общая железистость биотита составляет 46,4–47,0%, глиноземистость – 23,4–25,0%.

Основная масса гранодиоритов сложена кварцем и калишпатом с небольшими количествами плагиоклаза и биотита. Структура ее аплитовая, участками пойкилитовая. Плагиоклаз (олигоклаз № 15) встречается редко, представлен мелкими (0,1–0,2 мм) призматическими зернами, идиоморфными относительно кварца и калишпата. Кварц наблюдается в виде мелких идиоморфных или изометричных зерен. Он образует сростки с калишпатом или пойкилитовые вростки в нем. Калишпат образует мелкие таблитчатые зерна, ксеноморфные по отношению к кварцу и плагиоклазу. Часто калишпат присутствует в виде крупных ойкокристаллов, содержащих пойкилитовые вростки кварца и плагиоклаза. В отдельных случаях калишпат образует тонкие прожилки, секущие порфировые выделения плагиоклаза и биотита. Судя по оптическим константам, калишпат представлен микроклином. Часто микроклин образует тонкие прожилки или гнезда в плагиоклазе вкрапленников, где ассоциирует с серицитом и карбонатом.

С глубиной гранодиориты приобретают крупнозернистую, монцитонитовую или гипидиоморфнозернистую структуру. Калишпат в этом случае образует крупные (до 5 мм) широкотаблитчатые кристаллы, ксеноморфные по отношению к плагиоклазу и биотиту. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом, мелкие идиоморфные зерна которых тяготеют к выделениям биотита.

Характерными автометасоматическими процессами в гранитоидах штока являются микроклинизация и альбитизация. Микроклин ассоциирует с поздним кварцем и образует крупные (до 10–15 мм) зерна, содержащие реликты плагиоклаза и хлоритизированного биотита. Нередко в зонах окварцевания микроклин образует идиоморфные кристаллы размером до 0,3–0,5 мм.

Несколько более поздним процессом является альбитизация, которая проявляется как в развитии пертитов замещения по калишпату и тонких жилок, так и в развитии метасоматических зерен альбита в ассоциации с кварцем и мусковитом среди грейзенизированных разностей гранитов.

Эксплозивная брекчия, образующая в центральной части массива плагиогранит-гранодиоритов трубообразное или линзообразное тело, представлена плотно сцементированной породой, сложенной различными по форме и размерам угловатыми или окатанными обломками и плотным тонкозернистым цементом коричневого цвета.

Таблица 6

Количественно-минералогический состав (в объеме, %) цемента
эксплозивных брекчий

Номер образца	Основная масса	Вкрап- ленники	Минералогический состав вкрапленников		
			плагиоклаз	биотит	кварц
С-174-М	46,6	53,4	36,0	8,6	2,0
С-174-М-1	59,0	41,0	46,0	12,3	0,7
С-174-Е-3	53,5	46,5	41,6	9,8	2,1
С-174-А-1	54,6	45,4	46,8	7,8	-

В шлифах цементирующая обломки порода имеет порфиговое строение. Порфировые вкрапленники составляют 47–59% от площади шлифа и представлены плагиоклазом, биотитом и кварцем (табл. 6). Судя по минеральному составу, цементирующая порода соответствует гранодиорит-порфирам.

Плагиоклаз является преобладающим минералом вкрапленников. Он образует угловатые, неправильной формы зерна или толстотаблитчатые кристаллы размером до 5–6 мм, часто собранные в гломеровые скопления. Имеет зональное строение. Характерна повторяющаяся, реже обратная зональность. Центральная часть зерен сложена андезином № 45, периферическая – кислым олигоклазом № 15–20. Нередко плагиоклаз встречается в виде менее крупных (до 1 мм) зональных кристаллов длиннопризматического облика, рассеянных в основной массе. В участках скопления ксенолитов гранодиоритов или вблизи контакта с последними в цементе содержится большое количество угловатых, неправильной формы зерен плагиоклаза. Плагиоклаз пронизан мелкими (0,2 мм) изометричными зернами кварца, которые иногда окружены каемками калишпата и альбита. Зерна плагиоклаза замещаются с периферии минералами основной массы, а в центральной части – серицитом и кальцитом.

Биотит встречается в виде идиоморфных крупных пластинчатых зерен размером до 2–3 мм. Часто пластинки биотита деформированы, разорваны. Края крупных зерен биотита резкие, но неровные, бахромчатые. По-видимому, кристаллизация внешних зон биотита происходила в условиях обрастания их мелкочешуйчатым биотитом, развитым в основной массе. В редких случаях биотит встречается в виде включений в зернах плагиоклаза. Обычно он менее идиоморфен, чем плагиоклаз, и замещается хлоритом, мусковитом, сфеном и рутилом. В биотите встречаются включения мелких (0,1 мм) зерен магнетита.

Кварц отмечен в малых количествах и образует изометричные или неправильной формы зерна, замещаемые минералами основной массы.

Участками в породе появляются крупные (до 10 см), угловатые, неправильной формы оплавленные зерна крупнозернистого кварца, образование которых связано, вероятно, с перекристаллизацией обломков кварцитов.

Основная масса имеет мелкозернистую структуру, размеры зерен 0,1–0,3 мм и сложена калишпатом, кварцем, чешуйками биотита и редкими кристалликами плагиоклаза. Минералы основной массы распределены неравномерно. На общем фоне породы с роговиковой метасоматической структурой выделяются участки с аплитовой, гранитовой или сферолитовой структурами, которые обусловлены закономерным прорастанием калишпата и кварца. Местами основная масса не раскристаллизована и имеет криптокристаллическое строение. Калишпат основной массы представлен микроклином со слабо выраженной микроклиновой решеткой и обычно замещает краевую олигоклазовую оторочку порфировых вкрапленников плагиоклаза или его мелкие зерна. Кварц образует мелкие ксеноморфные зерна или сферолитовые и графические сростания с калишпатом. Биотит встречается в виде скоплений мельчайших зерен среди кварца и калишпата. Плагиоклаз встречается редко, образует неправильные зерна, редко удлинённые призматические кристаллы. Судя по углу симметричного погасания, он представлен олигоклазом № 15–20; замещается кварцем и калишпатом.

Ксенолиты вмещающих пород в составе брекчий представлены плагиогранитами, гранодиоритами, биотитовыми роговиками, кварцитами и скарнами (табл. II, 1). Гранодиориты и плагиограниты преобладают среди ксенолитов и подвергаются замещению цементирующими их гранодиорит-порфирами, основная масса которых срезает крупные зерна зонального плагиоклаза, проникает по спайности в зерна биотита и образует метасоматические полосы в кварце (табл. II, 2). Цементирующая порода здесь несколько обогащена кварцем и плагиоклазом, слагающими угловатые и неправильной формы зерна. Ксенолиты биотитовых роговиков подверглись интенсивной метасоматической переработке и имеют нечеткие границы с цементом. Наиболее измененные обломки представлены скоплениями мелкочешуйчатого биотита. Крупные обломки кварцитов подвергались перекристаллизации, а мелкие замещались минералами основной массы.

Ксенолиты амфибол-плагиоклазовых скарнов встречаются редко. Они имеют с цементирующими гранодиорит-порфирами четкий контакт, вдоль которого заметно биотитизированы. В ксенолитах скарнов отмечается густая вкрапленность мельчайших (0,2 мм) изометричных зерен пирита. Брекчия грейзенизирована с образованием кварц-мусковитового агрегата по вкрапленникам и основной массе и пересекается кварц-шеллит-сульфидными жилками.

В последние годы внимание исследователей привлекают своеобразные брекчии, развитые на малоглубинных месторождениях меди (Перри, 1962; Пучков, Алексеева, Гуляева, 1968), олова (Ициксон и др., 1959), молибдена (Кепежинскас В.В., Кепежинскас К.Б., 1964; Сотников, Скуридин, 1967). Эти брекчии слагают воронкообразные, дайкообразные и трубообразные тела, развитые в апикальной части гипабиссальных инт-

рузий или приуроченные к зонам крупных разломов, секущих интрузивы. Нередко брекчии выходят за пределы интрузивов и размещаются во вмещающих породах. Как правило, брекчии содержат большое количество различных по величине обломков интрузивной породы и сцементированы тонкообломочным материалом вмещающих брекчию гранитоидов или слабо раскристаллизованным фельзитовидным материалом, по составу отвечающим этим же гранитам (Бринер, 1964; Иванкин, 1965). Интересно, что такие брекчии связаны с различными по составу породами — гранитами, гранодиоритами, габбро и др. Их образование связано с резким вскипанием и отделением от магмы водных растворов в результате резкого падения давления в гипабиссальных интрузивных телах вблизи крупных разломов (Борсук, Масуренко, 1964; Иванкин, 1965). Интерес к взрывным брекчиям объясняется тем, что они являются закономерным явлением магматической дифференциации гипабиссальных рудоносных интрузивов и непосредственно предшествуют гидротермальному рудообразованию, а нередко и вмещают оруденение. Большинство исследователей считает, что взрывные брекчии на эндогенных месторождениях могут формироваться на глубине 1–2 км, а глубина 3 км является нижним пределом их образования. Присутствие взрывных брекчий, нередко являющихся рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами, указывает на потенциальную рудоносность интрузивов и может служить одним из важнейших поисковых признаков оруденения.

ДАЙКИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК-2

Спессартиты представляют собой темно-серые, почти черные мелкозернистые породы с редкими иголками черной роговой обманки и белыми табличками плагиоклаза. Порода характеризуется панидиоморфнозернистой структурой и состоит существенно из плагиоклаза (70%) и роговой обманки (30%). Редко встречаются ксеноморфные зерна кварца. Вторичные минералы: биотит, серицит, хлорит, карбонат, актинолит.

Роговая обманка образует крупные (0,5–1,0 мм) длиннопризматические зерна бурого цвета, плеохроирующие от светло-бурого по *Np* до темно-бурого по *Ng*. По краям и вдоль трещин спайности роговая обманка замещается светло-зеленым актинолитом, реже кальцитом и хлоритом. Иногда здесь же отмечается лейкоксен и очень редко — эпидот. Участками в породе наблюдаются гломеровые скопления актинолита, содержащего пойкилитовые включения роговой обманки.

Плагиоклаз образует крупные (0,5–1,0 мм) широкопластинчатые кристаллы, часто зональные. Центральная их часть сложена андезитом № 35–45, а периферическая — олигоклазом № 15–20. Плагиоклаз замещается в центральной части серицитом, по периферии и в интерстициях — кварцем, карбонатом, актинолитом.

Спессартиты, залегающие в биотитовых роговиках, заметно изменены: по плагиоклазу развиваются серицит, альбит, кальцит и кварц, а роговая обманка замещается мелкочешуйчатым коричневым биотитом, иногда в ассоциации с хлоритом и карбонатом.

Таблица 7

Количественно-минералогический состав (в объемн. %) диоритовых порфиритов

Номер образца	Основная масса	Вкрапленники	Минералогический состав вкрапленников				
			кварц	плаггиоклаз	биотит	роговая обманка	пироксен
С-270	65	35	-	25,0	2,5	4,5	3,0
С-151-в	67	33	1,3	23,8	2,6	1,3	1,3
С-169-Л-4	65	35	0,6	25,4	6,4	2,0	0,6
С-169-Л-7	64	36	3,2	23,2	5,2	3,6	0,8
С-169-Н-3	71	29	0,2	24,0	2,0	1,5	1,3
С-169-Д-5	64	36	0,3	18,3	11,0	2,1	4,3

Диоритовые порфириды — плотные среднезернистые серого цвета; имеют порфировую структуру с гранофировой, сферолитовой и микрофелизитовой структурой основной массы. Порфировые выделения составляют 30–35% от площади шлифа и представлены плаггиоклазом, роговой обманкой, биотитом и кварцем (табл. 7).

Плаггиоклаз образует крупные широкотаблитчатые кристаллы размером до 5–10 мм или скопления более мелких (2–3 мм) кристаллов. Наблюдаются полисинтетические двойники и зональные кристаллы: в центральной части — плаггиоклаз № 45–55, в периферической — № 10–20. Плаггиоклаз замещается минералами основной массы, нередко в нем содержатся мелкие зерна апатита и биотита. По тонким трещинам плаггиоклаз замещается ортоклазом, кварцем, хлоритом, редко пренимом, кальцитом и серицитом.

Роговая обманка является существенной составной частью вкрапленников. Она образует длиннопризматические кристаллы размерами 0,2–2,5 мм, преохролирующие от буровато-зеленого цвета по *Ng* до светло-зеленого по *Np*; $c Ng = 20-22^\circ$; $2V = -76^\circ$. Нередко полисинтетически sdвойникова и содержит мелкие зерна биотита, апатита и плаггиоклаза. Роговая обманка замещает пироксен. Иногда встречаются зональные кристаллы с более светлой периферической каемкой. Замещается хлоритом, кальцитом, кварцем, сфеном и рудным.

Биотит встречается редко и образует отдельные крупные (до 2–3 мм) пластинки или скопления мелких зерен. Плеохроирует от красновато-бурого цвета по *Ng* до светло-коричневого по *Np*. Замещается хлоритом, карбонатом, сфеном, эпидотом, пренимом, часто дающим полные псевдоморфозы по биотиту, и мелкочешуйчатой коричневатой слюдкой.

Пироксен встречается редко и образует толстотаблитчатые крупные (0,5–1 мм) кристаллики, бесцветный, $c Ng = 46^\circ$, $2V = +64^\circ$; замещается роговой обманкой.

Кварц встречается редко и образует крупные (5–6 мм) изометричные оплавленные зерна с заливами основной массы или ее включениями.

Основная масса сложена гранофировыми кварц–ортоклазовыми сростками, среди которых рассеяны лейсты плагиоклаза (№ 10–15), зерна роговой обманки, биотита и редко пироксена. Структура основной массы гранофировая. На контакте с вмещающими породами порфириды имеют зону закалки. Структура основной массы здесь микрофельзитовая или сферолитовая, представленная сферолитами кварц–полевошпатового состава, в интерстициях которых располагается бурое изотропное стекло. В основной массе повсеместно отмечается вкрапленность пиротина и мелкие столбчатые зерна апатита.

Диоритовые порфириды на месторождении подвержены значительным изменениям. Залегающие среди плагиогранитов и биотитовых роговиков, дайки интенсивно биотитизированы: маломощные целиком, мощные – в краевых частях. Порфириды вкрапленники представлены альбититизированным плагиоклазом и нацело разложенными биотитом и роговой обманкой, по которым развиваются хлорит, карбонат и вторичный метасоматический биотит. Основная масса их представлена удлиненными пластинками коричневого биотита и лейстами зонального плагиоклаза (центральная часть сложена плагиоклазом № 40, периферическая – № 10–20) среди субграфических диабловых сростков кварца и ортоклаза, обрастающих порфириды выделения и лейсты плагиоклаза. В породе постоянно присутствуют кальцит и хлорит. Диоритовые порфириды на контакте с плагиогранитами имеют маломощную зону закалки и также биотитизированы. Стекловатая основная масса порфиридов по стыкам зерен и трещинам спайности проникает в крупные зерна кварца и плагиоклаза, но замещается калишпатом и мелкозернистым кварцем, образование которых связано с автоматоматическими изменениями плагиогранитов. Калишпат в плагиогранитах ассоциирует с мелкозернистым кварцем, карбонатом, серицитом и образует крупные зерна или тонкие прожилки, замещающие первичные кварц, плагиоклаз, биотит. Из плагиогранитов тонкие жилки калишпата переходят в диоритовые порфириды, где с ними связано замещение порфириды вкрапленников плагиоклаза серицитом, а роговой обманки – мелкочешуйчатым биотитом, амфиболом, кварцем, карбонатом и сульфидами.

Таким образом, диоритовые порфириды внедрялись в плагиограниты несколько раньше процесса автоматоматической калишпатизации. В диоритовых порфиридах иногда встречаются мелкие изометричные ксенолиты спессартитов.

Пироксен–плагиоклазовые (диабазовые) порфириды – плотная мелкозернистая порода зеленого цвета, содержащая порфириды вкрапленники белого плагиоклаза, черного пироксена и мелкие изометричные миндалины белого цвета. На контакте с плагиогранитами порфириды имеют зону закалки и приобретают тонкозернистое строение и коричневатый оттенок.

Порода имеет порфиридную структуру с призматически–зернистой, реже интерсертальной структурой основной массы в центральной части даек и гиалопилитовой и пилотакситовой – в краевых частях. Порфириды выделения представлены плагиоклазом и пироксеном (табл. 8). Не-

Таблица 8

Количественно-минералогический состав (в объемн. %) пироксен-плагиоклазовых порфиритов

Номер образца	Основная масса	Вкрапленники	Минералогический состав вкрапленников	
			плагиоклаз	пироксен
С-192-Г	78	22	20,4	1,6
С-192-К-2	75	25	22,5	2,5

редко в породе присутствуют миндалины, выполненные поздними минералами.

Плагиоклаз образует крупные (0,2–0,5 мм) широкотаблитчатые призматические кристаллы и, судя по углу симметричного погасания (7–20°), представлен олигоклазом № 20 – андезином №40.

Пироксен встречается в виде крупных (0,2–0,3 мм) широкотаблитчатых, реже удлинённых бесцветных кристаллов, часто образующих скопления. Очень редко в составе вкрапленников отмечаются единичные зерна светло-бурой роговой обманки, которые имеют угловатую, неправильную форму и, вероятно, являются реликтовыми.

Миндалины размером до 1 см имеют изометричную форму и встречаются ближе к краевым частям даек. Они сложены главным образом цеолитом, реже карбонатом и кварцем. Иногда встречаются скопления мелкошубчатого зеленого хлорита, сфена и единичные мелкие идиоморфные зернышки роговой обманки зеленого или коричневого цвета. Последние явились центром раскристаллизации растров в миндалинах, располагаются в их центральной части и обрастают чешуйчатыми радиальнолучистыми агрегатами бесцветного с высокими цветами интерференции цеолита. Миндалины окружены широкой (до 1 см) каемкой мелкозернистого агрегата цеолитов с пятнами лейкоксена, которые замещают как основную массу, так и вкрапленники пироксенов и лейсты плагиоклазов. Иногда в миндалинах, выполненных карбонатом, встречаются хорошо образованные кристаллы пирита. Миндалины нередко имеют зональное строение. Их центральные части сложены бурым изотропным веществом, а периферические – сначала полоской из сферолитов или зональных кристаллов прозрачных цеолитов, а на границе с основной массой замещается бурое анизотропное вещество. Иногда порфиновые вкрапленники в породе представлены псевдоморфозами темно-зелено-буроватого хлорида с высокими цветами интерференции по минералу (возможно, оливину), дающему в разрезе главным образом кубические формы.

Основная масса породы в центральной части даек имеет призматически-зернистую или интерсертальную структуру, обусловленную присутствием крупных (0,5 мм) призмочек плагиоклаза (в ядре – олиго-

клас № 15, по краям — альбит № 10), в промежутках между которыми размещаются мелкочешуйчатый светло-зеленый хлорит и удлиненные таблитчатые выделения грязно-бурого лейкоксена с реликтами сфена и зеленовато-бурой роговой обманки. Редко встречаются удлиненные кристаллы бесцветного пироксена.

В краевых частях даек основная масса имеет гиалопилитовую структуру, обусловленную наличием мелких (0,2 мм) микролитов плагиоклаза, разобщенных между собой и погруженных в бурое изотропное стекло. Микролиты размещаются субпараллельно и огибают порфиновые вкрапленники. В стекле рассеяна густая вкрапленность мелких (0,05 мм) изометричных скоплений лейкоксена. Иногда в основной массе встречаются мелкие игольчатые кристаллы пироксена и псевдоморфозы кальцита по минералу, оставшемуся не определенным.

В удалении от контакта основная масса состоит из девитрифицированного бурого изотропного стекла, мелких лейсточек плагиоклаза, иголок амфибола и редких зерен пироксена, а также мелких чешуек хлорита, зерен карбоната и лейкоксена.

В наиболее раскристаллизованных участках основная масса состоит из мелких (0,1—0,3 мм) лейст плагиоклаза и большого количества мелких (0,1 мм) игольчатых зерен зеленовато-бурой плеохроирующей роговой обманки, которая размещается в интерстициях плагиоклаза и замещает его. Роговая обманка нередко окружает кольцом порфиновые выделения пироксена и плагиоклаза. Характерно, что в основной массе этих пород почти отсутствуют хлорит и лейкоксен.

Поздние минералы представлены цеолитом, карбонатом, хлоритом и редко кварцем. Они выполняют миндалины, а также замещают порфиновые выделения и лейсты плагиоклаза, зерна пироксена и роговой обманки. В породах нередко встречаются мелкие (1 см) изогнутые, угловатые обломки спессартитов, имеющие нечеткие контакты с порфиритами, а также мелкие (до 1 см) угловатые обломки кварца, которые размещаются в контактовой зоне порфиритов, имеют оплавленные границы, состоят из мелких зерен и вытянуты субпараллельно направлению флюидалности породы. Нередко к ним приурочены скопления карбоната, среди которого отмечаются мелкие идиоморфные кристаллы кварца, возникшие, вероятно, за счет обломочного.

Гранит-порфиры — среднезернистые серые порфировидные породы с порфировыми вкрапленниками кварца, плагиоклаза и калишпата.

Под микроскопом они имеют порфировую структуру с графической и микрогранитовой структурой основной массы. Вкрапленники составляют до 30—45% основной массы и сложены плагиоклазом, кварцем, калишпатом и биотитом (табл. 9). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом; редко встречаются монацит, ортит и флюорит.

Плагиоклаз — основной минерал вкрапленников — образует крупные (10—15 мм) таблитчатые кристаллы, часто собранные в пучкообразные скопления. Зерна плагиоклаза sdвойникованы и обладают зональным строением. Центральные части их сложены олигоклазом № 10—15, а периферия — альбитом № 7. Края зерен обычно резорбированы. Плагио-

Таблица 9

Количественно-минералогический состав (в объемн.%) гранит-порфиров

Номер образца	Основная масса	Вкрапленники	Минералогический состав вкрапленников			
			кварц	плагиоклаз	калишпат	биотит
C-178-a-5	60,4	39,6	12,0	12,0	12,0	3,6
C-215-a	58,0	42,0	4,3	29,0	5,1	3,6
C-129-г	55,0	45,0	15,7	15,7	10,0	3,6
C-272-a	70,0	30,0	5,2	17,7	1,8	7,7

Таблица 10

Оптические константы вкрапленников калиево-натриевых полевых шпатов в гранит-порфирах

Номер образца	N_g	N_m	N_p	Ориентировка	$2V$	Минеральный вид
C-178-a-5	5	85	89	010	59	Ортоклаз
C-272-a-2	88	7	85	(010)	-	То же
C-215-a	76	15	79	(010)	59	Микроклин

клаз подвергается альбитизации, а в центральных частях зерен развиваются серицит, кальцит и кварц. Иногда в плагиоклазе встречаются включения мелких изометричных зерен кварца, окруженные калишпатом и альбитом, а также пятна и жилки калишпата. Плагиоклаз идиоморфнее биотита и калишпата. В последнем часто встречаются пойкилитовые включения плагиоклаза, на контакте с калишпатом обычно альбитизированного.

Калишпат встречается реже плагиоклаза и образует крупные (до 20 мм) широкопластинчатые кристаллы, нередко образующие скопления с плагиоклазом. Содержит пойкилитовые вроски плагиоклаза. На контакте с основной массой возле кристаллов калишпата возникает каемка кварц-калишпатовых сростков графической структуры, ближе к кристаллу мелкозернистых, а на удалении от него более крупнозернистых.

Эти образования имеют одинаковую с калишпатом ориентировку и гаснут одновременно. Калишпат по краям зерен изменен слабо: интенсивно пелитизирован, часто содержит пертиты замещения с чешуйками серицита. Местами встречаются также тонкие жилки позднего карбоната.

Судя по оптическим данным, калишпат в гранит-порфирах представлен главным образом ортоклазом, нерешетчатый микроклин встречается реже (табл. 10).

Кварц встречается приблизительно в таких же количествах, как и калишпат. Он представлен идиоморфными, иногда идеальных очертаний зернами размером до 1 см, замещается минералами основной массы, образующими заплывы и прожилки в кристаллах кварца. Редко отмечаются тончайшие прожилки кальцита. Более мелкие, неправильной или треугольной формы зерна, вероятно, замещаются минералами основной массы в большей степени. При этом кристалл кварца приобретает нечеткие границы с основной массой, а мелкие зерна кварца основной массы получают одинаковую ориентировку с кристаллом.

Биотит образует пластинчатые удлиненные зерна размером до 5 мм и нацело замещен зеленоватым хлоритом и эпидотом. Он ксеноморфнее плагиоклаза и, вероятно, калишпата. Кроме этого биотита встречается мелкочешуйчатый вторичный биотит коричневого и зеленого цвета, который образует гломеровые скопления в основной массе и находится в сростаниях с альбитом.

Основная масса имеет мелкозернистую гранитовую, участками графическую структуру и сложена кварцем, калишпатом, плагиоклазом и биотитом. Плагиоклаз (альбит) образует удлиненные или неправильной формы зерна и замещается кварцем и калишпатом. Кварц встречается в виде мелких изометричных зерен, а калишпат отмечается в виде неправильной формы, реже таблитчатых зерен, ксеноморфных по отношению к кварцу и плагиоклазу. Иногда сильно пертитизирован. Биотит образует мелкие чешуйчатые зерна коричневого цвета, замещает все минералы и в свою очередь замещается хлоритом и сфеном.

Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ортитом, встречаются в виде мелких идиоморфных зерен и тяготеют к скоплениям биотита. Редко наблюдаются флюорит вместе с хлоритом и эпидотом. Характерны плеохроичные дворики в хлорите возле циркона. Ортига больше в породах с гломеровыми скоплениями биотита.

В отдельных случаях в гранит-порфирах встречаются угловатые различной формы и размеров (до 15 см) ксенолиты диоритовых порфиритов (табл. II, 3). Они интенсивно биотитизированы и представляют собой темную, почти черную породу, где на фоне основной массы видны вкрапленники белого плагиоклаза. В шлифах отмечены все стадии биотитизации диоритовых порфиритов. Сначала мелкочешуйчатый коричневый биотит в ассоциации с кварцем и калишпатом развивается по основной массе и вкрапленникам роговой обманки диоритовых порфиритов. Затем образуется метасоматическая порода роговикового облика, где сохраняются только порфиновые вкрапленники плагиоклаза, который также

замещается биотитом. И, наконец, в породе сохраняются шлировые скопления кварц-биотит-ортоклазового состава, имеющие нечеткие границы с гранит-порфирами.

ОСНОВНЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД

Гранитоиды по петрографическим особенностям подразделяются на две группы, объединенные общностью петрографического состава и, вероятно, генезиса. К первой группе относятся гранодиориты Дальнинского массива и гранодиорит-плагиограниты месторождения Восток-2. Для гранитоидов этой группы характерно постоянное преобладание плагиоклаза над калишпатом и богатство темноцветными минералами (10-20%), представленными биотитом, роговой обманкой и редко пироксеном. Структура пород в основном монзонитовая и гранитовая. Для гранитоидов месторождения характерно наличие микроклинизированных разностей. Пертитовые вростки в калишпате встречаются в небольших количествах и тяготеют к зонам окварцевания.

Ко второй группе относятся биотитовые и лейкократовые граниты второй фазы формирования Дальнинского массива, граниты Бисерского массива и гранит-порфиры ключа Хвойного. В этих породах кварц, плагиоклаз и калишпат находятся в равных количествах, а содержание темноцветного минерала (биотита) составляет около 5-3%. Роговая обманка в небольших количествах встречается только в эндоконтактной зоне гранитов. Структура пород гранитовая и графическая. Калишпат обычно содержит большое количество пертитовых вростков и прожилков альбита. Характерный аутометасоматический процесс - альбитизация.

ГЛАВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИХ СВОЙСТВ

БИОТИТ

Биотит является самым распространенным минералом рассматриваемых гранитоидных пород. По химическому составу и оптическим свойствам биотиты гранитоидов района различаются. В табл. 11 приводятся результаты 18 химических анализов биотитов. Кристаллохимические формулы (табл. 12) рассчитаны катионным методом (Борнеман-Старынкевич, 1964).

Сравнение биотитов из различных пород позволяет отметить ряд особенностей их состава.

Соотношение Mg-Fe-Al. На диаграмме (рис. 3, а) биотиты гранитоидных пород образуют два обособленных поля. В поле I попадают биотиты дальнинских гранодиоритов и гранодиорит-плагиогранитов штока месторождения. Они занимают центральную часть диаграммы, ограниченную составами истонит-сидерофиллит-флогопит-аннит. При этом намечается слабое уменьшение железистости биотитов при возра-

Таблица 11

Химический состав (в вес.%) биотитов

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	36,10	38,52	38,18	35,46
TiO ₂	3,82	3,79	3,25	4,28
Al ₂ O ₃	13,21	14,65	12,95	14,03
Fe ₂ O ₃	4,81	3,80	3,82	1,59
FeO	17,96	16,00	18,10	20,43
MnO	0,27	0,33	0,25	0,32
MgO	10,21	10,50	9,66	10,25
CaO	1,12	2,25	2,60	0,96
Na ₂ O	0,62	0,70	0,45	0,28
K ₂ O	8,40	6,81	7,52	8,17
H ₂ O ⁺	3,30	1,60	2,75	3,31
H ₂ O ⁻	0,37	He обн.	0,14	0,09
П.п.п.	-	0,84	-	-
P ₂ O ₅	0,06	-	-	-
F	0,12	-	0,42	0,76
Сумма	99,83	99,79	100,15	99,93
F ₂ = 0	0,05	-	0,20	0,32
Сумма	99,78	-	99,95	99,61
f ₂	55,2	50,9	55,5	53,6
l	18,0	19,7	16,7	19,1
Ng ≈ Nm	1,658	1,662	1,661	-

Примечание. Дополнительно в ан. 4 определены Rb₂O = 0,045, Cs₂O = 0,003; Li₂O = 0,05; в ан. 9 Rb₂O = 0,077, Cs₂O = 0,008; Li₂O = 0,145.

Ан. 1-4 - биотиты из гранодиоритов Дальнинского массива; 5 - биотит из крупнозернистых биотитовых гранитов северо-восточной

	5	6	7	8	9
	36,40	36,88	35,14	37,00	34,20
	3,20	3,09	3,18	2,95	3,31
	14,09	14,90	15,90	13,53	15,80
	4,78	4,21	3,88	5,94	3,35
	22,63	17,75	21,23	17,17	21,86
	0,48	0,36	0,50	0,56	0,77
	4,21	6,85	7,26	7,16	7,24
	0,77	1,23	0,95	1,96	0,74
	0,71	0,30	0,24	0,91	0,47
	7,10	7,20	6,30	7,80	7,77
	4,47	He обн.	4,22	4,06	3,96
	0,57	"	0,72	0,50	0,16
	-	-	-	-	-
	0,05	-	-	0,17	-
	0,27	0,60	0,56	0,12	0,54
	99,73	-	100,08	99,83	100,17
	0,11	-	0,24	0,05	0,23
	99,62	-	99,84	99,78	99,94
	78,2	64,0	65,5	63,9	64,8
	21,1	21,2	21,8	19,3	22,4
	1,676	1,663	1,662	1,662	-

части Дальнинского массива; 6-9 - биотиты из гранитов Бисерского массива; 10-15 - биотиты из плагиогранит-гранодиоритов месторождения Восток-2; 16-18 - биотиты из гранит-порфиров массива ключа Хвойного.

Таблица 11 (окончание)

Компоненты	10	11	12	13
SiO ₂	35,58	36,60	36,10	35,25
TiO ₂	3,33	3,11	3,60	3,36
Al ₂ O ₃	15,35	17,75	17,89	18,71
Fe ₂ O ₃	4,14	3,78	1,24	1,63
FeO	16,09	14,26	16,36	16,01
MnO	0,24	0,27	0,53	0,19
MgO	11,84	11,50	11,27	11,06
CaO	0,91	1,51	1,09	1,23
Na ₂ O	0,53	0,27	0,15	0,29
K ₂ O	7,35	6,77	7,97	7,48
H ₂ O ⁺	4,30	1,51	3,61	3,89
H ₂ O ⁻	0,22	0,21	He обн.	0,44
П.п.п.	-	2,24	"	-
P ₂ O ₅	0,07	-	-	-
F	0,20	-	-	-
Сумма	100,15	99,79	99,81	99,54
F ₂ = 0	0,08	-	-	-
Сумма	100,07	-	-	99,54
f ₂	48,5	46,5	46,4	47,0
l	20,6	23,4	23,8	25,0
Ng ≈ Nm	1,645	1,639	1,645	1,642

станции их глиноземистости от дальнинских гранодиоритов к плагиогранит-гранодиоритам месторождения. Дальнинские гранодиориты имеют более высокую железистость (50,9 – 55,5%) и более низкую глиноземистость (16,7 – 19,7%) по сравнению с гранодиорит-плагиогранитами месторождения ($f_0 = 46,5 - 47,0\%$; $l = 20,6 - 25,0\%$).

В поле II попадают биотиты крупнозернистых гранитов второй фазы формирования Дальнинского массива, гранитов и плагиогранитов Бисерского массива и гранит-порфиров ключа Хвойного. Это поле примыкает к полю I со стороны антит-сидерофиллитовых слюд. Общая железистость

38

	14	15	16	17	18
	35,94	35,28	33,77	34,14	35,52
	3,40	3,32	3,79	4,03	4,36
	18,41	16,93	14,92	15,20	14,92
	1,43	1,66	5,76	3,12	4,07
	16,01	17,05	22,53	23,32	22,62
	0,24	0,16	0,87	0,52	0,26
	11,13	12,26	6,17	6,57	7,64
	0,82	0,68	1,78	0,95	0,27
	0,29	0,33	0,49	0,35	0,50
	8,28	7,20	6,57	7,20	6,53
	3,42	5,02	2,24	4,62	1,96
	0,25	0,21	0,25	0,24	He обн.
	-	-	0,67	-	0,57
	-	-	-	-	-
	0,70	0,70	-	0,58	-
	100,32	100,80	99,81	100,84	99,22
	0,29	0,29	-	0,24	-
	100,03	100,51	-	100,60	-
	46,4	46,0	71,8	69,0	65,9
	24,4	22,4	21,0	21,4	20,3
	1,642	1,640	1,670	1,669	1,668

биотитов этой группы значительно выше (63,9 – 73,2%), а глиноземистость изменяется в более узких пределах (19,3 – 22,5%) по сравнению с биотитами поля I. На диаграмме видно, что в биотитах поля II с повышением железистости увеличивается глиноземистость. Самую высокую железистость имеет биотит из крупнозернистых биотитовых гранитов второй фазы формирования Дальнинского массива ($f_0 = 78,2$).

Соотношение Mg-Fe²⁺-Fe³⁺. На диаграмме соотношения магния, двух- и трехвалентного железа (рис. 3, б) биотиты описываемых гранитов также образуют два обособленных поля.

39

Таблица 12

Расчет кристаллохимических формул биотитов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
K	0,83	0,67	0,77	0,82	0,74	0,75
Na	0,09	0,09	0,07	0,05	0,11	0,04
Ca	0,09	0,26	0,21	0,08	0,06	0,10
Сумма	1,01	1,02	1,05	0,95	0,91	0,89
Mg	1,17	1,21	1,15	1,21	0,51	0,84
Fe ²⁺	1,16	1,03	1,21	1,34	1,55	1,22
Fe ³⁺	0,28	0,22	0,23	0,09	0,29	0,26
Mn	0,17	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
Ti	0,22	0,22	0,20	0,25	0,20	0,19
Al _{VI}	-	0,30	0,19	0,07	0,42	0,46
Сумма	3,00	3,00	3,00	2,99	3,00	3,00
Si	2,80	2,97	3,06	2,78	2,98	3,02
Al _{IV}	1,20	1,03	0,94	1,22	1,02	0,98
OH	1,35	0,79	0,74	1,36	0,95	0,73
F	0,03	0,79	0,12	0,19	0,07	0,16
O	0,65	1,21	1,14	0,45	0,98	1,11

	7	8	9	10	11	12
	0,64	0,82	0,80	0,72	0,66	0,78
	0,04	0,14	0,07	0,08	0,04	0,02
	0,08	0,17	0,06	0,08	0,17	0,12
	0,76	1,13	0,93	0,88	0,87	0,92
	0,86	0,88	0,87	1,36	1,30	1,28
	1,41	1,18	1,40	1,04	0,91	1,04
	0,23	0,37	0,20	0,24	0,22	0,07
	0,03	0,04	0,05	0,02	0,02	0,03
	0,19	0,18	0,19	0,19	0,18	0,21
	0,28	0,35	0,24	0,15	0,37	0,37
	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
	2,80	3,04	2,74	2,75	2,78	2,76
	1,20	0,96	1,26	1,25	1,22	1,24
	1,33	0,55	1,41	1,45	1,23	1,34
	0,14	0,03	0,13	0,05	1,23	1,34
	0,53	1,42	0,46	0,50	0,77	0,66

В поле I попадают биотиты дальнинских гранодиоритов и гранодиорит-плагиогранитов месторождения, которые отличаются повышенным содержанием магния и закисного железа. В биотитах гранодиоритов месторождения с глубиной (анализы 12-14, горизонт 240 м; анализы 10-11, горизонт 720 м) увеличивается содержание закисного железа, что, вероятно, связано с уменьшением на глубине окислительного потенциала.

В поле II попадают биотиты из биотитовых гранитов второй фазы формирования Дальнинского массива, гранитов Бисерского массива и гранит-порфиров ключа Хвойного. От биотитов группы I они отличаются повышенным содержанием закисного железа и пониженным — магния. В биотитах поля II несколько повышается содержание окисного железа.

Соотношение показателей преломления и железистости биотитов. Светопреломление биотитов возрастает с увеличением содержания в них железа, но заметно зависит от изоморфной примеси других компонентов. В частности, показатель преломления биотитов увеличивается при наличии изоморфной примеси Mn и Ti и уменьшается во фторсодержащих разностях (Дир и др., 1966; Соболев, 1950). На диаграмму общая железистость—показатель преломления (рис. 3, в), предложенную В.С.Соболевым (1950), нанесены биотиты рассматриваемых гранитов. Все точки биотитов располагаются вдоль прямой I, построенной В.С.Соболевым для биотитов из гранитов. Показатель преломления и железистость биотитов постепенно увеличиваются от гранодиорит-плагиогранитов месторождения ($Nm = 1,639 - 1,645$; $f_0 = 46-49\%$) к биотитовым гранитам второй фазы формирования Дальнинского мас-

Таблица 12 (окончание)

Компо- ненты	13	14	15	16	17	18
K	0,73	0,81	0,71	0,72	0,74	0,65
Na	0,04	0,04	0,05	0,07	0,03	0,08
Ca	0,10	0,07	0,06	0,21	0,08	0,03
Сумма	0,87	0,92	0,82	1,00	0,85	0,76
Mg	1,27	1,27	1,39	0,73	0,79	0,89
Fe ²⁺	1,03	1,02	1,09	1,51	1,56	1,48
Fe ³⁺	0,09	0,08	0,09	0,35	0,19	0,24
Mn	0,01	0,01	0,01	0,06	0,04	0,01
Ti	0,19	0,19	0,19	0,23	0,24	0,25
Al _{VI}	0,41	0,43	0,23	0,12	0,18	0,13
Сумма	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	2,71	2,77	2,71	2,71	2,74	2,76
Al _{IV}	1,29	1,23	1,29	1,29	1,26	1,24
OH	1,44	1,18	1,54	1,15	1,43	1,58
F	1,44	0,17	0,17	1,15	0,15	1,58
O	0,56	0,65	0,29	0,85	0,42	0,42

Примечание. Ан. 1-18 см. табл. 11.

сива ($Nm = 1,678$; $f_0 = 78\%$). Несколько выше прямой i располагаются точки биотитов из дальнинских гранодиоритов и гранит-порфиров ключа Хвойного, что связано, возможно, с повышенным содержанием в них Ti (см. табл. 12, ан. 1-3, 16-18).

Химический состав биотитов как функция условий кристаллизации гранитоидов

В последнее время для расчленения гранитоидов по фациям кислотности-щелочности расплава, температурам кристаллизации, относительной активности щелочей используются особенности химического состава темноцветных минералов и, в частности, биотита (Маракушев, Тара-

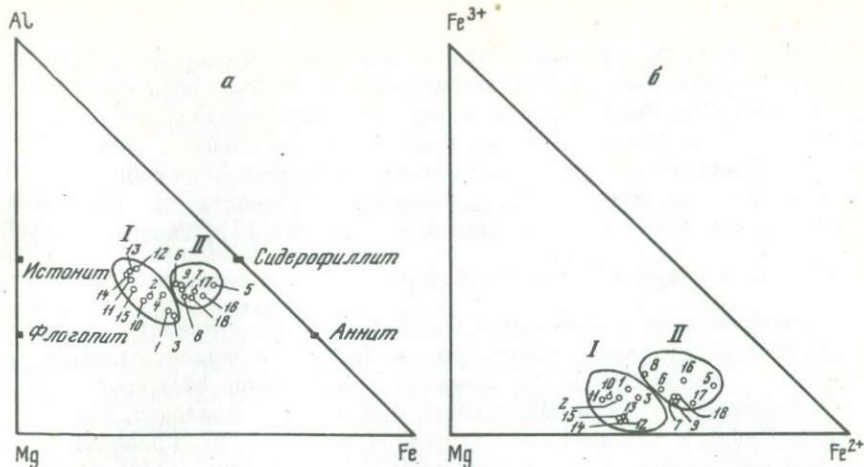
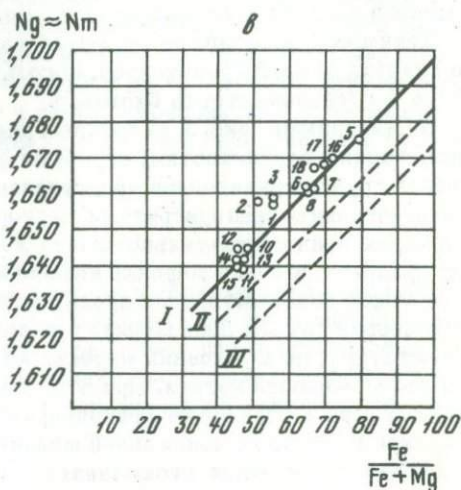
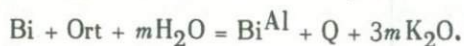


Рис. 3. Диаграмма соотношений Mg-Fe-Al (а), Mg-Fe²⁺-Fe³⁺ (б), показателей преломления и железистости (в) и общей железистости и глиноземистости (г) для биотитов из гранитоидов месторождения Восток-2

1-18 - точки, соответствующие номерам анализов в табл. 11



рин, 1964, 1965; Шкодзинский, 1970; Иванов, 1968). Колебания в составе биотита из различных парагенезисов связаны главным образом с изоморфизмом $(Mg, Fe)O + SiO_2 \rightarrow Al_2O_3$, в результате которого повышается глиноземистость биотитов в ряду (флогопит–аннит) → (истонит–сидерофиллит). Повышению глиноземистости биотитов способствует понижение температуры и главным образом щелочности, как это следует из уравнения смещенного равновесия (Маракушев, Тарарин, 1965):



Изменение составов биотитов в ряду (флогопит–истонит) → (аннит–сидерофиллит) связано с изоморфизмом $Mg \rightarrow Fe$ и зависит главным образом от температуры. При понижении температуры образуются более железистые биотиты (Маракушев, 1966; Перчук, Павленко, 1967; Иванов, 1968). В меньшей степени железистость биотитов зависит от условий щелочности. Как установлено В.С.Шкодзинским (1970), содержание железа в темноцветных минералах увеличивается с повышением потенциала калия и уменьшается с повышением натрия.

Таким образом, можно судить об условиях щелочности и температуре кристаллизации гранитоидов, используя диаграмму общей железистости – глиноземистости биотитов.

На диаграмме (рис. 3, 2) группы гранитоидов, выделенные по петрографическим особенностям, образуют два четко обособленных поля. Первая группа гранитоидов представлена дальнинскими гранодиоритами и плагиогранит–гранодиоритами месторождения. Для биотитов этих пород характерна сравнительно низкая железистость, изменяющаяся в узких пределах, и очень широкие колебания глиноземистости. Точки образуют узкое поле, вытянутое вдоль оси ординат. Формирование гранитоидов первой группы происходило при повышенной и довольно близкой температуре, но в условиях широких колебаний щелочности при повышенной активности натрия. При этом гранодиориты месторождения (анализы 11–15), в отличие от гранодиоритов Дальнинского массива, образовались в условиях пониженной щелочности. Появление плагиогранитов в составе гранитоидов штока (анализ 10), по-видимому, связано с местным повышением щелочности на контакте с известняками (Коржинский, 1953).

Вторая группа гранитоидов представлена биотитовыми гранитами Дальнинского и Бисерского массивов, гранит–порфирами ключа Хвойного. Биотиты этих пород отличаются повышенной железистостью при сравнительно небольших колебаниях глиноземистости. Точки образуют компактное изометричное поле, располагающееся выше поля точек гранитоидов первой группы. Гранитоиды второй группы формировались в условиях более низких температур и в сравнительно узких пределах колебаний щелочности при повышенной активности калия. При этом биотитовые граниты Дальнинского массива образовались при низких температурах (анализ 5), а граниты Бисерского массива – при более высоких температурах (анализы 6–9). Наиболее широкие колебания щелочности характерны для бисерских гранитов.

Таким образом, в развитии гранитоидов района намечаются две линии. Первая линия связана с кристаллизацией биотитовых гранитов

поздних фаз формирования Дальнинского массива, а также близких к ним по составу гранитов Бисерского массива и гранит-порфиров ключа Хвойного. Она характеризуется увеличением железистости и глиноземистости биотитов по сравнению с биотитами дальнинских гранодиоритов, что связано с понижением растворимости железа при падении температуры и накоплением его в остаточных расплавах. Вторая линия развития гранитоидов характеризуется уменьшением железистости биотита при увеличении его глиноземистости от гранодиоритов Дальнинского массива к более кислым плагиогранит-гранодиоритам штока месторождения. Пониженная железистость биотитов в поздних, более кислых разностях гранитов установлена в интрузивных комплексах Забайкалья и Алтая (Казицын, Александров, Павлова и др., 1962; Сидоренко, 1961; Потапьев, 1964; Литвинов, 1966) и связана с гибридным характером магмы, когда нарушается нормальный ход магматической дифференциации (Василенко, Литвинов, 1966; Лобач-Жученко, Яскевич, 1968). В гранитоидах амуджикано-шахтаминского комплекса в Забайкалье, по данным В.В.Василенко и В.Л.Литвинова (1966), железистость биотита в породах Актанканского массива изменяется от $f_0 = 40\%$ для гибридных порфиров и гранодиорит-порфиров до $f_0 = 41\%$ для гранит-порфиров. В Шахтаминском массиве в габбро-монцонитах и гранодиоритах первой фазы железистость биотита $f_0 = 38\%$, а в гранодиоритах второй фазы $f_0 = 43\%$.

ПЛАГИОКЛАЗ

Плагиоклаз является основным минералом в гранодиоритах месторождения и Дальнинского массива, где его содержание достигает 50–60%. В бисерских гранитах и гранит-порфирах ключа Хвойного оно снижается до 25–30%. Во всех разностях гранитоидов плагиоклаз образует идиоморфные зерна, которые кристаллизовались из расплава одними из

Таблица 13

Оптические свойства и состав плагиоклазов в гранитоидах

Порода	Ориентировка индикатрисы			Кристалло-графический элемент	Состав (% Ah)	Примечание
	N_g	N_m	N_p			
Дальнинский массив						
Гранодиорит	56	42	68	⊥ (001)	54	Центр зерна
	30	62	77	⊥ (010)	54	То же
	89	67	25	[100]	52	"
	25	66	85	⊥ (010)	44	"
	64	32	76	⊥ (001)	45	"
	87	73	16	[010]	46	"

Таблица 13 (продолжение)

Порода	Ориентировка индикатрисы			Кристаллографический элемент	Состав (% Ah)	Примечание
	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>			
Дальнинский массив						
Биотитовый гранит	74	17	90	⊥ (100)	33	Центр зерна
	17	73	83	⊥ (010)	35	То же
	85	86	8	[100]	35	"
Кварцевый диорит	46	59	62	⊥ (010)	86	"
	44	68	52	⊥ (001)	86	"
	82	41	50	[100]	87	"
Интрузивный шток месторождения						
Плагиогранит	22	70	85	⊥ (010)	41	Центр зерна
	68	24	82	⊥ (001)	40	То же
	90	82	8	[100]	40	"
Гранодиорит	28	63	84	⊥ (010)	48	"
	64	32	75	⊥ (001)	47	"
	87	74	17	[100]	47	"
	4	89	88	⊥ (010)	17	Край зерна
	89	12	78	⊥ (001)	16	"
	89	77	12	[100]	14	"
Бисерский массив						
Биотитовый гранит	68	24	83	⊥ (001)	38	Центр зерна
	19	69	87	⊥ (010)	39	То же
	84	82	8	[100]	37	"
	18	72	86	⊥ (010)	37	"
	70	23	80	⊥ (001)	37	"
	82	33	10	[100]	37	"
Гранодиорит	77	16	89	⊥ (001)	33	Центр зерна
	15	75	87	⊥ (010)	34	То же
	86	90	4	[100]	33	"
	70	20	86	⊥ (001)	37	"
	19	72	86	⊥ (010)	38	"

Таблица 13 (окончание)

Порода	Ориентировка индикатрисы			Кристалло-графический элемент	Состав	Примечание
	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>			
Бисерский массив						
Гранодиорит	86	86	5	[100]	36	Центр зерна То же "
	70	22	84	⊥(001)	37	
	20	69	90	⊥(010)	38	
	89	86	4	[100]	36	
Массив ключа Хвойного						
Гранит-порфир	62	29	84	⊥(001)	41	Центр зерна То же " " " Средняя зона То же " Центр зерна То же "
	89	81	9	[100]	40	
	55	44	70	⊥(001)	54	
	36	56	79	⊥(010)	55	
	88	66	24	[100]	52	
	19	72	88	⊥(010)	37	
	69	22	84	⊥(001)	37	
	87	84	6	[100]	37	
	18	73	89	⊥(010)	37	
	71	22	80	⊥(001)	38	
	86	81	10	[100]	39	

первых. По составу плагиоклазы гранитоидов месторождения и Дальнинского массива являются более основными (№ 45–54) по сравнению с гранитами Бисерского массива и гранит-порфирами ключа Хвойного (№ 32–40), хотя в последних состав плагиоклаза в центральных зонах кристаллов иногда повышается до № 50–55, а в единичных случаях и до № 84 (табл. 13). В целом состав плагиоклаза изменяется от гранодиоритов к гранитам и сопровождается уменьшением содержания анортитовой молекулы. Внешние зоны кристаллов плагиоклаза сложены олигоклазом № 15–20.

КАЛИЕВО-НАТРИЕВЫЙ ПОЛЕВОЙ ШПАТ

Калишпаты встречаются во всех типах гранитоидов и образуют мелкие ксеноморфные зерна или крупные порфиновые вкрапленники. В дальнинских гранодиоритах и гранодиорит-плагиогранитах штока месторождения калишпат выделяется одним из последних минералов. Он ассоциирует с мелкозернистым кварцем или образует крупные (до 2–3 см)

Таблица 14

Оптические свойства калиево-натриевых полевых шпатов в гранитоидах района

Порода	Ориентировка индикатрисы			Кристаллографический элемент	$2V, ^\circ$	Минеральный вид
	N_g	N_m	N_p			
Дальнинский массив						
Гранодиорит	81	13	83	$\perp (001)$	62	Микроклин
	78	14	83	$\perp (001)$	-	То же
	82	12	80	$\perp (001)$	66	"
	81	13	83	$\perp (001)$	-	"
	85	7	85	$\perp (010)$	58	Ортоклаз
	84	6	86	$\perp (010)$	62	То же
Биогитовый гранит	88	8	82	$\perp (010)$	62	"
Интрузивный шток месторождения						
Гранодиорит	80	11	80	$\perp (010)$	62	Микроклин
	80	13	84	$\perp (010)$	62	То же
Плагиогранит	81	12	84	$\perp (010)$	60	"
Бисерский массив						
Биогитовый гранит	89	7	85	(010)	63	Ортоклаз
Биогит-роговообманковый гранит	87	7	86	$\perp (010)$	64	То же
Биогитовый гранит	88	6	86	$\perp (010)$	63	"
	89	6	87	$\perp (010)$	65	"
	80	12	86	$\perp (010)$	58	Микроклин
	82	12	84	$\perp (010)$	60	То же
Массив ключа Хвойного						
Гранит-порфир (основная масса)	88	7	82	$\perp (010)$	78	Ортоклаз
Гранит-порфир (порфиновый вкрапленник)	86	5	84	$\perp (010)$	76	То же

идиоморфные зерна, цементирующие плагиоклаз, кварц и темноцветные минералы. Калишпат представлен микроклином, иногда образующим решетку; ортоклаз встречается редко (табл. 14). Пертиты замещения для описываемых пород мало характерны.

В гранитоидах второй группы калишпат обычно выделяется одновременно с кварцем. В бисерских гранитах он образует с кварцем графические сростания и по составу относится к ортоклазу; микроклин встречается редко в эндоконтактной зоне. По калишпату повсеместно развиваются пертитовые прожилки.

РОГОВАЯ ОБМАНКА

В гранитоидах района роговая обманка встречается в гранодиоритах Дальнинского массива, где она выделилась после начала кристаллизации плагиоклазов. Замещается роговая обманка биотитом. Оптические свойства: $N_g = 1,675$; $N_p = 1,658$; $2V_{Np} = 70^\circ$; $cNg = 15^\circ$. Общая железистость $f_0 = 45\%$ (Соболев, 1950). В небольших количествах роговая обманка отмечается в гранитах Бисерского массива, где ее появление связано, вероятно, с ассимиляцией известняков. Оптические свойства: $N_g = 1,685$; $N_p = 1,662$; $2V_{Np} = 67^\circ$; $cNg = 15^\circ$. Общая железистость $f_0 = 55\%$. Более высокая железистость роговых обманок из гранитов Бисерского массива указывает на их кристаллизацию при более низких температурах в условиях повышенной активности калия (Шкодзинский, 1970).

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Петрохимические особенности интрузивных пород района месторождения выявляются в результате анализа диаграммы, построенной на основе метода А.Н.Заварицкого (1950) (табл. 15, рис. 4). Диаграмма показывает закономерное изменение химического состава интрузивных пород по мере увеличения их основности. Общие закономерности выражаются в следующем.

1. Значительно изменяется коэффициент B (3–19), что отражает относительную обогащенность основаниями более основных пород.

2. Пределы колебания коэффициента a сравнительно узкие (11–14), что указывает на равномерную насыщенность пород щелочами. По мере перехода от основных пород к кислым среди щелочей преобладает калий, что находит свое отражение в закономерном изменении n от 70 в дайках основного и среднего состава до 45 в дайках кислого состава и выражается в более пологом наклоне линий в верхней части диаграммы.

3. Содержание полевошпатовой извести в гранодиоритах и дайках диоритовых, диабазовых порфиритов и спессартитов довольно постоянное (4–5,5), значительно уменьшается (0,5–2,0) в кислых гранитах.

4. При переходе от кислых пород к основным происходит изменение состава от пересыщенных глиноземом к породам нормального ряда.

5. Отмечается некоторое увеличение содержания магния в составе темноцветных минералов при переходе от кислых к средним и основным.

Таблица 15

Химический состав и числовые характеристики интрузивных пород района

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	65,00	63,96	63,78	72,48	73,96	70,59	74,46
TiO ₂	0,09	0,61	0,60	0,24	0,14	0,30	0,01
Al ₂ O ₃	15,77	15,38	16,54	13,60	11,76	13,86	12,54
Fe ₂ O ₃	0,48	2,26	1,22	1,69	0,62	1,28	0,67
FeO	3,56	4,81	4,38	2,24	2,51	1,55	1,29
MnO	0,09	0,08	0,08	0,05	0,04	0,08	0,05
MgO	2,10	1,50	1,50	0,52	0,57	0,40	0,35
CaO	4,33	3,77	4,11	1,34	1,28	2,66	1,31
Na ₂ O	3,28	2,83	3,00	3,05	2,42	2,27	3,27
K ₂ O	3,85	3,82	4,00	4,80	5,00	4,53	5,78
H ₂ O ⁻	0,17	-	-	0,33	0,00	0,49	0,09
H ₂ O ⁺	0,63	-	-	-	0,97	Her	0,47
P ₂ O ₅	0,02	-	-	-	0,00	0,54	0,03
F	0,03	-	-	-	0,00	-	0,03
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	0,50	0,34	0,15	-	1,12	-
Сумма	99,40	99,52	99,55	100,49	99,41	99,67	100,35
<i>a</i>	12,7	11,9	12,5	13,2	12,3	11,7	15,0
<i>c</i>	4,2	4,3	5,1	1,6	1,5	3,3	0,5
<i>B</i>	8,6	10,2	7,9	5,5	3,9	3,7	3,3
<i>S</i>	74,5	73,7	74,5	79,7	82,3	81,3	81,2
<i>a'</i>	-	-	-	22	3,4	11	-
<i>f'</i>	45	72	67	64	73	71	52
<i>m'</i>	41	26	34	14	24	18,2	18
<i>c'</i>	12	3,4	0,9	-	-	-	30
<i>n</i>	56	54	53,6	49	42	43,5	46,0
<i>t</i>	0,1	0,7	0,7	0,17	3,4	0,3	-
<i>φ</i>	4,8	18,9	12,3	26,0	13,5	29	16
<i>Q</i>	19,4	19,2	18,9	31,4	38,7	35,9	31,9
<i>a/c</i>	3,0	2,8	2,5	8,2	8,2	3,5	30,0
<i>f₀</i>	52	70	67	82	75	80	74

месторождения Восток-2

	8	9	10	11	12	13	14
	70,64	75,12	63,76	68,92	68,34	68,86	66,68
	0,29	0,09	0,67	0,42	0,25	0,05	0,10
	14,79	12,52	17,22	15,40	13,38	15,35	15,02
	2,11	1,70	0,54	0,85	0,52	0,10	0,10
	2,69	1,18	4,35	3,10	3,73	3,25	4,60
	0,09	0,09	0,14	0,10	0,10	0,05	0,06
	0,40	0,30	1,44	0,72	0,66	1,41	2,71
	1,44	1,05	5,53	2,40	2,11	3,35	3,47
	3,00	2,57	3,54	3,26	3,46	4,09	3,21
	4,69	5,26	4,21	4,22	4,00	1,70	3,27
	-	-	-	0,45	0,10	0,12	0,12
	-	-	0,80	-	3,31	1,33	0,72
	0,07	0,01	-	-	0,12	0,60	0,04
	-	-	-	-	0,00	0,03	Сл.
	-	-	-	-	0,42	-	-
	0,50	0,49	0,23	0,28	-	-	-
	100,71	100,38	100,43	100,12	100,50	99,69	100,10
	12,9	12,9	14,0	13,2	13,5	11,4	11,8
	1,7	1,1	4,3	2,9	2,3	4,1	4,1
	7,7	3,9	7,8	6,1	5,5	6,4	9,1
	77,7	82,1	73,9	77,8	78,7	78,1	75,0
	36	20	7,1	22	-	13	-
	55	68	61	59	73	50	49
	8,5	32	32	19	20	37	49
	-	-	-	-	6,2	-	15
	48	42	56	54	57	79	60
	0,4	0,1	0,9	0,4	1,3	0,5	0,1
	22	24	5,3	11	7,5	2,1	1,5
	27,9	37,3	14,5	26,3	28,1	29,3	22,3
	7,6	11,7	3,2	4,4	5,9	2,8	2,9
	87	85	64	76	78	52	49

Таблица 15 (окончание)

Компонент	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	66,28	66,60	66,56	67,90	69,58	64,96
TiO ₂	0,12	0,50	0,56	0,40	0,65	0,48
Al ₂ O ₃	15,42	16,01	15,83	15,67	15,10	16,11
Fe ₂ O ₃	0,84	0,33	1,37	0,08	0,59	1,08
FeO	3,19	2,57	2,31	2,50	2,82	2,59
MnO	0,05	0,06	0,06	0,04	0,06	0,09
MgO	2,35	1,30	1,77	1,45	1,27	1,69
CaO	3,35	3,30	3,25	3,10	3,97	3,64
Na ₂ O	3,38	3,26	3,24	3,39	3,43	3,60
K ₂ O	3,38	3,19	1,40	3,54	2,42	2,88
H ₂ O ⁻	0,17	-	-	0,16	-	0,12
H ₂ O ⁺	0,88	-	-	1,24	0,65	1,93
P ₂ O ₅	Сл.	0,14	0,12	0,11	-	0,13
F	Сл.	-	-	0,07	-	0,00
CO ₂	-	-	-	0,27	-	0,28
П.п.п.	-	2,4	3,8	-	-	0,12
Сумма	99,41	99,66	100,27	99,92	100,45	99,64
<i>a</i>	12,4	12,1	9,4	12,6	11,9	12,4
<i>c</i>	4,1	4,1	4,1	3,7	4,7	4,5
<i>b</i>	8,2	6,4	8,1	6,0	5,4	7,1
<i>S</i>	75,3	77,4	78,4	77,7	78,0	76,0
<i>a'</i>	-	21	17	16	-	8,0
<i>f'</i>	48	43	44	42	59	51
<i>m'</i>	52	34	39	41	40	42
<i>c'</i>	0	-	-	-	1,2	-
<i>n</i>	30	60	78	60	68	65
<i>t</i>	0,1	0,5	0,5	0,4	0,7	0,6
<i>φ</i>	8,9	4,0	15,5	2,3	10,0	14,0
<i>Q</i>	21,7	26,5	33,9	26,5	27,5	22,7
<i>a/c</i>	3,0	2,9	2,3	3,7	2,3	2,7
<i>f</i> ₀	48	55	53	51	60	60

Ан. 1-3 - дальнинские гранодиориты; 4 - крупнозернистые биотитовые граниты, северная часть Дальнинского массива; 5 - мелкозернистые лейкократовые граниты Дальнинского массива; 6-11 - бисерские граниты; 12 - гранит-порфиры ключа Хвойного; 13-19 - интрузивный штوك месторождения Восток-2; 20 - эк-

	21	22	23	24	25	26	27
	63,61	56,60	59,32	55,66	74,00	72,78	52,66
	0,11	0,19	0,15	1,12	0,01	0,15	1,12
	15,19	17,36	16,56	16,77	12,52	13,34	16,43
	0,46	1,84	1,06	2,10	0,19	0,33	0,77
	5,49	5,20	6,28	4,29	2,87	1,72	7,92
	0,09	0,11	0,11	0,11	0,04	0,04	0,03
	2,41	3,00	2,67	3,43	0,43	0,76	4,19
	4,10	5,21	4,02	5,56	1,01	1,12	7,20
	3,08	4,09	4,08	3,74	3,36	3,33	4,86
	3,72	2,42	3,27	2,27	4,74	4,86	2,21
	0,11	0,65	0,45	0,64	0,16	-	0,03
	1,38	2,84	2,04	4,04	0,56	-	0,83
	0,03	0,06	0,04	0,28	0,06	0,03	-
	0,03	0,03	0,06	0,09	0,03	0,03	-
	-	0,58	-	0,19	-	-	-
	-	-	-	-	-	1,78	1,57
	98,81	100,18	100,11	100,18	99,98	100,24	99,85
	12,3	13,1	12,1	12,2	13,7	13,5	14,1
	4,1	5,8	4,3	5,8	1,2	1,3	4,2
	10,7	13,1	14,5	13,8	3,6	3,6	19,1
	72,9	68,0	69,1	68,2	81,5	71,6	62,5
	-	-	-	-	3,6	16	-
	54	52	58	46	76	52	44
	38	40	37,4	45	20	33	38
	8	7	5	9,5	-	-	18
	56	72	66	71	52	51	77
	0,1	3,2	0,2	1,5	0	0,2	1,6
	0,4	1,2	7,8	14,0	4	8	3,8
	17,1	4,0	9,7	6,2	34,4	24,9	7,3
	3,0	2,3	2,8	2,1	11,4	10,4	3,4
	58	56	60	50	79	61	54

сплошная брекчия гранодиорит-порфиров; 21 - диоритовые порфиристы; 22-24 - пироксен-плаггиоклазовые (диабазовые) порфиристы; 25-26 - гранит-порфиры; 27 - спессартиты.

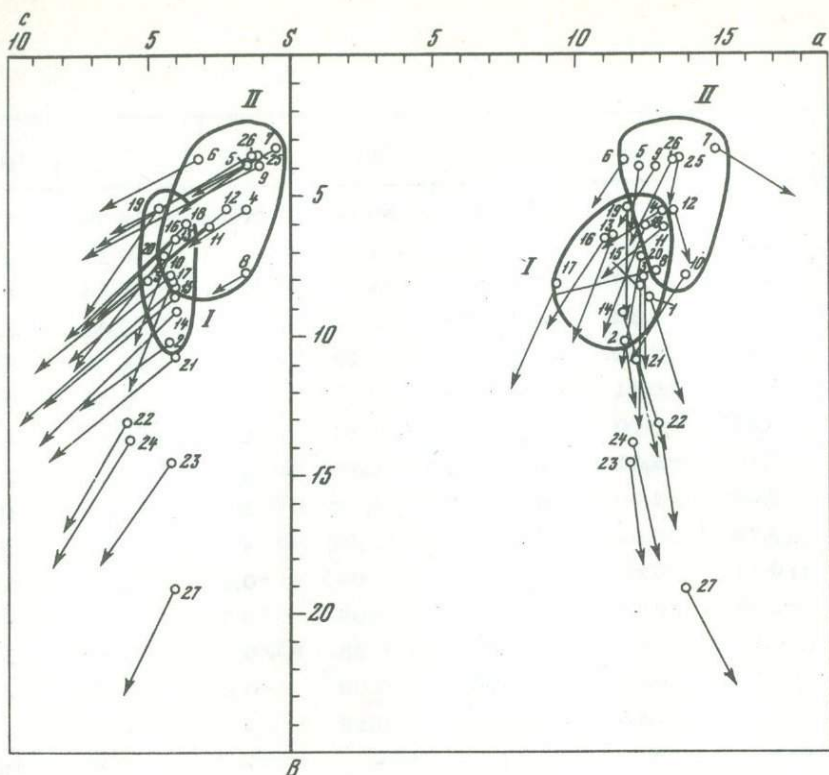


Рис. 4. Диаграмма химических составов интрузивных и жильных пород района месторождения Восток-2

Номера векторов соответствуют номерам анализов в табл. 15

По петрохимическим данным гранитоидные породы можно подразделить на две группы, соответствующие выделенным выше группам гранитоидов, на основании петрографических данных (Степанов, Лаговская, Козлова, 1970). Эти группы образуют на диаграмме (см. рис. 4) два обособленных поля, несколько перекрывающих друг друга.

Верхнюю часть диаграммы занимает поле II, включающее породы второй группы – бисерские граниты, дальнинские биотитовые и лейкократовые граниты поздних фаз, гранит–порфиры ключа Хвойного, а также гранит–порфиры мелких штоков месторождения. Все эти породы, кроме гранит–порфиров ключа Хвойного (ан. 12) и одного образца (ан. 7) бисерских гранитов, относятся к ряду пересыщенных кремнеземом и богатых и умеренно богатых щелочами. В эндоконтактовой фации гранитов Бисерского массива отмечаются бедные щелочами породы (ан. 6, 10). Общая железистость пород этой группы (75–87) понижается в отдельных пробах до 61 (ан. 26). На диаграмме наблюдается значительный разброс точек, что указывает на неоднородность состава гранитоидов. Гранит–порфиры мелких штоков месторождения и лейкократовые гра-

ниты поздних даек Дальнинского массива имеют небольшие значения коэффициентов b (3,5–4,0) и c (1,5). Крупнозернистые биотитовые граниты Дальнинского массива и гранит–порфиры ключа Хвойного имеют несколько повышенные значения коэффициентов $b = 5,5$ и $c = 1,5–2,5$. Бисерские граниты имеют неоднородный состав, что выражается в широком разбросе фигуративных точек на диаграмме составов. Среди бисерских гранитов встречаются разности, приближающиеся по составу к лейкократовым гранитам (ан. 7, 9), а также и породы типа гранодиоритов и плагиогранитов, обогащенные полевошпатовой известью или основаниями (ан. 6, 8, 10, 11). Неоднородный состав гранодиоритов Бисерского массива указывает на гибридное происхождение различных фаций гранитоидов, обусловленное, по-видимому, явлениями ассимиляции известняков.

В поле I, включающее породы первой группы, попадают дальнинские гранодиориты, гранодиорит–плагиограниты штока месторождения, а также взрывчатая брекчия гранодиорит–порфиров. Породы этой группы относятся к нормальному ряду или к ряду пород, пересыщенных глиноземом (ан. 13, 16, 17, 18, 20), к классу пересыщенных кремнекислотой и группе бедных щелочами. В отличие от гранитоидов второй группы, они равномерно насыщены полевошпатовой известью ($c = 3,5–5,0$) при более высоких ее содержаниях, имеют большое значение величины b при широких колебаниях абсолютных значений ($b = 5,5–10,3$), а также отличаются более высоким содержанием магния в составе темноцветных минералов ($m' = 34–52$) и незначительным преобладанием натрия в сумме щелочей ($n = 54–79$). Общая железистость пород значительно ниже ($f_0 = 48–60\%$), но иногда повышается (до 67–70, анализы 2, 3). В целом по своим параметрам породы этой группы близки к среднему типу гранодиоритов по Дэли, а среди гранитоидов штока месторождения встречаются разности, по составу приближающиеся к нормативным плагиоклазовым гранитам (Заварицкий, 1960), отличаясь от них несколько повышенными величинами характеристик b и c и пониженной величиной характеристики n (анализы 13, 16, 18, 19).

Между собой гранитоиды первой группы, несмотря на очевидные черты сходства, несколько отличаются по значениям основных и дополнительных характеристик. Гранитоиды штока месторождения (анализы 13–20) представлены более кислыми породами и имеют повышенное значение характеристики $S = 75,0–78,4$ и пониженное $b = 5,4–9,1$ по сравнению с $S = 73,7–74,5$ и $b = 7,9–10,2$ в гранодиоритах Дальнинского массива (анализы 1–3). В сумме щелочей среди плагиогранит–гранодиоритов месторождения преобладает натрий ($n = 60–79$ по сравнению с $n = 54–56$ в дальнинских гранодиоритах).

Дайки сложены породами нормального ряда. Диоритовые порфириты относятся к классу пересыщенных кремнекислотой, группе пород, бедных щелочами, пироксен–плагиоклазовые порфириты – к классу пород, слабо пересыщенных и насыщенных кремнекислотой, группе пород, бедных щелочами, а спессартиты – к классу пород, слабо недосыщенных кремнекислотой, к группе пород умеренно богатых щелочами. По петрохимической характеристике диоритовые порфириты приближаются к гранодиоритам Дальнинского массива, что может указывать на их ге-

нетическое родство. Наличие переходных разностей и петрохимические особенности интрузивных пород района подтверждают их вероятную комагматичность.

По петрографическим и петрохимическим особенностям интрузивные породы района могут быть сопоставлены с высокоглиноземистыми гранитами, развитыми в северном Сихотэ—Алине (Изох и др., 1967), танчонским интрузивным комплексом, развитым в Северной Корее (Радкевич и др., 1966), а также с пермскими гранитами Партизанского района (Шипулин, 1957).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ

С целью изучения особенностей поведения рудообразующих элементов в процессе эволюции магматизма, сопоставления пород различных интрузивных массивов и выделения потенциально рудоносных гранитоидов были определены кларковые содержания вольфрама и молибдена в интрузивных породах, биотитах гранитоидов и контактово—метаморфических породах района месторождения.

Определение вольфрама проводилось колориметрическим методом. Он основан на способности вольфрама, восстановленного металлическим титаном, образовывать в кислых растворах окрашенные комплексные соединения с цинкдитиолом, которые экстрагируются изоамилацетатом (Степанов, Якунина, 1962). Чувствительность метода соответствует $5 \cdot 10^{-5}\%$. Молибден определялся колориметрическим методом с экстракцией органическим растворителем с точностью до $2 \cdot 10^{-5}\%$ (Книпович, 1956). Результаты анализов приведены в табл. 16.

Вольфрам. Средние содержания вольфрама в гранитоидах района месторождения колеблются от $1,5 \cdot 10^{-4}$ до $3,2 \cdot 10^{-4}\%$, что в целом согласуется с результатами определений вольфрама в гранитоидах Северного Кавказа (Студеникова, Павленко, 1960), Горного Алтая (Сотников, Изюмова, 1965) и Восточного Забайкалья (Иванова, 1963; Иванова, Бутузова, 1968), и близки к среднему содержанию вольфрама в средних и кислых породах, составляющему $1,9 \cdot 10^{-4}\%$ и $2,4 \cdot 10^{-4}\%$ соответственно (Виноградов и др., 1958). В гранитоидах Дальнинского массива содержание вольфрама заметно понижается при переходе от ранних гранодиоритов ($3,1 \cdot 10^{-4}\%$) к поздним фазам более кислых биотитовых и лейкократовых гранитов ($1,5 \cdot 10^{-4}$ — $2,0 \cdot 10^{-4}\%$), что не соответствует общепринятым данным (Sandell, 1946; Студеникова, Глинкина, Корнилова, 1960). В плагиогранитах и гранодиоритах массива месторождения содержание вольфрама составляет $2,3 \cdot 10^{-4}\%$ и занимает промежуточное положение между таковыми в дальнинских гранодиоритах, бисерских гранитах и биотитовых и лейкократовых гранитах поздних фаз формирования Дальнинского массива.

В дайковых породах самые высокие содержания вольфрама характерны для диоритовых порфиритов ($3,5 \cdot 10^{-4}\%$), средние — для гранитпорфиритов и диабазовых порфиритов ($3,3 \cdot 10^{-4}$ — $2,2 \cdot 10^{-4}\%$) и низкие — для спессартитов ($1,5 \cdot 10^{-4}\%$).

Таблица 16

Распределение вольфрама и молибдена (в $n \cdot 10^{-4}\%$) в интрузивных и контактово-метаморфических породах и биотитах гранитоидов

Порода	W	Mo
Дальнинский массив		
Гранодиориты	$\frac{3,1(8)}{0,8-6,4}$	$\frac{8,8(8)}{1,2-24,0}$
Биотитовые граниты	$\frac{1,5(4)}{1,0-2,4}$	$\frac{6,0(5)}{0,6-13,0}$
Лейкократовые граниты	$\frac{2,0(3)}{1,5-2,8}$	$\frac{4,0(5)}{0,4-10,0}$
Бисерский массив		
Граниты, плагиограниты	$\frac{3,2(12)}{1,0-12,0}$	$\frac{5,9(3)}{0,4-12,0}$
Массив ключа Хвойного		
Гранит-порфиры	$\frac{2,7(3)}{1,0-6,0}$	$\frac{5,9(3)}{2,0-12,4}$
Шток месторождения Восток-2		
Плагиограниты	$\frac{2,3(3)}{1,0-3,6}$	$\frac{1,5(3)}{0,4-3,0}$
Гранодиориты	$\frac{2,3(15)}{1,0-5,2}$	$\frac{3,65(14)}{0,8-12,0}$
Дайки		
Диоритовые порфириты	$\frac{3,5(4)}{1,5-5,5}$	$\frac{2,3(3)}{2,0-3,0}$
Гранит-порфиры	$\frac{2,3(2)}{1,5-3,2}$	$\frac{2,7(2)}{2,5-3,0}$
Диабазовые порфириты	$\frac{2,2(7)}{1,0-4,0}$	$\frac{6,0(8)}{0,4-7,0}$
Спессартиты	$\frac{1,5(2)}{1,5-1,6}$	$\frac{2,3(2)}{1,6-4,0}$
Метаморфические породы		
Биотитовые роговики Даль- нинского массива	$\frac{2,4(1)}{-}$	$\frac{0,8(1)}{-}$

Таблица 16 (окончание)

Порода	W	Mo
Метаморфические породы		
Кордиерит-биотитовые роговики Бисерского массива	$\frac{2,0(3)}{2,0}$	$\frac{0,9(3)}{0,4-1,2}$
Биотитовые роговики штока гранодиоритов месторождения	$\frac{2,9(5)}{0,4-5,6}$	$\frac{1,4(5)}{0,4-2,8}$
Кварциты в контактовой зоне Дальнинского массива	$\frac{2,8(2)}{2,4-3,2}$	$\frac{0,5(2)}{0,4-0,6}$
Кварциты в контакте Бисерского массива	$\frac{2,0(3)}{1,2-3,2}$	$\frac{0,7(3)}{0,4-1,2}$
Кварциты в контакте штока гранодиоритов месторождения	$\frac{3,2(2)}{0,6-0,4}$	$\frac{3,6(3)}{0,4-10,0}$
Биотиты		
Дальнинские гранодиориты	$\frac{2,5(5)}{0,8-4,8}$	$\frac{1,7(5)}{0,4-5,0}$
Бисерские граниты	$\frac{4,9(5)}{0,8-10,0}$	$\frac{4,0(5)}{1,1-8,0}$
Гранит-порфиры участка ключа Хвойного	$\frac{1,6(3)}{0,8-2,4}$	$\frac{3,2(4)}{0,8-5,5}$
Плагиогранит-гранодиориты месторождения Восток-2	$\frac{2,0(4)}{0,5-3,5}$	$\frac{2,8(5)}{1,6-4,0}$

В контактово-метаморфизованных породах гранитоидных массивов содержание вольфрама заметно изменяется. Наиболее высоко оно в биотитовых роговиках, развитых возле штока плагиогранит-гранодиоритов месторождения ($2,9 \cdot 10^{-4} \%$), несколько ниже – в биотитовых роговиках Дальнинского массива ($2,4 \cdot 10^{-4} \%$) и самое низкое в кордиерит-биотитовых роговиках Бисерского массива ($2,0 \cdot 10^{-4} \%$). В метасоматических кварцитах, развитых в контактовых зонах различных интрузивных тел, распределение вольфрама аналогично вышеописанному для роговиков: высокое содержание его характерно для кварцитов месторождения ($3,2 \cdot 10^{-4} \%$) и Дальнинского массива ($2,8 \cdot 10^{-4} \%$), низкое – для кварцитов Бисерского массива ($2,0 \cdot 10^{-4} \%$).

Иная картина наблюдается при сравнении средних содержаний вольфрама в биотитах различных гранитоидов. Здесь самое высокое содержание вольфрама отмечается в бисерских гранитах ($4,9 \cdot 10^{-4} \%$), несколько ниже оно в дальнинских гранодиоритах ($2,5 \cdot 10^{-4} \%$) и плагио-

гранит—гранодиоритах штока месторождения ($2,0 \cdot 10^{-4} \%$) и самое низкое — в биотитах гранит—порфиров ключа Хвойного ($1,6 \times 10^{-4} \%$).

Молибден. Средние содержания молибдена в гранитоидах района месторождения выше, чем вольфрама, и несколько превышают кларки для средних и кислых пород (Виноградов, Вайнштейн, Павленко, 1958). Распределение молибдена в различных интрузивных массивах гранитоидов аналогично вольфраму. Для кислых поздних фаз интрузивного комплекса характерно понижение содержания молибдена (до $6 \cdot 10^{-4} \%$) по сравнению с дальнинскими гранодиоритами ($8,8 \cdot 10^{-4} \%$). В плагиогранит—гранодиоритах штока месторождения содержание молибдена составляет от $1,5 \cdot 10^{-4} \%$ для кислых плагиогранитов до $3,65 \cdot 10^{-4} \%$ для гранодиоритов. В дайках повышенные содержания молибдена характерны для диабазовых порфиров ($6,0 \cdot 10^{-4} \%$), более низкое для диоритовых порфиров ($2,3 \cdot 10^{-4} \%$), гранит—порфиров ($2,7 \cdot 10^{-4} \%$) и спессартитов ($2,3 \cdot 10^{-4} \%$).

В метаморфических породах содержание молибдена заметно выше для биотитовых роговиков и кварцитов месторождения ($1,4 \cdot 10^{-4} \%$ и $3,6 \cdot 10^{-4} \%$ соответственно) по сравнению с роговиками и кварцитами Дальнинского ($0,8 \cdot 10^{-4}$ и $0,5 \cdot 10^{-4} \%$) и Бисерского ($0,9 \cdot 10^{-4} \%$ и $0,7 \times 10^{-4} \%$) массивов.

Повышенные содержания молибдена установлены в бисерских гранитах ($4,0 \cdot 10^{-4} \%$), средние — в плагиогранит—гранодиоритах месторождения ($2,8 \cdot 10^{-4} \%$), гранит—порфирах ключа Хвойного ($3,2 \cdot 10^{-4} \%$) и самые низкие — в дальнинских гранодиоритах ($1,7 \cdot 10^{-4} \%$).

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ И ЖИЛЬНЫХ ПОРОД

Последовательность формирования различных интрузивных образований района изучена недостаточно. Это объясняется как пространственной разобщенностью отдельных интрузивных массивов, так и плохой обнаженностью, затрудняющими выделение в пределах интрузивных массивов фациальных и фазовых разностей и даек. Поэтому о возрастных взаимоотношениях интрузивных и жильных пород в настоящее время приходится судить в основном по данным определений абсолютного возраста (табл. 17). Из табл. 17 видно, что выделенные на основании петрохимических данных две группы гранитоидов различаются между собой и по абсолютному возрасту. Возраст гранитоидов первой группы (дальнинские гранодиориты и плагиогранит—гранодиориты месторождения) определен в 112—226 млн. лет, причем преобладают значения, превышающие 112 млн. лет; плагиогранит—гранодиориты месторождения — 100—165 млн. лет, преобладают значения, превышающие 100—112 млн. лет; взрывчатой брекчии гранодиорит—порфиров, генетически связанной с гранодиоритами месторождения, — 124 млн. лет. Абсолютный возраст гранодиоритов первой группы соответствует нижнемеловому — юрскому времени.

Таблица 17

Результаты определения абсолютного возраста интрузивных и жильных пород месторождения Восток-2

Порода	Возраст, млн. лет	Лаборатория, автор
Дальнинский массив		
Гранодиорит	226	ПТГУ
	112	ИГЕМ (Руб, 1969)
	172	ДВГИ
	110-120	ПТГУ (Размахнин, 1966)
Биотитовый гранит	93-109	ПТГУ
Лейкократовый гранит	110	ПТГУ
Интрузивный шток месторождения		
Гранодиорит	100	ДВГИ
Биотит из гранодиорита	165	ПТГУ
Гранодиорит	117, 135, 155	ПТГУ (Размахнин, 1966)
Плагиогранит	113	ИГЕМ (Константинов, 1968)
Гранодиорит	112	ИГЕМ (Руб, 1969)
Эксплозивная брекчия	124	ПТГУ
Бисерский массив		
Биотитовый гранит	89	ДВГИ
	98	ПТГУ
	90	ПТГУ (Размахнин, 1966)
	112	ИГЕМ (Руб, 1969)
Массив ключа Хвойного		
Гранит-порфир	77	ДВГИ
	90	ПТГУ (Размахнин, 1966)
Дайки		
Диоритовый порфирит	74	ПТГУ
Гранит-порфир	77	ДВГИ
	83	ДВГИ
	79	ПТГУ
	97	ИГЕМ (Константинов, 1968)
Диоритовый порфирит	91	То же
	80	"
	60	ПТГУ

Возраст гранитоидов второй группы (бисерские граниты, гранит-порфиры ключа Хвойного, биотитовые и лейкократовые граниты поздних фаз формирования Бисерского массива) составляет 77–112 млн. лет, причем преобладают значения 90–100 млн. лет, которые соответствуют верхнемеловому времени.

Дайки, различающиеся между собой по петрографическому составу, имеют близкий абсолютный возраст (75–95 млн. лет). Они моложе интрузивных пород. Для диоритовых порфиритов устанавливаются наиболее высокие значения возраста (91 и 97 млн. лет), для гранит-порфиров – средние (77–83 млн. лет), а для диабазовых порфиритов – самые низкие (60 млн. лет).

Возрастные взаимоотношения интрузивных образований, устанавливаемые по их абсолютному возрасту, подтверждаются геологическими наблюдениями геологов ПТГУ. Дальнинские гранодиориты прорываются лейкократовыми и крупнозернистыми биотитовыми гранитами второй фазы, а также гранит-порфирами ключа Хвойного. Бисерские граниты прорываются дайками диоритовых порфиритов, которые в экзоконтакте Бисерского массива интенсивно метаморфизованы и, по данным геологов ПТГУ, пересекаются жилами пегматитов и аплитов.

Дайки различного состава, вероятно, близки по времени формирования. Это подтверждается приуроченностью их к единой зоне повышенной трещиноватости, секущей основные структуры района, размещением даек в трещинах северо-западного простирания и наличием даек сложного строения. Так, на месторождении установлены дайки диоритовых порфиритов, в центральной части которых отмечены гранит-порфиры. В то же время намечается определенная возрастная последовательность внедрения различных петрографических типов даек. Наиболее древними, вероятно, являются дайки спессартитов, ксенолиты которых встречаются в диоритовых и диабазовых порфиритах. Диоритовые порфириты (Ивакин и др., 1965) пересекаются дайками диабазовых порфиритов, ксенолиты диоритовых порфиритов встречаются в гранит-порфирах. Дайки диоритовых и диабазовых порфиритов являются секущими по отношению к гранитоидам интрузивного штока месторождения.

Таким образом, для интрузивных пород района характерна последовательность внедрения от более основных пород первой группы к более кислым породам второй. Временной разрыв между ними составляет, по данным абсолютного возраста, 20–40 млн. лет. Несколько необычна, на наш взгляд, возрастная последовательность у дайковых пород: от спессартитов и диоритовых порфиритов к гранит-порфирам и диабазовым порфиритам.

Интрузивные породы, как это следует из петрографической и петрохимической характеристики, генетически связаны между собой и являются комагматичными образованиями. Отличительной особенностью этих пород является их гибридный характер, выражающийся в неравновесном петрографическом и химическом составе. Гранитоиды, слагающие массивы, резко отличаются от вмещающих пород по химизму и не имеют четко выраженных зон повышенной основности, которые указывали бы на ассимиляцию пород на месте. Процесс ассимиляции произошел, вероятно, в бисерских гранитах, в которых на контакте с из-

вестняками появляются фации повышенной основности, соответствующие гранодиоритам.

Среди интрузивных образований района наиболее распространены две группы пород — гранодиориты и граниты, различающиеся между собой по возрасту, петрохимическим особенностям и условиям образования. Площади, сложенные ими, в общем сопоставимы. Их массивы зачастую пространственно разобщены, а в участках, где контакты между ними отмечены, нет постоянных переходов. Это позволяет предполагать определенную генетическую самостоятельность пород каждой группы и их связь с глубинными магматическими очагами различного состава.

Гранитоиды первой группы, включающие дальнинские гранодиориты и плагιοгранит—гранодиориты месторождения Восток-2, вероятно, были образованы из гибридной магмы повышенной основности. Пониженная железистость этих пород, обусловленная высокой магнезиальностью темноцветных минералов, особенно биотита, указывает на связь их с основной магмой (Соболев, 1950, 1952; Василенко, Литвинов, 1966; Лобач—Жученко, Яскевич, 1968). Такие особенности химического состава биотита из гранитоидов этой группы, как сравнительно низкая железистость, изменяющаяся в узких пределах, и широкие колебания глиноземистости, указывают на формирование этих пород при повышенной температуре, но в условиях широких колебаний щелочности при повышенной активности натрия.

Генетические и возрастные взаимоотношения гранитоидов штока месторождения Восток-2 и гранодиоритов Дальнинского массива на данном этапе изученности еще неясны. С одной стороны, можно предполагать, что гранитоиды месторождения являются более поздней субфазой дальнинских гранодиоритов, от которых они отличаются более кислым составом, пониженным количеством темноцветных и отсутствием роговой обманки. С другой стороны, учитывая повышенную магнезиальность как пород, так и биотита из пород интрузивного штока, можно предполагать его более древний возраст по сравнению с дальнинскими гранодиоритами.

Гранитоиды второй группы (бисерские граниты, биотитовые и лейкократовые граниты второй фазы Дальнинского массива, гранит—порфиры ключа Хвойного) образовались из гибридной магмы кислого состава. Их формирование происходило в условиях более низких температур и в сравнительно узких пределах колебаний щелочности при повышенной активности калия, о чем свидетельствуют особенности состава биотита (высокая железистость и незначительные колебания глиноземистости).

По глубине образования интрузивные породы района относятся к мезоабиссальной и гипабиссальной фациям глубинности (Горжевский, Козеренко, 1965). Бисарский и Дальнинский интрузивные массивы мезоабиссальной фации глубинности представлены относительно крупными дискордантными батолитоподобными телами. Структура пород крупнозернистая, в редких случаях порфировидная. Среди жильных пород нередко встречаются пегматиты и аплиты, контактовые роговики образуют ореолы мощностью около 1 км и представлены биотитовыми, биотит—роговообманковыми и биотит—кордиеритовыми разностями.

Плагиигранит—гранодиориты месторождения и гранит—порфиры ключа Хвойного относятся к гипабиссальной фации глубинности. Для них характерна штокообразная или дайкообразная форма тел, порфирированная и порфировая текстура, мелко— и среднезернистая структуры, присутствие зональных плагиоклазов и т. д. В интрузивном штоке месторождения присутствует эксплозивная брекчия гранодиорит—порфиров, наиболее вероятная глубина формирования которой 1—2 км (Иванкин, 1965; Котляр, 1968).

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют сделать выводы о характере формирования даек и их генетических взаимоотношениях с гранитоидными массивами. Выше отмечалось, что дайки месторождения представляют собой крутопадающие жильные тела, приуроченные к северо—западной зоне тектонических нарушений, секущей складчатые структуры района. Дайки близки по возрасту и представлены разнообразными по петрографическому составу породами. Более древние среди них — спессартиты и диоритовые порфириты, более молодые — гранит—порфиры и диабазовые порфириты. Оторванность дайковых пород по времени формирования от крупных интрузивов, приуроченность их к глубинным разломам, секущим основные складчатые структуры района, а также пестрый петрографический состав слагающих их пород позволяют относить их к самостоятельным малым интрузиям, в понимании Ю.А.Библина (1955), Ф.К.Шипулина (1956, 1965), М.Б.Бородаевской (1955) и др.

Формирование интрузивных пород района в последовательности от гранодиоритов первой группы к более кислым гранитам второй можно объяснить с точки зрения гипотезы вертикальной миграции очагов магмообразования (Изох и др., 1957, 1967; Кузнецов, 1964). Согласно этой гипотезе, можно предположить, что происхождение дальнинских гранодиоритов и плагиигранит—гранодиоритов обусловлено внедрением гранодиоритовой магмы, зародившейся либо на границе базальтового и гранитного слоев, либо целиком в пределах сиалической оболочки. Появление более поздних кислых разновидностей гранитов второй группы, вероятно, связано с перемещением очага магмообразования целиком в терригенно—осадочную толщу.

Образование даек связано с внедрением остаточных магматических расплавов различного состава по глубинным тектоническим расколам. При этом спессартиты, диоритовые порфириты и диабазовые порфириты образовались из расплава основного — среднего состава, обогащенного остаточными компонентами ранее внедрившихся гранитоидов. Формирование гранит—порфиров, близких по составу к бисерским гранитам и гранит—порфирам ключа Хвойного, вероятно, связано с действием остаточных глубинных очагов кислой магмы.

В заключение следует отметить, что по комплексу геологических, петрографических и петрологических признаков все интрузивные породы района генетически связаны между собой. Их можно отнести к габбро—диорит—гранодиорит—гранитной формации вулканогенного интрузивного ряда (Кузнецов, 1964) с учетом подчиненного значения ранних габбро—диоритовых членов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК-2

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Месторождение представлено мощными протяженными пластообразными скарново-рудными залежами северо-восточного простирания с крутым падением на северо-запад под углами 60–80°. Рудные тела развиты в контактовой зоне интрузии плагиогранит-гранодиоритов в толще терригенных пород.

Большая часть площади месторождения сложена песчано-сланцевыми отложениями верхнепермского возраста, содержащими редкие пласты известняков и вулканогенных пород (рис. 5). В восточной части площади месторождения развиты песчаники, кремни и сланцы, условно относящиеся к триасу.

Интрузивные породы на месторождении представлены небольшим штоком плагиогранит-гранодиоритов, многочисленными дайками диоритовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов, гранит-порфиров и спессартитов. В западной части месторождения вскрывается эндоконтактовая часть крупного Бисерского массива биотитовых гранитов.

Осадочные породы на месторождении интенсивно метаморфизованы и превращены в биотитовые роговики, кварциты и мраморизованные известняки. Они образуют протяженную зону северо-восточного простирания, в центральной части которой располагаются скарново-рудные залежи. В контактной зоне Бисерского массива развиты биотитовые, биотит-кордиеритовые роговики и мраморы.

СТРАТИГРАФИЯ

Верхнепермские отложения дальнинской толщи подразделены на пять пачек (снизу-вверх): эффузивно-карбонатную, песчаниково-кремнистую, кремнисто-песчаниковую, песчаниково-карбонатную и песчаниковую.

Породы эффузивно-карбонатной пачки развиты в северо-западной части района. В составе пачки выделяется горизонт песчаников мощностью 100 м с редкими прослоями алевролитов, горизонт мраморов и спилитовидных эффузивных пород мощностью 300 м и горизонт алевролитов мощностью около 50 м с линзочками песчаников и кремней.

Песчаниково-кремнистая пачка состоит из песчаников с линзами кремней (350–520 м), глинисто-кремнистых пород (170–500 м) и алевролитов (около 200 м).

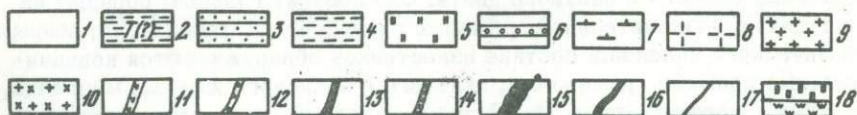
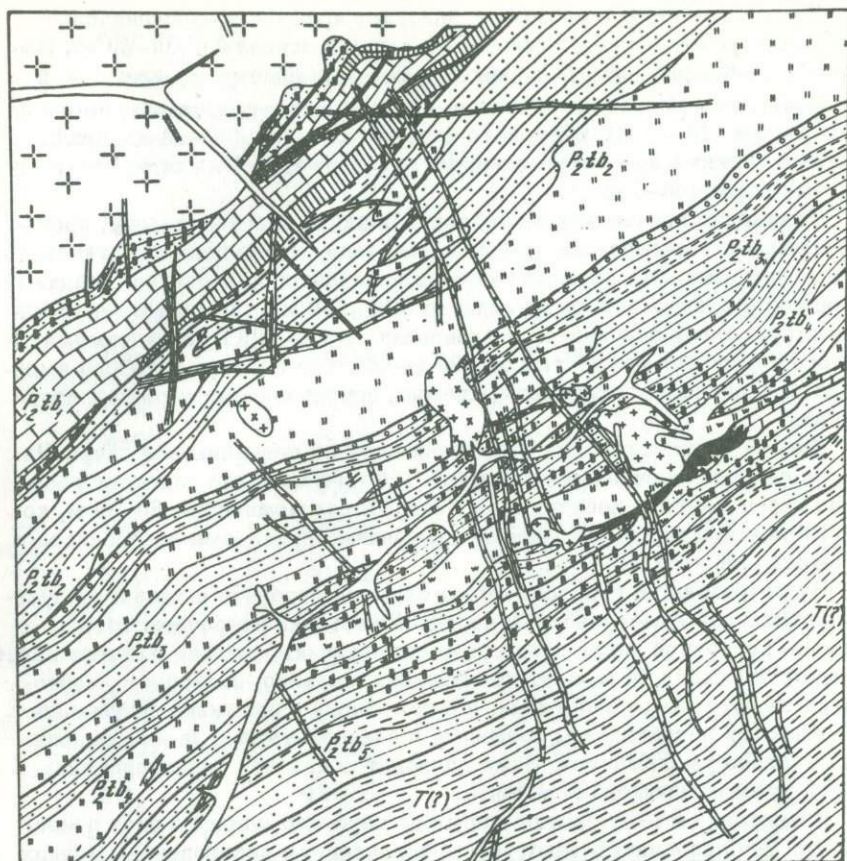


Рис. 5. Геологическая карта месторождения Восток-2 (по А.Н. Ивакину, А.Е. Левичуку, А.Я. Гаазу и др., 1965 г.)

1 — аллювий; 2 — отложения кремнисто-сланцевой толщи; 3–7 — отложения дальнинской толщи, расчлененной на пачки: эффузивно-карбонатную (P_2tb_1), песчаниково-кремнистую (P_2tb_2), кремнисто-песчаниковую (P_2tb_3), песчаниково-карбонатную (P_2tb_4), песчаниковую (P_2tb_5); 8 — бисерские граниты; 9 — пагиогранит-гранодиориты; 10 — гранит-порфиры; 11 — диоритовые порфиры; 12 — диабазовые порфиры; 13 — пегматиты, аплиты; 14 — кварцевые порфиры, фельзит-порфиры; 15 — скарново-рудные залежи месторождения; 16 — скарновые тела в экзоконтакте Бисерского массива; 17 — границы между пачками дальнинской толщи; 18 — ореолы контактового метаморфизма: а — биотитизации, б — окварцевания

Выше по разрезу с размывом залегает кремнисто-песчаниковая пачка с горизонтом конгломерато-брекчий в основании (30–60 м). Выше следуют горизонты: песчаников с мелкими обломками кремней и тонкими прослойками алевролитов, алевролитов с гальками кремней и песчаников (20–70 м), кремнисто-глинистых пород (30–60 м), песчаников с редкими прослоями алевролитов (260–420 м) и глинисто-кремнистых пород (60–100 м).

Отложения песчаниково-карбонатной пачки слагают полосу, протягивающуюся в северо-восточном направлении через центральную часть месторождения. Эта пачка состоит из горизонтов песчаников с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов (120–200 м), кремней с линзовидными прослоями песчаников и алевролитов (110–200 м) и рудовмещающего горизонта мощностью от 290 до 500 м, в составе которого выделяются песчаники, алевролиты, кремни, спилитовидные породы и известняки.

Разрез верхнепермских отложений венчает песчаниковая пачка. Низы ее слагают песчаники мощностью 150–200 м. Выше залегает горизонт переслаивания песчаников и алевролитов мощностью 50–80 м, который перекрывается песчаниками с тонкими прослоями алевролитов и кремней (120–150 м).

Рудовмещающий горизонт имеет сложное строение и характеризуется фациальной изменчивостью пород. Известняки встречены только в северо-восточной части площади месторождения, где они слагают пласт мощностью около 40 м, протягивающийся в северо-восточном направлении за пределы рудного поля. К юго-западу известняки фациально замещаются песчаниками, кремнями и алевролитами, где их мощность значительно уменьшается. Ниже приводится краткая характеристика пород рудовмещающего горизонта.

Известняки имеют светло-серый до серовато-черного цвет и массивную или полосчатую текстуру, обусловленную чередованием тонких прослоев темного и светлого цвета. Они состоят главным образом из кальцита с незначительной примесью глинистого материала. По данным химического анализа, в составе известняков обнаруживаются незначительные примеси кремнезема, окисного и закисного железа, марганца, магния и фосфора (табл. 18). Песчаники полимиктовые мелкозернистые, имеют светло-серый или голубовато-серый цвет. Они сложены в основном плагиоклазом (30–50%), кварцем (25–40%), калиевым полевым шпатом (10–30%) и содержат мелкие, плохо окатанные обломки алевролитов и кремней, местами встречаются гнезда карбоната. Цемент поровый, полевошпатового и кварц-полевошпат-слюдистого состава.

Алевролиты в разрезе присутствуют в подчиненном количестве. Они темно-серые, черные, массивной текстуры, состоят из обломочных зерен кварца и калишпата. Цемент базальный, слюдисто-глинистого состава.

Спилитовидные породы, по данным А.Н.Ивакина, А.Е.Левшука и А.Я.Гааза (1965), представлены диабазами, туфолавами среднего состава, плагиоклазовыми порфиридами и распространены преимущественно в северо-восточной части месторождения. Диабазы представляют собой зеленовато-серые или зеленые породы массивной текстуры. Они

Таблица 18

Химический состав известняков месторождения Восток-2

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	1,20	0,55	2,34
TiO ₂	Сл.	Сл.	-
Al ₂ O ₃	0,20	0,27	0,19
Fe ₂ O ₃	0,04	0,04	0,40
FeO	0,22	0,12	0,16
MnO	0,17	0,06	0,08
MgO	0,20	0,24	-
CaO	54,63	55,13	54,63
Na ₂ O	0,11	0,12	-
K ₂ O	Не опр.	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	-	-	-
H ₂ O ⁻	0,14	0,12	-
P ₂ O ₅	0,10	0,06	0,40
CO ₂	42,74	43,45	
П.п.п.	-	-	41,92
Сумма	99,75	100,21	100,17

Примечание. 1, 2 - скв. 9, глубина соответственно 254 и 289 м (по В.В. Тихомировой и др., ВИМС); 3 - по А.Н. Ивакину, ПТГУ

имеют диабазовую структуру и сложены плагиоклазом (45%), актинолитом (20%), хлоритом (25%), сфеном (5%), кальцитом (5%). Туфолавы среднего состава зеленого или зеленовато-серого цвета состоят из плагиоклаза (39%), обломков известняков (20%), вулканического стекла (6%) и цемента (35%).

Плагиоклазовые порфириды зеленовато-серого цвета, массивные, миндалекаменные, порфировой структуры сложены стекловатой основной массой (95%) с редкими микролитами плагиоклаза (5%).

В юго-восточной части рудного поля на верхнепермских породах дальнинской толщи согласно залегают отложения, условно отнесенные

к триасу. Они представлены кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами и кремнистыми породами мощностью более 650 м. Их возраст определен А.И.Жамойда как нижнемезозойский (?) по остаткам радиоларий в кремнисто-глинистых породах и алевролитах.

Осадочные породы рудовмещающего горизонта в центральной части месторождения интенсивно метаморфизованы: песчаники и алевролиты превращены в биотитовые роговики, кремни — в кварциты, известняки мраморизованы.

Известняки обычно массивные, крупнозернистые, серого цвета, местами в них наблюдается полосчатость, обусловленная чередованием темных прослоев с более светлыми; в их составе обнаружена незначительная примесь магнезия, марганца и кремнезема.

Биотитовые роговики микроскопически представляют собой мелкозернистые плотные породы темно-коричневого цвета. Минералогический состав следующий: биотит, кислый плагиоклаз, кварц и более редкие — хлорит, мусковит, циркон, апатит, арсенопирит, пирротин, халькопирит. Структура породы гранобластовая, гетеробластовая и характеризуется наличием ксенобластовых зерен кварца, плагиоклаза и идиобластовых изометричных зерен биотита. В отдельных случаях роговики обладают лепидобластовой структурой и сложены мелкими (0,01–0,5 мм) пластинчатыми зернами биотита, имеющими слабо выраженную ориентировку в одном направлении, а также кварцем и плагиоклазом. Иногда в роговиках сохраняются сравнительно крупные (2 мм) округлые или угловатые реликтовые зерна кварца и плагиоклаза (андезин № 35). Биотит плеохроирует от коричневого цвета по *Ng* до бесцветного по *Np*. Зерна его равномерно распределены в роговиках. Иногда, особенно в участках, примыкающих к плагиогранитам, биотит встречается в виде скоплений. Плагиоклаз представлен мелкими изометричными, часто полисинтетически sdвойникованными зернами, нередко загрязненными пелитовым материалом. Судя по углу симметричного погасания (10–15°), он представлен олигоклазом № 25–30. Кварц образует мелкие изометричные зерна, имеющие равномерное погасание. Мусковит и хлорит обычно замещают биотит. Арсенопирит, пирротин, халькопирит образуют мелкую вкрапленность в роговиках и более крупные зерна в мусковите. Циркон и турмалин встречаются редко и образуют идиоморфные зерна размером 0,01 мм. Иногда среди биотитовых роговиков встречаются участки полевошпат-биотитового состава, сложенные в основном биотитом с небольшим количеством олигоклаза и редкими зернами кварца.

На удалении от скарново-рудных зон, вблизи контакта с гранодиоритами, в составе биотитовых роговиков появляется калишпат, образующий либо ксеноморфные зерна на границе зерен плагиоклаза и кварца, либо пойкилобласты, содержащие мелкие зерна биотита, кварца и плагиоклаза.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные породы месторождения прорваны крупным телом бисерских гранитов, небольшими штоками плагиогранит-гранодиоритов и гранит-порфиров и дайками диоритовых, пироксен-плагиоклазовых порфиров,

диабазовых порфиритов, пегматитов, аплитов, спессартитов, фельзитов и кварцевых порфиров.

Бисерские граниты обнажаются на северо-западном фланге месторождения. Контакты массива с вмещающими породами неровные, наблюдаются многочисленные маломощные апофизы гранитов. Падение контактов юго-восточное, крутое, под углами $70-80^\circ$. Вмещающие породы эффузивно-карбонатной пачки на контакте с гранитами интенсивно метаморфизованы, песчаники и алевролиты превращены в кварц-биотит-ортоклаз-кордиеритовые роговики, а известняки — в мраморы. На контакте мраморов с роговиками и гранитами образовались скарны, сложные пироксен и гранатом, и околоскарновые породы пироксен-калишпат-кварцевого состава.

Интрузивный шток плагιοгранит-гранодиоритов располагается в центральной части месторождения. Он имеет в плане неправильную, несколько вытянутую в северо-западном направлении форму и осложнен маломощными апофизами северо-восточного простирания. Контакты штока с вмещающими породами неровные, крутые.

Породы, вмещающие плагιοгранит-гранодиориты, метаморфизованы и превращены в биотитовые роговики, мраморизованные известняки и кварциты. Среди этих пород вдоль разломов северо-восточного простирания локализируются скарно-рудные залежи. Плагιοграниты и гранодиориты содержат ксенолиты биотитовых роговиков и прорваны дайками диоритовых и пироксен-плагιοоклазовых порфиритов. В центральной части штока располагается взрывчатая брекчия гранодиорит-порфиритов, образующая трубообразное тело, выклинивающееся на глубине.

Гранит-порфиры слагают штокообразные тела неправильной формы, вытянутые в северо-западном направлении, размером от десятков до сотен метров в диаметре. Контакты с вмещающими породами неровные, извилистые. Вмещающие породы на контакте с гранит-порфирами превращены в биотитовые роговики.

Дайки различных пород слагают пояс, пересекающий рудное поле в северо-западном направлении. Реже встречаются дайки других направлений, проявленные в основном близ массива бисерских гранитов. По петрографическому составу выделяются дайки спессартитов, диоритовых порфиритов, пироксен-плагιοоклазовых порфиритов, диабазовых порфиритов, пегматитов, аплитов, фельзитов и кварцевых порфиритов.

Спессартиты слагают дайку северо-восточного простирания, залегающую в лежачем боку пласта известняков. Диоритовые порфириты образуют серию дайковых тел северо-западного простирания. Мощность даек $10-15$ м. Падение дайковых тел южное или северное под углами $70-85^\circ$. Близ контакта с бисерскими гранитами встречаются дайки широтного и северо-восточного простирания. Диабазовые и пироксен-плагιοоклазовые порфириты слагают немногочисленные дайковые тела северо-западного и меридионального простирания с падением, близким к вертикальному. Мощность даек $2-10$ м. Пегматиты и аплиты встречаются в экзо- и эндоконтакте массива бисерских гранатов. Они образуют жилообразные тела, имеющие небольшую мощность ($5-10$ м), северо-

восточное простирание и пологое ($20-25^\circ$) или реже крутое ($60-80^\circ$) падение на северо-запад. Вблизи Бисерского массива гранитов, реже на удалении от него встречаются маломощные ($0,5-1,5$ м) дайки фельзитов и кварцевых порфириров, имеющие северо-западное или субширотное простирание и крутое падение.

СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение расположено на северо-западном крыле крупной синклинальной складки северо-восточного простирания. Осадочные породы в пределах месторождения имеют моноклиналиное залегание, на фоне которого выделяются мелкие складки более высоких порядков. Простирание пород северо-восточное ($30-50^\circ$), падение на северо-запад под углами $50-80^\circ$.

На описываемой территории широким распространением пользуются дизъюнктивные нарушения. Их можно подразделить на две основные системы разломов: северо-восточного и северо-западного простирания, в участке пересечения которых размещается месторождение. Судя по приуроченности к этим разломам разновозрастных магматических и постмагматических образований, они развивались продолжительное время и усложняли пликативные структуры.

Северо-восточные нарушения в общем согласны с протиранием складчатых структур и часто развиваются в осевых частях мелких антиклинальных складок. Они представляют собой мощные зоны дробления и расланцевания или разрывы типа межформационных надвигов. К ним приурочены часть даек диоритовых порфириров, жилообразные апофизы плагиигранитов и скарново-рудные тела месторождения. Вдоль нарушений этого направления внедрялись бисерские граниты, дайки пегматитов, аплитов, фельзитов и кварцевых порфириров. В северо-восточном направлении вытянуто также поле биотитовых роговиков, в центральной части которого размещаются скарново-рудные залежи месторождения.

Северо-западные нарушения ориентированы перпендикулярно складчатости. Они контролируют полосу развития даек диоритовых и диабазовых порфириров. Вдоль этих структур располагаются мелкие штоки гранит-порфириров. В северо-западном направлении вытянуты шток плагиигранитов и часть кварц-шеелит-сульфидных жил месторождения.

Значительно слабее нарушений северо-восточного и северо-западного направлений на площади рудного поля проявлены субмеридиональные и субширотные нарушения, к которым приурочены редкие дайки диоритовых и диабазовых порфириров.

Б.С.Чернов (1965) на месторождении выделяет пять основных систем трещин.

1. Северо-восточного простирания ($30-60^\circ$) с падением на юго-запад под углами $15-40^\circ$.
2. Северо-восточного простирания ($30-60^\circ$) с падением на северо-запад под углами $50-80^\circ$.
3. Близмеридионального простирания ($350-10^\circ$) с падением на запад и восток под углами $60-90^\circ$.

4. Близширотного простирания ($70-110^\circ$) с падением на север и юг под углами $60-90^\circ$.

5. Северо-западного простирания ($330-345^\circ$) с падением на северо-восток и юго-запад под углами $60-90^\circ$.

К этим трещинам приурочены разновозрастные минеральные образования: скарны, кварц-шеелитовые, кварц-сульфидные жилы и мелкие прожилки кварц-кальцитового состава, завершающие формирование месторождения. При этом преобладающее развитие имели трещины северо-восточного простирания и юго-восточного падения, к которым приурочены основные скарново-рудные залежи. Слабо развиты трещины северо-западного, субширотного и субмеридионального простирания.

Таким образом, месторождение находится в узле пересечения длительно развивавшихся разломов различного направления. Это и определило напряженный режим его формирования: внедрение различных дайковых пород, разделявших отдельные стадии минерализации, широкое развитие тектонических нарушений, сложную морфологию скарново-рудных тел. Многократные тектонические подвижки способствовали интенсивному поступлению постмагматических растворов и наряду с благоприятными литологическими факторами привели к формированию рудных тел месторождения.

ХАРАКТЕРИСТИКА СКАРНОВО-РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И МОРФОЛОГИЯ СКАРНОВО-РУДНЫХ ТЕЛ

Рудные тела месторождения Восток-2 представлены жилообразными или плитообразными залежами северо-восточного простирания, крутопадающими к северо-западу под углами $60-80^\circ$. Они локализируются в зоне разлома северо-восточного простирания среди нарушенных биотитовых роговиков, содержащих блок и линзы известняков, непосредственно на продлении выклинивающегося пласта известняков.

Скарново-рудные тела имеют сложное строение и характеризуются изменчивостью морфологии и элементов залегания как по падению, так и по простиранию залежей. На схематическом геологическом плане горизонта штольни № 1 (рис. 6) видно, что рудные тела в северо-восточной части месторождения образуют скарново-рудную залежь, тупо заканчивающуюся в известняках. На юго-запад по простиранию мощность залежи уменьшается, и последняя расщепляется на несколько маломощных апофиз. Интересно, что известняки встречаются только на флангах месторождения, а в центральной его части залегают лишь на глубоких горизонтах.

Морфология рудных тел значительно изменяется и по падению залежей. На северо-восточном фланге месторождения скарново-рудные тела имеют небольшую мощность и умеренно крутые углы падения (60°) (рис. 7). На нижних горизонтах они залегают среди биотитовых роговиков, а на верхних — по контакту известняков с биотитовыми роговиками или среди известняков. Известняки на этом разрезе встречены только на верхних горизонтах, на глубину они резко выклиниваются и сменяются биотитовыми роговиками.

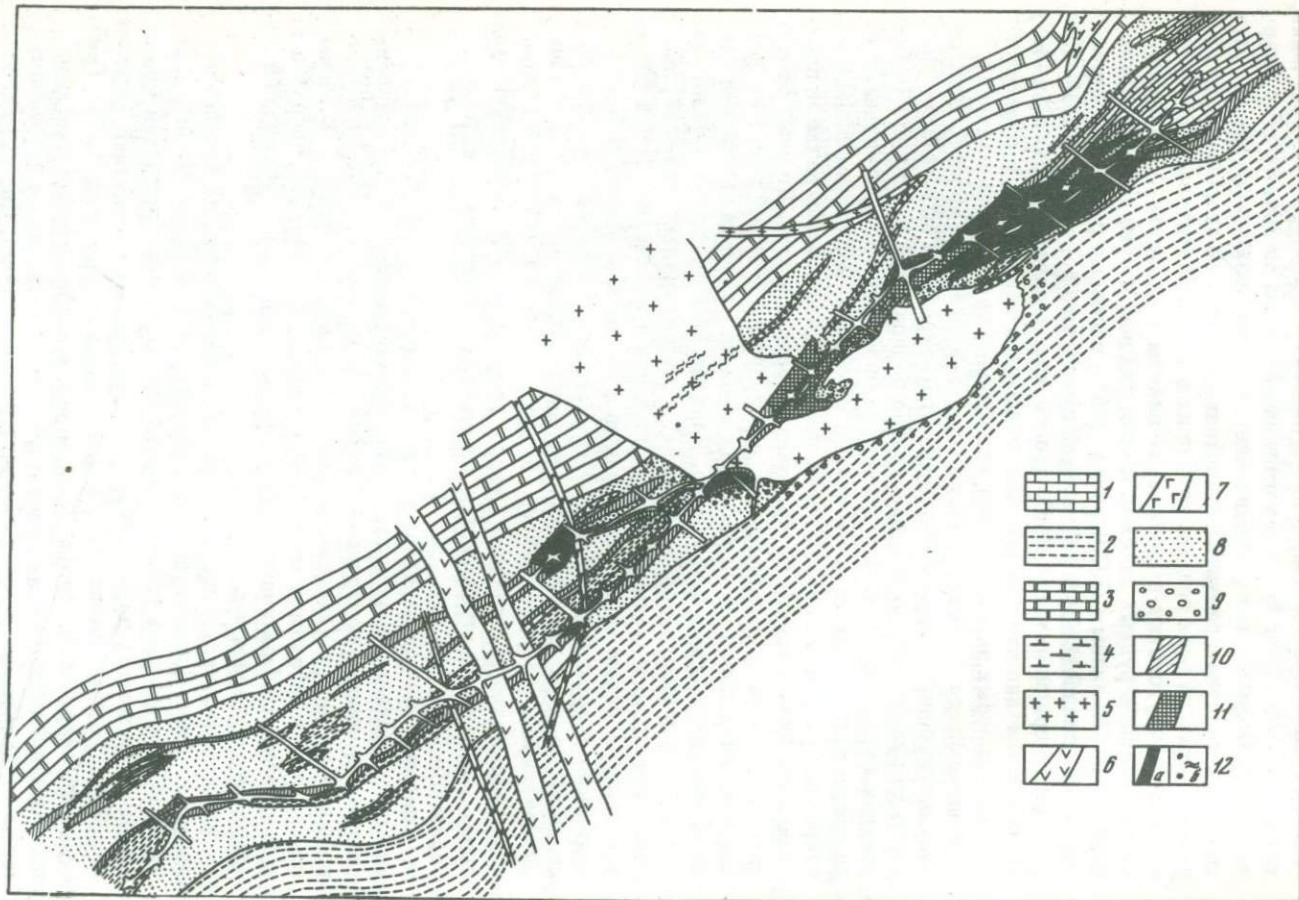
В центральной части месторождения устанавливается S-образный изгиб (по простиранию и падению) скарново-рудных залежей, представленных тремя отдельными рудными телами (рис. 8). Известняки отмечены здесь только на глубоких горизонтах. Углы падения рудных тел последовательно изменяются от $65-70^\circ$ в верхней части до $80-85^\circ$ в центральной и снова до $65-70^\circ$ в нижней части.

На юго-западном фланге месторождения также прослеживаются три рудные тела; известняки здесь вскрываются лишь на глубине. Угол падения рудных тел изменяется от крутого ($75-85^\circ$) в верхней части до пологого $65-70^\circ$ в средней и крутого (до $70-80^\circ$) в нижней части залежи (рис. 9).

Такая сложная морфология скарново-рудных тел с расщеплением их на ряд маломощных апофиз по простираанию, изменчивым поведением углов падения обусловлена, видимо, влиянием как разрывной тектоники, так и литологического состава вмещающих пород на локализацию скарнов и руд. Определенно устанавливается приуроченность скарново-рудных тел к участкам развития известняков. С другой стороны, жилообразная форма рудных тел, залегание их в толще биотитовых роговиков, в которой отсутствуют выдержанные пласты известняков, указывают на локализацию рудных залежей месторождения в зоне тектонических нарушений. По данным Б.С.Чернова (1965), основные рудовмещающие структуры скарново-рудных залежей имеют северо-восточное ($30-50^\circ$), реже близмеридиональное (350°) простираание и крутое падение ($50-80^\circ$) на запад. Именно эти нарушения и оперяющие их трещины и определяют форму скарновых залежей. Следует особенно подчеркнуть значение крутопадающего ($75-85^\circ$) разлома северо-восточного простираания, являющегося основной рудовмещающей структурой. Он был заложен задолго до рудоотложения и неоднократно подновлялся в процессе формирования месторождения. Этот разлом ограничивает по простираанию тела спессаритов и пласт известняков на северо-восточном фланге месторождения. В центральной части месторождения вдоль разлома внедрялись апофизы массива плагиогранит-гранодиоритов. По нему проходили сбросо-сдвиговые подвижки, в результате которых пласт известняков в центральной части месторождения был разорван и смещен как по простираанию, так и по падению. Влияние этого разлома обусловило S-образную флексуроподобную форму скарново-рудных залежей, при этом крутопадающая средняя часть залежей представляет собой типичную тектоническую брекчию роговиков с обломками известняков, замещенную скарнами и рудами. В юго-западной части месторождения вдоль разлома размещаются как скарново-рудные залежи, так и зоны окварцевания, секущие скарны и руды. Пологие (60°) углы падения рудных тел в средней части разреза можно объяснить влиянием оперяющих трещин или элементов залегания осадочных пород ($50-70^\circ$).

Совершенно иное строение имеют рудные тела в плагиогранитах. Они представлены многочисленными маломощными (2-3 см) кварцевыми жилами северо-восточного, близмеридионального, реже субширотного простираания в интенсивно грейзенизированных породах. В жилах содержатся в небольших количествах шеелит, арсенопирит, пирротин и халькопирит. Вблизи контакта со скарнами количество сульфидов и шеелита резко возрастает.

На основании изучения минеральных парагенезисов, их возрастных взаимоотношений, текстурно-структурных особенностей скарнов и руд и физико-химических условий формирования на месторождении можно выделить несколько разновременных минеральных ассоциаций, соответствующих главным этапам и стадиям минерализации: скарновую, грейзеновую, кварц-шеелитовую, сульфидную и карбонатную. Отчетливо проявлена горизонтальная зональность минерализации по отношению к штоку плагиогранит-гранодиоритов (Степанов, 1968). Она выражается в пространственной приуроченности кварц-серицитовых метасоматитов



грейзеновой стадии и кварц-шеелитовых руд к штоку; на удалении же от него развиты пирротин-халькопиритовые и полиметаллические руды. Ниже приводится описание метасоматических образований и руд месторождения.

СКАРНЫ

Скарновые залежи представляют собой крутопадающие жилообразные и пластообразные тела, приуроченные к контакту биотитовых роговиков с известняками и к трещинным зонам среди биотитовых роговиков. Реже встречаются скарны среди известняков. Большинство скарновых тел размещается среди биотитовых роговиков непосредственно на продолжении выклинивающегося пласта известняков в экзоконтакте штока плагиогранит-гранодиоритов. Скарны сложены в основном пироксеном, плагиоклазом и амфиболом, в небольших количествах присутствуют гранат, очень редко визувин и волластонит. Скарновые минералы встречаются в различных ассоциациях, образующих петрографические разновидности скарнов. В распределении различных типов скарнов наблюдается определенная зональность (Степанов, 1971).

На контакте биотитовых роговиков и мраморизованных известняков возникает следующая метасоматическая колонка: мраморизованный известняк, волластонитовый экзоскарн, пироксеновый экзоскарн, гранат-пироксеновый экзо- и эндоскарн, пироксен-плагиоклазовый эндоскарн, амфибол-плагиоклазовый метасоматит, амфибол-биотитовый роговик, биотитовый роговик. Как правило, отдельные скарновые зоны из разреза выпадают, и обычно он представлен зонами пироксеновых экзоскарнов, пироксен-плагиоклазовых эндоскарнов и амфибол-плагиоклазовых метасоматитов общей мощностью до 5-6 м. Наиболее типичные разрезы скарновых зон этого типа приведены на рис.10.

1. В штольне 1 на глубине 74 м в биотитовых роговиках вскрыт ксенолит мраморов овальной формы размером около 1 м. На контакте биотитовых роговиков с мраморами отмечена скарновая зона, представленная следующими породами.

1. Биотитовые роговики.

2. Амфибол-биотитовые роговики, отличающиеся от биотитовых присутствием игольчатых кристалликов амфибола. Переход к биотитовым роговикам постепенный, мощность 1-2 см. Плагиоклаз имеет показатель преломления $N_m = 1,557$ и представлен андезином № 45.

3. Амфибол-плагиоклазовые метасоматиты мощностью 1-1,5 см. Контакт с предыдущей зоной четкий.

Рис. 6. Геологический план горизонта штольни № 1 (по А.Н. Ивакицу, 1965 г.)

1 - известняки; 2 - песчаники; 3 - кремни; 4 - спессартиты; 5 - плагиогранит-гранодиориты; 6 - диоритовые порфириты; 7 - диабазовые порфириты; 8 - биотитовые роговики; 9 - кварц-серицитовые метасоматиты; 10 - скарны; 11 - кварц-шеелитовые руды; 12 - сульфидные руды; а - массивные, б - вкрапленные и прожилково-вкрапленные

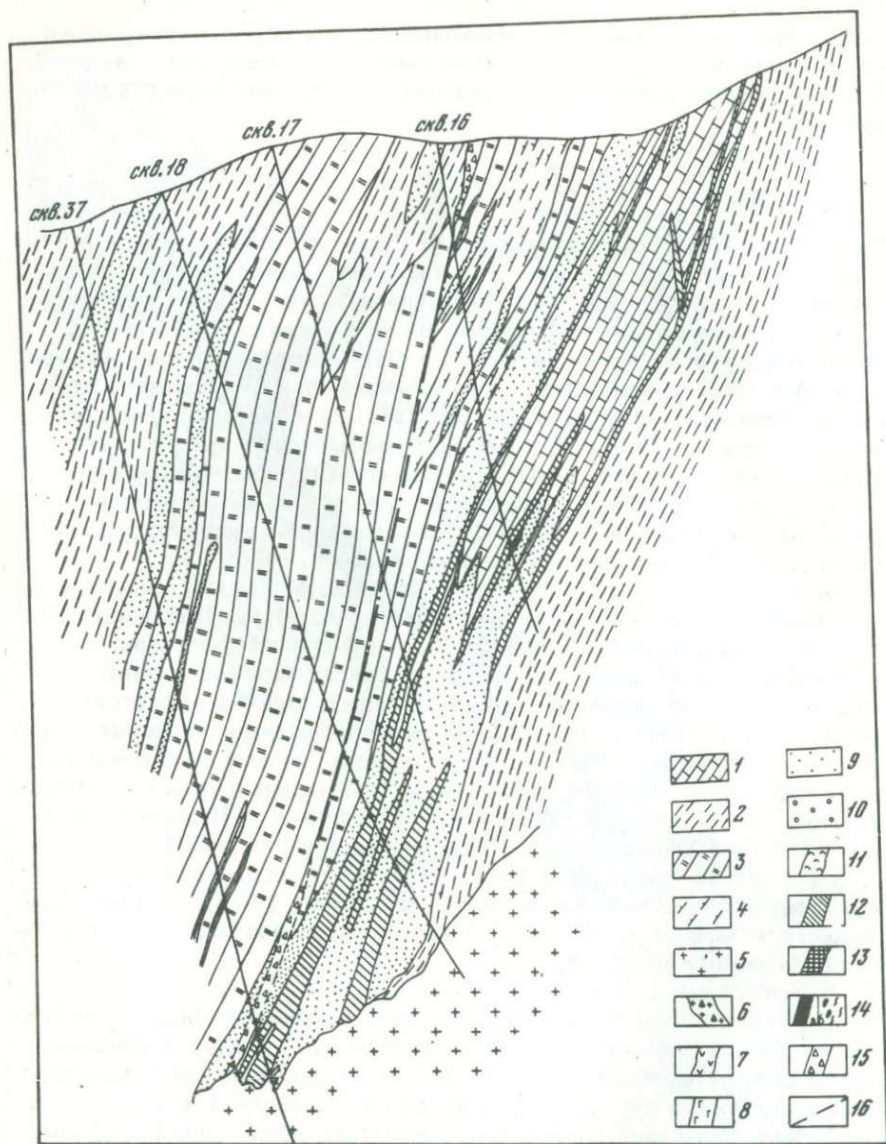


Рис. 7. Геологический разрез по I-I' через северо-восточную часть месторождения (по А.Н. Ивакину, 1965 г.)

1 - известняки; 2 - песчаники; 3 - кремни; 4 - спессартиты; 5 - плагиогранит-гранодиориты; 6 - взрывная брекчия гранодиорит-порфиров; 7 - диоритовые порфириды; 8 - диабазовые порфириды; 9 - биотитовые роговики; 10 - кварц-серицитовые метасоматиты; 11 - зоны метасоматических кварцитов с жилками шеелита и сульфидов; 12 - скарны; 13 - кварц-шеелитовые руды; 14 - сульфидные руды: а - массивные, б - вкрапленные и прожилково-вкрапленные; 15 - тектонические брекчии; 16 - разломы

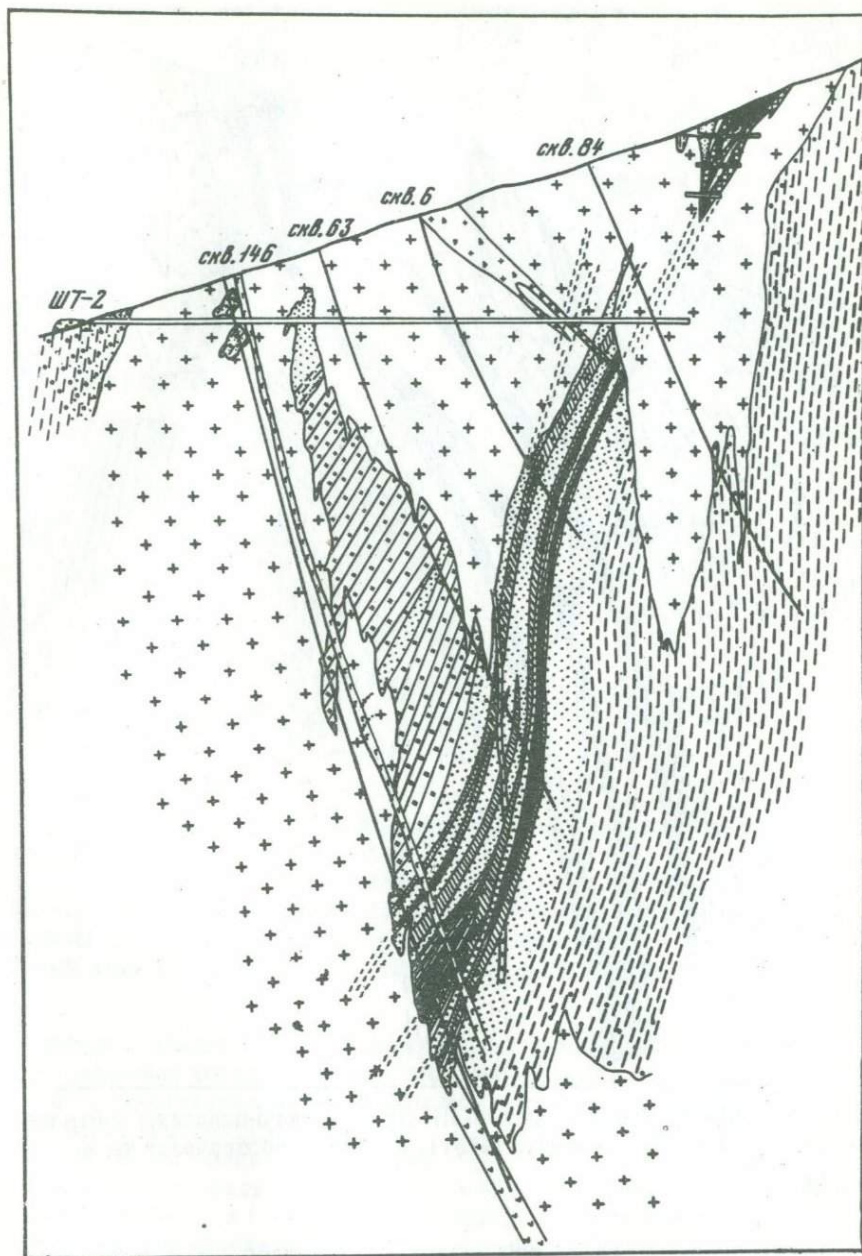


Рис. 8. Геологический разрез по II-II через центральную часть месторождения (по А.Н. Ивакину, 1965 г.). Условные обозначения те же, что и на рис. 7

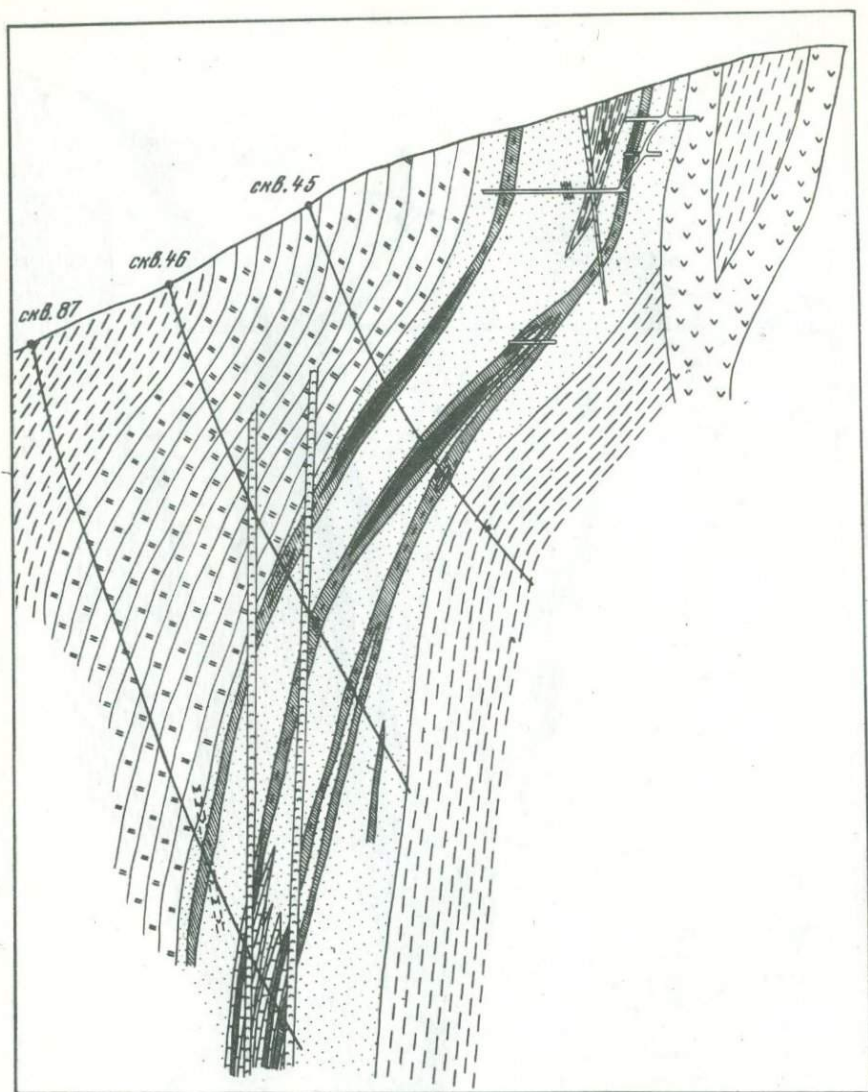


Рис. 9. Геологический разрез по III—III через юго-западную часть месторождения (по А.Н. Ивакину, 1965 г). Условные обозначения те же, что и на рис. 7

4. Пироксен—плаггиоклазовые эндоскарны мощностью от нескольких миллиметров до 1—1,5 см. Контакт с амфибол—плаггиоклазовыми роговиками четкий.

5. Пироксеновые экзоскарны мощностью 3—4 см нередко с крупными зернами, гнездами и полосками розового граната и вкрапленностью пирротина и пирита. Тонкие полоски граната иногда располагаются на

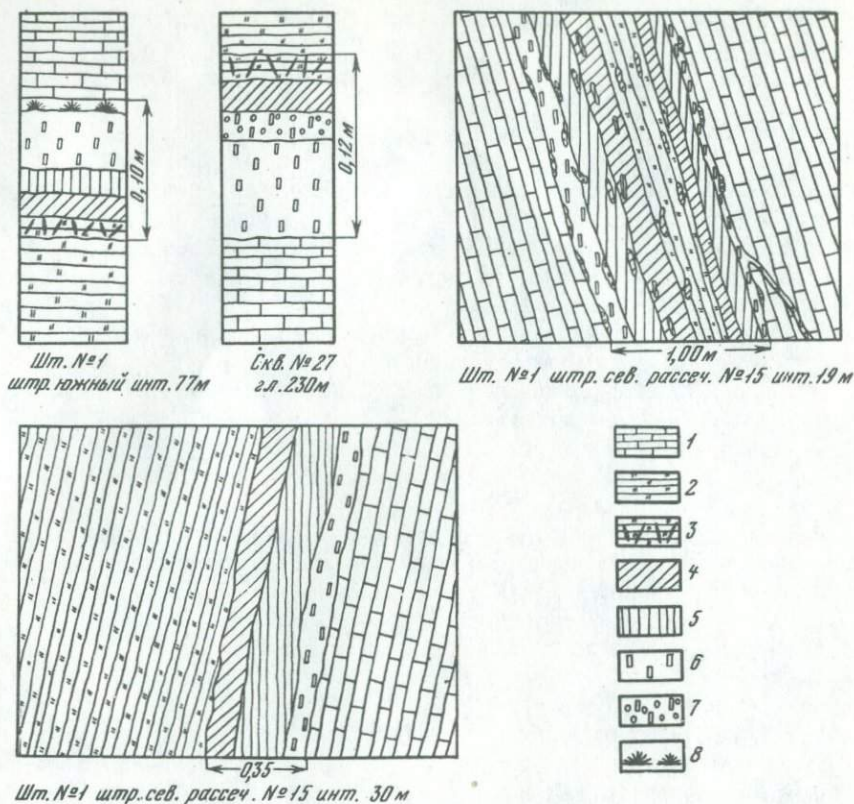


Рис. 10. Типичные разрезы через скарновые зоны на контакте биотитовых роговиков и известняков

1 — известняк; 2 — биотитовый роговик; 3 — амфибол-биотитовый роговик; 4 — амфибол-плаггиоклазовый метасоматит; 5 — пироксен-плаггиоклазовый эндоскарн; 6 — пироксеновый экзоскарн; 7 — пироксен-гранатовый экзо- и эндоскарн; 8 — волластонитовый экзоскарн

контакте пироксеновых и волластонитовых скарнов, но обычно в его распределении четкой закономерности не наблюдается.

6. Волластонитовые экзоскарны мощностью до 0,7 см, частично замещенные кварцем и карбонатом.

7. Мраморизованные известняки.

Мощность скарнов изменяется от 3—4 до 30 см, при этом полный разрез выдерживается в маломощных скарнах. С увеличением мощности скарновых зон исчезают участки, сложенные волластонитом и гранатом, и увеличивается мощность пироксеновых скарнов и пироксен- и амфибол-плаггиоклазовых метасоматитов.

II. Скарновая зона подсечена скв. 27 на глубине 230 м и сложена следующими породами.

1. Биотитовые роговики.

2. Амфибол-биотитовые роговики мощностью 1–2 см. Контакт с биотитовыми роговиками нечеткий.

3. Амфибол-плагиоклазовые метасоматиты мощностью около 1–1,5 см.

4. Гранат-пироксеновые эндоскарны роговикового облика мощностью около 2 см. Гранат коричневого цвета (гроссуляр; $N = 1,760$). Более крупные скопления граната встречаются в начале интервала. Присутствует плагиоклаз.

5. Пироксеновые экзоскарны мощностью до 6 см с гнездами кварца и вкрапленностью пирротина.

6. Мраморизованные известняки.

III. В штольне 1 на глубине 18–19,5 м в мраморизованных известняках вскрыто крутопадающее тело биотитовых роговиков, подвергшихся интенсивному скарнированию. Скарны имеют следующее строение.

1. Мраморизованные известняки.

2. Осветленные мраморизованные известняки мощностью около 3 см.

3. Пироксеновые экзоскарны с тонкими полосками, прожилками и гнездами розового граната. Мощность до 5–6 см.

4. Пироксен-плагиоклазовые эндоскарны с гнездами и скоплениями розового граната и маломощными прожилками окварцованных пироксеновых скарнов с пирротинном. Встречаются полоски амфибол-плагиоклазовых роговиков. Мощность 10–12 см.

5. Амфибол-плагиоклазовые метасоматиты с прожилками окварцованных пироксеновых экзоскарнов и пироксен-плагиоклазовых эндоскарнов. Мощность 10 см.

6. Биотитовые роговики.

IV. В штольне 1 на глубине 25–30 м на контакте биотитовых роговиков с мраморизованными известняками вскрыта скарновая зона следующего строения.

1. Биотитовые роговики.

2. Амфибол-плагиоклазовые метасоматиты с полосками пироксен-плагиоклазовых эндоскарнов мощностью 10–12 см.

3. Пироксен-плагиоклазовые эндоскарны с прожилками пироксеновых скарнов и полосками амфибол-плагиоклазовых роговиков. Мощность 14–16 см.

4. Пироксеновые скарны мощностью 7 см.

5. Мраморизованные известняки.

Наиболее распространены на месторождении скарновые залежи в трещинных зонах среди биотитовых роговиков. Они также имеют четкое зональное строение (от центра к периферии): пироксеновый скарн (часто отсутствует), пироксен-плагиоклазовый (иногда с гранатом) скарн, амфибол-плагиоклазовый метасоматит, амфибол-биотитовый роговик, биотитовый роговик. Мощность жилообразных скарновых тел иногда достигает 2–3 м, а при наличии серии сближенных трещин увеличивается до 25–30 м.

Особенности строения скарновых зон этого типа отражены на табл. II, 4. Здесь в биотитовых роговиках (4) видны три маломощных (1–2 см) пироксеновых прожилка с кварцем и пирротинном (1). Симметрично по обе стороны от них располагается маломощная (до 2 см) зона светлых

пироксен-плагиоклазовых скарнов (2) и амфибол-плагиоклазовых роговиков мощностью 4–6 см (3).

В скарновой зоне, вскрытой скв. 16 на глубине 230–234 м, среди биотитовых роговиков обнаружено жлообразное скарновое тело зонального строения: центральная часть сложена пироксеновым скарном мощностью 0,1 м, периферическая – пироксен-плагиоклазовым скарном мощностью 1,6 м с полосками амфибол-плагиоклазовых роговиков. Непосредственно на контакте с биотитовыми роговиками располагается маломощная зона (0,05 м) амфибол-плагиоклазовых метасоматитов.

Жлообразные скарновые тела среди мраморизованных известняков встречаются редко. Они сложены пироксеном и достигают мощности 0,7 м. Возле тонких (2–3 см) жилок пироксена появляется оторочка волластонита (табл. III, 1). Краткая характеристика минерального состава скарнов приведена в табл. 19. Ниже приводится петрографическое описание пород, слагающих скарновые зоны.

Амфибол-биотитовые роговики отделяют скарновые зоны от биотитовых, с которыми они связаны постепенными переходами. Контакт со скарнами четкий. Под микроскопом это плотные мелкозернистые породы коричневого цвета с мелкими иголочками темно-зеленого амфибола, лепидогранобластовая структура обусловлена присутствием листочков биотита, иголок амфибола и гнездообразных скоплений или отдельных зерен плагиоклаза. Постоянно присутствуют сфен и пирротин, а также более поздние минералы – кварц, мусковит, хлорит и карбонат.

Амфибол присутствует в виде длиннопризматических игольчатых кристаллов (табл. III, 2) светло-зеленого цвета с плеохроизмом от бесцветного по Np до светло-зеленого по Ng и содержит пойкилитовые включения биотита и плагиоклаза. Судя по оптическим свойствам ($Ng = 1,655$; $Np = 1,629$; $2V_{Np} = 85^\circ$; $cNg = 15-16^\circ$), он относится к куммингтонитовому ряду.

Биотит образует мелкие (0,1 мм) пластинчатые зерна коричневого цвета ($Nm = 1,630$), иногда замещается хлоритом.

Плагиоклаз (андезин № 30–35) присутствует в виде мелких (0,1 мм) зерен, расположенных в интерстициях пластинок биотита, или довольно крупных (2 мм) изометричных скоплений мелких, полисинтетически двойникованных. Замещается кварцем, серицитом, хлоритом, карбонатом и сульфидами.

Сфен является характерной примесью этих пород и развивается по биотиту, образуя зерна размером 0,1 мм.

Амфибол-плагиоклазовые метасоматиты отделяют зону пироксен-плагиоклазовых эндоскарнов от биотитовых и амфибол-биотитовых роговиков, достигая мощности около 1 м, или образуют маломощные (несколько сантиметров) жилки и линзы. Это среднезернистые породы от серовато-зеленого до темно-зеленого цвета. Минеральный состав (в %): амфибол – 76, плагиоклаз – 20 и сфен – 4. Структура нематолепидобластовая, участками порфиробластовая с гранолепидобластовой структурой основной массы; порфиробласты сложены амфиболом и сфеном. Более поздние минералы представлены кварцем, сульфидами, кальцитом, хлоритом, клиноцоизитом и серицитом.

Таблица 19

Зональность скарнов месторождения Восток-2

Порода	Известняк	Метасоматические породы по известнякам	
		волластонитовый экзоскарн	пироксеновый экзоскарн
Минеральный			
Главные породообразующие минералы	Кальцит	Волластонит $N_g = 1,633$ $N_p = 1,617$	Пироксен (80-50% <i>Гед</i> 10-50% <i>Диоп</i> 10-0% <i>Иог</i> $N_g = 1,750-1,728$ $N_p = 1,728-1,704$ $c N_g = 47-42^\circ$ $2V_{N_g} = 64-61^\circ$)
Второстепенные и аксессуарные минералы		Пироксен	Гранат (90-75% <i>Грос</i> 10-25% <i>Андр'</i> $N_g = 1,745-1,780$) Кальцит

Примечание. Состав пироксена определяется по диаграммам состав-свойства пироксенов изоморфной серии диопсид-геденбергит-иогансенит (Жариков, Власова, 1961).

Амфибол встречается в виде длинных (3 мм) игольчатых кристалликов, иногда образующих радиально-лучистые скопления. Обычно зерна амфибола ситовидного строения насыщены включениями плагиоклаза и мелкими (0,01 мм) ксеноморфными выделениями сфена. Зерна амфибола (0,15-0,20 мм), не содержащие включений, обычно встречаются вблизи контакта с пироксен-плагиоклазовыми скарнами и образуют тонкие полоски, субпараллельные контакту с последними. Амфибол зеленоватого цвета, плеохроизм — от бесцветного или слабо-зеленоватого по N_p до буровато-зеленого по N_g . Оптические свойства амфибола несколько изменяются в различных скарновых зонах, но в пределах отдельной скарновой зоны остаются постоянными: $N_g = 1,652-1,670$; $N_p = 1,625-1,644$; $2V = -82-87^\circ$; $c N_g = 15-16^\circ$. По оптическим свойствам амфибол можно отнести к ряду куммигтонита. Амфибол замещается сульфидами, клиноцоизитом, кварцем и хлоритом.

Плагиоклаз встречается в виде мельчайших (0,01-0,02 мм) ксеноморфных, иногда полисинтетически сдвойникованных зерен, образующих тонкие полоски или гнездообразные скопления размером 0,5-1,0 мм. В гнездах плагиоклаза отмечены мелкие иголки амфибола и вкрапленники сфена. Судя по замерам показателей преломления, $N_g = 1,555-1,561$; $N_p = 1,549-1,554$. Плагиоклаз представлен андезином № 35-45. Обыч-

Метасоматические породы по биотитовым роговикам			Биотитовый роговик
пироксен-плагиоклазовый эндоскарн	амфибол-плагиоклазовый метасоматит	амфибол-биотитовый роговик	
состав пород			
Пироксен (75-25% <i>Гед</i> 20-75% <i>Диоп</i> 5-0% <i>Иог</i> $N_g = 1,745-1,712$ $N_p = 1,722-1,684$) Плагиоклаз № 65-80	Амфибол ($N_g = 1,670-1,652$ $N_p = 1,644-1,625$ $2V_{N_p} = 87-82^\circ$ $c N_g = 15-16^\circ$) Плагиоклаз № 35-45	Амфибол ($N_g = 1,655$ $N_p = 1,629$ $2V_{N_p} = 85^\circ$ $c N_g = 15-16^\circ$) Биотит $N_m = 1,630$ Плагиоклаз № 35	Биотит Кварц Плагиоклаз № 25-30
Гранат (90-80% <i>Грос</i> 10-20% <i>Андр'</i> $N_g = 1,745-1,760$) Сфен	Сфен	Сфен	

В пироксеновых экзоскарнах салиты (50% *Гед*, 50% *Диоп*.) появляются только в малоомощных зонах на контакте с эндоскарнами.

но он замещается кварцем, серицитом, карбонатом, хлоритом и сульфидами.

Сфен, являющийся характерной примесью в амфибол-плагиоклазовых роговиках, образовался за счет титана, высвобождающегося при разложении биотита. Он встречается в виде ксеноморфных или удлинённых клиновидных зерен размером до 2 мм и обычно выполняет интерстиции между зернами амфибола, а также в виде мелкой вкрапленности присутствует в крупных зернах амфибола или гнездах плагиоклаза. Замещается лейкоксеном и сульфидами. Иногда по сфену развивается рутил.

От описываемых пород в амфибол-биотитовых роговиках нередко отходят тонкие прожилки амфибола, возле которых развивается зона светлых существенно плагиоклазовых пород с редкими, крупными зернами сфена. Плагиоклаз по составу относится к олигоклазу № 27 и имеет показатели преломления $N_g = 1,549$; $N_p = 1,543$. Амфибол обладает следующими оптическими свойствами: $N_g = 1,664$; $N_p = 1,634$; $N_g - N_p = 0,030$; $2V_{N_p} = -86^\circ$; $c N_g = 15-16^\circ$.

Пироксен-плагиоклазовые эндоскарны слагают основную массу скарновых тел среди биотитовых роговиков или непосредственно разграничивают пироксеновые (или гранат-пироксеновые) экзоскарны и амфибол-плагиоклазовые метасоматиты в скарновых телах, приурочен-

ных к контакту известняков и биотитовых роговиков. Они имеют сложное строение и постоянно содержат полосы амфибол-плаггиоклазовых метасоматитов и биотитовых роговиков. Общая мощность этой сложно построенной зоны достигает 25 м. Иногда среди пироксен-плаггиоклазовых эндоскарнов встречаются тонкие жилки пироксена и гнездообразные скопления граната.

Макроскопически это светло-серые или зеленоватые плотные массивные породы фельзитовидного облика. Контакты их с пироксеновыми скарнами и амфибол-плаггиоклазовыми метасоматитами четкие, а с гранат-пироксеновыми — более расплывчатые, так как гранат в виде отдельных пятен и полос развивается и по пироксен-плаггиоклазовым метасоматитам.

В шлифах порода имеет гетеробластовую структуру и состоит из пироксена (45–65%), плаггиоклаза (30–50%) и небольшого количества сфена (5–8%). Часто, особенно вблизи контакта с пироксен-гранатовым скарном, проявляется гранат, а на контакте с амфибол-плаггиоклазовыми метасоматитами — тонкие субпараллельные полоски амфибола.

Характерной особенностью пироксен-плаггиоклазовых эндоскарнов является чрезвычайно небольшой размер выделений слагающих их минералов (сотые доли мм), однако иногда в этой мелкозернистой породе отмечаются полоски, прожилки и гнезда более крупнозернистых агрегатов плаггиоклаза и пироксена, нередко как бы окаймляющих более поздние кварц и сульфиды. Эти гнезда и прожилки вытянуты на 2–3 см при средней мощности 0,5 см.

Пироксен образует изометричные мелкие (0,04–0,06 мм) зерна серовато-зеленого цвета, переполненные включениями плаггиоклаза. Более крупные зерна (0,5–1,0 мм) пироксена встречаются возле скоплений кварца и сульфидов. Оптические свойства и состав пироксена приведены в табл. 20, из которой следует, что состав пироксена изменяется от диопсида с 20% молекулы генедбергита до геденбергита с 25% молекулы диопсида. Интересно, что в гнездах крупнозернистых пироксен-плаггиоклазовых скоплений пироксен представлен геденбергитом.

Таблица 20

Показатели преломления и состав пироксена в пироксен-плаггиоклазовых эндоскарнах

Номер образца	N_g	N_p	N_m	Состав геденбергита, %
C-128	1,745	1,716	-	80
C-113 P/1	1,736	1,700	-	60
C-104	1,736	-	1,720	60
C-104 ^M	1,745	1,722	-	75–80
C-112 ^B	1,712	1,684	-	20
C-104 ^D	1,745	-	1,724	80
C-95 ^D	-	-	1,706	50

Таблица 21

Показатели преломления и состав плагиоклаза в пироксен-плагиоклазовых эндоскарнах

Номер образца	N_g	N_p	Состав анортита, %
C-90 ^Г	1,574	1,568	70
C-104	1,578	1,568	75
C-104 ^М	1,578	1,570	75
C-112 ^В	1,571	1,565	65
C-104 ^Д	1,581	1,572	80
C-95 ^Д	1,578	1,570	75

Пироксен замещается кварцем, карбонатом, актинолитом, эпидотом, кальцитом, хлоритом и сульфидами.

Плагиоклаз встречается в виде очень мелких (0,01–0,05 мм) зерен, слагающих гнездообразные скопления размером до 0,1 мм. Более крупные (0,5 мм) зерна плагиоклаза вместе с пироксеном окаймляют кварц и сульфиды.

Как видно по замерам показателей преломления (табл. 21), состав плагиоклаза меняется от лабрадора № 65–70 до битовнита № 30. При этом более основные разновидности плагиоклаза встречаются в парагенезисе с наиболее железистыми пироксенами.

Плагиоклаз замещается альбитом, кварцем, мусковитом, клиноцоцитом, сульфидами и др.

Сфен является существенной примесью в пироксен-плагиоклазовых эндоскарнах в виде мелких ксеноморфных зерен и реже хорошо образованных клиновидных кристалликов в гнездах плагиоклаза.

Гранат встречается редко и образует гнездообразные скопления размером до 1–2 см. В шлифах он изотропный и интенсивно замещает плагиоклаз и пироксен. Судя по показателям преломления ($N = 1,745–1,760$), он представлен гроссуляром с 10–20% андрадитовой молекулы.

Пироксен-гранатовые скарны располагаются за зоной пироксен-плагиоклазовых эндоскарнов и отделяют ее от пироксеновых экзоскарнов или – в более редких случаях – от мраморизованных известняков. Мощность зоны пироксен-гранатовых скарнов небольшая и не превышает 0,15–0,20 м. Они развиваются, вероятно, как за счет алюмосиликатных пород, так и при замещении мраморизованных известняков. В первом случае они содержат реликты пироксен-плагиоклазовых эндоскарнов, во втором – гранат образует тесные сростания с пироксеном или непосредственно замещает мраморизованные известняки. Иногда пироксен-гранатовые скарны образуют тонкие, маломощные (1–5 см) прожилки в мраморизованных известняках.

Внешне пироксен-гранатовый скарн представляет собой плотную мелкозернистую породу розового цвета с отдельными пятнами и гнездами

светло-зеленых пироксен-плаггиоклазовых роговиков и пироксеновых скарнов. Под микроскопом отмечена гетеробластовая структура породы, состоящей из пироксена, граната и реликтовых остатков плаггиоклаза. Редко встречается везувиан.

Гранат образует гнездообразные скопления, имеет светло-коричневый цвет и постоянно содержит пойкилитовые включения пироксена. Иногда он слагает маломощные полосы, разделенные полосками пироксена. Судя по оптическим свойствам, гранат относится к рядуgrossуляра — андрадита. Он имеет показатели преломления от 1,745 до 1,780 и представлен grossуляром с 10–25% молекулы андрадита.

Пироксен образует мелкозернистые агрегаты или присутствует в виде пойкилитовых включений в гранате. Под микроскопом пироксен бесцветный или слабо-зеленоватый, и, судя по показателям преломления ($N_g = 1,728 - 1,746$, $N_p = 1,704 - 1,726$), представлен салитом-геденберgitом с 20% молекулы диопсида.

Везувиан встречается в единичных случаях в жилообразных скарнах среди мраморизованных известняков. Здесь везувиан слагает лучистые агрегаты коричневого цвета в тесных сростаниях с гранатом и пироксеном. Под микроскопом везувиан зеленоватой окраски, образует крупные (до 1 см) призматические кристаллы или неправильной формы зерна, выполняющие интерстиции между зернами пироксена или замещающие его. Нередко в крупном зерне везувиана содержатся мелкие реликтовые остатки пироксена. С гранатом он образует тесные сростания и выполняет промежутки между его зернами или же содержит крупные кристаллы граната. Везувиан имеет следующие оптические свойства: $N_o = 1,712$; $N_e = 1,708$; $2V = -30^\circ$.

Пироксен-гранатовые скарны замешаются сульфидами, кварцем, эпидотом, актинолитом и другими гистерогенными минералами.

Пироксеновые экзоскарны встречаются в виде маломощных жилообразных тел в мраморизованных известняках или на контакте их с биотитовыми роговиками, где они отделяют зону пироксен-плаггиоклазовых эндоскарнов от известняков, достигая мощности 1–1,5 м. Реже встречаются тонкие (несколько см) жилки пироксена среди пироксен-плаггиоклазовых эндоскарнов.

Макроскопически пироксеновый скарн представляет собой средне-крупнозернистую породу темно-зеленоватого цвета. На контакте с мраморизованными известняками пироксен нередко образует лучистые шестоватые агрегаты. В маломощных зонах пироксеновых скарнов встречаются отдельные гнезда и вкрапленность розового граната.

Под микроскопом пироксеновые скарны обладают гранобластовой мозаичной структурой, иногда встречаются более крупнозернистые агрегаты сноповой текстуры. Они сложены главным образом пироксеном с редкими зернами граната и кальцита.

Пироксен образует мелкие (1–2 мм) изометричные зерна и крупные призматические кристаллы зеленоватого цвета. Оптические свойства и состав пироксена приведены в табл. 22. Содержание геденберgitовой молекулы в нем изменяется от 50 до 85%. При этом маложелезистые

Таблица 22

Оптические свойства и химический состав пироксена
экзоскарнов

Номер образца	N_g	N_p	$c N_g$	$2V$	Состав геденбергита, %
C-98-а	1,728	1,704	42	60-61	50-60
C-98-б	1,746	1,724	45	63	80
C-105-а	1,746	1,724	-	-	80
C-105-д	1,750	1,726	-	-	85
C-105-л	1,750	1,728	47	64	85
C-128-л	1,746	1,724	-	-	80
C-138-б-I	1,750	1,724	46	64	85

разности пироксена развиты или в мало мощных скарновых зонах на контакте биотитовых роговиков и известняков (где тяготеют к пироксен-плагиоклазовым эндоскарнам), или в тонких пироксеновых прожилках среди пироксен-плагиоклазовых эндоскарнов. Основная масса пироксеновых скарнов (особенно в мощных зонах) сложена геденбергитом, который имеет постоянный состав.

Гранат в пироксеновых скарнах встречается редко и образует гнездообразные скопления или полоски на контакте с известняками или пироксен-гранатовыми экзоскарнами. По составу он представлен гроссуляром и по оптическим свойствам не отличается от граната эндоскарнов и пироксен-гранатовых экзоскарнов.

Волластонитовые экзоскарны встречаются редко и только возле мало мощных скарновых зон, где они отделяют пироксеновые скарны от известняков, достигая мощности 2-3 см. Волластонит слагает параллельно-шестоватые агрегаты белого цвета, ориентированные перпендикулярно контакту зон. В шлифах образует длиннопризматические зерна с редкими включениями мелких кристалликов пироксена и обладает обычными свойствами: $N_g = 1,633$, $N_p = 1,618$; замещается кварцем, кальцитом.

Помимо скарнов, развитых по биотитовым роговикам и известнякам, особого внимания заслуживают скарнированные породы, образовавшиеся по плагиогранитам. На месторождении они широко не распространены, но имеют важное значение, так как именно на контакте плагиогранитов со скарнами в участках пересечения их кварцевыми жилами располагаются мощные метасоматические линзы массивных шеелитовых руд. Породы в этих участках подвержены гидротермальным изменениям, и о первичном минеральном составе их можно судить либо по редким реликтовым остаткам скарнов, либо при изучении мало мощных зон, сохранившихся в стороне от основных тектонических нарушений, к которым приурочены кварцевые жилы. Изучение разрезов через такие участки показывает, что плагиограниты на контакте со скарнами под-

вергаются значительным изменениям: в них исчезает биотит, который замещается хлоритом и карбонатом, уменьшается количество кварца, но значительно увеличивается количество плагиоклаза и повышается его основность (от андезина № 40–45 до лабрадора № 50).

На контакте гранитоидов с мощными скарновыми телами или в тонких жилках плагиогранитов среди скарнов порода по своему составу приближается к плагиоклазитам. Она приобретает белый цвет и мелкозернистое строение. Под микроскопом отмечена гетеробластовая структура породы, сложенной разновеликими таблитчатыми зернами плагиоклаза № 50, среди которых встречаются ксеноморфные зерна хлорита и карбоната. В крупных зернах плагиоклаза очень редко сохраняются пойкилитовые включения биотита. Кварц иногда образует крупные (2–3 мм) ойокристаллы, в которых располагаются мелкие идиоморфные кристаллы плагиоклаза.

Маломощные жилы плагиогранитов, расположенные непосредственно среди пироксен- и амфибол-плагиоклазовых эндоскарнов, превращены в породы, сложенные преимущественно таблитчатыми зернами плагиоклаза № 45 (75%), среди которых рассеяны длиннопризматические кристаллы куммингтонита (15%) и ксеноморфные зерна кварца (12%). Встречаются скопления хлорита, который замещается куммингтонитом.

В скарнированных плагиогранитах постоянно встречаются идиоморфные или неправильные зерна сфена и мелкие кристаллики циркона, иногда отмечается ортит.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА СКАРНООБРАЗОВАНИЯ

Выяснение физико-химических условий образования скарнов представляет достаточно сложную задачу. Основные скарновые залежи, как об этом говорилось выше, образовались при замещении как биотитовых роговиков, так и мраморизованных известняков. Они имеют сложное строение и в значительной мере изменены последующими собственно рудными процессами. Асимметричная зональность скарновых залежей, приуроченных к контакту мраморизованных известняков и биотитовых роговиков, широкое развитие жилообразных скарновых тел среди биотитовых роговиков, а также постоянный состав минералов в пределах скарновых зон – все это указывает на существенно инфильтрационный характер образования скарнов (Коржинский, 1953; Жариков, 1959). Биметасоматические диффузионные процессы имеют подчиненное значение и проявились локально в маломощных скарновых зонах на контакте биотитовых роговиков с известняками.

Для выяснения химизма процесса скарнообразования был подсчитан баланс вещества по данным химических анализов вмещающих и метасоматических пород с учетом пористости (Рудник, 1962). Как видно из табл. 23, замещение известняков и биотитовых роговиков происходило с привнесением кремнезема, кальция, марганца и закисного железа и выносом титана, алюминия, магния, окисного железа, углекислоты и щелочей.

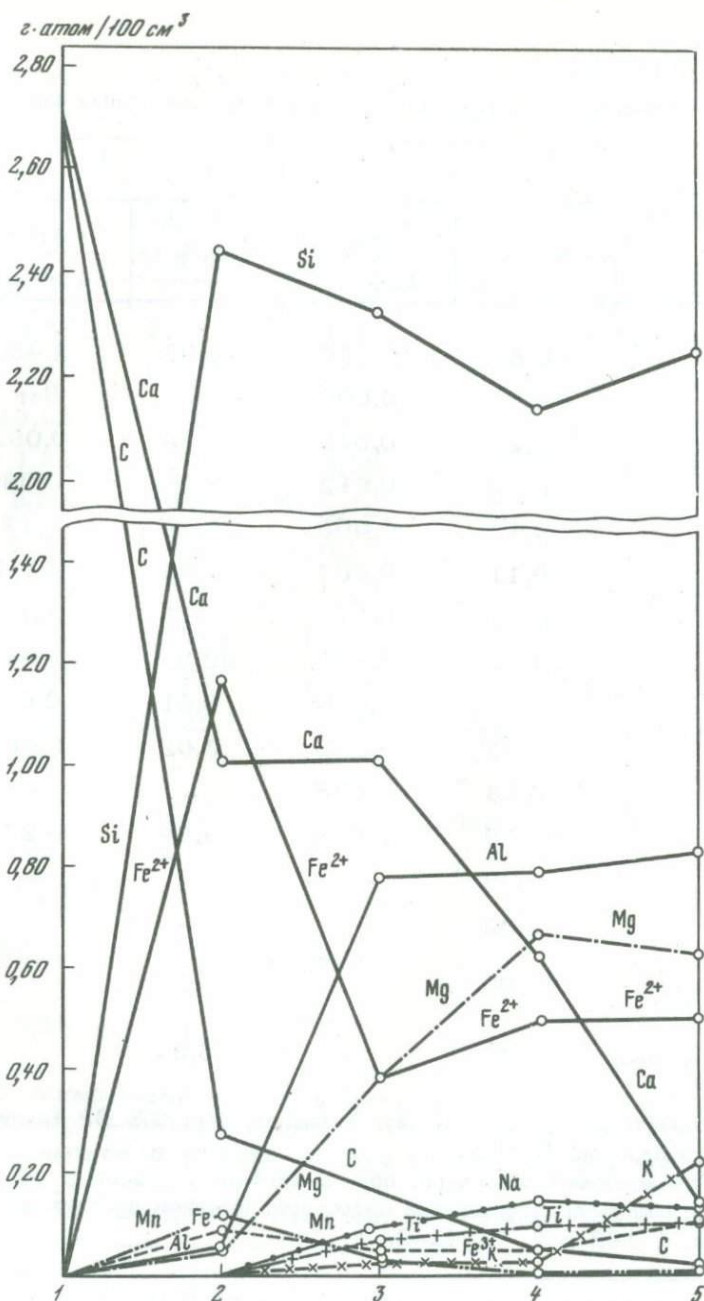


Рис. 11. Диаграмма миграции вещества при образовании скарнов на контакте биотитовых роговиков и известняков

1 — известняк; 2 — пироксеновый экзокскарн; 3 — пироксен-плаггиоклазовый эндоскарн; 4 — амфибол-плаггиоклазовый метасоматит; 5 — биотитовый роговик

Таблица 23

Привнос-вынос вещества при равнообъемном замещении известняков

Компоненты	1		2	
	вес. %	$\frac{\text{г} \cdot \text{атом}}{100 \text{ см}^3}$	вес. %	$\frac{\text{г} \cdot \text{атом}}{100 \text{ см}^3}$
SiO ₂	0,87	0,039	43,98	2,450
TiO ₂	Сл.	0,000	Нет	Нет
Al ₂ O ₃	0,23	0,012	0,79	0,052
Fe ₂ O ₃	0,04	0,012	2,05	0,086
FeO	0,17	0,006	25,29	1,178
MnO	0,11	0,004	2,48	0,117
MgO	0,22	0,014	0,57	0,047
CaO	54,89	2,652	20,34	1,031
Na ₂ O	0,12	0,010	0,01	0,001
K ₂ O	0,02	0,001	0,02	0,001
H ₂ O [±]	0,13	0,038	-	-
CO ₂	43,10	2,648	3,59	0,273
P ₂ O ₅	0,08	-	-	-
S	0,02	-	-	-
Сумма	100,00		99,75	
Объемн. вес, г/см ³	2,71		3,34	

1. Известняк. Среднее из двух анализов, обр. 22, 32 (данные В.В. Тихомировой, ВИМС).

2. Пироксеновый экзокскари, обр. С-144-И.

3. Пироксен-плаггиоклазовый эндоскарн. Среднее из двух анализов, обр. С-193-в-2, С-141-2.

Из расчетов исключены амфибол-биотитовые роговики, пироксен-гранатовые и волластонитовые скарны, так как они в общем объеме метасоматических пород скарных зон занимают подчиненное положение и не оказывают существенного влияния на определение привноса-выноса вещества.

и биотитовых роговиков

3		4		5	
вес. %	$\frac{\text{г} \cdot \text{атом}}{100 \text{ см}^3}$	вес. %	$\frac{\text{г} \cdot \text{атом}}{100 \text{ см}^3}$	вес. %	$\frac{\text{г} \cdot \text{атом}}{100 \text{ см}^3}$
45,78	2,320	43,22	2,143	46,29	2,249
1,87	0,071	2,67	0,098	2,57	0,094
13,11	0,780	14,21	0,830	15,20	0,870
1,23	0,046	1,36	0,050	2,80	0,102
9,04	0,382	12,12	0,502	12,30	0,500
0,73	0,031	0,37	0,015	0,21	0,008
5,13	0,387	9,11	0,673	8,74	0,633
19,90	1,080	11,82	0,628	3,06	0,159
0,88	0,086	1,48	0,142	1,38	0,130
0,33	0,022	0,39	0,024	3,62	0,224
-	-	-	-	-	-
1,69	0,116	0,65	0,044	0,31	0,020
-	-	-	-	0,09	-
-	-	-	-	-	-
100,57		99,75		99,31	
3,06		2,97		2,90	

4. Амфибол-плаггиоклазовый метасоматит. Среднее из двух анализов, обр. С-193-в-3, С-98.

5. Биотитовый роговик. Среднее из трех анализов, обр. С-144-в-1, 21 С-144-д.

Анализы выполнены Л.А. Козловой, Г.Г. Горошко (ДВГИ).

В табл. 24 приведены расчеты привноса-выноса с учетом примерно соотношения различных типов метасоматических пород в условном столбе 1000 см высотой, сечением 100 см², "вырезанном" вкост прос-тирания скарного тела. За основу взят реальный разрез скарновой зоны на северо-восточном фланге месторождения.

Таблица 24

Привнос-вынос вещества (в г·атом) в процессе замещения

Компоненты	Содержание компонентов		Привнос-вынос при замещении толщи известняков
	в известняках мощностью 250 см	в пироксеновых экзоскарнах мощностью 250 см	
Si ⁴⁺	0,975	61,250	+60,275
Ti ⁴⁺	0,000	0,000	0,000
Al ³⁺	0,300	1,300	+1,000
Fe ³⁺	0,300	2,150	+1,850
Fe ²⁺	0,150	29,450	+29,300
Mn ²⁺	0,100	2,942	+2,842
Mg ²⁺	0,350	1,175	+0,825
Ca ²⁺	66,300	25,775	-40,525
Na ⁺	0,250	0,025	-0,225
H ⁺	0,025	0,025	0,000
C ⁴⁺	66,200	6,825	-59,375

Расчет привноса-выноса скарнов по биотитовым роговикам показывает, что они формировались с привносом кальция, марганца, кремния и углекислоты при одновременном выносе магния, алюминия, титана, окисного и закисного железа и щелочей.

Скарны по известнякам образовались с привносом всех компонентов, кроме кальция и углекислоты. Причем глинозем и магний, вероятно, заимствовались из биотитовых роговиков в процессе распределения компонентов между эндо- и экзоскарнами при биметасоматозе.

Интересно поведение выносимых компонентов при образовании скарнов, как видно на рис. 11, построенном по данным табл. 23. Если калий, алюминий и титан неуклонно выносятся при увеличении интенсивности процесса, то при общем выносе магния, окисного железа и натрия некоторое их количество сохраняется в амфибол-плагиоклазовых метасоматитах.

В зависимости от привноса-выноса компонентов находится и минеральный состав скарновых зон. Образование амфибол-плагиоклазовых

известняков и биотитовых роговиков (по данным табл. 23)

Содержание компонентов			Привнос-вынос при замещении толщи биотитовых роговиков	Суммарный привнос-вынос при замещении биотитовых роговиков и известняков мощностью 1000 см
в биотитовых роговиках мощностью 750 см	в пироксен-плагиоклазовых эндоскарнах мощностью 500 см	в амфибол-плагиоклазовых метасоматитах мощностью 250 м		
168,675	116,000	53,575	+0,900	+61,175
7,050	3,550	2,475	-1,025	-1,025
65,250	39,000	20,750	-5,500	-4,500
7,650	2,300	1,250	-3,900	-2,050
37,500	19,100	12,550	-5,850	+23,450
0,600	1,550	0,375	+1,325	+4,167
47,475	19,350	16,825	-11,300	-10,475
11,925	54,000	15,700	+57,775	+17,250
9,750	2,300	3,550	-3,900	-4,125
16,800	1,100	0,600	-15,100	-15,100
1,500	5,900	1,100	+5,400	-53,975

пород происходило в условиях привноса кальция, магния, натрия и выноса калия при постоянном содержании других компонентов. Привнос кальция приводил к повышению основности плагиоклаза (от №25-30 в биотитовых роговиках до №35-50 в амфибол-плагиоклазовых метасоматитах), а вместе с привносом магния - к появлению амфибола.

Пироксен-плагиоклазовые скарны образовались в результате дальнейшего привноса кальция и марганца и интенсивного выноса натрия и магния. Это привело к появлению основных плагиоклазов (до №70-80) и железистых пироксенов за счет увеличения концентрации железа в растворах по сравнению с магнием.

Пироксеновые скарны формировались в условиях интенсивного привноса в известняки кремния, железа и марганца, а в меньших количествах и других компонентов.

Особенности метасоматической зональности скарновых зон на месторождении зависят как от интенсивности процесса привноса-выноса и

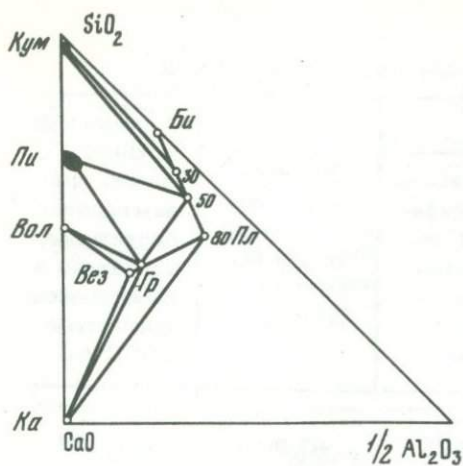


Рис. 12. Диаграмма состав-парагенезис известковых скарнов месторождения Восток-2

дифференциальной подвижности компонентов, так и от состава замещающих пород.

На основании изучения парагенетических соотношений минералов в скарных зонах была построена диаграмма состав-парагенезис (рис. 12), отражающая зависимость между минеральным и химическим составом скарнов $\text{CaO-SiO}_2-1/2 \text{Al}_2\text{O}_3$. При построении диаграммы в ка-

честве виртуальных инертных компонентов приняты обычные для известняковых скарнов (Коржинский, 1948, 1953) вполне подвижные компоненты: H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O , MnO , FeO , MgO ; обособленные минералы-компоненты — апатит и сфен.

Для выяснения условий образования скарнов нами была построена диаграмма зависимости минеральных парагенезисов от давления и температуры по методике Д.С. Коржинского (1953, 1957). В качестве вполне подвижных компонентов, определяющих температурные условия, принята активность H_2O , давление определялось по изменению объемного эффекта ΔV (Маракушев, 1965). Для расчетов были приняты следующие составы скарных минералов и рассчитаны их мольные объемы:

Волластонит (Вол) — CaSiO_3 ; $V = 39,92 \text{ см}^3$.

Пироксен (геденбергит № 80; Пу₈₀) — $\text{CaMg}_{0,2}\text{Fe}_{0,8}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$;
 $V = 80,445 \text{ см}^3$.

Гранат (гроссуляр № 20; Гр₂₀) — $\text{Ca}_3\text{Al}_1,6\text{Fe}_{0,4}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$; $V = 127,62 \text{ см}^3$.

Плагиоклаз (андезин-лабрадор № 50; Пла₅₀) — $\text{Na}_{0,5}\text{Ca}_{0,5}\text{Al}_{1,5}\text{Si}_{2,5}\text{O}_8$;
 $V = 94,216 \text{ см}^3$.

Везувиан (Вез) — $\text{Ca}_{10}\text{Fe}_1^{2+}\text{Mg}_1\text{Al}_4\text{Si}_9(\text{OH})_2\text{F}_2\text{O}_{17}$; $V = 348,72 \text{ см}^3$.

Скаполит № 30 (Скан) — $\text{Na}_{2,8}\text{Ca}_{1,2}\text{Al}_{3,9}\text{Si}_{8,1}\text{O}_{24}[\text{Cl}_{0,7}(\text{CO}_3)_{0,3}]$;
 $V = 200,15 \text{ см}^3$.

Куммингтонит (Кум) — $\text{Fe}_{3,5}^{2+}\text{Mg}_{3,5}\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{OH}_2$; $V = 516,96 \text{ см}^3$.

Содержание гидроксила в везувиане принято средним — $(\text{OH})_2$, так как именно такой состав минерала характерен для месторождений

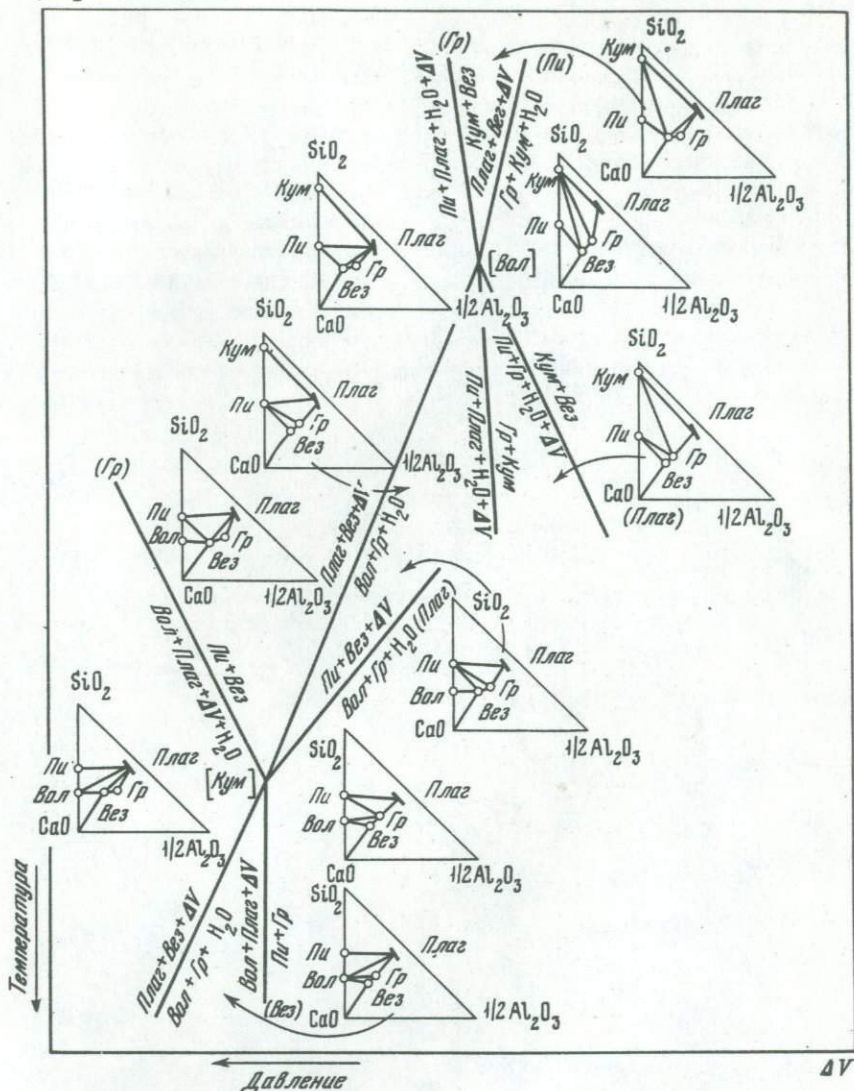
$\mu \text{H}_2\text{O}$ 

Рис. 13. Диаграмма зависимости минеральных парагенезисов в скарнах от температуры ($\mu \text{H}_2\text{O}$) и давления (ΔV)

Средней Азии, где он встречается очень часто (Абдуллаев, 1964). Состав скаполита № 30 принят по данным В.А. Жарикова (1968).

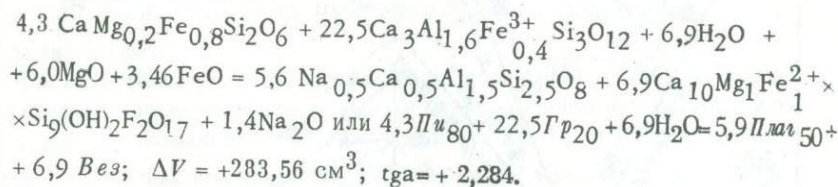
Для скарнов месторождения Восток-2 характерна 6-минеральная ассоциация без скаполита. Исходя из правила фаз Гиббса: $n = k + 2 - \phi$, где k — число компонентов (3), ϕ — число фаз (5), а n — число степеней свобод, равное в нашем случае 1, для скарнов месторождения мы име-

ем мультисистему с отрицательными степенями свободы. Особенности построения диаграмм состояния для мультисистем такого рода детально рассмотрены Д.С. Коржинским (1957₂). В этом случае мы имеем 6 невариантных ассоциаций, представленных на диаграмме химических потенциалов шестью невариантными точками. Не рассматривая все возможные невариантные ассоциации мультисистемы, обратим внимание на два взаимноисключающих пятиминеральных парагенезиса, наиболее характерных для скарнов месторождения Восток-2: безволластонитовый и безкуммингтонитовый. На диаграмме (рис. 13) им отвечают две невариантные точки, в которых пересекаются пять моновариантных линий. Безволластонитовая невариантная точка [Вол] будет лежать на продолжении луча безкуммингтонитового пучка.

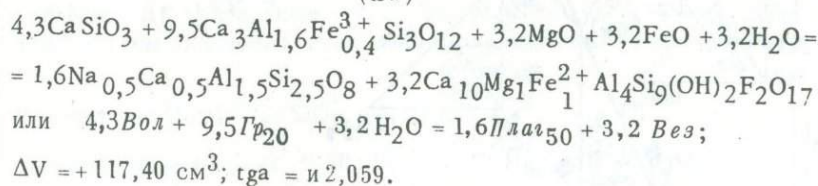
Для расчета пучка линий моновариантных равновесий были составлены возможные реакции отдельно для безкуммингтонитового и безволластонитового парагенезисов.

Безкуммингтонитовый пучок

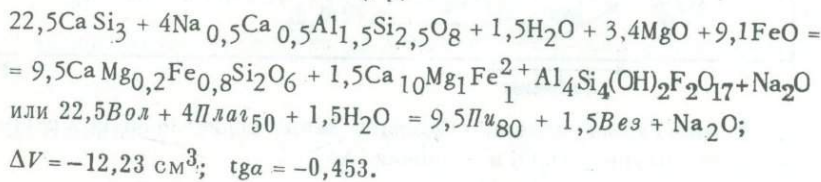
(Вол)



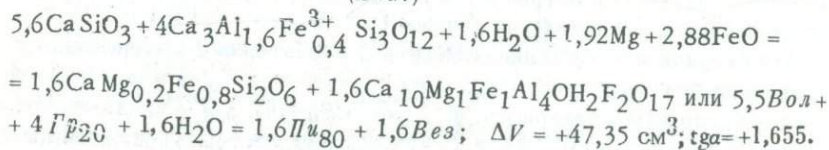
(Пу)



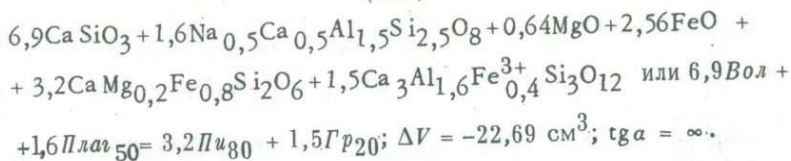
(Гр)



(Пла)



(Вез)

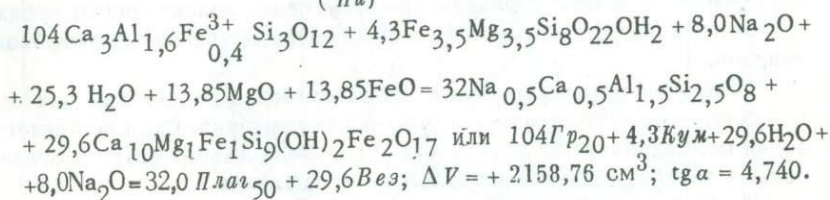


Углы наклона моновариантных линий определяются на основании закона действующих масс, который для реакции без учета воластонита может быть записан следующим образом:

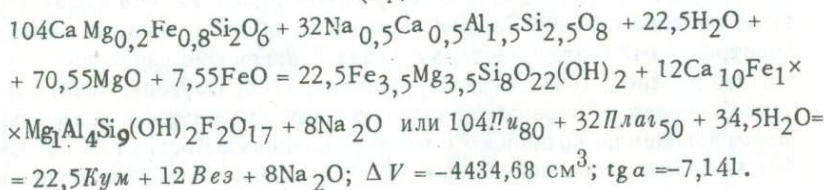
$$6,90 \mu \text{H}_2\text{O} = 283,56 \text{ см}^3 \Delta V; \text{tg } \alpha = \frac{6,9018}{230,56} = +2,284.$$

Безволастонитовый пучок

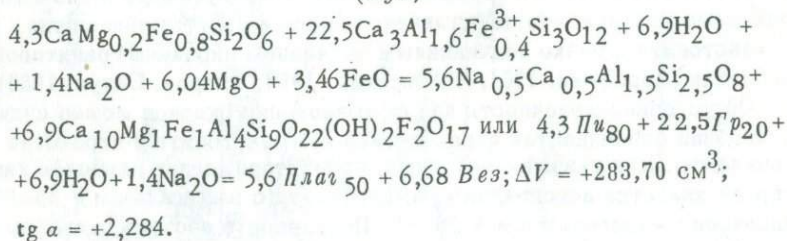
(Пи)



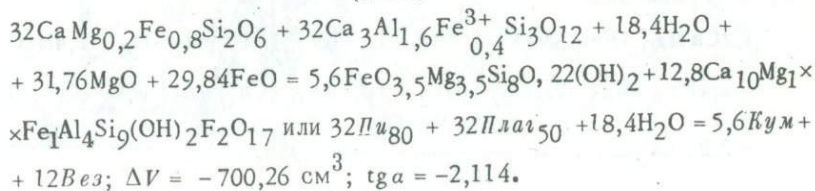
(Гр)



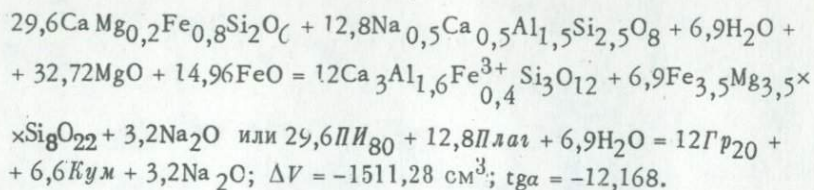
(Кум)



(Плаз)



(Вез)



Из диаграммы (рис. 14) можно заключить следующее.

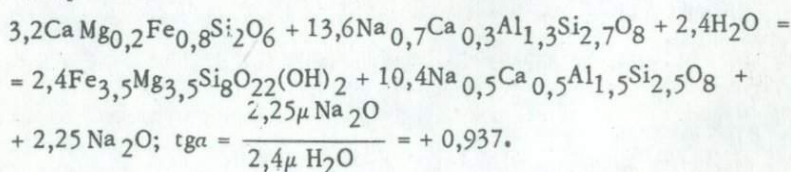
1. Нонвариантная точка [Кум], отражающая различные парагенезисы с волластонитом, указывает на высокотемпературные и глубинные условия их формирования, а парагенезис волластонит-плаггиоклаз отвечает наиболее высокотемпературной волластонит-плаггиоклазовой фазии (Жариков, 1968) повышенной глубинности.

2. Нонвариантная точка [Вол], характерная для разнообразных парагенезисов с куммингтонитом при отсутствии волластонита, отражает более низкотемпературные и малоглубинные условия формирования скарнов.

3. Парагенезисы пироксена с гранатом более характерны для условий повышенных температур и умеренных давлений. Судя по наклону линий мновариантных равновесий (Пи), (Вол), (Кум), этот парагенезис больше зависит от температуры, чем от давления.

Применяя результаты диаграммы к анализу парагенезисов скарново-шеелитовых месторождений СССР, можно отметить, что широкое развитие в составе скарнов Средней Азии волластонита, а также широко распространенный в этих месторождениях парагенезис пироксена с гранатом (Абдуллаев, 1964; Жариков, Власова, 1961; Власова, 1968) определенно говорят о более глубинных и высокотемпературных условиях их формирования по сравнению с месторождениями Востока СССР (Восток-2, Агылки). При этом, если скарны месторождения Восток-2 образовались при относительно пониженных температурах и давлениях, то скарны месторождения Агылки отражают самые малоглубинные и низкотемпературные условия, что доказывается полным отсутствием среди них волластонита и резко подчиненным значением пироксен-гранитовой ассоциации (Дорофеев, 1961; Найбородин, 1959; Флеров, Бичус, 1969).

Об условиях щелочности при формировании скарнов можно судить на основании особенностей парагенезиса куммингтонита и пироксена с плаггиоклазом. Как указывалось выше, на месторождении наиболее характерной является ассоциация куммингтонита с плаггиоклазом № 35–50, а пироксена – плаггиоклазом № 50–80. Появление в составе скарновых зон парагенезиса пироксена с более кислым плаггиоклазом определяется следующей реакцией:



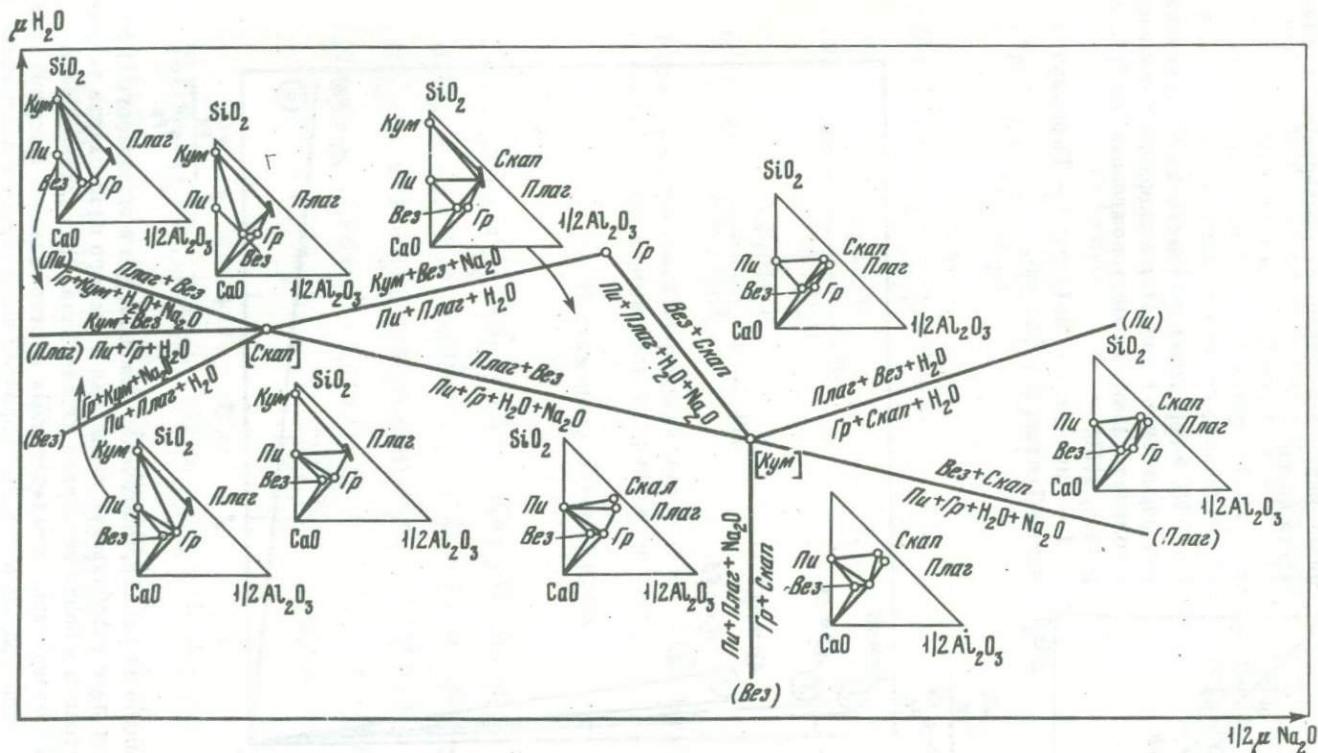


Рис. 14. Влияние температуры (μH_2O) и активности натрия на устойчивость кумингтонита, пироксена и плагиоклаза

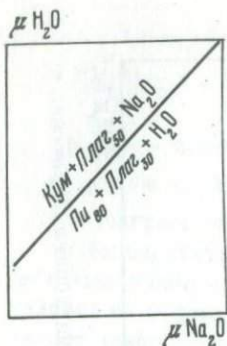
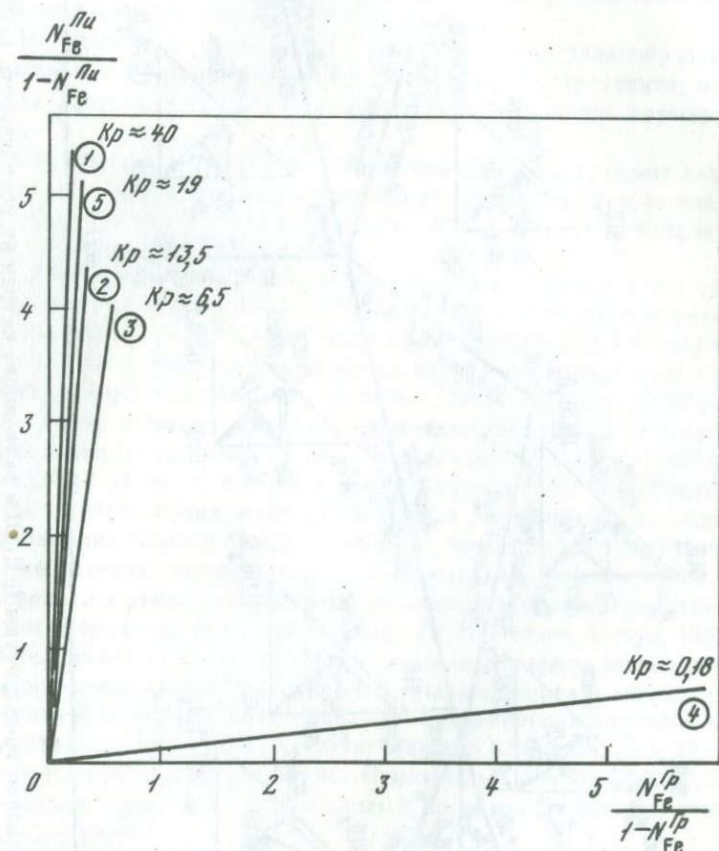


Рис. 15. Диаграмма зависимости минеральных парагенезисов в скарнах от температуры и активности натрия

Рис. 16. Корреляция железистости сосуществующих пироксенов и гранатов в скарново-шеелитовых и полиметаллических месторождениях (по В.А. Жарикову, 1968)

1 – Ингичке; 2 – Майхура; 3 – Тырнауз; 4 – Алтын-Топкан; 5 – Восток-2



Как видно из рис. 15, увеличение температуры и щелочности (μNa) расширяет поле устойчивости пироксена и кислого плагиоклаза за счет куммингтонита и более основного плагиоклаза. Это подтверждается тем, что в более высокотемпературных месторождениях Средней Азии (Ингичке, Майхура, Лянгар и др.) пироксен ассоциирует с плагиоклазом № 30, а в составе скарнов появляется скаполит.

Для выяснения условий формирования скарнов со скаполитом была построена диаграмма зависимости парагенезисов от температуры и активности натрия. Для расчета были взяты две невариантные пятиминеральные ассоциации: *Пи, Гр, Плаг, Кум, Вез* и *Пи, Гр, Плаг, Скап, Вез*.

Первая пятиминеральная ассоциация была рассчитана выше. Углы наклона моновариантных линий без скаполитовой невариантной точки на диаграмме $\mu \text{H}_2\text{O} - \mu \text{Na}_2\text{O}$ имеют следующие значения:

$$(\text{Пи}) \operatorname{tg} \alpha = \frac{8,0 \mu \text{Na}_2\text{O}}{25,3 \mu \text{H}_2\text{O}} = -0,316;$$

$$(\text{Гр}) \operatorname{tg} \alpha = \frac{8,0 \mu \text{Na}_2\text{O}}{34,5 \mu \text{H}_2\text{O}} = +0,232;$$

$$(\text{Кум}) \operatorname{tg} \alpha = \frac{1,4 \mu \text{Na}_2\text{O}}{-6,9 \mu \text{H}_2\text{O}} = -0,303;$$

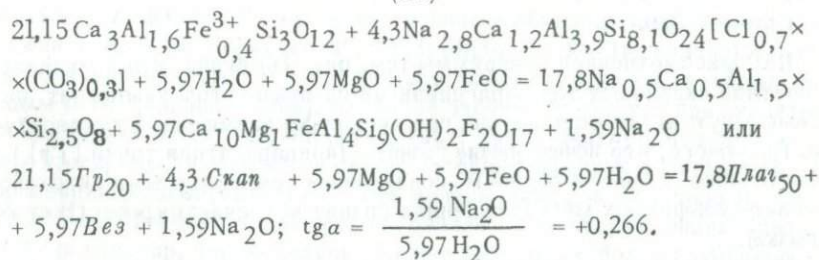
$$(\text{Плаг}) \operatorname{tg} \alpha = \frac{0 \mu \text{Na}_2\text{O}}{18,4 \mu \text{H}_2\text{O}} = 0;$$

$$(\text{Вез}) \operatorname{tg} \alpha = \frac{3,2 \mu \text{Na}_2\text{O}}{6,9 \mu \text{H}_2\text{O}} = +0,464.$$

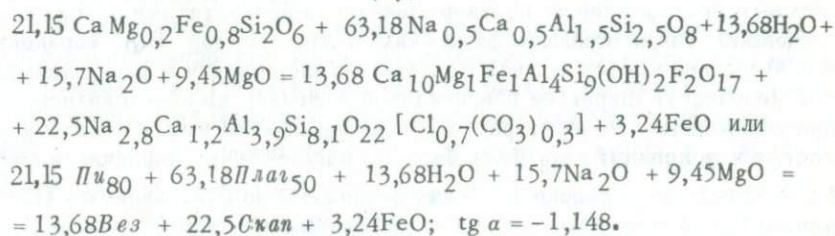
Расчет реакций линий моновариантных равновесий для невариантной ассоциации без куммингтонита приводится ниже.

Безкуммингтонитовый пучок

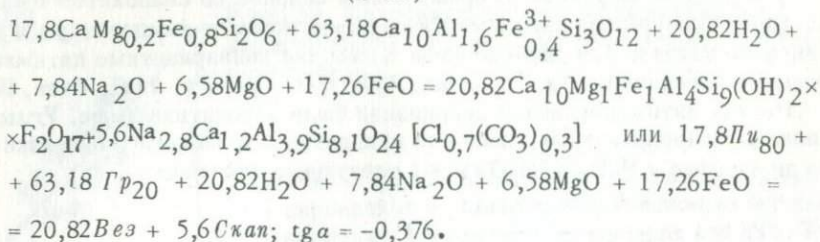
(Пи)



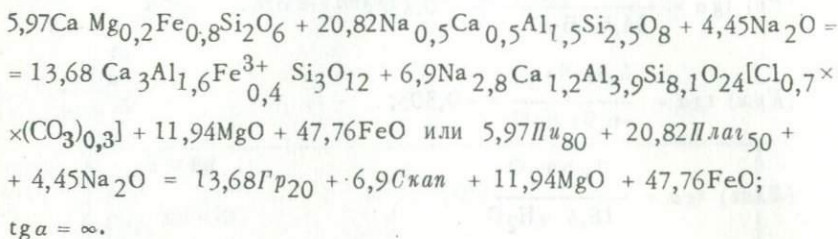
(Гр)



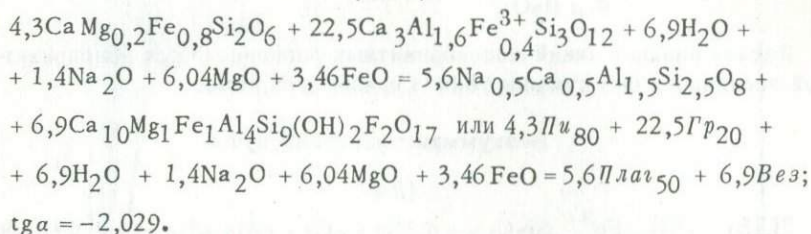
(Плаг)



(Вез)



(Скан)



Из рассмотренной диаграммы (см. рис. 14) видно, что появление в составе скарновых зон парагенезисов со скаполитом указывает на повышенную активность натрия при несколько повышенной температуре. Интересно, что исчезновение граната (нонвариантная точка [Гр]) обусловлено главным образом понижением температуры; в скарново-шеелит-сульфидных месторождениях гранат встречается редко (Восток-2, Аглык).

Полученные на основании термодинамических расчетов диаграммы, определяющие физико-химические условия формирования скарнов шеелитовых месторождений, подтверждаются и результатами других исследований. Так, на основании физико-химических расчетов В.А. Жарикова (1968) скарны месторождений Восток-2 можно отнести к фации нормальной щелочности (пироксен плагиоклазовая фация), но образовались они при пониженных температурах, что подтверждается высокой железистостью пироксена (*Гедгг Ногг Дионг*) и присутствием первичного амфибла. Появление в скарновых зонах скаполита, по В.А. Жарикову (1968), указывает на щелочные условия их формирования (пироксен-скаполито-

Таблица 25

Состав и оптические свойства сосуществующих пироксена и граната

Номер образца	Пироксен	Гранат
C-108-л	$N_g = 1,750; N_p = 1,728;$ геденбергит 85	$N = 1,780;$ гроссуля, 75
C-114-м	$N_g = 1,746; N_p = 1,724;$ геденбергит 80	$N = 1,760;$ гроссуля, 84
C-128-л	$N_g = 1,746; N_p = 1,718;$ геденбергит 80	$N = 1,760;$ гроссуля, 84
C-144-0	$N_g = 1,746; N_p = 1,724;$ геденбергит 80	$N = 1,754;$ гроссуля, 86
C-98-A	$N_g = 1,728; N_p = 1,704;$ геденбергит 60	$N = 1,745;$ гроссуля, 90
C-139-д	$N_m = 1,720;$ геденбергит 75	$N = 1,754;$ гроссуля, 86

вая фация). На небольшую глубину образования скарнов месторождения указывает присутствие в них куммингтонита, который, по данным большинства исследователей, является типичным абиссофобным минералом (Ксржинский, 1940; Кориковский, 1968; Shido, 1958). Это подтверждается и подчиненной ролью в скарнах месторождения граната, который, по данным Д.В. Калинина (1969), наиболее охотно образуется при повышенных давлениях. В.С. Соболев (1944, 1957) также считает, что образованию гроссуляра, имеющего в своем составе алюминий в шестерной координации, благоприятствует повышенное давление. Учитывая, что пироксен-гранатовые скарны широко развиты в месторождениях Средней Азии (Лянгар, Чорух-Дайрон), можно говорить о более глубинных условиях их формирования по сравнению с месторождениями Дальнего Востока (Восток-2, Агылки).

Для выяснения условий кислотности при образовании скарнов можно использовать корреляционную зависимость железистости сосуществующих пироксена и граната (табл. 25). Из рассмотрения реакции смешанного равновесия (Жариков, 1968): диспид + андрадит + $[Al(OH)_3] + [H^+] + [e] \rightleftharpoons$ геденбергит + гроссуля + $[Mg(OH)_2] + [H_2O]$ следует, что парагенезис высокожелезистого пироксена с маложелезистым гранатом указывает на повышенную кислотность раствора, так как температурные и окислительно-восстановительные условия образова-

ния пироксен-гранатовых скарнов являются близкими, а активности гидроксидов алюминия, магния и воды можно принять постоянными.

Как видно на диаграмме (рис. 16), где нанесены результаты анализов железистости сосуществующих пироксенов и гранатов из различных типов месторождений, для месторождения Восток-2 характерна ассоциация гроссулярового граната с геденбергитом ($Kp = 13,5-17,0$), что близко к результатам по другим скарново-шеелитовым месторождениям (Ингичке, Койташ, Майхура, Тырнауз), но значительно отличается от скарново-полиметаллического месторождения Алтыч-Топкан.

ГРЕЙЗЕНЫ

На месторождении широким растространением пользуются грейзены и грейзенизированные породы. По условиям залегания, вещественному составу и генетическим особенностям выделяются две группы грейзенов: грейзенизированные породы в контактовой зоне интрузии плагиогранит-гранодиоритов и околожильные грейзены, сопровождающие кварцевые жилы (Степанов, 1971).

ГРЕЙЗЕНИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ В КОНТАКТОВОЙ ЗОНЕ ИНТРУЗИИ

Грейзенизированные породы чехлом окружают массив и развиваются по плагиогранит-гранодиоритам, биотитовым роговикам, песчаникам и скарнам, достигая мощности 2–3 м. По трещинным зонам они удаляются далеко в породы кровли или образуют протяженные крутопадающие тела в плагиогранитах. Этот тип грейзенов представлен фациями грейзенизированных пород, кварц-серицитовых метасоматитов и реже кварц-мусковитовых и кварц-биотитовых грейзенов.

Грейзенизированные плагиограниты и гранодиориты на месторождении пользуются самым широким распространением и, как правило, тяготеют к зонам тектонических нарушений, секущим массив. Наиболее интенсивно они проявлены вблизи рудных залежей. Макроскопически от неизмененных пород они отличаются более светлым цветом, наличием мелких листочков мусковита и вкрапленности сульфидов. Под микроскопом выявляется гетеробластовая, участками роговикованная структура породы и простой минеральный состав: кварц, альбит, мусковит, серицит, хлорит, кальцит. Постоянно присутствуют реликтовые минералы первичных пород – кварц, плагиоклаз № 40–45, биотит, ортоклаз, а также акцессорные апатит и рутил. В шлифах можно проследить все стадии изменения исходных пород. Вначале по крупным зернам плагиоклаза развиваются тонкие прожилки альбита с чешуйками серицита, приуроченные к периферии зерен, тонким трещинкам и двойниковым швам. При этом выделяется кальцит, который чаще встречается в центральной части зерен. Биотит интенсивно замещается хлоритом и мусковитом с одновременным выделением рутила.

В наиболее измененных породах среди мелких зерен метасоматического кварца сохраняются только крупные зерна первичного кварца, пла-

гиоклаз целиком замещен альбитом, в котором содержатся листочки мусковита и вкрапленность кальцита, а по биотиту развиваются псевдоморфозы хлорита и мусковита. Постоянно присутствуют скопления мелких зерен арсенопирита и пирротина. Замеры показателей преломления мусковита из псевдоморфоз по биотиту дали следующие результаты: $N_g = 1,587$; $N_p = 1,652$, что, по В.Н. Трегеру (1958), позволяет его относить к безжелезистым разновидностям. Хлорит относится к ряду делессита-диабантита и имеет следующие свойства: $N_p = 1,608$; $N_g - N_p = 0,005$; одноосный положительный. В шлифах бесцветный, имеет серые цвета интерференции.

В процессе грейзенизации плагиогранитов происходит привнос кремнезема, глинозема, кальция и вынос натрия при незначительных колебаниях других компонентов (табл. 26).

Грейзенизированные песчаники непосредственно примыкают к зонам грейзенизации в лежачем боку рудных тел. Они представляют собой серые мелкозернистые породы, содержащие редкую вкрапленность сульфидов (арсенопирита, пирротина) и мелкие чешуйки мусковита. Под микроскопом выявляется гетеробластовая структура породы. Из первоначальных минералов песчаников сохраняются крупные зерна кварца, калишпата и плагиоклаза № 10–15, который переполнен чешуйками светлого серицита и неправильными скоплениями карбоната. Как правило, крупные (0,5 мм) зерна плагиоклаза по периферии или целиком замещаются мелкозернистым роговикового облика альбитом № 5–10. Калишпат изменяется слабо и замещается пертитовыми прожилками альбита. Цемент породы замещен серицитом, мелкозернистым кварцем и альбитом. Постоянно вместе с серицит-мусковитом присутствует хлорит, отмечается вкрапленность арсенопирита и пирротина.

Грейзенизированные биотитовые роговики имеют серый цвет и мелкозернистое строение. В шлифах выясняется минералогический состав породы: кварц, мусковит-серицит, хлорит, альбит, кальцит, апатит, рутил и сульфиды (арсенопирит, пирротин); структура породы гетеробластовая. Плагиоклаз образует крупные (0,5 мм) таблитчатые зерна, нередко полисинтетически сдвойникованные. По углу симметричного погасания определен как альбит № 10. В центральной части зерен нередко содержатся чешуйки мусковит-серицита и вкрапленность кальцита. Периферические части зерен переполнены мелкими червеобразными зернышками кварца и более позднего вторичного альбита. Кварц образует крупные (0,2–0,4 мм) изометричные зерна или мелкие роговикового облика зернышки вместе с поздним альбитом. Мусковит и альбит встречаются вместе, образуют сростания и, вероятно, замещают первичный биотит. Кальцит образует неправильной формы скопления и тяготеет к плагиоклазу.

Рутил и апатит встречаются в виде редкой вкрапленности, рассеянной в породе. В составе этих пород, особенно на контакте их с грейзенизированными гранодиоритами, появляются мелкие зерна или порфиробласты калишпата, замещающие плагиоклаз. Калишпат тесно ассоциирует с мелкозернистым кварцем. Как правило, в этих участках отсутствует мусковит.

Таблица 26

Химический состав неизменных и грейзенизированных плаггиогранитов

Компоненты	Плаггиогранит		Грейзенизированный плаггиогранит	
	вес. %	$\frac{\text{г. атом}}{100 \text{ см}^3}$	вес. %	$\frac{\text{г. атом}}{100 \text{ см}^3}$
SiO ₂	68,86	3,049	63,12	3,240
TiO ₂	0,05	0,002	2,35	0,090
Al ₂ O ₃	25,35	0,801	15,16	0,918
Fe ₂ O ₃	0,10	0,003	1,21	0,046
FeO	3,25	0,120	2,26	0,097
MnO	0,05	0,002	0,07	0,003
MgO	1,41	0,093	1,34	0,103
CaO	3,35	0,159	5,83	0,322
Na ₂ O	4,09	0,350	2,55	0,302
K ₂ O	1,70	0,096	1,44	0,094
H ₂ O ⁺	1,33	0,394	4,17	1,436
H ₂ O ⁻	0,12	-	0,24	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-
F	0,03	0,004	-	-
Сумма	99,69		99,50	
Объемн. $\frac{3}{\text{вес, г/см}}$	2,65		3,08	

Аналитик Л.А. Козлова, ДВГИ.

Кварц-серцитовые метасоматиты представляют собой светло-серые мелкозернистые кварцитовидные породы с редкими зернами арсенопирита и пирротина. Обычно они приурочены непосредственно к контакту гранодиоритов с биотитовыми роговиками или располагаются в центральной части жилобразующих тел грейзенизированных пород вдоль зон тектонических нарушений, по которым наиболее интенсивно поступали поствагматические растворы. В шлифах они имеют гранолепидо-

бластовую структуру и сложены кварцем (45%), альбитом № 5 (18%), серицитом и мусковитом (25%), карбонатом (4%) и сульфидами: арсенопиритом и пирротинном (7%). Реже встречаются хлорит, рутил и апатит.

Плагиоклаз образует крупные (0,5 см) таблитчатые зерна, обычно полисинтетически сдвойникованные, и по углу симметричного погасания (15°) определен как альбит № 5. В центральной части зерен содержится вкрапленность карбоната и мелкие чешуйки серицита и мусковита. Серицит, кроме того, образует отдельные чешуйчатые агрегаты в интерстициях зерен кварца и иногда находится в сростаниях с хлоритом. Апатит и рутил в виде мелких идиоморфных зерен или их скоплений постоянно рассеяны в породе.

Таблица 27

Химический состав биотитовых роговиков и кварц-серицитовых метасоматитов

Компоненты	Биотитовый роговик, С-241-х		Кварц-биотитовый метасоматит, С-242	
	вес. %	$\frac{\text{г} \cdot \text{атом}}{100 \text{ см}^3}$	вес. %	$\frac{\text{г} \cdot \text{атом}}{100 \text{ см}^3}$
SiO ₂	68,58	3,320	80,22	3,479
TiO ₂	0,67	0,024	0,22	0,007
Al ₂ O ₃	14,04	0,804	10,33	0,526
Fe ₂ O ₃	0,60	0,022	0,60	0,019
FeO	3,52	0,143	1,41	0,051
MnO	0,07	0,003	0,03	0,001
MgO	1,47	0,106	0,39	0,028
CaO	2,88	0,150	3,01	0,139
Na ₂ O	2,43	0,228	2,44	0,205
K ₂ O	3,26	0,202	1,00	0,055
H ₂ O ⁺	1,16	0,372	0,86	0,250
H ₂ O ⁻	Нет	-	Нет	-
П.п.п.	0,40	-	0,02	-
Сумма	99,40		100,53	
Объемн. вес, г/см ³	2,90		2,62	

Таблица 27 (окончание)

Компоненты	Биотитовый роговик, С-214-м-3		Кварц-серицитовый метасоматит, С-214-н-2	
	вес. %	$\frac{\text{г} \cdot \text{атом}}{100 \text{ см}^3}$	вес. %	$\frac{\text{г} \cdot \text{атом}}{100 \text{ см}^3}$
SiO ₂	45,66	2,193	78,56	3,422
TiO ₂	2,16	0,078	0,24	0,008
Al ₂ O ₃	16,24	0,920	10,60	0,544
Fe ₂ O ₃	1,93	0,108	0,40	0,013
FeO	10,62	0,422	1,23	0,045
MnO	0,16	0,006	0,04	0,001
MgO	10,09	0,721	0,39	0,025
CaO	4,25	0,218	3,84	0,179
Na ₂ O	1,14	0,106	1,93	0,162
K ₂ O	5,71	0,348	1,27	0,071
H ₂ O ⁺	0,27	0,172	0,76	0,220
H ₂ O ⁻	0,71	-	0,14	-
П.п.п.	1,54	-	0,67	-
Сумма	100,48		100,07	
Объемн. вес, г/см ³	2,90		2,62	

Для изучения процесса гидротермального изменения биотитовых роговиков при их преобразовании в кварц-серицитовые метасоматиты были проанализированы эти породы в двух различных разрезах. Как следует из табл. 27, при формировании кварц-серицитовых пород происходит привнос главным образом кремния и иногда натрия (обр. С-214-н-2) при интенсивном выносе алюминия, окисного железа, магния и кальция. Остальные компоненты ведут себя, вероятно, инертно, так как их содержание в биотитовых роговиках и кварц-серицитовых метасоматитах примерно одинаково.

Кварц-мусковитовые грейзены встречаются редко и образуют гнездообразные скопления на контакте грейзенизированных пород и кварц-серицитовых метасоматитов. Они сложены кварцем, мусковитом и кальцитом. В небольших количествах встречаются рутил, апатит и сульфиды.

ды: арсенопирит, пирротин и халькопирит. Мусковит и кальцит образуют гнездообразные скопления и замещают альбит, от которого остаются только мелкие реликтовые зерна. Апатит, рутил и сульфиды образуют редкую вкрапленность.

Иногда на контакте грейзенизированных и плагиигранитовых и пироксен-и амфибол-плаггиоклазовых скарнов встречаются грейзеноподобные породы, сложенные кварцем, биотитом, плаггиоклазом (альбит № 10), мусковитом и хлоритом. В породе постоянно содержится вкрапленность пирротина.

Околожилные грейзены встречаются возле кварц-шеелитовых жил и, как правило, не образуют здесь непрерывной призальбандовой оторочки этих жил, а слагают неправильной формы гнезда и линзовидные обособления близ их контактов. Наиболее интенсивно грейзенизация проявилась около кварц-шеелитовых жил, развитых в экзо- и эндоконтакте интрузии. Грейзенизации подвергались скарны, биотитовые роговики и скарнированные плагииграниты. Грейзены здесь образуют маломощные оторочки жил, гнезда неправильной формы вдоль их контактов или протяженные линзообразные тела в скарновых залежах, вне видимой связи с жилами. Довольно часто грейзены образуют гнездообразные тела на контакте плагиигранитов и скарнов в участках их пересечения кварцевыми жилами.

В составе околожилных грейзенов преобладают кварц, мусковит, биотит, альбит, хлорит, апатит и шеелит. В небольших количествах встречаются сульфиды — арсенопирит и реже — пирротин и халькопирит, а также реликтовые минералы вмещающих пород и более поздние минералы сульфидной стадии минерализации.

По минералогическому составу среди околожилных грейзенов выделяются кварц-мусковитовые, кварц-альбит-мусковитовые, кварц-альбит-мусковит-хлоритовые, кварц-биотитовые и биотитовые фации. В распределении различных фаций устанавливается метасоматическая зональность.

Внутренние, примыкающие к кварцевым жилам зоны грейзенов представлены мусковитовой фацией, внешние — биотитовыми. Зоны представлены мусковитовыми фациями, внешние — биотитовыми. Детали строения грейзенов показаны на зарисовках забоя и стенки штольни № 2 (рис. 17). Ниже приводится петрографическая характеристика минералогических фаций околожилных грейзенов.

Биотитовые грейзены образуют маломощную внешнюю оторочку возле кварц-шеелитовых жил среди биотитовых роговинок и среди амфибол- и пироксен-плаггиоклазовых скарнов и достигают мощности 20—30 см. Часто биотитовые грейзены образуют линзообразные тела по скарнированным плагиигранитам непосредственно на контакте их со скарнами, в участках пересечения кварцевыми жилами.

Внешне это крупнозернистые темно-коричневые породы, состоящие главным образом из крупнопластинчатого биотита с вкрапленностью мелких зерен шеелита и гнездами кварца. При микроскопическом изучении устанавливается, что порода имеет гетеролепидопойкилобластовую структуру и сложена биотитом, шеелитом, апатитом и кварцем.

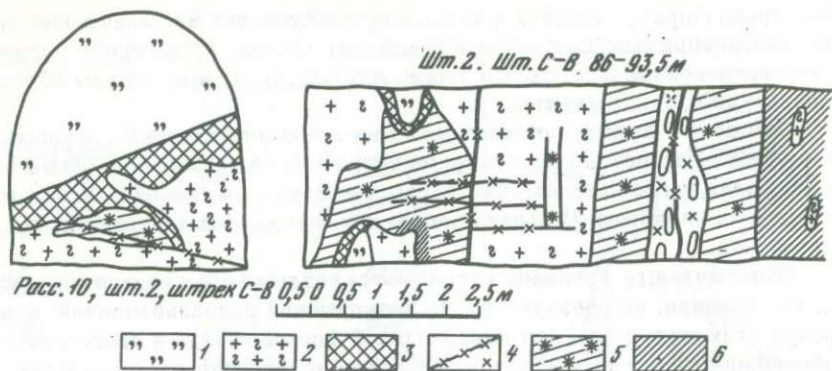


Рис. 17. Строение околожильных грейзенов

1 — амфибол- и пироксен-плаггиоклазовые скарны; 2 — скарнированные и грейзенизированные плаггиограниты; 3 — массивные кварц-шеелитовые руды (кварц-мусковит-альбитовая фация грейзенов); 4 — кварцевая жила; 5 — кварц-альбит-мусковит-хлоритовые грейзены; 6 — биотитовые грейзены

Реже встречаются альбит, хлорит и мусковит. Постоянно присутствуют более поздние пеннин, стильномелан, сульфиды, карбонат.

Биотит образует крупные (до 5 см) пластинчатые кристаллы, нередко собранные в розетковидные агрегаты. Он имеет коричневый цвет и низкую общую железистость: $f_0 = 32-42\%$. Показатели преломления: $N_m = 1,640$. В пластинках биотита содержатся мелкие зерна шеелита и апатита. Замещается светло-серым хлоритом, мусковитом, кварцем и сульфидами.

Шеелит встречается в виде включений мелких (0,5 мм) зерен в биотите, образует крупные (5–6 мм) идиоморфные кристаллы (табл. III, 3) или неправильной формы зерна, замещающие биотит и альбит. В шеелите постоянно содержатся мелкие идиоморфные зерна апатита. Замещается сульфидами.

Апатит образует обильную вкрапленность мелких (0,2–0,3 мм) идиоморфных кристаллов, рассеянных в биотите и шеелите.

Плаггиоклаз встречается нечасто и образует крупные (до 2–3 мм), неправильной формы или широкопластинчатые зерна, обычно полисинтетически сдвойникован и по углу симметричного погасания определен как альбит № 5–10. В центральной части содержатся мельчайшие чешуйки серицит-карбоната. Альбит замещается биотитом (редко), шеелитом и кварцем, а также более низкотемпературными минералами сульфидной стадии минерализации — пирротинном, халькопиритом.

Кварц в составе биотитовых грейзенов имеет подчиненное значение. Он выделяется одним из последних минералов, образует мелкие ксеноморфные зерна и замещает биотит и шеелит.

Нередко количество кварца в составе грейзенов возрастает до 25–40% и они переходят в кварц-биотитовые разности. В этом случае поро-

да приобретает пойкилобластовую структуру и сложена крупными (3–5 мм) изометричными или неправильной формы зернами кварца, содержащими пойкилитовые вроски биотита, шеелита и апатита. Биотит интенсивно замещается хлоритом и мусковитом. В шлифах видны все стадии замещения кварцем плагиоклаза, когда от последнего сохраняется только тонкая каемка альбита, и биотита, от которого сохраняются только мелкие иголки сагениита.

Кварц-альбит-мусковит-хлоритовые грейзены непосредственно развиваются по биотитовым грейzenам или по грейzenизированным породам. Они имеют светло-серый цвет, сложены кварцем, хлоритом, альбитом, мусковитом, шеелитом, апатитом, кальцитом. Часто встречается вкрапленность и тонкие прожилки пирротина. Структура грейzenов – гетеролепидопойкилобластовая.

Хлорит слагает пластинчатые агрегаты и вместе с мусковитом образует псевдоморфозы по первичному биотиту. Реже встречается в виде мелкочешуйчатых агрегатов, замещающих плагиоклаз. Он имеет слабо-зеленоватый цвет и низкие серые цвета интерференции. Судя по оптическим свойствам (одноосный, положительный, удлинение положительно, $N_m = 1,598$), он относится к делесситу. Замещается кварцем и кальцитом.

Мусковит образует крупные (2–3 мм) пластинки и в парагенезисе с хлоритом замещает биотит или более мелкие (десятые доли мм) чашушки, развивающиеся по плагиоклазу. Замещается кварцем, кальцитом и сульфидами.

Плагиоклаз встречается в виде крупных (до 5 мм) широкотаблитчатых кристаллов или зерен неправильной формы, переполненных мелкими чешуйками мусковита и зернышками карбоната. По углу симметричного погасания (15°) он определен как альбит № 5. Замещается мусковитом, кальцитом и кварцем.

Кварц образует крупные (2–3 мм) изометричные зерна, в которых заключены хлорит, мусковит и плагиоклаз, или мелкие ксеноморфные зерна, располагающиеся в интерстициях этих минералов. Замещает хлорит, мусковит и альбит; замещается кальцитом и сульфидами.

Кальцит встречается в виде скоплений мельчайших зерен, развивающихся вместе с мусковитом по плагиоклазу. Часто образует тонкие жилки и ксеноморфные скопления, замещающие все минералы.

В грейzenах постоянно присутствуют идиоморфные зерна апатита и шеелита, образующие вкрапленность.

Шеелит образует также скопления крупных (3–5 мм) зерен, замещающих альбит.

Кварц-альбит-мусковитовые и кварц-мусковитовые грейзены образуют мощные линзообразные тела в пироксен- и амфибол-плагиоклазовых скарнах, но чаще они приурочены к контакту скарнов с плагиогранитами, где последние превращены в плагиоклазиты. В плагиогранитах они слагают маломощную оторочку возле кварц-сульфидно-шеелитовых руд. Внешне это светлые мелко- и среднезернистые породы, сложенные кварцем, мусковитом, шеелитом и апатитом. В небольшом количестве встречаются арсенипирит, пирротин и халькопирит. Наиболее богатые

скопления шеелита связаны именно с этой фацией грейзенов, развитой в скарнированных роговиках и плагиогранитах.

При микроскопическом изучении выявляется гетеролепидобластовая структура породы и значительные колебания содержаний главных породообразующих минералов: кварца (30–75%), мусковита (15–25%), альбита (5–15%), шеелита (до 65%), апатита (5–15%) и карбоната (5–25%). В небольших количествах встречаются арсенопирит, пирротин и халькопирит, присутствует хлорит, рутил, циркон. По петрографическому составу выделяются две субфации грейзенов: кварц-альбит-мусковитовая и кварц-мусковитовая, связанные между собой постепенными переходами. Характерной особенностью кварц-альбит-мусковитовой фации является постоянное присутствие альбита (до 20%), который образует крупные (до 2–3 мм) широкопластинчатые зерна, переполненные чешуйками мусковита и скоплениями мелкозернистого кальцита (табл. III, 4). Иногда в центральной части зерен сохраняются реликтовые остатки более основного (до № 35) плагиоклаза. Кварц образует изометричные крупные (5–7 мм) зерна и содержит пойкилитовые включения шеелита, апатита и мусковита. Замещает альбит. Мусковит встречается или в виде мелких пластинчатых агрегатов в центральной части зерен плагиоклаза, или в виде крупных пластинок, собранных в пучкообразные скопления и полоски. В парагенезисе с ним иногда встречается хлорит, что вместе с наличием коленообразных кристаллов рутила указывает на его образование по биотиту и хлориту. Шеелит встречается в виде хорошо образованных тетрагональных кристаллов размером от 0,4 до 3–5 мм или их скоплений, которые обычно тяготеют к зернам плагиоклаза. Содержит пойкилитовые вроски апатита, который, кроме этого, встречается и в виде крупных идиоморфных кристаллов размером до 5 мм. Арсенопирит образует мелкие идиоморфные кристаллики, рассеянные в породе, или ксеноморфные зерна, замещающие мусковит. Кальцит образует ксеноморфные скопления и чаще тяготеет к зернам альбита.

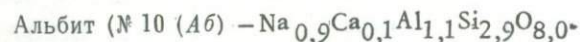
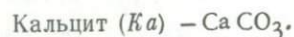
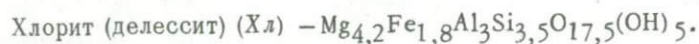
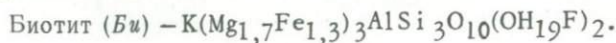
Кварц-мусковитовая фация грейзенов отличается полным отсутствием в породе альбита, который нацело замещен мусковитом и кальцитом (табл. IV, 1).

Для выяснения химизма образования околожильных грейзенов был изучен баланс вещества при формировании различных фаций грейзенов. Как видно, из данных табл. 28, образование кварц-мусковитовых, кварц-мусковит-альбит-хлоритовых и биотитовых грейзенов по скарнированным, грейзенизированным плагиогранитам происходило в условиях общего привноса кремния и выноса оснований — кальция, магния и железа, которые в основном фиксируются в биотите внешних зон метасоматической колонки. Таким образом, образование околожильных метасоматитов представляет собой типичный грейзеновый процесс кислотного выщелачивания с выносом оснований, проявленный в специфических условиях скарных залежей.

Парагенетический анализ околожильных грейзенов дополняет сведения о физико-химических условиях их формирования. Из особенностей строения метасоматической колонии околожильных грейзенов, при-

веденной выше, следует, что инертными компонентами, определяющими минеральный состав грейзеновых зон, являются Al, (Fe, Mg) и Ca; вполне подвижные компоненты — H₂O, CO₂, F, K, Na; обособленные минералы-компоненты — апатит, шеелит, арсенопирит. Кварц, присутствующий во всех парагенезисах, принят избыточным компонентом.

Для расчета диаграммы приняты следующие составы минералов, определенные на основании химических анализов и оптических свойств:

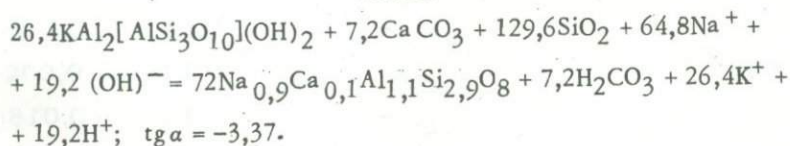


Особенности процесса грейзенизации выявляются на диаграмме $\lg Na - pH$ (табл. IV, 2), построенной по методике И.П. Говорова (1967) с учетом возможных форм переноса компонентов при температуре 300° и давлении 500 атм. Нонвариантная точка условно помещена в близейшие условия при pH = 6. Линии моновариантных равновесий, отходящих от неонвариантной точки в сторону кислой среды, рассчитывались затем при pH = 1, а линии равновесий, отходящих в сторону щелочной среды, — при pH = 11.

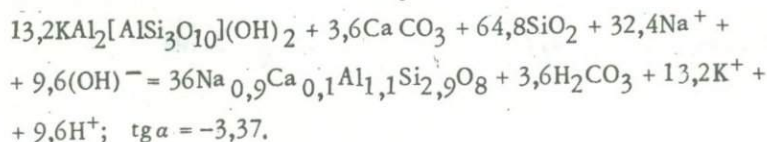
Ниже приводится расчет реакций линий моновариантных равновесий.

При pH = 6

Биотит



Хлорит



Мусковит

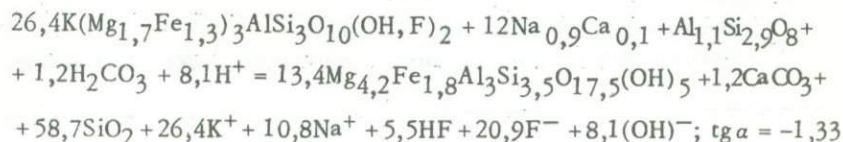


Таблица 28

Химический состав исходных и грейзенированных пород и

Компоненты	1		2	
	вес. %	$\frac{\text{г.атом}}{100 \text{ см}^3}$	вес. %	$\frac{\text{г.атом}}{100 \text{ см}^3}$
SiO ₂	66,80	2,979	50,38	2,349
TiO ₂	0,66	0,022	0,94	0,036
Al ₂ O ₃	13,99	0,736	10,91	0,600
Fe ₂ O ₃	0,48	0,016	3,33	0,116
FeO	1,32	0,050	6,09	0,237
MnO	0,05	0,002	0,21	0,008
MgO	0,97	0,064	8,91	0,649
CaO	5,46	0,261	8,06	0,403
Na ₂ O	8,03	0,696	1,05	0,094
K ₂ O	1,68	0,096	1,82	0,108
H ₂ O ⁺	7,05	2,098	3,85	1,190
H ₂ O ⁻	0,30	-	0,26	-
P ₂ O ₅	-	-	3,06	0,121
As	-	-	-	-
S _{общ}	-	-	0,84	0,073
WO ₃	-	-	0,14	0,002
F	-	-	0,11	0,016
Сумма	100,49		99,96	
Объемн. вес, г/см ³	2,70		2,80	

1. Скарнированный грейзенизированный плагиогранит, обр. С-189-в.

2. Биотитовый грейзен, обр. С-190-а.

3. Биотитовый грейзен (хлоритизированный), обр. С-189-б.

грейзенов

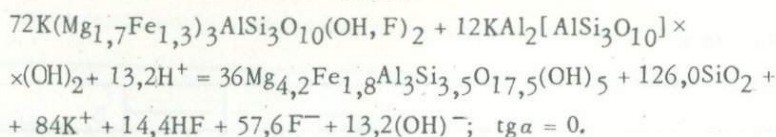
Компоненты	3		4		5	
	вес. %	$\frac{\text{г.атом}}{100 \text{ см}^3}$	вес. %	$\frac{\text{г.атом}}{100 \text{ см}^3}$	вес. %	$\frac{\text{г.атом}}{100 \text{ см}^3}$
SiO ₂	52,36	2,462	73,12	2,817	74,32	3,428
TiO ₂	1,79	0,064	0,47	0,013	0,28	0,009
Al ₂ O ₃	10,64	0,588	3,86	0,176	10,77	0,582
Fe ₂ O ₃	2,28	0,080	1,17	0,034	3,07	0,103
FeO	6,76	0,265	3,09	0,100	0,74	0,028
MnO	0,21	0,008	0,10	0,007	0,05	0,001
MgO	6,05	0,427	3,38	0,195	0,45	0,030
CaO	6,83	0,344	4,34	0,180	4,09	0,201
Na ₂ O	1,37	0,148	0,45	0,034	1,62	0,144
K ₂ O	0,67	0,040	0,28	0,013	1,74	0,101
H ₂ O ⁺	6,46	2,024	7,85	2,026	3,40	1,036
H ₂ O ⁻	0,27	-	0,18	-	0,27	-
P ₂ O ₅	2,93	0,016	0,74	0,024	-	-
As	-	-	-	-	-	-
S _{общ}	0,74	0,065	0,78	0,057	-	-
WO ₃	0,58	0,007	1,00	0,010	-	-
F	0,12	0,018	0,10	0,012	-	-
Сумма	99,92		100,63		100,55	
Объемн. вес, г/см ³	2,80		2,34		2,79	

4. Кварц-мусковит-альбит-хлоритовый грейзен, обр. С-189-а.

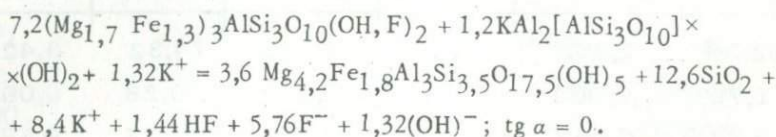
5. Кварц-мусковитовый грейзен, обр. С-189-р.

Аналитик С.П. Баталова, ДВГИ.

Альбит

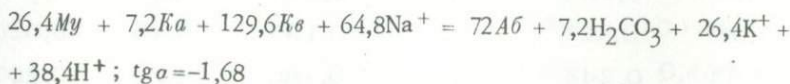


Кальцит

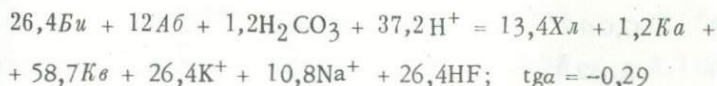


При pH = 1

Биотит

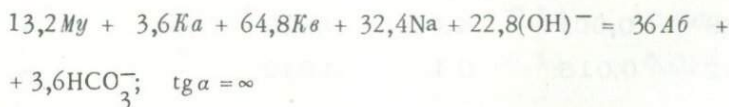


Мусковит



При pH = 11

Хлорит



Из диаграммы (см. табл. IV, 2) следует: 1) появление в грейзеновых парагенезисах альбита, характерное для внешних зон метасоматической колонки, указывает на слабощелочные условия при повышенной активности натрия; 2) парагенезис $\text{Xl} + \text{Mu} + \text{Ka}$, характерный для внутренних зон метасоматической колонки, отражает условия повышенной кислотности при низкой активности Na; 3) парагенезис биотит-мусковит при отсутствии хлорита ховорит об условиях высокой щелочности и не зависит от активности натрия.

Результаты расчетов подтверждаются и данными других исследователей. Так, замещение основных плагиоклазов альбитом осуществлено только в щелочных условиях (О'Нил, 1950), осаждение шеелита в скарнах экспериментально осуществлено в слабощелочной среде (Брыз-

галин, 1958). Замещение биотита мусковитом и хлоритом, по термодинамическим расчетам И.Н. Говорова (1967), возможно в слабощелочной – близонейтральной среде.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РУД И ИХ СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Рудная минерализация на месторождении локализуется в основном в пределах скарновых зон и только в небольших масштабах встречается в плагиогранитах и биотитовых роговиках. Рудные минералы в скарнах образуют равномерную вкрапленность, метасоматические залежи или встречаются в секущих кварцевых жилах.

Руды месторождения по минералогическому составу можно подразделить на кварц-шеелитовые и сульфидные. Среди последних выделяются шеелит-арсенопиритовые, шеелит-халькопирит-пирротиновые и пирротин-сфалеритовые типы. В количественном отношении на месторождении преобладают шеелит-халькопирит-пирротиновые руды, в меньшем количестве встречаются кварц-шеелитовые и шеелит-арсенопиритовые, подчиненное значение имеют полиметаллические руды. По текстурным признакам среди всех типов руд выделяются массивные, вкрапленные, прожилковые и брекчиевидные, связанные между собой взаимными переходами. Другие текстуры на месторождении имеют подчиненное значение.

Основная масса руд локализуется в скарновых зонах и отчетливо оторвана от их формирования. Это подтверждается постоянным присутствием в рудах реликтов скарновых минералов и наличием кварц-шеелит-сульфидных прожилков, секущих скарны. На значительный возрастной разрыв между формированием скарнов и руд указывает и присутствие на месторождении взрывчатой брекчи гранодиорит-порфиров, содержащей ксенолиты скарнов (см. главу II), и более поздние секущие кварц-шеелит-сульфидные прожилки.

Изучение возрастных взаимоотношений различных типов руд говорит об их тесной возрастной и генетической близости. Это подтверждается как пространственным совмещением различных типов руд, так и наличием между ними переходных разностей. В то же время достаточно четкое различие минеральных парагенезисов, постоянно наблюдаемые признаки замещения одних типов руд другими, а в некоторых случаях наличие секущих прожилков, сложенных различными минеральными ассоциациями, указывают на то, что кварц-шеелитовые и сульфидные руды формировались в разные стадии минерализации.

КВАРЦ-ШЕЕЛИТОВЫЕ РУДЫ

Кварц-шеелитовые руды преимущественно встречаются в центральной части месторождения, размещаясь в экзо- и эндоконтактной зоне интрузии плагиогранит-гранодиоритов. Они развиваются по скаернам, кварц-

серицитовым метасоматитам, грейзенизированным плагиогранитам и биотитовым роговикам. Этот тип руд на месторождении широким распространением не пользуется, но имеет важное практическое значение, так как с ним связаны наиболее высокие концентрации вольфрама. Характерной особенностью кварц-шеелитовых руд является их тесная связь с кварц-жильно-грейзеновыми образованиями. Главные минералы представлены кварцем и шеелитом; в меньших количествах присутствуют мусковит, альбит, хлорит и биотит; постоянно отмечаются апатит, рутил и кальцит. Сульфиды встречаются в подчиненном количестве и представлены главным образом арсенопиритом и редко — пирротин, халькопиритом, сфалеритом и др. По текстурным особенностям среди кварц-шеелитовых руд выделяются массивные, вкрапленные и прожилковые, между которыми имеются постепенные переходы.

Массивные руды образуют гнезда и линзы, приуроченные к контакту скарнов с плагиогранитами, где последние нацело скарнированы и превращены в существенно плагиоклазовые породы. Они также встречаются в виде линзо- и жилообразных тел в пироксен- и амфибол-плагиоклазовых скарнах. Массивные руды на 60–70% сложены шеелитом, образующим крупные (до 1 см) идиоморфные зерна, промежутки между которыми заполнены кварцем с небольшим количеством мусковита, альбита и кальцита. Петрографическая характеристика их приведена при описании кварц-мусковит-альбитовых грейзенов. Арсенопирит в составе руд образует мелкую вкрапленность идиоморфных зерен и замещает более ранний шеелит. Пирротин и халькопирит встречаются в тонких прожилках, секущих шеелит и арсенопирит.

Прожилковые руды представляют собой серию круто- и пологопадающих кварц-шеелитовых прожилков мощностью 3–5 см, секущих плагиограниты, скарны, кварц-серицитовые метасоматиты и грейзенизированные породы. Шеелит в составе прожилков содержится в различных количествах — от единичных зерен до 60–70% (табл. IV, 3). Сульфиды встречаются в виде единичных зерен, ксеноморфных по отношению к шеелиту. Наиболее богатые скопления шеелита содержатся в участках жил, пересекающих скарнированные плагиограниты и пироксен- и амфибол-плагиоклазовые скарны. Кварц-шеелитовые жилы постоянно сопровождаются малоэнергичной (2–5 см) оторочкой кварц-мусковитовых и кварц-мусковит-хлоритовых грейзенов и содержат вкрапленность мелких идиоморфных зерен апатита.

Вкрапленные руды наиболее широко распространены на месторождении. Они развиты по периферии линз массивных и прожилковых руд и представлены вкрапленностью мелких (до 5 мм) идиоморфных зерен шеелита и их скоплений в околожильных грейзенах. Эти руды встречаются также в окварцованных и грейзенизированных породах, в зонах тектонических нарушений и чаще тяготеют к апикальным участкам интрузий плагиогранитов. Они представляют собой в различной степени грейзенизированные породы, содержащие вкрапленность мелких зерен шеелита в сопровождении небольшого количества арсенопирита, а также пирротина и халькопирита.

В пироксеновых скарнах вкрапленные руды встречаются в участках интенсивного окварцевания. Образование этих руд здесь сопровождается замещением пироксена актинолитом и кальцитом. Постоянно в составе руд отмечается вкрапленность пирротина и халькопирита, замещающих шеелит.

СУЛЬФИДНЫЕ РУДЫ

Шеелит-арсенопиритовые руды в основном развиты в экзо- и эндоконтактной зоне штока гранодиорит-плагиогранитов. Пространственно они совмещены с кварц-шеелитовыми рудами, от которых отличаются присутствием значительного (до 40–60%) количества арсенопирита. Возрастные взаимоотношения этого типа руд с кварц-шеелитовыми не вполне однозначны. С одной стороны, на месторождении иногда наблюдаются пересечения кварц-шеелитовых жил кварц-арсенопиритовыми прожилками, с другой – присутствие в отдельных участках кварц-шеелитовых руд гнездообразных скоплений арсенопирита и отсутствие признаков реакционного замещения им шеелита указывают на близкоодновременное их формирование.

Шеелит-арсенопиритовые руды сложены кварцем, арсенопиритом и шеелитом, в меньших количествах присутствуют кальцит, мусковит, хлорит, альбит; встречаются апатит, рутил, турмалин и ортоклаз, а также более поздние сульфиды – пирротин, халькопирит, висмутин и др. По текстурным особенностям среди них выделяются прожилковые и вкрапленные руды.

Прожилковые руды представлены отдельными жилами или сериями прожилков кварц-шеелит-арсенопиритового состава в плагиогранитах, скарнах и грейзенизированных породах. В составе жил встречаются кальцит, турмалин и мусковит, а в их зальбандах проявлены кварцево-мусковитовые грейзены и грейзенизированные породы. Интересен характер распределения рудных минералов в жилах. Вблизи скарново-рудных тел или в скарнированных плагиогранитах в составе жил резко увеличивается количество шеелита и арсенопирита, которые слагают основную часть жилы и находятся в тесных сростаниях (табл. IV, 4). Арсенопирит образует крупные длиннопризматические кристаллы размером 2–3 см или гнездообразные скопления. Обычно зерна арсенопирита раздроблены и пересекаются тончайшими прожилками кварца и кальцита. Кальцит встречается в виде выделений, ксеноморфных по отношению ко всем минералам. Турмалин в жилах встречается в виде тонких просечек и гнездообразных скоплений мелких идиоморфных кристалликов. На удалении же от скарново-рудных тел в плагиогранитах и грейзенизированных биотитовых роговиках шеелит и арсенопирит в составе кварцевых жил образуют лишь редкую вкрапленность. Арсенопирит и шеелит встречаются в виде мелких (2–3 мм) идиоморфных зерен или их скоплений, рассеянных в кварце.

Вкрапленные руды представлены грейзенизированными породами, развитыми в зонах тектонических нарушений или в зальбандах кварце-

вых жил. Здесь арсенопирит и шеелит образуют вкрапленность мелких зерен.

Шеелит-арсенопиритовые руды постоянно содержат небольшое количество пирротина, халькопирита, сфалерита и других сульфидов, которые обычно замещают ранее образованные шеелит и арсенопирит.

Шеелит-халькопирит-пирротиновые руды развиты как в центральной части месторождения, так и на удалении от штока плагиогранит-гранодиоритов. Они слагают мощные метасоматические залежи массивных руд среди пироксен- и амфибол-плагиоклазовых скарнов или прожилково-вкрапленные зоны среди пироксеновых скарнов, плагиогранитов, кварцево-серицитовых метасоматитов и биотитовых роговиков. Минеральный состав руд сложный. В их составе преобладают из рудных минералов — пирротин, халькопирит и шеелит, из нерудных — кварц, хлорит, куммингтонит, пренит, кальцит, клиноцоизит, стильпномелан; в небольших количествах присутствуют сфалерит, галенит, станнин, висмутин, и висмут, кубанит, виттихенит и другие минералы.

Шеелит-халькопирит-пирротиновые руды замещают более ранние образования — скарны и кварц-шеелитовые руды. Более сложны их взаимоотношения с шеелит-арсенопиритовыми рудами. С одной стороны, установлены кварц-сульфидные жилы, пересекающие шеелит-арсенопиритовые руды, в шлифах постоянно наблюдается замещение пирротинном и халькопиритом шеелита и арсенопирита. С другой стороны, иногда устанавливается резкое изменение состава жил при переходе из одной породы в другую. Отмечена пологопадающая (угол падения около 30°) шеелит-арсенопиритовая жила с кварцем, кальцитом и серицитом, минералогическая характеристика которой меняется при переходе из плагиогранитов в пироксен- и амфибол-плагиоклазовые скарны. Здесь исчезает арсенопирит и появляются в значительном количестве халькопирит и пирротин, а также андезин № 30, куммингтон и биотит.

По текстурным особенностям выделяются массивные и прожилково-вкрапленные типы руд.

Массивные руды на месторождении пользуются самым широким распространением. Они образуются избирательно только по пироксен- и амфибол-плагиоклазовым скарнам, реликтовые остатки которых постоянно отмечаются в рудах. Массивные руды сложены в основном пирротинном и халькопиритом; в небольшом количестве встречаются кварц, актинолит, куммингтонит, стильпномелан и другие гистерогенные минералы, образующиеся при разложении скарнов. В рудах постоянно присутствуют шеелит и апатит, реже встречаются минералы более поздней полиметаллической ассоциации.

Пирротин формируется в сплошные агрегаты, среди которых встречаются гнездообразные скопления халькопирита, иногда образующего тонкие просечки и корродированные зерна нарудных минералов (табл. V, 1).

Часто среди пирротина встречаются игольчатые кристаллы куммингтонита, актинолита и идиоморфные зерна апатита. В халькопирите постоянно содержатся мелкие неправильные формы выделения блеклой руды.

Интересно, что иногда халькопирит тяготеет к скоплениям идиоморфных зерен апатита среди сплошных пирротиновых руд.

Шеелит в составе массивных руд присутствует в значительных количествах (до 20%) в виде идиоморфных, слегка корродированных зерен. Почти всегда в шеелите можно наблюдать тонкие просечки пирротина и халькопирита. В массивных рудах этого типа местами встречаются пойкилитовые зерна апатита, который, вероятно, сохранился при замещении ранних кварц-шеелитовых руд вследствие своей устойчивости.

Прожилково-вкрапленные руды развиты по периферии массивных руд, а также встречаются независимо от них в пироксеновых скарнах, плагиогранитах и роговиках. В их составе преобладают нерудные минералы (кварц, кальцит, слюды, куммингтонит, хлорит, стильпномелан), образовавшиеся при гистерогенном замещении скарнов и грейзенов, а халькопирит и пирротин слагают маломощные жилки, гнездообразные скопления и мелкую вкрапленность.

Кварц-халькопирит-пирротиновые жилки в плагиогранитах сопровождаются кварц-серицитовыми оторочками. Возле этих же жил в биотитовых роговиках, амфибол- и пироксен-плагиоклазовых скарнах околожилные метасоматиты сложены биотитом, куммингтонитом и плагиоклазом.

Сфалерит-пирротиновые руды встречаются в основном на юго-западном фланге месторождения. Они сложены сфалеритом и пирротином, в очень небольшом количестве присутствует халькопирит (табл. V, 2). В сфалерите обычно содержится обильная эмульсионная вкрапленность пирротина и халькопирита. Нерудные минералы представлены хлоритом, кварцем, кальцитом и серицитом, замещающими скарновые минералы.

В центральной части месторождения в плагиогранитах и кварцево-серицитовых метасоматитах встречаются редкие маломощные кварцево-полиметаллические жилки, в составе которых, кроме пирротина и сфалерита, присутствуют галенит, висмутин, самородный висмут и другие минералы. В халькопирит-пирротиновых рудах минералы этой ассоциации развиваются метасоматически, замещая ранние сульфиды.

В рудах всех типов на месторождении встречаются тонкие секущие пирит-хлорит-кальцитовые жилки, завершающие формирование месторождения.

ЗОНАЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

На месторождении на основании изучения минеральных парагенезисов, их возрастных взаимоотношений, физико-химических условий формирования выделяется несколько стадий минерализации: скарновая, грейзеновая, кварц-шеелитовая, сульфидная и карбонатная. В распределении минеральных ассоциаций различных стадий устанавливается четкая зональность, выражающаяся в более широком развитии поздних ассоциаций в удалении от штока плагиогранит-гранодиоритов (рис. 18).

Скарновые залежи, локализующиеся в зоне разлома северо-восточного простирания, развиты в центральной, юго-западной и северо-вос-

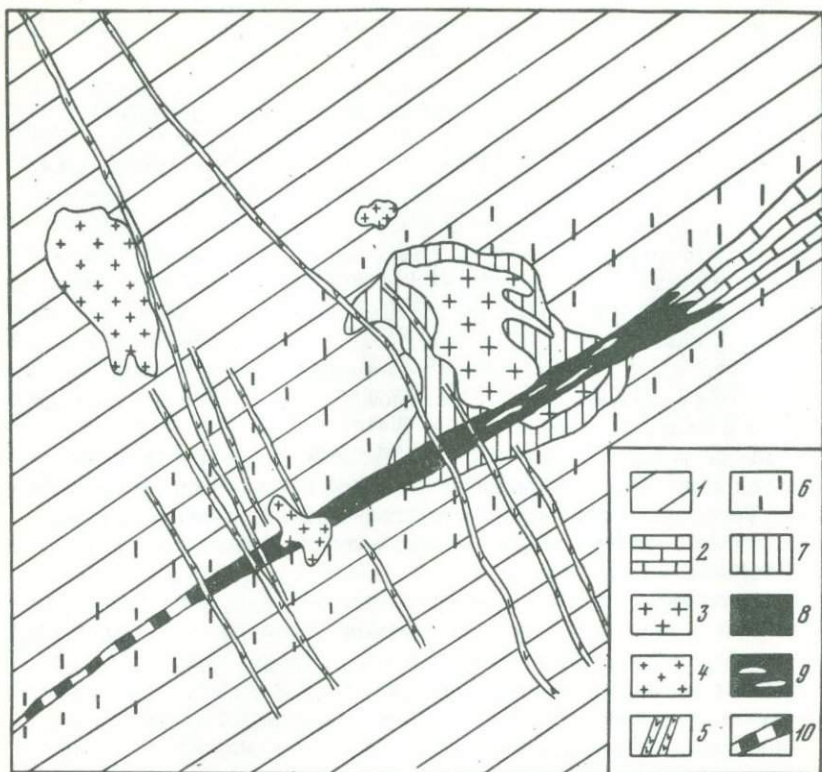


Рис. 18. Схема зональности минерализации месторождения Восток-2
 1 — толща переслаивания песчаников, кремней и сланцев; 2 — известняки; 3 — плагиогранит-гранодиориты; 4 — гранит-порфиры; 5 — диоритовые и диабазовые порфиры; 6 — биотитовые роговики; 7 — кварц-серцитовые метасоматиты; 8 — скарны с халькопирит-пирротиновым оруденением; 9 — кварц-шеелитовые жилы и линзы в сульфидных рудах и скарнах; 10 — скарны со сфалерит-пирротиновым оруденением

точной частях рудного поля среди биотитовых роговиков, а также на контакте этих пород с известняками.

Кварц-серцитовые метасоматиты греизеновой стадии в виде чехла окружают массив плагиогранитов, а по трещинным зонам значительно удаляются от него и развиваются по биотитовым роговикам и скарнам.

Рудные ассоциации более поздних стадий минерализации наложены на скарны и кварц-серцитовые метасоматиты развиваются главным образом вдоль разлома северо-восточного простирания, контролирующего размещение скарновых залежей.

Кварц-шеелитовая минеральная ассоциация наиболее широко развита в контактовой зоне интрузии плагиогранитов, где среди скарнов вскрыты метасоматические линзовидные залежи и жилы, сложенные

кварцем, шеелитом, альбитом, мусковитом, биотитом и апатитом. В небольших количествах в них встречается хлорит, кальцит, арсенопирит, пирротин, халькопирит.

Кварц—шеелит—арсенопиритовая минеральная ассоциация сульфидной стадии распространена в основном в контактовой зоне штока, а также и на небольшом удалении от контакта. Шеелит—халькопирит—пирротиновая минеральная ассоциация проявилась как в центральной части рудного поля, так и на удалении от штока плагиогранитов. Минералы этой стадии слагают в скарных залежах метасоматические тела массивных сульфидных руд и замещают кварц—шеелитовые руды. Они представлены пирротиним, халькопиритом, кварцем, актинолитом, кальцитом, хлоритом и шеелитом. В небольших количествах отмечаются сфалерит, галенит, станнин, висмутин и другие минералы. Несколько более поздняя сфалерит—пирротиновая минеральная ассоциация развита в основном на юго—западном фланге месторождения, где среди скарнов залегают метасоматические тела сфалерит—пирротиновых руд, сложенных пирротиним, сфалеритом, кварцем, хлоритом и кальцитом; реже встречается халькопирит. Полиметаллическая минерализация, кроме того, незначительно проявлена и в центральной части рудного поля, где в халькопирит—пирротиновых и кварц—шеелитовых рудах встречаются редкие маломощные кварцевые жилки с пирротиним, сфалеритом, галенитом и другими минералами. Самые поздние тонкие карбонатные жилки с кварцем, хлоритом и пиритом пересекают все минеральные образования и развиты повсеместно.

Пространственное обособление различных минеральных образований в пределах рудного поля подтверждает стадийную зональность (Смирнов, 1937) появления более поздних минеральных ассоциаций на удалении от плагиогранитов. Эта зональность отмечена к юго—западу от штока плагиогранитов, где скарно—рудные залежи имеют наибольшую протяженность, а на северо—востоке скарно—рудные тела быстро выклиниваются в известняках.

В пределах отдельных стадий на месторождении проявилась зональность отложения (Смирнов, 1960), обусловленная главным образом влиянием состава вмещающих пород, вызывающих изменение физико—химических свойств гидротермальных растворов. Так, в скарновую стадию сформировались метасоматические залежи четкого зонального строения. По известнякам образовались зоны пироксеновых скарнов, а по биотитовым роговикам — зоны пироксен—плагиоклазовых и амфибол—плагиоклазовых скарнов и амфибол—биотитовых роговиков. В пределах рудного поля в плане эта зональность проявилась в закономерном изменении строения и состава скарных залежей: на юго—западном фланге месторождения преимущественно развиты амфибол—плагиоклазовые скарны, в центральной части — амфибол—плагиоклазовые и пироксен—плагиоклазовые скарны, а на северо—восточном фланге в составе скарных зон появляются, кроме того, пироксеновые скарны. Такая же картина наблюдается и при изучении геологических разрезов, где среди пироксен—амфибол—плагиоклазовых скарнов, развитых на верхних горизонтах, по мере углубления появляются пироксеновые скарны. Их образование

обусловлено присутствием в низах разреза пластов и линз мраморизованных известняков. Зональное строение скарновых залежей Д.С.Коржинский (1953) объясняет проявлением инфильтрационной и диффузионной метасоматической зональности.

В кварц-шеелитовую стадию в плагиогранитах образовались кварцевые жилы с редкой вкрапленностью шеелита и арсенопирита. В участках пересечения ими пироксен-плагиоклазовых скарнов, развитых на контакте с плагиогранитами, кварцевые жилы резко обогащаются шеелитом, арсенопиритом, альбитом, мусковитом, биотитом, апатитом и карбонатом и нередко образуют мощные линзообразные тела. По мере удаления от плагиогранитов в этих жилах, залегающих здесь среди пироксен- и амфибол-плагиоклазовых скарнов, в заметных количествах присутствуют пирротин и халькопирит.

В сульфидную стадию зональность отложения проявилась также довольно четко. Кварцевые жилы с небольшим количеством пирротина и халькопирита при переходе из плагиогранитов в пироксен- и амфибол-плагиоклазовые скарны сменяются метасоматическими телами массивных сульфидных руд, а в пироксеновых скарнах — зонами окварцевания с вкрапленностью сульфидов.

Таким образом, формирование скарново-рудных залежей на месторождении происходило при сложном сочетании стадийной зональности и зональности отложения.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ СКАРНОВ И ОРУДЕНЕНИЯ С ДАЙКАМИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Изучение возрастных взаимоотношений скарнов и оруденения с дайками изверженных пород позволило установить, что дайки спессартитов и диоритовых порфиритов являются доскарновыми, а следовательно, и дорудными. Так, ксенолиты спессартитов встречаются в дайках диоритовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Возрастные взаимоотношения их со скарнами и рудами не установлены.

Дайки диоритовых порфиритов имеют северо-западное простирание, близкое к вертикальному падению, и залегают почти вкрест простирания скарново-рудных залежей. Диоритовые порфириты замещаются скарнами амфибол- и пироксен-плагиоклазового состава, подобными скарнам по биотитовым роговикам. Скарнирование диоритовых порфиритов начинается с образования по порфировым вкрапленникам плагиоклаза мелкозернистого амфибол-плагиоклазового агрегата. Основная масса сложена плагиоклазом, биотитом, редко — амфиболом; кварц, ортоклаз, хлорит и карбонат — исчезают. В амфибол-плагиоклазовых скарнах по порфиритам сохраняется еще порфировая структура. Порфировые выделения имеют нечеткие границы и представлены мелкозернистым агрегатом плагиоклаза с редкими иглками амфибола. Основная масса сложена амфиболом и плагиоклазом. В пироксен-плагиоклазовых скарнах первичная структура порфиритов еще более затушевывается. Основная масса породы обладает роговиковой торцовой структурой

и представлена плагиоклазом и пироксеном. Порфиновые выделения замещаются скоплениями мелких зерен плагиоклаза с включениями амфибола и пироксена.

На контакте даек диоритовых порфиритов с мраморами иногда возникают маломощные (2–5 мм) зонки гранат–везувиан–пироксеновых скарнов. Бурая изотропная стекловатая основная масса порфиритов на контакте со скарнами замещается мелкозернистым карбонатом и приобретает светло–коричневый цвет; порфиновые вкрапленники плагиоклаза замещаются мелкозернистым пироксеном, а роговая обманка – хлоритом, амфиболом и пироксеном. В породе встречаются гломеровые скопления мелких зерен пироксена и миндалины, выполненные хлоритом, бесцветным амфиболом и пироксеном.

Взаимоотношения диоритовых порфиритов с рудами устанавливаются довольно четко. Так, кварц–арсенопиритовые жилки при переходе из биотитовых роговиков в порфириты резко выклиниваются. На продолжении жилки порфириты изменены: по фельзитовой основной массе развиваются зерна кварца, кальцита и буроватая мелкочешуйчатая слюдка, порфиновые вкрапленники замещаются кварцем и серицитом, а роговая обманка – светло–зеленой слюдкой.

На контакте с пирротиновыми рудами в порфиритах по основной массе и по чешуйкам биотита развиваются светло–зеленый слабо плеохрозирующий мусковит, кварц и редкие зерна эпидота. Сульфиды отчетливо замещают основную массу и плагиоклаз вкрапленников.

В амфибол– и пироксен–плагиоклазовых скарнах по порфиритам встречаются сульфидно–шеелит–кварцевые жилки, сопровождающиеся зонами кварц–амфибол–биотитовых грейзенов. Аналогичные изменения возле кварц–шеелитовых жилко наблюдаются и в скарнах по биотитовым роговикам и плагиогранитам.

Таким образом, диоритовые порфириты внедрялись до формирования скарново–рудных залежей. Возрастные отношения их с другими магматическими образованиями на месторождении также устанавливаются отчетливо. Они пересекают плагиограниты и содержат ксенолиты спессартитов, а сами пересекаются дайками пироксен–плагиоклазовых порфиритов.

Пироксен–плагиоклазовые порфириты, образующие маломощные (1,0–3,0 м) крутопадающие дайковые тела северо–западного простирания, секут скарново–рудные залежи. Так, пироксен–плагиоклазовые скарны пересекаются маломощными (15 см) апофизами порфиритов. Участками дайка утончается до 1 см и образует карманообразные заплывы в скарны. В этих участках скарны раздроблены. Обломки их сцементированы криптокристаллическим бурым веществом, по которому, как и по обломкам, развиваются хлорит, эпидот и карбонат.

Дайки пересекают халькопирит–пирротиновые руды. При этом крупнокристаллический кварц сульфидных руд подвергается дроблению и перекристаллизации, а по пирротину и халькопириту развиваются пирит и марказит. В дайках на контакте с рудой возникает тонкая черная полоска, сложенная хлоритом, эпидотом, карбонатом и пиритом. Это позволяет предполагать, что внедрение даек пироксен–плагиоклазовых

порфиристов, вероятно, происходило до формирования самой низкотемпературной карбонатной стадии. Взаимоотношения даек с полиметаллическими рудами не установлены.

Возрастные взаимоотношения штоков гранит-порфиров со скарнами и рудами в настоящее время не установлены. Известно, что они содержат ксенолиты диоритовых порфиристов.

Таким образом, образование даек изверженных пород и скарново-рудных залежей происходило в следующей возрастной последовательности (от ранних к более поздним): 1) спессартиты; 2) диоритовые порфиристы; 3) скарны; 4) кварц-шеелитовые руды; 5) кварц-шеелит-арсенопиритовые, шеелит-халькопирит-пирротиновые и сфалерит-пирротиновые руды (последние, возможно, до пироксен-плаггиоклазовых порфиристов); 6) пироксен-плаггиоклазовых порфиристов.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И СОСТАВ РАСТВОРОВ (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ)

Изучение температурных условий образования скарново-рудных залежей месторождения Восток-2 проводилось методами гомогенизации и декрепитации. Методом гомогенизации были изучены газово-жидкие включения в кварце различных стадий минерализации. Декрепитация проводилась на непрозрачных минералах скарнов и руд. Как показали эти исследования, формирование скарнов и руд происходило в значительном интервале температур при постепенном снижении ее от ранних к поздним стадиям минерализации.

В минералах скарнов и кварц-серицитовых метасоматитов содержатся очень мелкие (0,002 мм) существенно газовые включения. Температуры декрепитации пироксена из скарнов — 540–520°.

В кварце и шеелите из кварц-шеелитовых руд наблюдается большое количество газово-жидких включений размером в тысячные и реже в сотые доли мм. По морфологии среди них выделяются округлые, удлиненные, различно огранные включения, а также включения, обладающие негативной формой кристаллов. По генетическим признакам они представлены преимущественно первичными и первично-вторичными, реже встречаются вторичные включения.

Первичные и первично-вторичные включения обычно трехфазовые, газово-жидкие с углекислотой. Объем газовой фазы — от 30 до 75%. Часто встречаются существенно газовые включения. Газово-жидкие включения гомогенизуются в жидкость при температурах от 370 до 285°, редко при 400–420°. Иногда гомогенизация происходит по второму типу при температурах 380–350°.

Вторичные включения слагают длинные протяженные цепочки, приуроченные к поздним трещинкам. Это существенно жидкие включения с 15–35% газовой фазы, гомогенизующиеся в жидкость при температурах 100–250°.

В кварце шеелит-арсенопиритовых руд газово-жидкие включения имеют неправильно ограненную, удлиненную или округлую форму; часто

они имеют форму отрицательных кристаллов. Включения гетерогенные, газовой-жидкие, газовая фаза составляет 25–75%. Встречаются и существенно газовые с содержанием газа 80–90%. Гомогенизация газовой-жидких включений происходит по первому типу при температурах 310–270°, реже при 340–330° и 250°.

В кварце шеелит–халькопирит–пирротинных руд содержатся гетерогенные трехфазовые включения с углекислотой. По морфологии выделяются как включения, имеющие форму отрицательных кристаллов, так и округлой, треугольной, удлиненной и неправильной формы. Содержание газовой фазы в них изменяется от 20 до 75% по объему. Преобладают включения с 30–50% газовой фазы. Гомогенизация включений происходит при температуре 310–240° в жидкую фазу.

В кварце сфалерит–пирротинных руд включения имеют неправильную и многоугольную форму. Это преимущественно гетерогенные газовой-жидкие включения с разным объемом газовой фазы – от существенно жидких до газовых. Гомогенизация включений с газовой фазой от 15 до 35% в жидкость происходит при температурах 240–180°.

В заключительную стадию минерализации образовались самые низкотемпературные маломощные карбонатные жилки с кварцем, хлоритом и пиритом.

Таким образом, характерной особенностью газовой-жидких включений продуктивных стадий является наличие жидкой углекислоты в качестве третьей фазы и развитие включений с самыми различными содержаниями газовой фазы (от 20 до 90% по объему). Последнее указывает на гетерогенное состояние раствора, обусловленное периодическим "кипением" при понижении давления (Калужный, 1965).

Для изучения химизма включенных растворов были взяты образцы пироксена из скарновой и кварца из грейзеновой, кварц–шеелитовой и кварц–сульфидных ассоциаций. Изучение солевого состава растворов проводилось методом тройной водной вытяжки (Говоров и др., 1968), качество анализов определялось по методике И.Л.Ходаковского (1965) путем сравнения суммы эквивалентов катионов и анионов, которые не должны превышать 10%. Состав газовой фазы определялся методом газовой хроматографии. Применение В.В.Малаховым системы с двумя детекторами и различными адсорбентами позволило определять из одной навески воду, углекислый газ, метан, окись углерода, водород и азот.

Результаты анализов (табл. 29) показывают, что в составе растворов дорудных стадий минерализации (скарновой и грейзеновой) среди катионов присутствуют натрий (в пироксене и кварце соответственно $0,114 - 0,93 \frac{\text{МОЛЬ}}{\text{КГ Н}_2\text{О}}$), калий ($0,160 - 0,410 \frac{\text{МОЛЬ}}{\text{КГ Н}_2\text{О}}$) и магний ($0,237 - 1,640 \frac{\text{МОЛЬ}}{\text{КГ Н}_2\text{О}}$). Аммиак установлен в пироксене ($0,128 \frac{\text{МОЛЬ}}{\text{КГ Н}_2\text{О}}$), а кальций – в кварце из кварцитов грейзеновой стадии ($7,13 \frac{\text{МОЛЬ}}{\text{КГ Н}_2\text{О}}$). Среди

анионов бикарбонат–ион ($0,314 - 4,67 \frac{\text{МОЛЬ}}{\text{КГ Н}_2\text{О}}$) преобладает над хлором

Таблица 29

Химический состав газовой-жидких включений в пироксене скарнов и кварце

Стадии ассоциаций	Скарновая		Грейзеновая (кварц-серпентиновых метасоматитов)		Кварц-шеелитовая	
	моль / кгН ₂ O	моль, %	моль / кгН ₂ O	моль, %	моль / кг Н ₂ O	моль, %
Na	0,114	17,72	0,93	9,2	1,08	20,0
K	0,160	25,09	0,41	4,1	0,35	6,5
Mg	0,237	37,10	1,64	16,2	0,53	9,8
Ca	Не обнаружен		7,13	70,5	3,44	63,7
NH ₄	0,128	19,99	Не обнаружен		Не обнаружен	
Сумма кт	0,639	100,00	10,11	100,0	5,40	100,0
HCO ₃	0,314	76,58	4,67	51,1	2,80	53,9
Cl	0,096	23,42	0,80	8,8	0,71	13,6
F	Не обнаружен		Не обнаружен		Не обнаружен	
Сумма S	Не определялась		3,66	40,1	1,69	32,5
Сумма ап	0,410	100,00	9,13	100,0	5,20	100,0
CO ₂	7,67	80,29	3,23	62,0	4,72	82,7
CO	0,21	2,22	0,76	14,6	0,06	1,0
CH ₄	0,56	5,84	0,43	8,2	0,39	6,8
N ₂	0,54	5,66	Не обнаружен		0,46	8,1
H ₂	0,57	5,99	0,79	15,2	0,01	1,4
H ₂ O, вес. %	0,087		0,051		0,189	
T _{декреп} , °C	550		450		420	
T _{гомоген} , °C	-		-		370	

(0,096 – 0,800 $\frac{\text{моль}}{\text{кгН}_2\text{O}}$). В составе газов содержание двуокиси углерода (7,67 – 3,23 $\frac{\text{моль}}{\text{кгН}_2\text{O}}$) значительно выше, чем окиси углерода (0,21 – 0,76 $\frac{\text{моль}}{\text{кгН}_2\text{O}}$), аммиака (0,56 – 0,43 $\frac{\text{моль}}{\text{кгН}_2\text{O}}$) и водорода (0,57 – 0,79 $\frac{\text{моль}}{\text{кгН}_2\text{O}}$). Азот установлен только в пироксене (0,54 $\frac{\text{моль}}{\text{кгН}_2\text{O}}$).

В составе растворов кварцево-шеелитовой стадии и кварц-шеелит-арсенопиритовой, кварц-шеелит-халькопирит-пирротиновой ассоциаций

грейзенов и руд месторождения Восток-2

Кварц-шеелит-арсенопиритовая (обр. С-189)		Кварц-шеелит-арсенопиритовая (обр. С-177-К)		Кварц-шеелит-халькопирит-пирротиновая	
моль / кгН ₂ O	моль, %	моль / кгН ₂ O	моль, %	моль / кгН ₂ O	моль, %
0,59	18,5	0,91	20,0	0,19	3,5
0,19	6,0	0,27	6,2	0,13	2,4
0,66	20,8	Не обнаружен		0,06	1,1
1,74	54,7	3,19	73,0	5,08	93,0
		Не обнаружен			
3,28	100,0	4,73	100,0	5,46	100,0
1,77	59,4	2,25	50,9	2,38	42,3
0,33	11,1	0,61	13,8	0,97	17,2
0,02	0,7	Не обнаружен		0,05	0,9
0,86	28,8	1,56	35,3	2,23	39,6
2,98	100,0	4,42	100,0	5,63	100,0
3,68	82,33	3,83	81,1	2,08	46,6
0,03	0,70	0,12	2,9	0,12	2,7
0,52	11,60	0,23	4,9	0,81	18,2
0,24	5,37	0,54	11,1	1,45	32,5
Не обнаружен		Не обнаружен			
0,154		0,181		0,116	
320		320		-	
310		310		270	

сульфидной стадии закономерно снижается содержание натрия (1,08 – 0,75 – 0,19 $\frac{\text{моль}}{\text{кгН}_2\text{O}}$), калия (0,35 – 0,23 – 0,13 $\frac{\text{моль}}{\text{кгН}_2\text{O}}$) и магния (0,53 – 0,33 – 0,06 $\frac{\text{моль}}{\text{кгН}_2\text{O}}$), кальций присутствует в значительных количествах (2,46 – 5,08 $\frac{\text{моль}}{\text{кгН}_2\text{O}}$) во всех пробах. Среди анионов установлены повышенные концентрации серы (1,21 – 2,23 $\frac{\text{моль}}{\text{кгН}_2\text{O}}$), бикарбонат-иона (2,00 – 2,80 $\frac{\text{моль}}{\text{кгН}_2\text{O}}$) и хлора (0,47 – 0,97 $\frac{\text{моль}}{\text{кгН}_2\text{O}}$). В составе газов содержание

двуокиси углерода по стадиям минерализации закономерно снижается ($4,72 - 3,76 - 2,08 \frac{\text{МОЛЬ}}{\text{КГ Н}_2\text{О}}$), а содержание азота ($0,46 - 0,39 - 1,45 \frac{\text{МОЛЬ}}{\text{КГ Н}_2\text{О}}$) и метана ($0,39 - 0,38 - 0,81 \frac{\text{МОЛЬ}}{\text{КГ Н}_2\text{О}}$) возрастает.

Таким образом, несмотря на определенную эволюцию растворов во времени общий тип их для минеральных ассоциаций месторождения Восток-2 остается постоянным — натриево-кальциевым сульфатно-бикарбонатным. Специфический натриево-кальциевый характер растворов, вероятно, указывает на определенное родство с гранодиорит-плаггиогранитной интрузией. Повышенные концентрации в составе газовой фазы включений аммиака и водорода отражают восстановительные условия рудообразования.

В переменных количествах присутствуют Mg^{2+} , K^+ и Cl^- . В двух пробах установлено незначительное содержание F_0^- .

Интересна эволюция состава растворов по стадиям минерализации. Так, содержание Na^+ повышается от 6,156 г/кг H_2O в вытяжке из раннего роговикового кварца до 11,331–15,118 г/кг H_2O в вытяжках из кварца кварц-шеелитовых и шеелит-арсенопиритовых руд и снижается до 1,474 г/кг H_2O в вытяжке из кварца халькопирит-пирротиновых руд. Аналогично, но с менее четко выраженным максимумом, ведет себя K^+ . Отношение хлора к бикарбонатному иону (в эквивалентных количествах) возрастает в растворах поздних стадий.

Таким образом, несмотря на определенную эволюцию химизма минералообразующих растворов во времени, общий тип их для всех минеральных образований месторождения Восток-2 остается постоянным — натриево-кальциевым сульфатно-бикарбонатным с относительно высокой минерализацией. Специфический натриево-кальциевый характер растворов, вероятно, указывает на определенное родство сульфидно-шеелитового оруденения с плаггиогранитной интрузией. Возможно, этот тип растворов является вообще характерным для месторождений подобного типа. Однако отсутствие литературных данных по химизму растворов скарново-шеелит-сульфидных месторождений других регионов не дает возможности для окончательного решения этого вопроса.

МИНЕРАЛЫ СКАРНОВ И РУД

На месторождении Восток-2 в настоящее время изучено 52 гипогенных минерала. Главные нерудные минералы представлены пироксеном, плагиоклазом, роговой обманкой, слюдами, кварцем, кальцитом и хлоритом. Среди рудных преобладают пирротин, халькопирит, арсенопирит, шеелит. Остальные минералы встречаются реже или обнаруживаются только при детальном микроскопическом исследовании. Минеральный состав скарнов и руд месторождения приведен в табл. 30.

Наиболее подробно в работе описаны нерудные минералы вследствие их слабой изученности и значительной роли в понимании генезиса месторождения. При описании рудных минералов, кроме собственных наблюдений, были использованы материалы геологов Восточной партии таежной экспедиции ПТГУ — А.Н.Ивакина, А.Е.Левщука, А.Я.Газа, М.М.Бабаевой и др. (1965 г.) и геологов ВИМС В.В.Тихомировой, Б.С.Чернова (1965, 1967 г.), в которых приводится детальное описание рудных минералов.

НЕРУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Пироксен является одним из самых распространенных скарновых минералов. Он слагает мономинеральные пироксеновые экзоскарны по известнякам и входит в состав пироксен-плагиоклазовых эндоскарнов по алюмосиликатным породам.

Пироксеновые экзоскарны сложены крупными призматическими кристаллами пироксена темно-зеленого цвета размером 3–5 см, ориентированными перпендикулярно контакту с мраморами. Пироксен здесь имеет относительно постоянные оптические константы: $N_g = 1,750$; $N_p = 1,726$; $2V = +64^\circ$; $cN_g = 46-47^\circ$ и по составу относится к геденбергиту с 15–20% диопсидовой молекулы. Редко и только в маломощных скарновых зонах на контакте с эндоскарнами пироксен по составу приближается к салиту ($N_g = 1,720$; $N_p = 1,790$; $cN_g = 41^\circ$; $2V = +59^\circ$). В пироксен-плагиоклазовых эндоскарнах пироксен образует мелкие (0,04–0,06 мм) изометричные зерна или их скопления и имеет следующие показатели преломления: $N_g = 1,745-1,712$; $N_p = 1,722-1,684$.

Химический состав пироксена из экзоскарнов и его кристаллохимическая формула приведены в табл. 31. Пересчеты анализов показывают, что пироксены относятся к геденбергитам с содержанием 83–90% геденбергитовой молекулы и содержат 5–6% примеси иогансенитовой молекулы. В образце С-138-б в составе пироксена полностью отсутству-

Таблица 30

Минеральный состав скарнов и руд месторождения Восток-2

Нерудные минералы				Рудные минералы	
скарновые		апоскарновые и грейзеновые			
главные	второстепенные	главные	второстепенные	главные	второстепенные
Пироксен	Кальцит	Биотит	Клиноцоизит	Пирротин	Сфалерит
Плагиоклаз	Гранат	Мусковит	Актинолит	Халькопирит	Галенит
Куммингтонит	Везувиан	Плагиоклаз	Турмалин		Пирит
	Волластонит	Кварц	Апатит	Шеелит	Висмутин
	Сфен	Куммингтонит	Пренит	Арсенопирит	Самородный висмут
			Стильпомелан		Молибденит
			Калишпат		Вольфрамит
			Сфен		Кубанит
			Рутил		Виттихенит
			Ильваит		Клапротолит
			Флюорит		Клокманиит
			Ортит		Умангит
			Циркон		Кобеллит
			Цеолиты		Марказит
					Джемсонит
					Валлериит
					Магнетит
					Брекляя руда
					Касситерит

ет диопсидовая молекула, а содержание иогансенитовой достигает 11%. Возможно, это объясняется тем, что образец взят на верхних горизонтах месторождения из скарнов среди мраморизованных известняков. Исключительно постоянный состав пироксенов из различных зон месторождения подтверждает их инфильтрационную природу, а существенно геденбергитовый состав с примесью иогансенитовой молекулы указывает на низкотемпературные условия формирования скарнов, как это доказано для скарново-полиметаллических месторождений Средней Азии (Жариков, 1959) и Приморья (Радкевич, Лобанова, Томсон, 1960).

Пироксен на месторождении замещается гранатом, везувианом и апоскарновыми минералами — актинолитом, кварцем, хлоритом, кальцитом и сульфидами, образование которых происходило в более низкотемпературные стадии минералообразования.

Куммингтонит встречается в составе околоскарновых пород, роговиков и сульфидных руд.

В околоскарновых амфибол-плагиоклазовых метасоматитах куммингтонит встречается в парагенезисе с плагиоклазом № 35–45 и образует удлиненные призматические кристаллы. Он обладает следующими оптическими свойствами: $N_g = 1,670 - 1,652$; $N_p = 1,644 - 1,625$; $cN_g = -16^\circ$; $2V = -87 - 82^\circ$. В амфибол-биотитовых роговиках длинные иголки куммингтонита находятся в парагенезисе с биотитом $N_m = 1,640$ и плагиоклазом № 35. Оптические свойства куммингтонита: $N_g = 1,655$; $N_p = 1,629$; $cN_g = 16^\circ$; $2V = -85^\circ$.

В массивных сульфидных рудах куммингтонит образует призматические кристаллы среди пирротина и халькопирита. Он слагает также внешнюю оторочку кварц-сульфидных жил среди биотитовых роговиков и пироксен- и амфибол-плагиоклазовых скарнов. Здесь он находится в парагенезисе с плагиоклазом № 27, биотитом и хлоритом. Куммингтонит образует длиннопризматические крупные (до 1–2 см) кристаллы темно-зеленого цвета и имеет следующие оптические свойства: $N_g = 1,667$; $N_g = 1,640$; $cN_g = 15^\circ$; $2V = -87^\circ$. Результаты химического анализа куммингтонита из оторочки сульфидных жил и его кристаллохимическая формула приведены в табл. 32. Расчеты показывают, что в нем содержится 68% купферитовой молекулы.

Изучение возрастных взаимоотношений куммингтонита и других минералов из околоскарновых пород и роговиков определенно указывает на его более позднюю кристаллизацию, так как в хорошо образованных метакристаллических куммингтонитах постоянно содержатся пойкилитовые включения плагиоклаза и биотита.

Поздняя генерация куммингтонита, встречающаяся в сульфидных рудах, замещает минералы биотитовых роговиков, амфибол- и пироксен-плагиоклазовых скарнов. В более низкотемпературных условиях куммингтонит замещается сульфидами и хлоритом.

Гранат на месторождении встречается в составе пироксен-плагиоклазовых и пироксеновых скарнов; где он образует гнездообразные скопления, полосы и редкую вкрапленность зерен розовато-коричневого цвета. Участками содержание граната в пироксеновых экзоскарнах увеличивается (до 20%) и такие скарны правильнее называть гранат-пироксеновыми.

Таблица 31

Химический состав пироксенов из экзокскарнов месторождения

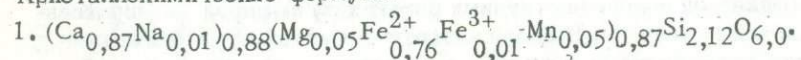
Компоненты	С-203-р(1)		С-211-Н(2)	
	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.
SiO ₂	52,38	8719	48,36	8046
TiO ₂	0,12	14	0,10	12
Al ₂ O ₃	Нет	-	0,20	19
Fe ₂ O ₃	0,15	9	0,20	12
FeO	22,60	3145	23,29	3241
MnO	1,37	192	1,72	251
MgO	0,87	215	0,96	238
CaO	20,13	3589	21,96	3915
Na ₂ O	0,08	12	0,08	12
K ₂ O	0,05	5	0,04	5
H ₂ O ⁺	Нет	-	0,09	-
H ₂ O ⁻	Нет	-	Нет	-
П.п.п.	2,49	-	2,56	-
Сумма	100,24	-	99,56	-

Изоморфный состав

Геденбергит	88%	88%
Диопсид	6%	6%
Иогансенит	6%	6%

Аналитики Е.А. Лаговская, Л.А. Козлова, Г.Г. Горошко

Кристаллохимические формулы:



В шлифах гранат бесцветный, изотропный. Кристаллизовался он после основных скарновых минералов – пироксена и плагиоклаза, пойкилитовые включения которых постоянно содержатся в гранате. Судя по оптическим свойствам ($N = 1,745 - 1,780$), он представлен гроссуляром с 10–25% молекулы андрадита. Результаты химического анализа гроссу-

Восток-2

	С-138-В(3)		С-118-а(4)	
	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.
	48,32	8520	56,16	9347
	0,40	60	0,12	14
	0,80	78	0,78	75
	3,01	188	0,67	42
	20,01	2784	19,76	2750
	3,38	476	1,42	199
	Нет	-	0,52	128
	23,35	4163	18,47	3292
	0,20	87	0,13	18
	Нет	-	сл.	-
	-	-	-	-
	0,28	-	-	-
	0,26	-	2,25	-
	100,09	-	100,28	-

85%

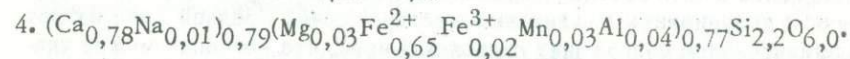
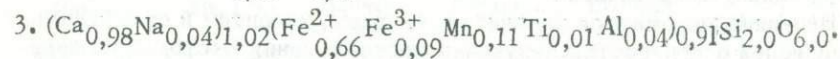
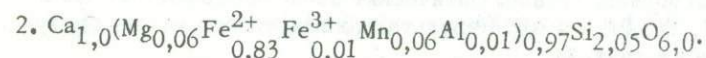
90%

-

5%

15%

5%



ляра приведены в табл. 33. В более низкотемпературные стадии гранат замещается кальцитом, кварцем и сульфидами.

Везувиан является очень редким скарновым минералом. Он установлен лишь в скарновых залежах среди мраморизованных известняков в парагенезисе с пироксеном и гранатом. Везувиан образует лучи-

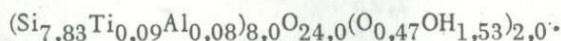
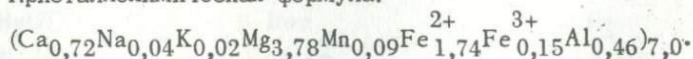
Таблица 32

Химический состав куммингтонита из оторочки кварц-сульфидных жил

Компоненты	Вес. %	Мол. колич.	Компоненты	Вес. %	Мол. колич.
SiO ₂	53,20	8853	MgO	17,24	4275
TiO ₂	0,88	110	CaO	4,55	811
Al ₂ O ₃	3,11	305	Na ₂ O	0,13	21
Fe ₂ O ₃	1,39	86	K ₂ O	0,10	10
FeO	14,15	1969	H ₂ O ⁻	0,00	-
MnO	0,79	100	H ₂ O ⁺	4,52	2509
			Сумма	99,98	

Аналитик Е.А. Лаговская, ДВГИ

Кристаллохимическая формула:



стые агрегаты длиннопризматических кристаллов коричневого цвета в тесных сростаниях с пироксеном и гранатом. В шлифах везувиан имеет зеленоватую окраску, низкое двупреломление и аномальную серую интерференционную окраску. Крупные призматические кристаллы или неправильные зерна везувиана располагаются в интерстициях между зернами пироксена или замещают его. С гранатом он, вероятно, кристаллизовался близкодновременно. Оптические свойства везувиана: $N_o = 1,712$; $N_e = 1,708$; $2V = -30^\circ$. Результаты химического анализа везувиана приведены в табл. 34.

Везувиан замещается кальцитом, кварцем, хлоритом и сульфидами. Интересной особенностью везувиана месторождения Восток-2 по сравнению с везувианами шеелитовых месторождений Средней Азии является значительное содержание гидроксил-иона, что косвенно может указывать на более низкотемпературные условия формирования месторождения Восток-2.

Волластонит также является редким скарновым минералом. Он встречается только возле маломощных скарновых зон и образует параллельно-шестоватые агрегаты длиннопризматических кристаллов на границе пироксеновых экзоскарнов и известняков. В шлифах волласто-

нит бесцветный, имеет обычные оптические константы: $N_g = 1,633$; $N_p = 1,618$; $2V = -40^\circ$.

Плагиоклаз скарново-рудных залежей месторождения является распространённым минералом. Он входит в состав пироксен-плагиоклазовых эндоскарнов, амфибол-плагиоклазовых метасоматитов, грейзенов, кварц-шеелитовых и сульфидных руд.

В амфибол- и пироксен-плагиоклазовых скарнах плагиоклаз образует очень мелкозернистые (размером в сотые доли мм) агрегаты в тесных сростаниях с куммингтонитом и пироксеном. Судя по замерам показателей преломления (см. табл. 21), плагиоклаз в амфибол-плагиоклазовых метасоматитах по составу относится к андезину № 35–45 ($N_g = 1,555 - 1,561$; $N_p = 1,549 - 1,554$), в пироксен-плагиоклазовых эндоскарнах – к лабрадор-битовниту № 65–80 ($N_g = 1,571 - 1,581$; $N_p = 1,565 - 1,572$).

Плагиоклаз скарновых зон при наложении рудных минеральных ассоциаций интенсивно замещается кальцитом, серицитом, стильпномеланом, альбитом, хлоритом и сульфидами.

В грейзенах и кварц-шеелитовых рудах плагиоклаз встречается часто и образует широкотаблитчатые или неправильной формы зерна в

Таблица 33

Химический состав граната из пироксен-плагиоклазовых эндоскарнов

Компоненты	Вес. %	Мол. колич.	Компоненты	Вес. %	Мол. колич.
SiO ₂	41,30	6872	K ₂ O	0,24	16
TiO ₂	0,79	99	Na ₂ O	0,15	25
Al ₂ O ₃	15,48	1518	H ₂ O ⁺	0,45	25
Fe ₂ O ₃	6,49	407	H ₂ O ⁻	0,10	-
FeO	1,76	245	P ₂ O ₅	0,09	-
MnO	0,59	83	F ₂	0,00	-
MgO	1,01	248	CO ₂	1,64	372
CaO	30,19	5383	Сумма	100,28	

Аналитик Е.А. Лаговская, ДВГИ.

Кристаллохимическая формула без кислорода, эквивалентного кальция, входящему в кальцит:

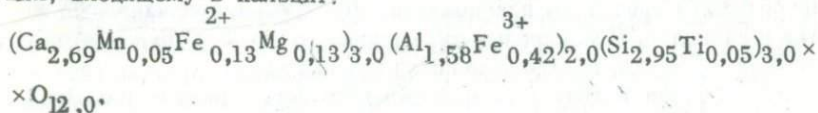


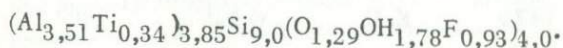
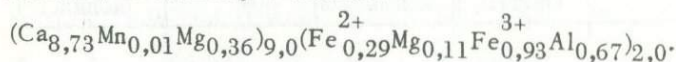
Таблица 34

Химический состав везувиана из экзоскарнов

Компо- ненты	Вес. %	Мол. колич.	Компо- ненты	Вес. %	Мол. колич.
SiO ₂	36,97	6152	K ₂ O	-	-
TiO ₂	1,83	229	P ₂ O ₅	0,21	632
Al ₂ O ₃	14,53	1424	F	1,20	318
Fe ₂ O ₃	5,07	317	CO ₂	1,40	833
FeO	1,44	201	H ₂ O [±]	1,50	
MnO	0,07	9	Сумма	100,62	
MgO	1,30	322	Fe=O	0,50	
CaO	35,10	6258	Сумма	100,12	
Na ₂ O	-	-			

Аналитик Е.А. Лаговская, ДВГИ.

Кристаллохимическая формула без кислорода, эквивалентного кальцию, входящему в кальцит:



парагенезисе с кварцем, кальцитом, мусковитом, хлоритом и биотитом. По составу, как это видно из замеров углов погасания в плоскости $\perp(010) - 10-15^\circ$, он представлен альбитом № 5-10. Альбит преимущественно развивается по основным и средним плагиоклазам пироксен-плагиоклазовых скарнов и плагиогранитов, а в участках наиболее интенсивной грейзенизации он нацело замещается мусковитом и кварцем.

В сульфидных рудах плагиоклаз встречается редко - в основном в составе околожильных метасоматитов в парагенезисе с куммингтонитом и биотитом. Плагиоклаз образует зерна, ксеноморфные по отношению к этим минералам. По составу он относится к олигоклазу № 27 ($N_g = 1,549$; $N_p = 1,543$). Иногда при замещении сульфидными рудами скарнов встречаются кристаллы плагиоклаза, образующие пойкилитовые вроски в кальците. В массивных сульфидных рудах плагиоклаз обычно замещен хлоритом, стильпномеланом и сульфидами.

Калиевый полевоы шпат встречается на месторождении редко. Он входит в состав кварцево-арсенопиритовых и кварц-халькопирит-пир-

ротинных жилок в гранодиоритах. Здесь калишпат образует таблитчатые зерна размером 0,5–1,0 мм, ксеноморфные по отношению к кварцу. В этих жилках калиевый полевой шпат встречается в парагенезисе с турмалином, серицитом, хлоритом и кальцитом. Замеры угла погасания $N_m \perp (001) - 5^\circ$ указывают на его принадлежность к адуляру. Калиевый полевой шпат встречается в грейзенизированных плагиогранит–гранодиоритах. Он, вероятно, является реликтовым минералом гранодиоритов и замещается кальцитом, мусковитом и кварцем.

Биотит является характерным минералом кварц–шеелитовых руд. Он развит в околожилных биотитовых грейзенах, образовавшихся по скарнам, гранитоидам и биотитовым роговикам. Здесь он находится в парагенезисе с кварцем и альбитом и замещается хлоритом и мусковитом. Реже биотит встречается в кварц–халькопирит–пирротиновых рудах в составе околожильноизмененных пород, где он ассоциирует с куммингтонитом и плагиоклазом. В шлифах пластинчатые агрегаты биотита имеют светло–коричневый цвет и низкие показатели преломления ($N_m = 1,616 - 1,618$), указывающие на его низкую железистость. Химический состав биотита приведен в табл. 35. Результаты химических анализов показывают, что биотиты из грейзенов имеют низкую общую железистость ($f_0 = 32,3$ и $41,8\%$), близкую к железистости биотитов из гранодиорит–плагиогранитов ($f_0 = 46,0 - 48,5\%$), и характеризуются очень низким содержанием фтора.

Изучение возрастных взаимоотношений биотита с минералами грейзенов позволяет установить, что он кристаллизовался позже апатита и части шеелита, но раньше альбита и кварца. В сульфидных рудах он образовался раньше плагиоклаза и куммингтонита. Биотит интенсивно замещается хлоритом, стильпномеланом и сульфидами.

Мусковит развит в грейзенизированных породах и кварц–шеелитовых рудах. В грейзенизированных гранодиоритах и плагиогранитах он образует мелкочешуйчатые агрегаты по плагиоклазу и биотиту и обычно ассоциирует с хлоритом, кальцитом и кварцем. В кварц–шеелитовых рудах мусковит встречается в значительных количествах (до 15–20%) в составе различных фаций околожилных грейзенов. Он замещает здесь биотит, альбит и, вероятно, хлорит и, в свою очередь, замещается более поздними сульфидами и кальцитом. Химический состав мусковита из кварц–шеелитовых руд приведен в табл. 36. Как показывают результаты анализа, в мусковите совершенно отсутствует фтор.

Хлорит на месторождении широко распространен и встречается в грейзенизированных породах, кварц–шеелитовых и сульфидных рудах. В грейзенизированных гранитоидах он совместно с мусковитом образует псевдоморфозы по биотиту. В составе околожилных грейзенов он находится в парагенезисе с мусковитом, альбитом и кальцитом и также замещает биотит. В шлифах хлорит бесцветный, имеет серую интерференционную окраску, одноосный, положительный, показатель преломления $N_m = 1,608$. По этим признакам он определен как делессит.

В сульфидных рудах, кроме делессита, встречается светло–зеленый хлорит с индигово–синими цветами интерференции. Он ассоциирует с кальцитом, пирротинном, сфалеритом, пиритом и замещает ранние скарновые и грейзеновые минералы. По оптическим свойствам

Таблица 35

Химический состав биотита из околожильных грейзенов

Компо- ненты	С-119-г		С-190-и	
	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.
SiO ₂	35,40	5891	35,95	5982
TiO ₂	1,65	206	1,25	156
Al ₂ O ₃	16,28	3190	15,55	1515
Fe ₂ O ₃	2,18	272	3,59	287
FeO	11,64	1620	13,07	1818
MnO	0,32	45	0,33	46
MgO	16,02	3973	14,44	3581
CaO	2,31	411	0,82	146
Na ₂ O	0,27	88	0,36	58
K ₂ O	6,60	1402	6,85	727
H ₂ O ⁺	5,98	6558	6,66	3666
H ₂ O ⁻	-	-	0,02	-
P ₂ O ₅	0,54	-	0,07	-
F	0,55	289	0,42	221
Сумма	99,74		99,38	
F ₂ ⁼⁰	0,23		0,17	
Сумма	99,51		99,21	
<i>Nm</i>	1,618		1,616	
<i>f</i> ₀	32,3		41,8	
<i>l</i>	15,9		20,0	

Аналитик Е.А. Лаговская, ДВГИ.

Кристаллохимические формулы:

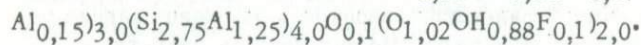
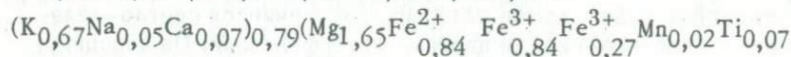
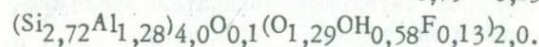
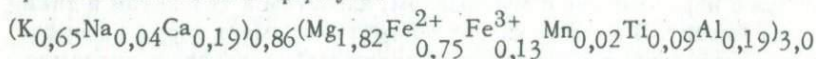


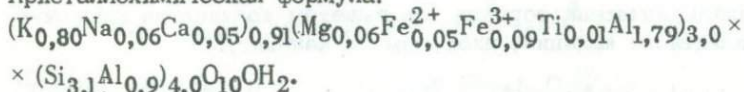
Таблица 36

Химический состав мусковита из кварц-шеелитовых руд

Компо- ненты	Вес. %	Мол. колич.	Компо- ненты	Вес. %	Мол. колич.
SiO ₂	46,55	7746	H ₂ O ⁺	5,44	3019
TiO ₂	0,20	25	H ₂ O ⁻	0,02	-
Al ₂ O ₃	34,23	3357	P ₂ O ₅	0,18	-
Fe ₂ O ₃	1,17	111	F	Her	-
FeO	0,93	129	Сумма	99,92	
MnO	Сл.	-	Ng	1,602	
MgO	0,60	148	Np	1,563	
CaO	0,70	124	2V	- 45°	
Na ₂ O	0,50	80			
K ₂ O	9,40	997			

Аналитик Е.А. Лаговская, ДВГИ.

Кристаллохимическая формула:



(*Nm* = 1,640: слабо-двуосный, отрицательный) хлорит относится к прохлориту.

Стильпномелан встречается довольно часто, но крупных скоплений не образует. Он входит в состав сульфидных руд, где образует чешуйчатые агрегаты черного цвета и замещает пироксен и плагиоклаз скарнов. Иногда встречаются тонкие прожилки стильпномелана в известняках. Он также развивается по биотиту, образуя нередко полные псевдоморфозы. В шлифах стильпномелан зеленоватый, имеет высокое дву-преломление и интенсивно плеохроирует. Судя по показателям (*Ng* = 1,595; *Np* = 1,552), он относится к ферростильпномелану с 85% молекулы Fe²⁺Mn²⁺. Замещается кальцитом, хлоритом и сульфидами. Химический анализ стильпномелана из прожилков в известняках приведен в табл. 37.

Интересным является преобладание в составе стильпномелана закисного железа, что отличает его от стильпномеланов из скарново-полиметаллических месторождений (Мозгова, 1957) и указывает на формирование в условиях низких значений *eH*.

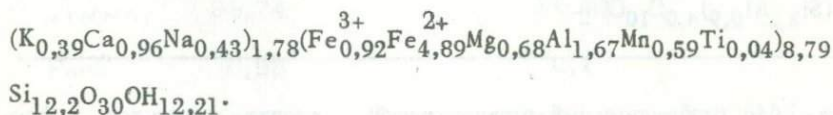
Таблица 37

Химический состав стильпноmelана из сульфидных руд

Компо- ненты	Вес. %	Мол. колич.	Компо- ненты	Вес. %	Мол. колич.
SiO ₂	46,95	7813	H ₂ O ⁺	7,05	3912
TiO ₂	0,19	24	H ₂ O ⁻	0,95	-
Al ₂ O ₃	5,44	534	P ₂ O ₅	0,28	19
Fe ₂ O ₃	4,70	294	CO ₂	0,80	182
FeO	22,52	3134	F ₂	0,00	-
MnO	2,70	380	Сумма	99,80	
MgO	2,73	677	Ng	1,595	
CaO	3,45	615	Np	1,553	
Na ₂ O	0,85	137			
K ₂ O	1,19	126			

Аналитик Е.А. Лаговская, ДВГИ.

Кристаллохимическая формула (за вычетом количества кислорода, эквивалентного кальцию, входящему в кальцит):



Турмалин встречается на месторождении редко. Он установлен только в кварц-арсенопиритовых жилках в виде тонкозернистых агрегатов коричневатого цвета, в парагенезисе с кварцем, арсенопиритом, кальцитом, мусковитом, хлоритом и калишпатом. В шлифах мелкие (0,5–1 мм) идиоморфные короткостолбчатые кристаллики турмалина рассеяны в крупных зернах кварца (табл. V, 3). Иногда кристаллики образуют гнездообразные скопления, среди которых обнаруживаются агрегаты, похожие на турмалиновое солнце. Турмалин в шлифах имеет светлый желтоватый цвет, заметно плеохроирует и по показателям преломления ($N_o = 1,638$; $N_e = 1,618$) определен как дравит. Результаты химического анализа турмалина приведены в табл. 38.

Кварц на месторождении является очень распространенным минералом. Он входит в состав самых разнообразных образований, кроме скарнов, для которых не характерен. В грейзенизированных породах и кварц-

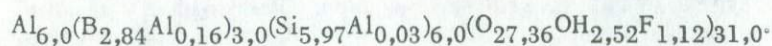
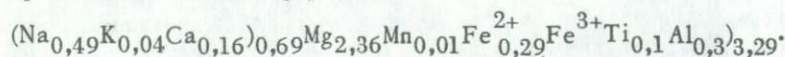
Таблица 38

Химический состав турмалина из кварц-арсенопиритовой жилки

Компо- ненты	Вес. %	Мол. колич.	Компо- ненты	Вес. %	Мол. колич.
SiO ₂	35,52	5910	Na ₂ O	1,52	245
TiO ₂	0,87	108	H ₂ O ⁺	3,85	3136
Al ₂ O ₃	32,77	3214	H ₂ O ⁻	0,00	-
Fe ₂ O ₃	1,80	113	P ₂ O ₅	0,02	-
FeO	2,06	286	F ₂	2,10	1105
MnO	0,06	8	B ₂ O ₃	9,83	1411
MgO	9,41	2333	Сумма	100,93	
CaO	0,91	162	F ₂ =O	0,88	
K ₂ O	0,21	22	Сумма	100,05	

Аналитик Е.А. Лаговская, ДВГИ.

Кристаллохимическая формула:



серицитовых метасоматитах кварц имеет мелкозернистое мозаичное строение.

В кварц-шеелитовых и шеелит-арсенопиритовых жилах кварц встречается в виде сплошных масс белого цвета, нередко раздробленных. Он выделялся позже шеелита, арсенопирита, мусковита, хлорита и альбита, но несколько раньше кальцита. В пирротин-сфалеритовых рудах кварц слагает сливные образования белого цвета и обычно замещается халькопиритом и пирротинном. В массивных рудах наблюдаются лишь отдельные изометричные зерна кварца, а иногда и призматические кристаллы. Здесь он полупрозрачный и корродирован сульфидами.

В сфалерит-пирротинных рудах кварц присутствует в подчиненном количестве и замещается сфалеритом, пирротинном и кальцитом. В поздних кальцит-хлорит-пиритовых прожилках кварц встречается редко в виде мелких выделений белого цвета. Он образовался раньше кальцита, но позже пирита и хлорита.

Кальцит также является широко распространенным минералом. В скарных зонах он встречается в пироксеновых и волластонитовых эк-

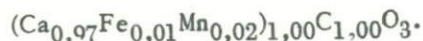
Таблица 39

Химический состав кальцита

Компо- ненты	Вес. %	Мол. колич.	Компо- ненты	Вес. %	Мол. колич.
CaO	52,64	9283	Fe ₂ O ₃	Сл.	-
FeO	0,94	131	Na ₂ O	-	-
MnO	1,54	216	K ₂ O	-	-
MgO	Нет	-	H ₂ O	0,31	-
SiO ₂	1,51	-	П.п.п.	42,47	9554
TiO ₂	Нет	-	Сумма	99,40	
Al ₂ O ₃	Нет	-			

Аналитик Г.Г.Горошко, ДВГИ.

Кристаллохимическая формула:



зоскарнах, где сохранился как реликтовый минерал известняков. В грейзенизированных породах и кварц-серпичитовых метасоматитах кальцит присутствует в незначительном количестве и образуется при разложении плагиоклазов. Он выделяется одним из последних и выполняет интерстиции между зернами кварца. В кварц-шеелитовых рудах кальцит имеет подчиненное значение и развит лишь в околожильных грейзенах, где замещает плагиоклаз. В шеелит-арсенопиритовых рудах кальцит встречается часто и образует гнездообразные скопления сероватого цвета, ксеноморфные по отношению к кварцу и арсенопириту. В участках шеелит-арсенопиритовых жил, развитых в скарнированных плагиогранитах, кальцит является одним из основных жильных минералов. Химический анализ кальцита из шеелит-арсенопиритовой жилы приведен в табл. 39. В составе кальцита присутствует небольшое количество примесей FeO и MnO.

В халькопирит-пирротиновых рудах кальцит встречается часто, но в небольших количествах, и замещает пироксен и плагиоклаз скарнов. Кристаллизовался он позже основных апоскарновых минералов — актинолита, хлорита, пренита и др.

В сфалерит-пирротиновых рудах кальцит является основным жильным минералом. Здесь он ассоциирует с хлоритом, кальцитом, сфалеритом и пирротином и кристаллизовался последним.

В самых поздних карбонатных прожилках кальцит является главным минералом и ассоциирует с пиритом и хлоритом.

Актинолит на месторождении развивается по пироксеновым скарнам в участках, где проявлены процессы их гистерогенного разложения. Он ассоциирует с пирротинном, шеелитом, кварцем, кальцитом и эпидотом. Актинолит образует редкие гнездообразные скопления мелких длинно-призматических кристалликов темно-зеленого цвета с ясным плеохроизмом. Он развивается по геденбергиту, замещая его по стыкам зерен и трещинкам спайности. Замеры показателей преломления ($N_g = 1,695$; $N_p = 1,677$) позволяют относить его к ферроактинолиту с 87% молекулы CaFe_5 .

Актинолит выделялся близкосовершенно с пирротинном, эпидотом и кварцем, но несколько раньше кальцита.

Клиноцоизит в составе скарнов и руд встречается редко. Он образуется в результате гистерогенного разложения скарновых минералов в кварц-шеелитовую и сульфидную стадии минерализации и ассоциирует с кальцитом, кварцем, хлоритом, стильпномеланом, актинолитом, пренитом, пирротинном, халькопиритом и шеелитом. Клиноцоизит образует гнездообразные скопления мелких таблитчатых зерен, приуроченные к интерстициям зерен пироксена. Реже он встречается в кварц-кальцит-хлоритовых прожилках, секущих скарны. Клиноцоизит имеет желтовато-зеленую окраску, в шлифах он бесцветный, показатели преломления — $N_g = 1,720$; $N_p = 1,716$, что по диаграммам Трегера (1958) соответствует клиноцоизиту с 10% молекулы Ca_2Fe_3 . Замещается кальцитом, хлоритом, кварцем и сульфидами.

Пренит на месторождении встречается часто, но крупных скоплений не образует. Он развивается преимущественно по амфибол- и пироксен-плагиоклазовым скарнам в процессе их гистерогенного разложения. Ассоциирует с кварцем, кальцитом, клиноцоизитом, хлоритом, актинолитом, пирротинном и халькопиритом. В шлифах видно, что он преимущественно замещает плагиоклаз скарнов, образует гнездообразные скопления короткопризматических бесцветных кристалликов. Показатели преломления ($N_g = 1,648$; $N_p = 1,618$) указывают на незначительное (5%) содержание в его составе железа. В низкотемпературных условиях замещается хлоритом, кальцитом и кварцем.

Апатит на месторождении в значительных количествах (до 15–20%) встречается в составе кварц-шеелитовых руд. Он образует идиоморфные призматические кристаллики, рассеянные в биотите, мусковите, хлорите, альбите, шеелите. Апатит — минерал исключительно устойчивый. Он сохраняется в массивных сульфидных рудах, в то время как все остальные минералы кварц-шеелитовых руд замещаются пирротинном и халькопиритом. В шлифах он бесцветный и имеет обычные оптические свойства. Показатели преломления ($N_o = 1,632$; $N_e = 1,630$) указывают на его принадлежность к фторапатиту. Это подтверждается и химическим анализом (табл. 40), приведенным в отчете Б.С.Чернова, В.В.Тихомировой (1965 г.).

Сфен является характерной примесью в амфибол- и пироксен-плагиоклазовых скарнах. Здесь он образует скопления мелких зерен (0,05–0,5 мм) конвертообразной или неправильной формы. Замещается сульфидами, шеелитом и рутилом.

Рутил в виде мелкой редкой вкрапленности присутствует в составе грейзенизированных пород, кварц-серицитовых метасоматитов и кварц-

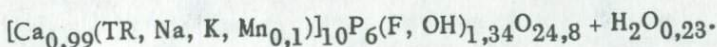
Таблица 40

Химический состав апатита

Компо- ненты	Вес. %	Мол. колич.	Компо- ненты	Вес. %	Мол. колич.
SiO ₂	2,21	-	H ₂ O ⁺	0,29	17
TiO ₂	0,01	-	H ₂ O ⁻	0,18	11
Al ₂ O ₃	0,11	1	P ₂ O ₅	40,04	298
Fe ₂ O ₃	0,07	-	F	1,76	98
FeO	-	-	CO ₂	1,58	-
MnO	0,21	3	TR ₂ O ₃	0,18	0,6
MgO	Не опр.	-	Сумма	100,21	
CaO	53,57	973	F ₂ =0	0,74	
Na ₂ O	0,05	-	Сумма	99,47	
K ₂ O	0,15	1,6			

Аналитик А.В. Быкова, ВИМС.

Кристаллохимическая формула:



шеелитовых руд. Он образуется при замещении биотита и куммингтонита хлоритом, мусковитом и кварцем, нередко развивается по сфену. В более низкотемпературные стадии минерализации рутил замещается сульфидами.

Ильваит на месторождениях встречается очень редко. Он был встречен в единственном случае в измененных пироксеновых скарнах в ассоциации с кварцем, кальцитом, стильпномеланом и пирротинном. Ильваит образует метасоматические жилки в пироксене и интенсивно замещает его. В шлифах он имеет коричневатобурый цвет и резко плеохроирует от красноватобурого до черного цвета.

Флюорит на месторождении встречается очень редко в халькопиритпирротинных рудах в виде мелких зерен (0,05–0,2 мм) неправильной формы (табл. V, 4). Он образуется, вероятно, за счет фтора, выделяющегося при замещении сульфидов апатита.

Ортит и циркон в виде редких мелких (0,02 мм) идиоморфных кристалликов встречаются в грейзенизированных породах и кварцшеелитовых рудах.

Цеолиты образуют тончайшие прожилки, секущие скарны и руды; ассоциируют с кальцитом и хлоритом. Судя по оптическим свойствам, они представлены ломонитом ($Nm = 1,526$, одноосный, отрицательный) и реже томсонитом ($Nm = 1,522$; слабо-двуосный, положительный).

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Шеелит является основным рудным минералом. Он встречается в кварц-шеелитовых и сульфидных рудах, грейзенизированных породах и скарнах. Шеелит образует изометричные, неправильной формы зерна и идиоморфные кристаллики размером от 0,05 до 6 мм. Реже встречаются зерна размером до 2–3 см. Шеелит имеет белый цвет с сероватым оттенком, реже — он имеет желтоватый и коричневатый цвет. В кварц-шеелитовых рудах содержатся наиболее богатые скопления шеелита, который, как это было описано выше, слагает сплошные агрегаты идиоморфных бипирамидальных кристаллов. Он выделялся здесь одним из первых, но, вероятно, несколько позже апатита, поскольку в шеелите наблюдаются включения мелких зерен апатита. Мелкие идиоморфные кристаллики шеелита образуют пойкилитовые включения в минералах околоскарных грейзенов — биотите, мусковите, хлорите. Более крупные (1–2 см) зерна шеелита, наоборот, замещают эти минералы.

В шеелит-арсенопиритовых рудах шеелит образует мелкую вкрапленность или скопления крупных идиоморфных (2–3 см) зерен желтовато-кремового цвета и ассоциирует с арсенопиритом, кварцем, кальцитом, мусковитом и хлоритом.

В халькопирит-пирротиновых рудах шеелит встречается в виде густой вкрапленности мелких (0,05–2,0 мм) изометричных овальных или идиоморфных зерен белого цвета с сероватым оттенком. В этих рудах он представлен двумя генерациями. Шеелит ранней генерации является реликтовым минералом кварц-шеелитовых и шеелит-арсенопиритовых руд, замещенных сульфидами. Он ассоциирует с апатитом, биотитом и мусковитом, реликты которых постоянно присутствуют в халькопирит-пирротиновых рудах. Шеелит поздней генерации, отмечающийся в халькопирит-пирротиновых рудах, а также в составе кварц-пирротиновых прожилков, секущих кварц-шеелитовые жилы, кристаллизовался близкоодновременно с пирротином и халькопиритом. Он образует среди них идиоморфные кристаллики, слабо корродированные сульфидами.

В грейзенизированных породах шеелит встречается в виде мелких идиоморфных кристалликов, ассоциирующих с грейзеновыми минералами. В пироксеновых скарнах он образует мелкую вкрапленность в участках их окварцевания и сопровождается гистерогенными минералами — актинолитом, эпидотом, кварцем, кальцитом и хлоритом.

Химические анализы шеелита (по данным А.Н.Ивлиева, Д.И.Ивлиева и др., 1965 г.; Б.С.Чернова, В.В.Тихомировой, 1965, 1967) из различных минеральных ассоциаций приведены в табл. 41. Характерной особенностью шеелитов месторождения Восток-2 является небольшое количество примесей молибдена и меди и присутствие повышенных содержаний редкоземельных элементов иттриевой и цериевой группы, определенных на приборе ДФС-13 в лаборатории ВИМСа.

Таблица 41

Химический состав шеелита*

Компоненты	1	2	3	4	5	6
WO ₃	80,12	80,00	80,27	80,36	80,55	79,85
CaO	19,44	19,80	19,63	19,67	19,55	19,25
TR ₂ O ₅	0,22	0,14	0,025	-	-	-
MoO ₃	0,0060	0,0045	-	-	-	-
SrO	0,012	0,014	-	-	-	-
CuO	0,0022	0,0020	-	-	-	-
ZnO	0,0067	сл.	0,0042	0,28	0,21	0,19
CdO	-	-	0,0018	-	-	-
Fe ₂ O ₃	0,04	0,02	сл.	0,15	0,58	0,83
Al ₂ O ₃	-	-	сл.	-	-	-
Ir ₂ O ₃	-	-	0,00024	-	-	-
SiO ₂	сл.	сл.	0,28	-	-	-
TiO ₂	сл.	сл.	сл.	-	-	-
CO ₂	-	-	не обн.	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	0,021	не обн.	0,0458	0,0229
Сумма	99,85	99,98	100,20	100,46	100,93	100,14

* По Б.С. Чернову и др., 1967 г., А.Н. Ивакину, Д.И. Ивлиеву и др., 1965 г.

Аналитик А.В. Бькова, ВИМС.

1 - шт. 2, отвал; 2 - шт. 2, штр. юго-западный, гл. 14 м; 3 - шт. 1, штр. северо-восточный, гл. 17 м; 4-5-канавы 6; 6 - шт. 1, отвал.

Арсенопирит на месторождении встречается в грейзенизированных породах, кварц-шеелитовых и шеелит-арсенопиритовых рудах. Он ассоциирует с кварцем, мусковитом, хлоритом, кальцитом, апатитом, турмалином и шеелитом. В грейзенизированных породах арсенопирит образует редкую вкрапленность мелких (1-2 мм) призматических кристаллов, а в кварц-шеелитовых и шеелит-арсенопиритовых рудах - гнездобразные скопления длинно- и короткопризматических кристаллов оловянно-белого цвета размером до 2-3 см. Часто кристаллы арсенопирита раздроблены и цементируются кварцем, кальцитом и более поздними пирротинном, халькопиритом, сфалеритом и другими минералами. По отношению к шеелиту арсенопирит является несколько более ксеноморфным минералом. Результаты химических анализов арсенопирита приведены в табл. 42. Результаты анализов показывают, что содержание основных компонентов в арсенопирите меняется незначительно, и его состав отражается обычной формулой Fe_xAs_yS (x составляет 0,93 - 1,09, y - 0,91 - 1,09). В арсенопирите содержится примесь никеля (до 0,082) и кобальта (до 0,21), которые изоморфно замещают железо. Сурьма, висмут, медь и другие элементы присутствуют в виде механических примесей.

Таблица 42

Химический состав арсенопирита

Компо- ненты	С-188-д(1)		С-177-м(2)		С-102-д(3)	
	вес. %	мол. коллич.	вес. %	мол. коллич.	вес. %	мол. коллич.
As	45,20	6033	44,62	5955	44,02	5875
Fe	34,68	6209	33,99	6085	33,30	5961
S	18,30	5706	19,50	6080	20,58	6418
Bi	0,58	-	0,52	-	0,25	-
Co	0,016	2	0,019	3	0,011	2
Ni	0,042	7	0,047	7	0,037	6
Sb	0,10	-	0,04	-	0,04	-
Cu	0,16	-	0,04	-	0,03	-
H.o.	0,45	-	0,50	-	0,35	-
SiO ₂	0,10	-	0,25	-	0,75	-
Сумма	99,658		99,486		99,368	

Таблица 42 (продолжение)

Компо- ненты	С-160-б(4)		С-91-а(5)		С-190-д(6)	
	вес. %	мол. коллич.	вес. %	мол. коллич.	вес. %	мол. коллич.
As	46,43	6198	44,62	5955	44,14	5892
Fe	33,10	5926	34,34	6148	33,55	6007
S	18,05	5628	18,10	5644	20,82	6492
Bi	0,22	-	0,17	-	0,12	-
Co	0,21	33	сл.	-	0,22	33
Ni	0,082	14	0,042	7	0,05	8
Sb	0,03	-	0,05	-	0,10	-
Cu	0,10	-	0,13	-	0,06	-
H.o.	0,50	-	1,15	-	0,50	-
SiO ₂	0,80	-	1,00	-	0,30	-
Сумма	99,522		99,602		99,860	

Таблица 42 (окончание)

Компо- ненты	С-177-а(7)		270(8)		2	
	вес. %	мол. коллич.	вес. %	мол. коллич.	вес. %	мол. коллич.
As	45,82	6116	44,45	5933	45,44	6095
Fe	32,96	5900	35,00	6266	34,49	6174
S	18,20	5675	20,31	6333	18,55	6096
Bi	0,37	-	0,013	-	0,02	-
Co	0,025	3	-	-	0,02	3
Ni	0,06	10	-	-	0,004	-
Sb	0,09	-	0,041	-	0,02	-
Cu	0,25	-	0,044	-	0,11	-
H.o.	1,65	-	-	-	-	-
SiO ₂	0,45	-	0,57	-	0,54	-
Сумма	99,875		100,428		100,194	

Аналитики З. Л. Мукасева, ДВГИ; А. В. Быкова, Т. В. Львова, ВИС (по Б. С. Чернову и др., 1967 г.)

Кристаллохимические формулы:

- $(\text{Fe}_{1,09}\text{Co}_{0,0035}\text{Ni}_{0,0012})_{1,0947}\text{As}_{1,06}\text{S}_{1,00}$
- $(\text{Fe}_{1,00}\text{Co}_{0,0049}\text{Ni}_{0,0012})_{1,006}\text{As}_{0,98}\text{S}_{1,00}$
- $(\text{Fe}_{0,93}\text{Co}_{0,0031}\text{Ni}_{0,0009})_{0,9340}\text{As}_{0,92}\text{S}_{1,00}$
- $(\text{Fe}_{1,05}\text{Co}_{0,0058}\text{Ni}_{0,0025})_{1,0583}\text{As}_{1,09}\text{S}_{1,00}$
- $(\text{Fe}_{1,09}\text{Ni}_{0,0012})_{1,0912}\text{As}_{1,05}\text{S}_{1,00}$
- $(\text{Fe}_{0,93}\text{Co}_{0,0051}\text{Ni}_{0,0012})_{0,9363}\text{As}_{0,91}\text{S}_{1,00}$
- $(\text{Fe}_{1,04}\text{Co}_{0,0051}\text{Ni}_{0,0018})_{1,0469}\text{As}_{1,08}\text{S}_{1,00}$
- $\text{Fe}_{1,04}\text{As}_{0,94}\text{S}_{1,00}$

Пирротин является самым распространенным рудным минералом. Он встречается в различных минеральных образованиях и, вероятно, отлагался продолжительное время.

В биотитовых роговиках присутствуют постоянно мелкие, неправильной формы зерна пирротина, замещающего биотит. В грейзенизированных породах также отмечается вкрапленность мелких зерен пирротина, который отлагался, вероятно, в более позднюю стадию минерализации. В кварц-шеелитовых и шеелит-арсенопиритовых рудах пирротин образует мелкие гнездообразные скопления или прожилки и замещает арсенопирит, шеелит и другие ранние минералы.

Наиболее значительные скопления пирротина наблюдаются в халькопирит-пирротиновых рудах по амфибол- и пироксен-плагиоклазовым скарнам, где он ассоциирует с актинолитом, куммингтонитом, хлоритом, стильпномеланом, кальцитом и кварцем. Он обычно замещает как ранние скарновые минералы; так и более поздние минералы кварц-шеелитовых и арсенопиритовых руд. В массивных рудах пирротин образует сплошные агрегаты аллотриоморфнозернистой структуры, состоящие из зерен неправильной или изометричной формы размером 0,2–1 мм. Здесь он тесно ассоциирует с халькопиритом, выделяясь несколько раньше его, и содержит реликтовые зерна апатита, шеелита, кварца и арсенопирита. В этих рудах наблюдаются закономерные сростания пирротина с длиннопризматическими кристаллами куммингтонита (табл. VI, 1).

В окварцованных участках пироксеновых скарнов пирротин образует гнездообразные скопления и вкрапленность, располагается в интерстициях зерен кварца и иногда образует с кварцем структуры прорастания типа графических.

В сфалерит-пирротиновых рудах пирротин находится в тесных сростаниях со сфалеритом, но выделялся раньше него. Здесь он совместно со сфалеритом образует мелкозернистые скопления и метасоматические прожилки в скарнах. Структура его агрегатов, сложенных зернами неправильной формы (размером до 0,5–1,0 мм), — аллотриоморфнозернистая.

Пирротин встречается также в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите, располагающейся вдоль кристаллографических направлений спайности. Химический анализ пирротина, заимствованный из отчета В.С.Чернова и В.В.Тихомировой (1965), приведен в табл. 43. В участках пересечения пирротиновых руд поздними кальцитовыми прожилками пирротин замещается пиритом и марказитом.

Халькопирит развит в халькопирит-пирротиновых рудах, где он образует гнездообразные скопления мелкозернистых агрегатов. Он располагается также в межзерновых пространствах пирротина и является, очевидно, несколько более поздним минералом. Халькопирит часто слагает каймы вокруг включений нерудных минералов в пирротине. Замещается сфалеритом, минералами висмута, кальцитом. Результаты химического анализа халькопирита (по В.С.Чернову и В.В.Тихомировой, 1965 г.) приведены в табл. 44.

Вольфрамит является редким минералом. Он встречается в кварц-шеелитовых жилах, грейзенизированных породах и массивных сульфид-

Таблица 43

Химический состав пирротина (в вес. %)

Компо- ненты	1836-п	54-п	Компо- ненты	1836-п	54-п
Fe	59,44	61,98	In	0,0006	Нет
S	38,00	37,73	CaO	0,91	"
As	0,30	Нет	WO ₃	Не обн.	0,062
Cu	0,10	0,0094	SiO ₂	0,50	0,20
Bi	0,046	0,06	Al ₂ O ₃	0,66	Нет
Mn	Не обн.	Не обн.	P ₂ O ₅	0,29	Нет
Ni	"	"	Se	0,012	0,017
Co	Сл.	Нет	Te	0,002	0,002
Zn	"	"	Сумма	100,26	100,00
Sb	Сл.	"			

Аналитики А. В. Быкова, Т. В. Львова, ВИМС.

ных рудах в виде удлиненных шестоватых кристаллов размером 0,01 – 0,5 мм; ассоциирует с кварцем, шеелитом, халькопиритом и пирротин-ном (В.В.Тихомирова, Б.С.Чернов, 1965 г.).

Сфалерит является сравнительно распространенным минералом, но крупных скоплений не образует. Он встречается на юго-западном фланге месторождения в сфалерит-пирротиновых рудах, где находится в тесных сростаниях с пирротин-ом и замещает его по периферии зерен. В рудах центральной части месторождения сфалерит встречается в очень небольшом количестве в виде микроскопических выделений и обычно замещает более ранние минералы (арсенопирит, шеелит, пирротин и халькопирит). Изредка наблюдаются маломощные прожилки пирротин-сфалеритового состава. Сфалерит обычно содержит эмульсионную вкрапленность пирротина, халькопирита и станнина. В ассоциации с ним встречаются также галенит, висмутин, кобеллит (замещающие сфа-лерит) и другие редкие висмутсодержащие минералы. Результаты хими-ческого анализа сфалерита на основные компоненты (FeO = 14,20%, Mn = 0,368%; Cd = 0,153%; In = 0,0015%; Zn = 51,39%) показывают, что он представлен марматитом.

Галенит – сравнительно редкий минерал рудных тел. Он обычно встречается в ассоциации со сфалеритом и висмутовыми минералами в центральной части месторождения. Галенит замещает более ранние пирротин, халькопирит и сфалерит (табл. VI, 2). В.В.Тихомирова уста-

Таблица 44

Химический состав халькопирита (в вес.%)

Компоненты	1856	4	270
Cu	33,36	32,71	33,72
Fe	30,83	30,72	30,39
S	34,46	34,26	34,72
As	0,026	0,119	-
Zn	0,56	1,20	0,45
Cd	0,035	0,031	0,017
Bi	0,003	0,03	-
In	0,01	0,0175	-
Co	0,003	0,0043	-
Sn	-	0,33	0,40
Sb	-	сл.	0,05
Pb	-	0,19	-
SiO ₂	0,27	-	-
P ₂ O ₅	0,11	-	-
Na ₂ O	-	-	0,06
K ₂ O	-	-	0,04
Se	-	-	0,002
Te	-	-	0,002
Сумма	99,70	99,44	99,85

Аналитики А.В. Быкова, Т.В. Львова, Т.А. Ухина, ВИМС.

новила присутствие в галените мелких выделений станнина, джемсонита. Химический анализ (по данным Б.С.Чернова, В.В.Тихомировой, 1965 г.) галенита приведен в табл. 45.

Станнин, по данным В.В.Тихомировой, встречается в небольших количествах в виде микроскопических включений в сфалерите, халькопирите и галените. Выделения станнина имеют неправильную форму и приурочены к краевым частям зерен сфалерита. В сфалерите он часто образует эмульсионную вкрапленность, образующую полосчатые и решетчатые структуры распада. Станнин часто ассоциирует с самородным

Таблица 45

Химический состав галенита

Компо- ненты	Вес. %	Компо- ненты	Вес. %	Компо- ненты	Вес. %
Pb	85,00	Cu	0,12	Fe	-
S	13,47	Zn	0,25	Te	0,002
Na ₂ O	0,17	Cd	0,026	Se	0,002
K ₂ O	0,02	Sb	0,83	Nb ₂ O ₅	Не обн.
TiO ₂	Не обн.	Sn	0,10	Сумма	100,05
As	0,018	Bi	0,040		

Аналитик А.В. Быкова, ВИМС.

висмутом и висмутином, которые встречаются совместно с ним в мельчайших включениях в халькопирите.

Висмутовые минералы на месторождении относятся к числу редких и детально были описаны В.В.Тихомировой (1965 г.). Самородный висмут образует редкие изометричные овальной или неправильной формы включения (размером 0,005–0,5 мм) в пирротине, халькопирите, кварце и шеелите. Он тесно ассоциирует с самородным золотом, кубанитом, валлериитом и висмутином.

Висмутин встречается в виде включений мелких (0,001–0,1 мм) кристалликов в пирротине и халькопирите и тесно ассоциирует с сульфовисмутитами меди и самородным висмутом. Минерал белого цвета, характеризуется высокой отражательной способностью, в иммерсии обнаруживает сильную анизотропию и отчетливое двуотражение.

Клапротолит (Cu₆Bi₄S₉), впервые описанный В.В.Тихомировой, образует мельчайшие (0,001–0,05 мм) неправильной формы выделения в пирротине и халькопирите в ассоциации с висмутином и виттихенитом. Минерал серовато-голубоватого цвета, обладает сильным двуотражением и анизотропией.

Виттихенит (Cu₃BiS₃) имеет серовато-коричневатый цвет, более темный, чем у висмутина, слабое двуотражение и четкую анизотропию. Находится в сростках с другими сульфовисмутитами меди и слагает обычно внешние оторочки выделений висмутина и клапротолита.

Кубанит в рудах месторождения встречается редко и обнаружен В.В.Тихомировой в халькопирите в виде удлиненных пластинок белого с бронзовым оттенком цвета размером 0,05–1,0 мм. Минерал имеет отчетливое двуотражение и сильную анизотропию. Ассоциирует с валлериитом и самородным висмутом. Присутствие пластинок кубанита в

Таблица 46
Химический состав кобеллита

Компо- ненты	Вес. %	Атом. колич.	Исключая атом. колич.	Оставшее- ся атом. колич.	Число атомов в эл. ячейке	Число атомов, форм. ед.
Pb	43,41	2095	-	2095	26,00	13,3
Fe	1,56	279	279	-	-	-
Bi	25,34	1212	-	1212	15,08	7,54
Sb	10,96	900	-	900	11,20	5,60
S	17,65	5504	279	5225	64,99	32,49
CaO	0,18	-	-	-	-	-
CO ₂	0,14	-	-	-	-	-
H	0,53	-	-	-	-	-
Сумма	99,79					
a_0	21,84±0,02					
b_0	35,21±0,03					
c_0	4,05±0,01					

Аналитик Н.Г. Шумкова, ИМГРЭ.

халькопирите говорит о его образовании при температуре 250–300°, когда происходит распад твердого раствора (Рамдор, 1962).

Валлериит редкий, по В.В.Тихомировой, образует неправильные, извилистые прожилковидные выделения в халькопирите размером от 0,001 до 0,01 мм. От похожего на него пирротина (при нескрещенных николях) валлериит отличается очень сильным двуотражением в коричневатых тонах и чрезвычайно высоким эффектом анизотропии. Выделение валлериита в халькопирите также указывает на то, что примерная температура его образования была выше 250–300° (Рамдор, 1962).

Клокманит (CuSe) – минерал чрезвычайно редкий. По наблюдениям В.В.Тихомировой, он встречается в пирротине в виде мелких (0,015 мм) вытянутых шестоватых и дендритообразных выделений. В отраженном свете он имеет серовато-белый цвет, обладает сильным двуотражением с цветным эффектом (от голубовато-белого до зеленовато-серовато-голубоватого цвета), сильно анизотропен.

Кобеллит также является очень редким минералом. На месторождении он был обнаружен впервые Г.Н.Нечелюстовым и В.А.Мырным (1968) в кварцевых прожилках среди пироксенового скарна, где кобеллит приурочен к гнездам и тонким просечкам кальцита в кварце. Кобеллит здесь ассоциирует с халькопиритом, пирротинном и шеелитом и об-

разует гнездообразные и прожилковые скопления или мелкозернистые агрегаты, сложенные призматическими или неправильной формы зернами. Кобеллит — минерал белого цвета, в иммерсии имеет сильное двуотражение от зеленовато-белого до фиолетово-серого цвета, отчетливо анизотропный, имеет прямое погасание. Химический анализ кобеллита (Нечелюстов и др., 1968) и параметры его элементарной ячейки приведены в табл. 46.

Пирит на месторождении мало распространен. Выделяется две генерации пирита. Пирит первой генерации является ранним минералом и в ассоциации с арсенопиритом встречается в грейзенизированных гранитоидах и кварц-арсенопиритовых жилах. Пирит здесь образует редкие идиоморфные кристаллы размером 0,1—4,0 мм. Вторая генерация пирита встречается в виде мелких (2—3 мм) идиоморфных кристалликов в поздних кальцитовых прожилках. В участках пересечения прожилками пирротиновых руд пирит в ассоциации с марказитом замещает более ранний пирротин.

Марказит в рудах месторождения развивается как продукт разложения пирротина в ассоциации с пиритом и кальцитом.

Леллингит описан В.В.Тихомировой в виде удлиненных включений в пирротине, где он ассоциирует с марказитом.

Магнетит отмечается В.В.Тихомировой среди пирротиновых руд в виде редких, мелких (0,01—0,02 мм) округлых выделений в ассоциации с шеелитом.

Молибденит в виде редких мелких чешуек постоянно присутствует на месторождении, но крупных скоплений не образует. Встречается он в виде отдельных розеток среди пирротина или в интерстициях зерен кварца.

Джемсонит и буланжерит встречены В.В.Тихомировой в виде редких мелких включений (размером 0,01—0,1 мм) в галените.

Касситерит и блеклая руда были обнаружены Л.И.Храмцовой (1965 г.) в виде мельчайших редких выделений в рудах месторождения.

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК-2 И СРАВНЕНИЕ ЕГО С ДРУГИМИ СКВАРНОВО- ШЕЕЛИТ-СУЛЬФИДНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ

Скарново—шеелитовое месторождение Восток-2 является первым месторождением подобного типа в Приморье, и поэтому выяснение особенностей его генезиса представляет большой интерес.

Геологоструктурные особенности месторождения определяются его положением в центральной части Сихотэ-Алинской складчатой области, в участке пересечения Центрального структурного шва (разделяющего Главный антиклинорий и Главный синклинорий) широтными разломами Синкайского структурного шва. Влияние широтных разломов обусловило формирование в Главном синклинории близ зоны Центрального структурного шва горстообразного Дальнинского блока субширотного простирания (Радкевич, 1958; Размахнин, 1959; Бурдэ, Мостовой, 1965), в пределах которого и локализуется месторождение Восток-2. Расположение рудоносной площади на пересечении трансконтинентальных тихоокеанских структур (зоны Центрального структурного шва) с субширотными монголо-охотскими (входящими в систему разломов Синкайского структурного шва) обусловило многоэтапное проявление магматизма, разнообразие связанной с ним минерализации и оказало влияние на особенности развития рудовмещающих структур. Обычное для района северо-восточное простирание мезозойских структур здесь осложняется, и толщи приобретают субширотное простирание, обусловленное влиянием широтных разрывных нарушений системы Синкайского структурного шва. Возможно, это направление складок отражает также влияние складчатых сооружений фундамента.

Район месторождения сложен терригенно-осадочными отложениями пермского, триасового, юрского и нижнемелового возраста и вулканами позднего мела и палеогена.

Вольфрамовое оруденение приурочено к пластам и линзам известняков среди терригенно-осадочных отложений. Однако, в отличие от скарново—шеелитовых месторождений Средней Азии, где известняки слагают многочисленные мощные пласты в толщах осадочно-метаморфических пород, в районе месторождения Восток-2 пласты известняков встречаются редко, имеют небольшую мощность (до 40 м) и часто выклиниваются по простиранию.

Интрузивные породы на территории рудного района образуют сложный многофазный магматический комплекс, формирование которого происходило в следующей последовательности: а) гранодиориты, б) нормальные биотитовые граниты, в) лейкократовые и мелкозернистые биотитовые граниты. По комплексу геологоструктурных, петрохимических признаков все интрузивные породы района являются комагматичными

образованиями (Руб, Токсубаева, Чернов, 1969). Гранодиориты и граниты представляют две пространственно разобщенные группы интрузивных пород, различающихся между собой по возрасту, петрохимической характеристике и условиям образования. Эти особенности позволяют предполагать определенную генетическую самостоятельность пород каждой группы и связь их с глубинными очагами различного состава (гранодиоритов — с магмой повышенной основности, гранитов — с магмой кислого состава).

Вольфрамовое оруденение с сопутствующей медной и золотой минерализацией в скарнах связано с формированием ранней гранодиоритовой фазы интрузивного комплекса, к которой относятся и плагиограниты-гранодиориты, слагающие шток в центральной части рудоносной площади.

Месторождение Восток-2 обнаруживает близкую парагенетическую связь с гранитоидными породами штока, которая доказывается следующими признаками: 1) приуроченностью интрузивного штока и скарново-рудных залежей к участку пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простирания; 2) присутствием в гранитоидах штока эксплозивной брекчии гранодиорит-порфиров с обломками скарнов и поздними секущими рудными прожилками, указывающей на близкую временную связь формирования гранитоидов и рудной минерализации; 3) одинаковой глубиной формирования гипабиссальной интрузии плагиогранит-гранодиоритов и скарново-рудных залежей; 4) проявлением горизонтальной зональности рудной минерализации относительно интрузивного штока с закономерным расположением вблизи него кварц-шеелитового, на удалении — колчеданового и на флангах — полиметаллического оруденения; 5) спецификой вещественного состава гранитоидов штока и скарново-рудных залежей, содержащих одинаковые минералы (биотит, мусковит, апатит и др.), имеющих близкие геохимические особенности; 6) присутствием в неизмененных интрузивных породах рудных минералов (шеелита, арсенопирита) в виде аксессуариев.

С поздней фазой гранитов интрузивного комплекса, проявленных по периферии рудного района, в зонах крупных разломов, связана редко-металльная минерализация в пегматитах.

На локализацию месторождения оказали влияние как литологические особенности вмещающих пород, так и структурные факторы. Рудные тела месторождения, представленные мощными протяженными скарновыми залежами с наложенной рудной минерализацией, которые локализируются в зоне разлома северо-восточного простирания, непосредственно на юго-западном продолжении пласта известняков мощностью 40 м. В зоне сбросово-сдвигового нарушения пласт известняков был разорван и разлинзован. Скарново-рудные тела месторождения образовались в результате замещения тектонической брекчии биотитовых роговиков с обломками, блоками и линзами известняков.

На месторождении проявлены различные минеральные образования, отличающиеся по составу и физико-химическим условиям формирования, — скарны, грейзенизированные породы в контактовой зоне интрузии плагиогранит-гранодиоритов, околожилные грейзены, кварц-шеелитовые руды, шеелит-сульфидные руды и самые поздние пирит-хлорит-карбонатные прожилки. На основании изучения минеральных пара-

генезисов, их возрастных взаимоотношений, текстурно-структурных особенностей скарнов и руд и физико-химических условий их формирования на месторождении выделяется несколько этапов и стадий минерализации: скарновая, грейзеновая, кварц-шеелитовая, сульфидная и карбонатная. Образование концентраций шеелита связано с проявлением кварц-шеелитовой и сульфидной (с шеелитом второй генерации) стадий минерализации. Рудная минерализация локализуется в основном в скарновых залежах, в меньших масштабах — в кварц-серицитовых метасоматитах, плагиогранитах и биотитовых роговиках. По минеральному составу, возрастным взаимоотношениям и пространственному расположению выделяются кварц-шеелитовые и сульфидные руды. Последние подразделяются на шеелит-арсенопиритовые, шеелит-халькопирит-пирротиновые и пирротин-сфалеритовые.

Основная масса руд развивается по скарнам и оторвана от них по времени формирования. Это подтверждается присутствием в рудах реликтовых скарновых минералов и наличием кварц-шеелит-сульфидных прожилков, секущих скарны и грейзены. На значительный возрастной разрыв между формированием скарнов и руд указывает присутствие обломков скарнов в взрывчатой брекчии гранодиорит-порфиров, которая пересекается кварц-шеелит-сульфидными прожилками, а также данные по абсолютному возрасту скарнов — 127 млн. лет, взрывчатой брекчии — 124 млн. лет и биотита из околожильных грейзенов кварц-шеелитовых руд — 84 млн. лет.

На месторождении проявлена стадийная горизонтальная зональность с появлением более поздних минеральных ассоциаций (халькопирит-пирротиновой и пирротин-сфалеритовой) на удалении от штока плагиогранит-гранодиоритов. При этом зональность хорошо выражена к юго-западу от штока, где скарново-рудные залежи имеют наибольшую протяженность. К северо-востоку от штока скарново-рудные тела резко выклиниваются в известняках, и зональность здесь проявлена нечетко.

Месторождение было сформировано на малых глубинах, не превышающих 1–2 км. Это доказывают следующие косвенные признаки: 1) своеобразный характер скарнов с широким развитием типично абиссофорбных минералов (куммингтонита); 2) подчиненное развитие в их составе (или лишь минералогические находки) скарновых минералов, характерных для глубинных условий (граната, везувiana, волластонита); 3) комплексный характер руд с развитием сложных сульфосолей; 4) присутствие в центральной части штока плагиогранит-гранодиоритов ксенолитов биотитовых роговиков и взрывчатой брекчии гранодиорит-порфиров с обломками скарнов. Образование взрывчатой брекчии, по мнению большинства исследователей (Иванкин, 1965; Котляр, 1968), может происходить только в малоглубинных условиях, не превышающих 1,0–2,0 км. Этот интервал и можно принять за максимальную глубину образования месторождения.

Скарны и грейзеновые образования месторождения Восток-2 являются проявлениями единого, длительно развивающегося процесса формирования месторождения под действием закономерно эволюционирующих гидротермальных растворов. Скарны формировались из высокотемпературных растворов ранней щелочной стадии. Температура декре-

питации пироксена составляла 500–520°. Процесс скарнообразования на месторождении имел преимущественно инфильтрационный характер. Это подтверждается асимметричным строением скарновых залежей, жи-лообразной формы скарнов и их преимущественным развитием среди биотитовых роговиков, постоянством состава минералов в пределах отдельных скарновых зон, а также выносом наиболее инертных компонен-тов (алюминия и титана) при формировании скарновых залежей.

Характерной особенностью скарнов месторождения Восток-2, в отличие от других скарново-щеелитовых месторождений Союза ССР, является широкое развитие в их составе первичного амфибола. Вероятно, формирование скарновых зон происходило в относительно более низкотемпературных условиях, что сближает их с низкотемпературными скарнами полиметаллических месторождений (Жариков, 1959). Широко распространенный парагенезис пироксена и плагиоклаза в скарновых зонах месторождения позволяет относить их к фации нормальной щелочности, а закономерная ассоциация гроссуляра с геденбергитом указывает на условия повышенной кислотности скарнообразующих растворов (Жариков, 1968). Вероятно, развитие скарнового процесса происходило в условиях постепенно понижающейся щелочности растворов. Так, наиболее ранний минерал скарнов – волластонит, обычно замещающийся пироксеном, экспериментально был получен только в щелочных условиях (Stringham, 1952). Присутствие же в скарнах граната, прожилки которого пересекают пироксен, указывает на повышение кислотности среды (Коржинский, 1956; Калинин, 1969).

Образование грейзенизированных пород и кварц-щеелитовых руд происходило под действием более низкотемпературных растворов стадии кислотного выщелачивания. При этом грейзенизированные породы и кварц-серицитовые метасоматиты образовались при температурах около 450° из слабокислых гидротермальных растворов. Кварц-щеелитовые жилы с грейзеновыми оторочками формировались в условиях более низких температур (при 350–420°). На близейшую и слабощелочную среду образования околосильных грейзенов указывает широкое развитие в их составе альбита и щеелита (Брызгалин, 1958), а также закономерный парагенезис мусковит – хлорит, развивающийся по биотиту (Говоров, 1967).

Образование кварц-щеелитовых руд в скарновых месторождениях, как установлено В.А.Жариковым (1960, 1968), происходит в результате воздействия на скарны кислых растворов стадии выщелачивания и носит наложенный характер. Кварц-щеелитовые жилы месторождения Восток-2, как это следует из анализа парагенезисов, формировались в близейших-слабощелочных условиях при повышенной активности натрия. Присутствие в составе кварц-щеелитовых руд апатита указывает на пониженную активность фтора в растворах.

Образование сульфидных руд происходило при дальнейшем понижении температуры (360–180°) и понижении щелочности растворов в результате их взаимодействия со скарновыми минералами. Особенностью сульфидного оруденения на месторождении является приуроченность массивных сульфидных руд к амфибол- и пироксен-плагиоклазовым скарнам. Это объясняется, вероятно, влиянием на локализацию сульфид-

ных руд состава скарнов, характеризующегося парагенезисом основных плагиоклазов с высокожелезистыми амфиболами.

Особенности послемагматической минерализации гранитоидов закономерно связаны с составом и типом кристаллизации магмы, агрегатным состоянием постмагматических растворов и активностью щелочей (Говоров, 1964^{1,2}). Эти закономерности подтверждаются и на скарново-шеелитовом месторождении Восток-2, связанном с гранитоидами повышенной основности с эвтектическим типом кристаллизации. Наиболее поздняя кристаллизация калиевых полевых шпатов в плагиогранитах-гранодиоритах, сменяющаяся автометасоматической калишпатизацией, приводила к выносу значительной части натрия и натриевого метасоматозу в постмагматическую стадию. Постмагматические растворы были бедны фтором и обогащены хлором, что приводило к повышению активности натрия (Говоров, 1966¹).

По геолого-минералогическим и генетическим особенностям месторождение Восток-2 относится к шеелит-сульфидному генетическому типу молибден-вольфрамовой группы скарновых месторождений (Жариков, 1968). По геологической позиции, вещественному составу и генезису оно близко к месторождению Агылки (Якутия) (Найбородин, 1959; Дорофеев, 1961; Флеров, 1969). Оба эти месторождения располагаются в советской части Тихоокеанского рудного пояса. Они развиты в складчатых областях в зонах интрагеоантиклиналей. Вмещающие породы представлены песчаниками, сланцами, алевролитами, кремнями. Известняки в разрезах толщ присутствуют в подчиненном количестве и слагают маломощные, часто выклинивающиеся пласты. Интрузивные породы на площади месторождений представлены штоками и дайками гранодиоритов, диоритовых и диабазовых порфиритов, реже спессартитов. Кислые разности встречаются в единичных случаях. Скарновые залежи этих месторождений обычно размещаются в трещинных зонах среди биотитовых роговиков, скарны среди известняков встречаются реже. В составе скарнов количественно преобладают эндоскарновые зоны, сложенные пироксеном, плагиоклазом, роговой обманкой, клиноцоизитом, эпидотом. Экзоскарны сложены пироксеном и гранатом, редко встречается волластонит. Рудная минерализация здесь значительно оторвана от образования скарнов и часто концентрируется в секущих кварцевых жилах; главные рудные минералы представлены шеелитом, пирротинном и халькопиритом.

Присутствие в составе скарновых зон роговой обманки и эпидота, а также подчиненное значение волластонита указывают на относительно низкотемпературные условия формирования этих месторождений и сближают их со скарново-полиметаллическими месторождениями Кармазара и Тетюхе. Отложение рудных минералов сопровождается гистерогенным разложением скарнов. Глубина формирования месторождений была небольшой. Это подтверждается гипабиссальным характером интрузивных образований, присутствием нормальных биотитовых роговиков, широким развитием в рудах сложных сульфосолей. Широкое распространение на месторождениях интрузивных пород среднего состава позволяет предполагать гранодиоритовый состав глубинного магматического очага, с которым связаны интрузивные породы и оруденение.

Некоторые черты сходства с описываемыми месторождениями имеют скарново—шеелитовые месторождения Средней Азии, связанные с гранитоидами повышенной основности (Абдуллаев, 1964). Однако они образовались, видимо, в более глубоких условиях и при повышенных температурах. Это подтверждается размещением скарново—рудных залежей среди крупных батолитовых интрузивов, а чаще в их контактовой зоне, широким развитием в состав скарнов граната, волластонита и скаполита, который, как это доказано для железорудных месторождений (Соколов, 1957; Соколов, Дымкин, 1967; Дымкин, 1962), указывает на глубокие и высокотемпературные условия образования. Рудная минерализация здесь сблизена с формированием скарнов и часто сопровождается перекристаллизацией скарновых минералов (Абдуллаев, 1964; Зленко и др., 1968).

Месторождение Восток—2 значительно отличается от скарново—шеелитовых месторождений Кореи и Китая, развитых главным образом на площади древних платформ и срединных массивов, затронутых процессами мезо—кайнозойской активизации (Степанов, 1970). Эти месторождения связаны с массивами кислых и ультракислых гранитоидов, прорывающих докембрийские—нижнепалеозойские осадочные отложения. Последние представлены роговиками, песчаниками, сланцами и известняками, образующими мощные пласты (Бабочкин, 1965).

Скарново—рудные залежи этих месторождений размещаются в контактовых зонах интрузивов и приурочены к контакту мраморов с гранитами и роговиками. Реже встречаются скарновые зоны среди роговиков и известняков. Иногда скарново—рудные залежи располагаются на значительном удалении от интрузии и приурочены к контакту роговиков и известняков (месторождение Сангдонг, Корея, Garbert, Vinken, 1965; Jong, 1963). Скарново—шеелитовые месторождения имеют сложный состав. Скарны сложены пироксеном, везувианом, плагиоклазом, роговой обманкой, эпидотом. Реже встречаются скаполит и волластонит. Главным рудным минералом является шеелит, который на одних месторождениях сопровождается молибденитом и висмутином (Сангдонг), на других — сфалеритом и галенитом (месторождение Чен—Чан, Китай). В меньшем количестве постоянно присутствуют халькопирит, пирротин, пирит, арсенопирит, блеклые руды, касситерит и другие минералы.

В Сихотэ—Алинской складчатой области могут быть открыты скарново—шеелит—сульфидные месторождения, подобные Востоку—2, в сходной геологоструктурной обстановке — в первую очередь в области Центрального структурного шва, важнейшей вольфрамоносной структуре (Иванов, 1966, 1968), в местах пересечения его субширотными глубинными разломами. Наиболее перспективными участками являются зоны интрагеоантиклиналей, сложенные терригенно—осадочными толщами с маломощными прослоями известняков, прорванными гипабиссальными интрузиями гранитоидов среднего состава.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х.М.* Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Избр. тр. Т. II. Ташкент, "Наука", 1964, с. 462.
- Беллевский Н.А.* Структурный шов Западного Сихотэ-Алиня. — ДАН СССР, 1951, 66, № 6, с. 1079—1082.
- Беллевский Н.А., Громова Ю.Я.* Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов. — ДАН СССР, 1955, 103, № 1, с. 109—112.
- Беллевский Н.А.* Очерк геологии Приморья. — Материалы по геологии и полезны́м ископаемым Восточной Сибири и Дальнего Востока. М., 1956, вып. 1, с. 5—12.
- Берсенев И.И.* О тектоническом районировании Приморья. — Сообщ. ДВ филиала СО АН СССР. Владивосток, 1959, вып. 10, с. 25—34.
- Берсенев И.И.* Основные черты тектоники Приморского края. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 405—421.
- Билибин Ю.А.* Петрология Ыллымахского интрузива. М., Госгеолтехиздат, 1947, с. 240.
- Билибин Ю.А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955, с. 88.
- Благодарева Н.С.* Благодатненское месторождение как пример гидросиликатного типа оловорудной минерализации в скарнах. — В кн.: Геохимия и минералогия магматогенных образований. Владивосток, 1966, с. 80—90.
- Благодарева Н.С.* Скарновые и скарново-грейзеновые формации оловянных и свинцово-цинковых месторождений Вознесенского рудного района Приморья. В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 301—304.
- Борзин А.В., Охалкин Н.А., Ярошевич В.М.* Интрузивные комплексы Коммунар-Балахунского района в Кузнецком Ала-Тау. — В кн.: Интрузивные комплексы золоторудных районов юга Красноярского края. Новосибирск, "Наука", 1967, с. 260.
- Борнеман-Старынкевич И.Д.* Руководство по расчету формул минералов. М., "Наука", 1964, с. 224.
- Бородаевская М.Б.* Геология, петрогенезис и отношение к гидротермальному оруденению малых интрузий поздних этапов развития тектоно-магматического цикла. — Тр. 1-го Всесоюз. петрограф. совещания. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 107—121.
- Борсук А.М., Масуренко Ю.П.* Об эксплозивных формах интрузивного процесса. — Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 4, с. 38—65.
- Бринер Л.* Брекчиевые и галечные столбчатые тела, связанные с эпигенетическими рудными месторождениями. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. М., "Мир", 1964, вып. 2, с. 649—684.
- Брызгалов О.В.* О генезисе шеелита в месторождениях скарнового типа. — "Геохимия", 1958, № 3, с. 235—240.
- Бурдэ А.И., Мостовой В.К.* Структурно-фациальное районирование Главного синклинали Сихотэ-Алиня. — "Геол. и геофиз.", 1965, № 4, с. 161—167.

- Быбочкин А.М.* Месторождения вольфрама и закономерности их распределения. М., "Недра", 1965, с. 236.
- Василенко В.Б., Литвинов В.Л.* Некоторые особенности биотитов гибридных пород. — "Геол. и геофиз.", 1966, № 7, с. 116–119.
- Виноградов А.П., Вайнштейн Э.Е., Павленко Л.И.* Вольфрам и молибден в изверженных горных породах. — "Геохимия", 1958, № 5, с. 399–408.
- Власова Д.К.* Скарны Ингичке. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., "Наука", 1968, с. 265–288.
- Волярович Г.П.* Сочленение тихоокеанских и монголо-охотских структур и особенности размещения золотоносных районов в пределах южной части Дальнего Востока. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 167–172.
- Воскресенская Н.Т., Заерева Н.Ф., Ривкина Л.Л.* Спектрохимическое определение золота в силикатных породах и минералах. — "Журн. анал. хим.", 20, 1965, вып. 12.
- Гапеева Г.М.* Эруптивная брекчия Лесозаводска. — "Геол. и геофиз.", 1960, № 10, с. 46–61.
- Говоров И.Н.* Особенности минералогии и генезиса оловянно-бериллиево-флюоритовых месторождений Дальнего Востока. — Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 1, с. 62–73.
- Говоров И.Н.* Грейзенизация карбонатных пород. — В кн.: Гранито-гнейсы (МГК, XXI сессия, доклады сов. геологов, проблема 14). Киев, Изд-во АН СССР, 1960, с. 42–50.
- Говоров И.Н.* Геохимические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий. — В кн.: Проблемы генезиса руд (МГК, XXI сессия, доклады сов. геологов, проблема 5). М., Госгеолтехиздат, 1964₁, с. 50–66.
- Говоров И.Н.* Зависимость послемагматического минералообразования от особенностей кристаллизации гранитной магмы, агрегатного состояния растворов и специфического взаимодействия ионов. — В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматизма. М., "Наука", 1964₂, с. 41–53.
- Говоров И.Н.* Фация гранитоидов и редкометальное оруденение. — В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., "Наука", 1966₁, с. 73–80.
- Говоров И.Н.* Редкометальные грейзены в карбонатных породах. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. М., "Наука", 1966₂, с. 156–184.
- Говоров И.Н.* Контактный метаморфизм гранитоидных интрузий и его термодинамика. — "Геол. и геофиз.", 1967, № 10, с. 135–151.
- Говоров И.Н., Благодарев Н.С.* Приханкайский рудный район. — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М., "Недра", 1966, с. 203–216.
- Говоров И.Н., Филиппова Т.Г., Ефимова М.И.* Химизм и температура минералообразующих растворов редкометальных месторождений Дальнего Востока, связанных с гранитоидными интрузиями. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., "Наука", 1968, с. 33–46.
- Говоров И.Н., Степанов Г.Н., Фатьянов И.И., Филиппова Т.Г.* Геохимические типы рудоносных гидротерм Дальнего Востока (по данным изучения газово-жидких включений). — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 3. М., "Наука", 1972, с. 24–39.
- Горжевский Д.И., Козеренко В.Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., "Недра", 1965, с. 300.
- Денисов Е.П.* Первая находка лейцитов базальтоидов в Центральном Сихотэ-Алине. — "Геол. и геофиз.", 1968, № 2, с. 111–120.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М., "Мир", 1966.
- Дорофеев Д.А.* Один из типов вольфрамовых месторождений Восточной Якутии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 5. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 12–31.

- Дымкин А.М.* Контактво-метасоматические месторождения железа южной части главной рудной полосы Тургая. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962, с. 238.
- Жариков В.А.* Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. — Тр. ИГЕМ АН СССР, М., 1959, вып. 14, с. 371.
- Жариков В.А.* Условия образования скарновых руд. — В кн.: Генетические проблемы руд. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 38-49.
- Жариков В.А.* Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Наука", 1968, с. 220-302.
- Жариков В.А., Власова Д.И.* Контактные роговики и скарны месторождения Майхура. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 326-386.
- Заварицкий А.Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 400.
- Заварицкий А.Н.* Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 156.
- Зленко Б.Ф., Губанов А.М.* Изменение пород, вмещающих молибденит-шеелитовое оруденение на месторождении Чорух-Дайрон. — Тезисы докл. Второе совещ. по минер., геохимии, генезису и возможностям комплексного использования вольфрамовых месторождений СССР. Изд-во ЛГУ, 1968, с. 71-72.
- Иванкин П.Ф.* О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии, и их роли при формировании рудных месторождений. — "Геол. и геофиз.", 1965, № 10, с. 23-33.
- Иванов Б.А.* Структурно-фациальное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня. — "Сов. геология", 1960, № 10, с. 42-59.
- Иванов В.С.* Петрология и некоторые геохимические особенности гранитоидов Центральной Чукотки. Владивосток, 1968.
- Иванов Ю.Г.* Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М., "Недра", 1974, с. 214.
- Иванов Ю.Г.* Металлогенетические эпохи Приморья и их вольфрамоносность. — В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966, с. 50-54.
- Иванов Ю.Г.* Условия образования и закономерности размещения вольфрамового оруденения Приморья. — В кн.: Второе совещание по минералогии, геохимии и генезису и возможностям комплексного использования вольфрамовых месторождений СССР. Изд-во ЛГУ, 1969, с. 5-7.
- Иванов Ю.Г., Томашунас Э.В.* Минералогия Ханкайского рудного района Приморского края. — В кн.: Геология и металлогенез Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1969, с. 450-458.
- Иванова Г.Ф.* О содержании олова, вольфрама и молибдена в гранитах в связи с наличием в них олово-вольфрамовых месторождений. — "Геохимия", 1963, № 5, с. 470-477.
- Иванов Г.Ф., Бутушова Е.Г.* Особенности распределения вольфрама, олова и молибдена в гранитах Восточного Забайкалья. — "Геохимия", 1968, № 6, с. 685-710.
- Изох Э.Л., Колмах Л.М., Наговская Г.И., Русс В.В.* Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 248.
- Изох Э.Л., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И.* Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., "Наука", 1967, с. 384.
- Ицксон Г.В., Рундквист Д.В., Павлова Н.Г.* Оловорудные месторождения Малого Хангана. М., Госгеолтехиздат, 1959.

- Ицксон М.И.* Главнейшие черты металлогении Тихоокеанского рудного пояса в пределах СССР. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963₁, с. 62–68.
- Ицксон М.И.* Связь металлогении с глубинными разломами в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. — "Геол. рудн. месторожд.", 1963₂, № 2, с. 28–45.
- Казыцин Ю.В., Александров Г.В., Павлова В.В., Панов Е.Н.* Мезозойские металлоносные интрузии Олекмо-Нерчуганского района. — "Сов. геология", 1962, № 9, с. 61–77.
- Калюжный В.А.* Методы и результаты геобарометрии по газовой-жидким включениям. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., "Наука", 1965, с. 24–36.
- Калинин Д.В.* Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. Новосибирск, "Наука", 1969, с. 112.
- Кепежинская В.В., Кепежинская К.Б.* Эруптивные брекчии месторождения Шахтама в Восточном Забайкалье. — "Геол. и геофиз.", 1964, № 5, с. 69–81.
- Книпович Ю.Н.* Молибден. — В кн.: Анализ минерального сырья. Л., Изд-во ГХИ, 1956, с. 798–815.
- Коржинский Д.С.* Факторы минеральных равновесий и минералогические факторы глубинности. — Труды ИГН АН СССР, 1940, вып. 12, с. 99.
- Коржинский Д.С.* Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. — Труды ИГН АН СССР, 1948, вып. 68, с. 148.
- Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 335–456.
- Коржинский Д.С.* Зависимость активности компонентов от кислотности растворов и последовательность реакций при постмагматических процессах. — "Геохимия", 1956, № 7, с. 3–10.
- Коржинский Д.С.* Режим кислотности послемагматических растворов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957₁, № 12, с. 3–12.
- Коржинский Д.С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957₂, с. 184.
- Котляр Р.Н.* Некоторые итоги изучения рудоносности вулканогенных формаций. — "Геол. рудн. месторожд.", 1968, № 2, с. 3–11.
- Кориковский С.Л.* Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., "Наука", 1968, с. 138–164.
- Красный Л.И., Кропоткин П.Н., Волярович Г.П.* Основные черты геологического строения северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 36–48.
- Кропоткин П.Н.* Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 736–764.
- Кропоткин П.Н., Шагварстова К.А., Салун С.А.* Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части Советского Дальнего Востока. — В кн.: Материалы по геологии, магматизму и рудным месторождениям Дальнего Востока и Забайкалья. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 251.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964, с. 388.
- Лавинков В.Л.* О соотношении показателей преломления и железистости биотитов (на примере мезозойских интрузий Восточного Забайкалья). — Минералогический сборник Львов, ун-та, 1966, № 20, вып. 1, с. 107–112.
- Лобач-Жученко С.В., Яскевич Н.И.* О составе биотитов из гранитов Юго-Западной Кчрелии как одном из критериев генезиса гранитов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 6, с. 39–45.

- Маракушев А.А., Тарарин И.А.* О глубинности формирования гранитоидов. — В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 119—136.
- Маракушев А.А.* Проблемы минеральной фации. М., "Наука", 1965, с. 328.
- Маракушев А.А., Тарарин И.А.* О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 3, с. 20—37.
- Маракушев А.А.* О влиянии температуры на состав биотита в метаморфических породах. — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 7, с. 21—38.
- Мозгова Н.Н.* О гизингерите и стильномелане из скарново-полиметаллических отложений Верхнего рудника Тетюхе. — Минералогический сборник Львов. геол. об-ва, 1957, № 11.
- Найборodin В.И.* Минералогия и генезис руд Агылкинского месторождения. Ма-дан, 1959, вып. 50, с. 1—23.
- Никифорова И.К., Степанов Г.Н.* Интрузивные породы и скарны Кабаргинского месторождения. — В кн.: Магматизм и оруденение. М., "Наука", 1970, с. 51—98.
- Некрасов Н.Я.* Геохимия олова и рудных элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., "Наука", 1966, с. 379.
- Нечелюстов Г.Н., Мышкин В.А.* О новой находке кобеллита в СССР. — ДАН СССР, 1968, 181, № 5, с. 1223—1226.
- О'Нил Т.Ф.* Гидротермальное изменение полевых шпатов при температурах 250—400°C. — В кн.: физико-химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, 1950, с. 221—236.
- Павлов Е.С.* Глубинные разломы и размещение эндогенного оруденения на территории Приморья. — "Сов. геология", 1964, № 2, с. 18—29.
- Перчук Л.Л.* Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., "Наука", 1964, с. 244.
- Перчук Л.Л., Павленок А.С.* Влияние температуры на распределение некоторых изоморфных компонентов между сосуществующими минералами щелочных пород. — "Геохимия", 1967, № 9, с. 1063—1082.
- Потатьев В.В.* О снижении показателя преломления биотитов в гранитах поздних фаз Кольванского массива. — ДАН СССР, 1964, 155, № 3, с. 583—585.
- Пучков Е.Э., Алексеева Л.К., Гулаев А.П.* Эруптивные брекчии и связь с ними гидротермального метаморфизма и оруденения. — "Геол. рудн. месторожд.", 1968, № 2, с. 27—37.
- Радкевич Е.А.* Металлогенетические зоны Приморья и особенности их развития. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 3, с. 3—41.
- Радкевич Е.А.* Металлогения Южного Приморья. Труды ИГЕМ АН СССР, 1958 вып. 19, с. 110.
- Радкевич Е.А.* Особенности развития рудоносных областей Тихоокеанского рудного пояса. — "Геол. и геофиз.", 1962, № 11, с. 14—23.
- Радкевич Е.А.* Роль разрывных нарушений в развитии Тихоокеанского рудного пояса. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963₁, с. 203—221.
- Радкевич Е.А.* Особенности минералогии Приморья. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963₂, с. 422—441.
- Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Горлов Н.В.* О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости. — "Сов. геология", 1956, вып. 53, с. 170—185.
- Радкевич Е.А., Лобанова Г.М., Томсон И.Н.* Геология свинцово-цинковых месторождений Приморья. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 34, с. 328.
- Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Лобанова Г.М.* Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 58, с. 130.
- Радкевич Е.А., Зимин С.С., Пушицев В.К.* Металлогения Северо-Восточной Кореи и Юго-Западного Приморья. — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые Северо-Востока Кореи и Юга Приморья. М., "Наука", 1966, с. 224.

- Размахин Ю.Н.* Некоторые особенности тектоники, магматизма и металлогении района среднего Имана в Центральном Сихотэ-Алине. Владивосток, ДВ филиала СО АН СССР, 1959, вып. 10, с. 35-50.
- Рамдор П.* Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962, с. 1136.
- Руб М.Г.* Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 33, с. 360.
- Руб М.Г., Токсубаева Г.П., Чернов В.С.* Особенности состава и генезиса вольфрамоносного комплекса одного из районов Приморья. — "Сов. геология", 1969, № 4, с. 3-21.
- Рудник В.А.* Определение количественного содержания вещества при метасоматических процессах. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1962, ч. 91, вып. 6, с. 683-699.
- Самойлов В.С.* Железистость темноцветных минералов как показатель щелочности метасоматирующих растворов. — ДАН СССР, 1967, 177, № 6, с. 1452-1455.
- Сидоренко В.В.* Геология и петрология шахтаминского интрузивного комплекса. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 102.
- Смирнов А.М.* Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Смирнов В.И.* Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. — В кн.: Генетические проблемы руд. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 5-15.
- Смирнов С.С.* К вопросу о зональности рудных месторождений. — Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 6, с. 1071-1084.
- Смирнов С.С.* Об олово-вольфрамовом оруденении Востока СССР. — Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 6, с. 47-56.
- Смирнов С.С.* О тихоокеанском рудном поясе. — Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2, с. 13-28.
- Соболев В.С.* Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львов. ун-та, 1949, с. 331.
- Соболев В.С.* Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. — Минералогический сборник Львов. геол. об-ва, 1950, № 4, с. 3-19.
- Соболев В.С.* Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом их происхождения. — Минералогический сборник Львовского геологического общества, 1952, № 6.
- Соболев В.С.* Значение координационного числа алюминия в силикатах. — Минералогический сборник Львов. геол. об-ва, 1957, № 1.
- Соколов Г.А.* Типы и условия образования магматических железных руд СССР. — В кн.: Железорудная база черной металлургии СССР. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 34-53.
- Соколов Г.А., Дымкин А.М.* К вопросу о классификации контактово-метасоматических железорудных месторождений. — В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М., "Наука", 1967, с. 5-15.
- Сотников В.И., Изюмов Л.Г.* О содержании вольфрама в гранитах интрузивных массивов Горного Алтая, характеризующихся различной рудоносностью. — "Геохимия", 1965, № 2, с. 175-179.
- Сотников В.И., Скуридин В.А.* О находке эксплозивных брекчий на Жирекенском месторождении. — "Геол. и геофиз.", 1967, № 6, с. 115-117.
- Степанов Г.Н.* Генетические особенности скарновых месторождений Центрального Сихотэ-Алиня с вольфрамовой и оловянно-полиметаллической мичерализацией. — В кн.: Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1966, с. 41-43.
- Степанов Г.Н.* Тонкополосчатые везувиан-магнетитово-флюоритовые породы в скарнах одного из районов Приморья. — В кн.: Геохимия и минералогия постмагматических процессов. Владивосток, 1966, с. 73-76.

- Степанов Г.Н.* Гипогенная зональность оруденения на месторождении Восток-2. — В кн.: Вопросы геологии и океанологии Советского сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1968, с. 235—240.
- Степанов Г.Н.* Генетические особенности скарново-сульфидно-шеелитовых месторождений Востока СССР. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 282—283.
- Степанов Г.Н.* Скарны и грейзены месторождения Восток-2. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений СССР. Изд-во ЛГУ, 1971, с. 231—242.
- Степанов Г.Н., Лаговская Е.А., Козлова Л.А.* Петролого-геохимические особенности интрузивных пород района месторождения Восток-2. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 137—140.
- Степанова Н.А., Якунина Г.А.* Определение микрограммовых количеств молибдена и вольфрама в минеральном сырье при помощи толуол — 3,4 — дитиол. — "Журн. анал. хим.", 1962, 7, вып. 7.
- Студеникова Э.В., Глинкина М.И., Корнилова К.И.* К геохимии вольфрама и молибдена. — В кн.: Международный геологический конгресс, XXII сессии, докл. геологов. М., "Наука", 1960, с. 178—186.
- Студеникова Э.В., Павленко Л.И.* О содержании вольфрама и молибдена в щелочных породах Восточной Тувы и Северного Кавказа. — "Геохимия", 1960, № 7, с. 594—600.
- Трегер В.Н.* Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 186.
- Флеров Б.Л., Бичус Б.Я.* Агылкинское месторождение — представитель сульфидно-скарновых месторождений. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск, 1969, с. 191—193.
- Фогельман Н.А.* Эксплозивно-инъекционные золотоносные брекчии Илинского месторождения в Забайкалье. — Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отдел геол., 1964, № 2, с. 90—100.
- Ходаковский И.Л.* Характеристика гидротермальных растворов по данным изучения газово-жидких включений в минералах. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., "Наука", 1965.
- Шипулин Ф.К.* О малых интрузиях Юго-Восточного Приморья. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 3, с. 42—187.
- Шипулин Ф.К.* Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 8, с. 282.
- Шипулин Ф.К.* Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. — В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., "Недра", 1965, с. 152—262.
- Шкодзинский В.С.* Минеральные парагенезисы на контакте гранитоидов с основными породами. М., "Наука", 1970, с. 109.
- Щербаков Ю.Г.* Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., "Наука", 1967, с. 267.
- Garbert G., Vinken R.* Die Sheelitlagerstätte Sandong (Südkorea) ihre geologisch-tektonischer Rahmen. — Geol. Rundschau., 1965, 54, N 2.
- Jong Won John.* Geology and Origin of Sandong Tungsten Mine, Republic of Korea. Econ. Geol., 1963, 58.
- Sandell E.B.* Abundance of tungsten in igneous rock. — Amer. J. Sci., 1946, 224.
- Shido F.* Plutonic and metamorphic rock of the Nakoso and Jritono district in the Central Abakuma platean. — J. Fac. Sci., Tokyo, 1958, sec. II, 11, pt 2.
- Stringham B.* Fields of formation of some common hydrothermal-alteration minerals. — Econ. Geol., 1952, 47, N 6.

ОБЪЯСНЕНИЯ ТАБЛИЦ

Таблица I

- 1 – мондонитовая структура дальнинских гранодиоритов. Увел. 47
- 2 – графическая структура бисерских гранитов. Увел. 53
- 3 – порфировидная структура гранодиоритов месторождения Восток-2; структура основной массы аплитовая. Увел. 23
- 4 – порфировидная структура взрывной брекчи; структура основной массы крупнокристаллическая. Увел. 17

Таблица II

- 1 – ксенолиты амфибол-плагиоклазовых скарнов (1) и гранодиоритов (2) в взрывной брекчи. Natur. величина
- 2 – контакт взрывной брекчи с ксенолитом гранодиорита; основная масса взрывной брекчи (нижняя часть снимка) срезает крупные зерна плагиоклаза гранодиорита. Увел. 17
- 3 – ксенолиты диоритовых порфиритов (черное) в гранит-порфирах; в ксенолитах видны вкрапленники плагиоклаза. Ум. 0,7
- 4 – строение скарновых зон в биотитовых роговиках:
1 – пироксеновый скарн; 2 – пироксен-плагиоклазовый скарн; 3 – амфибол-плагиоклазовый метасоматит; 4 – амфибол-биотитовый и биотитовый роговик. Ум. 0,7

Таблица III

- 1 – оторочка волластонита около жилки пироксена в известняках. Ум. 0,7
- 2 – длиннопризматические кристаллы куммингтонита в амфибол-биотитовых роговиках. Увел. 17
- 3 – идиоморфные кристаллы шеелита (рельефное) в биотитовом грейзене, черное – сульфиды. Без анализатора; увел. 25
- 4 – зерна альбита в кварц-альбит-мусковитовом грейзене. Николи + (увел. 30)

Таблица IV

1 — псевдоморфозы мусковита по альбиту в кварц-мусковитовом грейзене. Светло-серое и черное — кварц, серое — апатит, темно-серое — шеелит. Без анализатора, увел. 17

2 — диаграмма зависимости парагенезисов околожильных грейзенов от $\lg a_{\text{Na}}$ и pH

3 — кварц-шеелитовая руда. В центре — кварц, вверху и внизу — шеелит. Ум. 0,7

4 — шеелит-арсенопиритовая руда. Арсенопирит — темно-серый, шеелит — серый, кальцит — белый. Ум. 0,7

Таблица V

1 — сфалерит-пирротиновая руда. Пирротин — серый, сфалерит — темно-серый, черное — нерудные минералы. Увел. 50

2 — маломощная полоска скарнов (серое, рельефное) на контакте диоритовых порфириров (темные) и известняков (светлые). Без анализатора; увел. 10

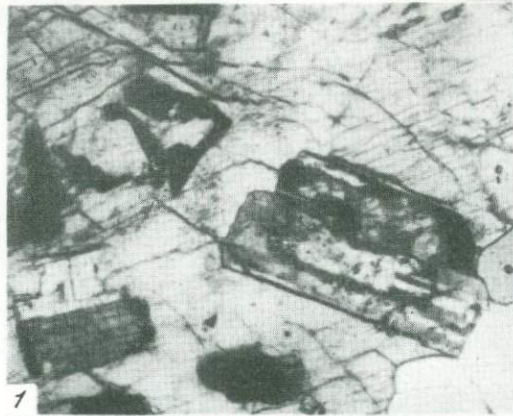
3 — кристаллы турмалина в кварц-арсенопиритовой руде. Без анализатора; увел. 50

4 — зерна флюорита (светло-серое в центре) в пирротин-халькопиритовой руде (черное). Темно-серое рельефное — шеелит, белое — кварц, серое — хлорит. Николи // . Без анализатора; увел. 183

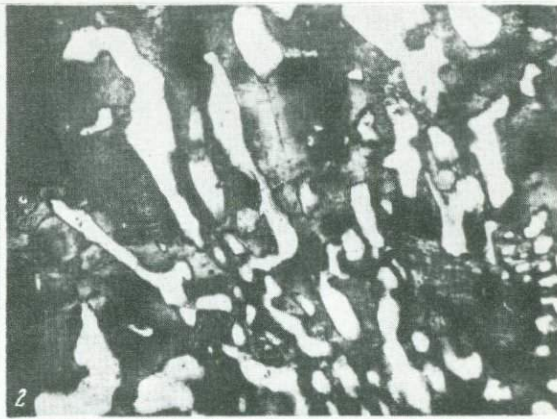
Таблица VI

1 — сростание пирротина с куммингтонитом. Прозрачный шлиф. Без анализатора; увел. 80

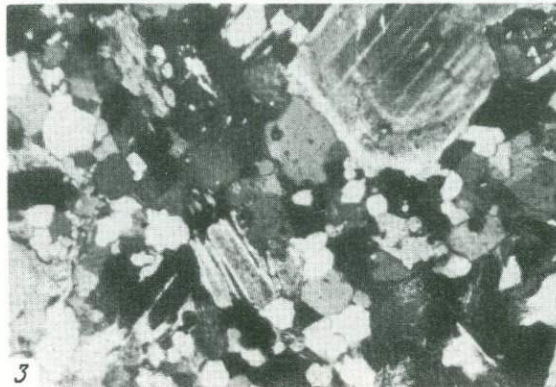
2 — галенит (белое) замещает пирротин (светло-серое) и сфалерит (серое). Увел. 117



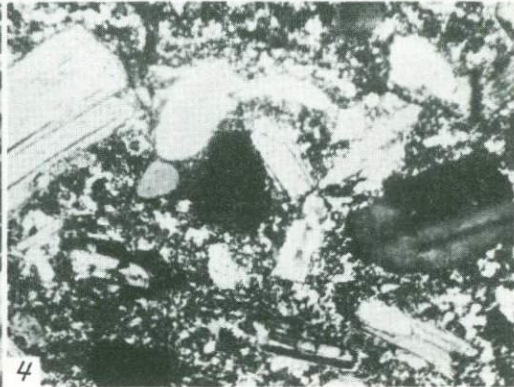
1



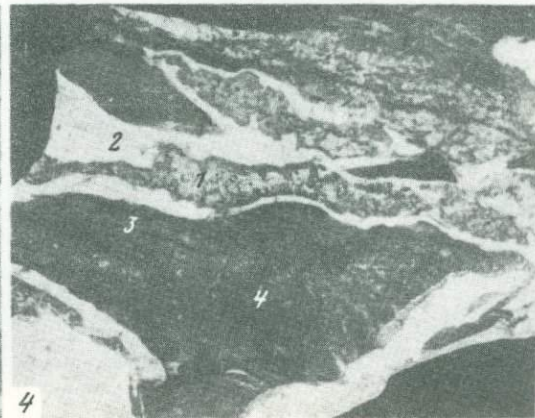
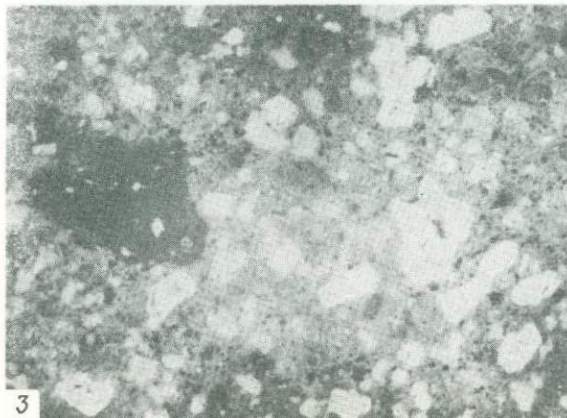
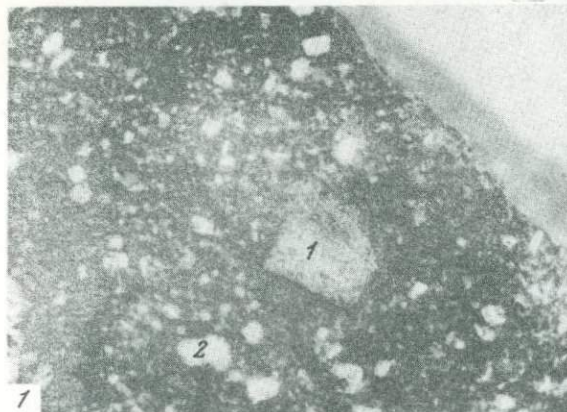
2

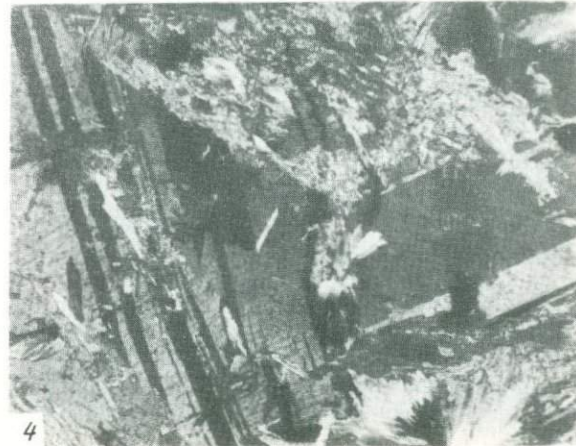
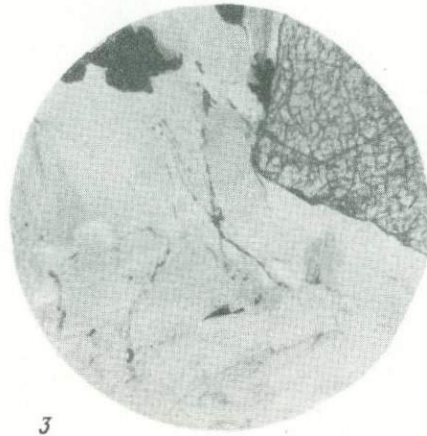
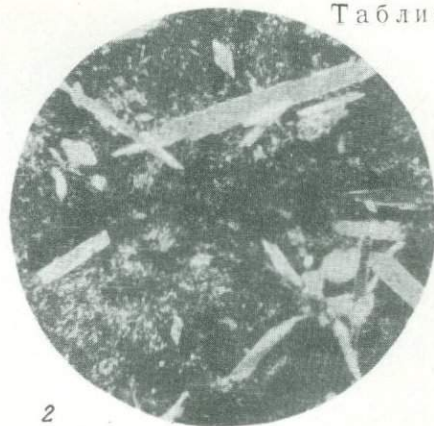


3



4





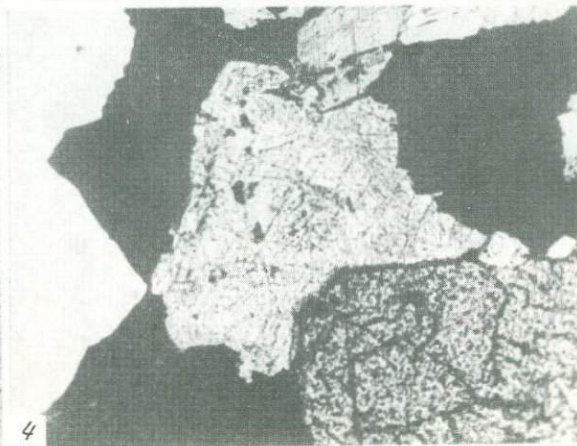
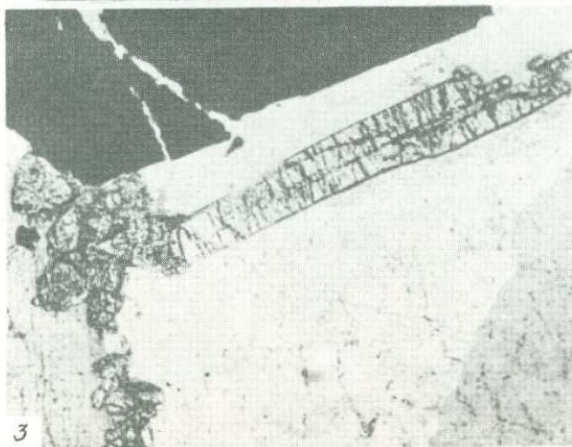
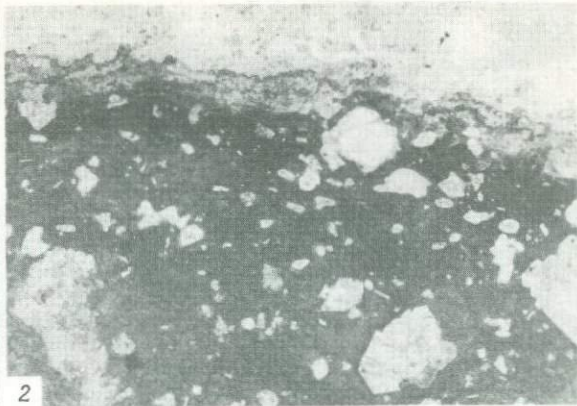


Таблица VI



ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
--------------------	---

Глава I

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СКАРНОВО-ШЕЕЛИТ-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА	5
--	---

Глава II

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИИ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК-2	9
Стратиграфия	—
Интрузивные породы	12
Тектоника	14

Глава III

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ И ЖИЛЬНЫХ ПОРОД РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК-2	17
Петрографическая характеристика	—
Дальнинский массив	—
Бисерский массив	20
Массив ключа Хвойного	22
Интрузивный шток месторождения Восток-2	23
Дайки месторождения Восток-2	28
Основные петрографические особенности гранитоидных пород	35
Главные породообразующие минералы и петрогенетическое значение их свойств	—
Биотит	—
Химический состав биотитов как функция условий кристаллизации гранитоидов	42
Плагиоклаз	45
Калиево-натриевый полевой шпат	47
Роговая обманка	49
Петрохимическая характеристика интрузивных пород	—
Распределение некоторых рудных элементов в интрузивных породах	56
Последовательность формирования и петрогенетические особенности интрузивных и жильных пород	59

Глава IV

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК-2	64
Общая характеристика	—
Стратиграфия	64
Интрузивные породы	68
Структура месторождения	70

Глава V

ХАРАКТЕРИСТИКА СКАРНОВО-РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ	72
Условия залегания и морфология скарново-рудных тел	—
Скарны	75
Некоторые особенности процесса скарнообразования	88
Грейзены	104
Грейзенизированные породы в контактовой зоне интрузии	—
Основные типы руд и их структурно-текстурные особенности .	117
Кварц-шеелитовые руды	—
Сульфидные руды	119
Зональность минерализации	121
Взаимоотношение скарнов и оруденения с дайками изверженных пород	124
Температурные условия формирования и состав растворов (по данным изучения газовой-жидких включений)	126

Глава VI

МИНЕРАЛЫ СКАРНОВ И РУД	131
Нерудные минералы	—
Рудные минералы	147

Глава VII

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК-2 И СРАВНЕНИЕ ЕГО С ДРУГИМИ СКАРНОВО-ШЕЕЛИТ-СУЛЬФИДНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ	156
ЛИТЕРАТУРА	162

Герман Николаевич Степанов
МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕНЕЗИС
СКАРНОВО-ШЕЕЛИТ-СУЛЬФИДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Утверждено к печати
Дальневосточным геологическим институтом
ДВНЦ АН СССР

Редактор издательства *О.А. Харнас*
Художественный редактор *И.К. Капралова*
Технический редактор *Н.М. Бурова*

Подписано к печати 8/IX – 77 г. Т – 14954
Усл. печ. л. 11,3. Уч.-изд.-л. 11,8
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 650 экз. Тип. зак.471. Цена 1 р. 20 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 94^а
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 20 к.

2162