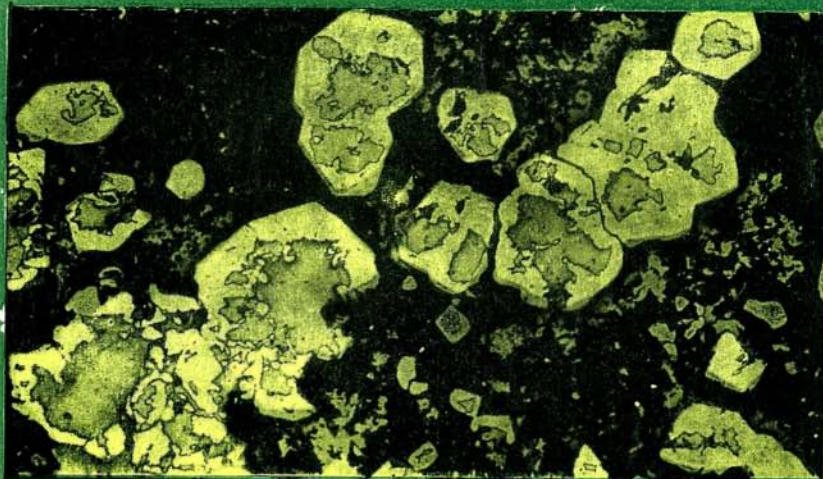


В. А. ВАХРУШЕВ



МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ОБРАЗОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКАРНОВО- ЗОЛОТОРУДНОЙ ФОРМАЦИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“ • СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В. А. ВАХРУШЕВ

МИНЕРАЛОГИЯ,
ГЕОХИМИЯ
И ОБРАЗОВАНИЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СКАРНОВО-
ЗОЛОТОРУДНОЙ
ФОРМАЦИИ

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ · ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
НОВОСИБИРСК · 1972

**Минералогия, геохимия и образование месторождений
скарново-золоторудной формации. В а х р у ш е в В. А. «Нау-
ка». Новосибирск, 1972.**

На примере Алтае-Саянской области в монографии де-
тально рассматриваются минералого-геохимические особен-
ности скарново-золоторудных месторождений. Обоснована необ-
ходимость выделения золотоносных скарнов в отдельный
генетический тип золоторудных месторождений или в само-
стоятельную скарново-золоторудную формацию. разработа-
ны минералого-геохимические признаки золотоносности скар-
нов и охарактеризованы особенности поведения золота и
других металлов при послемагматических процессах. Пред-
ложена систематика контактово-метасоматических скарно-
вых месторождений вообще, в основу которой положен фор-
мационный тип рудоносных магматических комплексов. Таб-
лиц. 63, рис. 66. Библ. 233

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая читателю работа является результатом личных исследований автора по изучению скарново-золоторудных месторождений Алтае-Саянской области в период с 1965 по 1967 г. с привлечением в необходимых случаях, особенно для характеристики геологического строения месторождений и золотоносных интрузивных комплексов, материалов исследований других геологов.

Основными объектами исследования явились следующие месторождения золотоносных скарнов: Синюхинское — в Горном Алтае, Лебедское — в Горной Шории и Натальевское — в Кузнецком Алатау. Все эти месторождения промышленные и разрабатываются. Частично были изучены минералогико-генетические особенности руд и скарнов Тардонского золоторудного месторождения в Туве.

Сравнительному изучению, особенно в отношении элементов-примесей вообще и золотоносности в особенности, были подвергнуты рудообразующие сульфидные минералы некоторых типичных кварцевожильных золоторудных месторождений, в том числе Центрального и Бериккульского в Марининской тайге.

В работе приведено детальное описание минералогического состава руд и окорудных измененных пород, выделены и охарактеризованы генетические типы скарнов, рассмотрены основные закономерности рудных минералов. Содержатся данные по закономерностям распределения всех важнейших элементов-примесей в рудах: селена, теллура, кобальта, никеля, висмута и др. Особое внимание уделено выяснению особенностей

поведения золота в месторождениях разных типов (скарново-золоторудных, скарново-железорудных, жильных кварцево-золоторудных и некоторых других). Обосновывается вывод, что скарново-золоторудные месторождения представляют самостоятельный генетический тип месторождений золотых руд. Сделана первая попытка выделить и охарактеризовать основные минералого-геохимические критерии золотоносности скарновых месторождений.

При полевых работах неизменным помощником автора был лаборант В. Ф. Коненко. При сборе каменного материала для исследований автор пользовался содействием со стороны многих геологов-производственников, в том числе В. И. Носкова и Г. А. Сафонова (трест «Запсибзолото»), Б. В. Образцова и К. М. Кильчичакова (Красноярское геологическое управление) и В. К. Добрынина (Западно-Сибирское геологическое управление). Большой вклад в исследование внесли химики-аналитики Института геологии и геофизики СО АН СССР В. М. Дорош, В. Г. Цимбалист и Э. С. Гулецкая. Автору была оказана помощь ст. науч. сотр. ИГЕМ АН СССР А. А. Филимоновой при определении и характеристике некоторых редких минералов и мл. науч. сотр. Ф. П. Лесновым при обработке аналитических данных методами статистики. При подготовке рукописи к печати ряд пожеланий и добрых советов автором были получены от академика В. А. Кузнецова и д-ров геол.-минерал. наук Л. И. Шабынина и Г. В. Пинуса.

Всем этим товарищам автор выражает искреннюю благодарность.

ВВЕДЕНИЕ

На территории Алтае-Саянской рудной провинции скарновые поля развиты исключительно широко. С ними связаны руды железа, меди и других металлов. Давно известны здесь и контактово-метасоматические золоторудные месторождения (Обручев, 1934; Булыньников, 1948). Однако еще много скарновых полей, золотоносность которых до сих пор не проверена. По подсчету В. В. Жабина, Б. Н. Зимоглядова и В. А. Булыньникова только в Северо-Восточном Алтае и Кузнецком Алатау известно 750 участков проявления скарнов. Золото известно в 93 участках. Большинство остальных на золото не изучено.

В связи с открытием в последнее время ряда промышленных месторождений этого типа к ним повысился интерес со стороны геологической общественности. Однако для многих, в том числе и наиболее интересных в практическом отношении, месторождений остались невыясненными важнейшие геологические вопросы, например, о материнских интрузиях, о типах и природе скарнов, их взаимоотношений с золотым оруденением и т. п. Не было проведено систематического изучения элементов-примесей (селен, теллур, кобальт, никель, висмут) в скарново-золоторудных месторождениях, хотя многие из них являются ценными. Данные по содержанию и закономерностям распределения селена, теллура, висмута и других элементов, несомненно, представляют определенный практический интерес. Для углубленного познания условий образования месторождений и, в частности, для уточнения генетических связей золотого оруденения с магматическими комплексами важно изучать особенности поведения элементов-примесей в рудах и минералах. Одновременно элементы-примеси могут быть использованы

также в качестве геохимического критерия при перспективной оценке золотоносности скарновых месторождений. Необходимость проведения минералого-геохимических исследований месторождений золотоносных скарнов не вызывает сомнений.

Сведения по истории изучения золоторудных месторождений Алтае-Саянской области вообще и контактово-метасоматических в частности содержатся в работах ряда геологов (Булынников, 1948; Булынников, Врублевский, 1960; и др.). Упомянем лишь опубликованные работы, в которых рассматриваются минералого-геохимические и генетические особенности месторождений золотоносных скарнов и прежде всего тех из них — Синюхинское, Лебедское и Натальевское, — которые служили основными объектами исследований автора.

Геологическая характеристика, общие особенности состава и генезиса многих скарново-золоторудных месторождений Алтае-Саянской области приведены А. Я. Булынниковым (1948), А. Я. Булынниковым и В. А. Врублевским (1960). Отметим два важных вывода, к которым пришел А. Я. Булынников (1948) при рассмотрении этого типа месторождений.

1. Отложение золота в рудах скарновых (пирометасоматических, по тогдашней терминологии А. Я. Булыникова) месторождений связано с появлением кварца, сульфидов, карбонатов, т. е. с гидротермальной стадией общего контактово-метасоматического процесса. Неправильной является тенденция некоторых геологов разрывать скарнообразование и отложение золотых руд и связывать последнее с более поздней магматической деятельностью.

2. Материнскими породами золотооруденения служат интрузии среднего состава (диориты, монцититы и тоналиты), «материнской магмой которых легче всего признать основную магму» (Булынников, 1948, стр. 56).

Ю. А. Тверитинов (1965) для месторождений Северо-Восточного Алтая (Синюхинского, Лебедского, Ульменского) обосновывает догранитный и одновременно доскарновый возраст золотого оруденения. Высокие концентрации меди и золота в скарнах Синюхинского и других месторождений по Ю. А. Тверитинову есть результат перераспределения металлов древних рудных залежей под влиянием метаморфических процессов со стороны послерудных гранитных интрузий. В доказательство этого Ю. А. Тверитинов указывает, в частности, на находки в скарновых рудах реликтов пирита и арсенопирита, характеризующихся резким идиоморфизмом по отношению к халькопириту, пирротину, сфалериту и скарновым минералам, которые корродируют включенные в них зерна пирита и арсенопирита.

Отмечается наличие включений золота в гранате между зонами роста — случай, описанный для зональных кристаллов Лебедского месторождения (Петров, 1960).

Ю. Г. Щербаков (1963, 1966) доказывает существование различных источников магматических растворов, создавших скарны и золотое оруденение, причем для Синюхинского месторождения образование скарнов связывает с кристаллизацией пород 2-й фазы Саракокшинского гранитоидного массива; золотооруденение — с 4-й фазой.

Недавно с возражением против представлений об отсутствии генетической связи золотого оруденения со скарнами выступил Б. Н. Зимогладов (1966) при рассмотрении вопроса о времени выделения золота в золоторудных контактово-метасоматических месторождениях Кузнецкого Алатау (Натальевском, Калиостровском, Лебедском и др.).

Две взаимоисключающие точки зрения высказаны в отношении генетической связи золотого оруденения Натальевского месторождения с интрузиями. Одни авторы золотое оруденение связывают с мартайгинским интрузивным комплексом (Алабин, 1959; Врублевский, 1960; Булытников, Врублевский, 1960), другие — с послебатолитовым габбро-сиенитовым комплексом девонского возраста (Васильев, 1963, 1964, 1966). В связи с этим заметим, что само существование молодого габброидного комплекса в районе Натальевского месторождения не доказано (Довгаль, 1966).

В отношении вещественного состава руд и скарнов, пожалуй, более полно изученным является Синюхинское месторождение. Минералогическое описание скарново-рудных образований этого месторождения впервые было проведено О. Г. Кинэ (1956, 1959). В последующих опубликованных статьях минералогический состав руд Синюхинского месторождения в основном и освещается по данным этого автора (Николаев, Неверович, 1958; Розен, 1961; Щербаков, 1961). Краткие сведения о составе скарнов и руд Натальевского месторождения, помимо производственных отчетов, содержатся в статьях В. А. Врублевского (1960) и Б. Д. Васильева (1961, 1964) и др. В статьях В. А. Вахрушева и В. М. Дорош (1966), В. А. Вахрушева и В. Г. Цимбалист (1967) приведены данные по содержанию селена, теллура и золота в сульфидах многих скарновых, в том числе и скарново-золоторудных, месторождений Алтае-Саянской области. На основании установленных закономерностей поведения этих элементов в рудах сделан ряд выводов, как например, о различных условиях рудоотложения в скарновых и кварцево-жильных золоторудных месторождениях, о привносе

золота гидротермальными растворами в продолжение всего сульфидного этапа формирования золоторудных месторождений, о необходимости выделения месторождений золотоносных скарнов в самостоятельную скарново-золоторудную формацию.

Более детально о взглядах исследователей на вопросы, затрагиваемые здесь, будет сказано в соответствующих разделах работы.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ, С КОТОРЫМИ АССОЦИИРУЮТ СКАРНОВО-ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В пределах Алтае-Саянской складчатой области золоторудные месторождения и рудопроявления, в том числе и месторождения скарнового типа, пространственно и генетически связаны с раннепалеозойскими интрузиями гранитоидов повышенной основности. Типичными представителями таких интрузивных комплексов являются таннуольский в Туве, ольховский в Восточном Саяне, мартайгинский в Кузнецком Алатау и ледбедской (садринский) в Северо-Восточном Алтае.

Гранитоидные массивы этих комплексов имеют большие размеры (площадь выходов некоторых из них превышает 1000 км²) и сложную батолитообразную форму. Все они, как правило, характеризуются пестрым составом — от гранитов преимущественно натрового ряда и гранодиоритов до габбро-диоритов и габбро.

Строение и особенности петрографического и петрохимического состава интрузивных комплексов к настоящему времени уже достаточно хорошо изучены. Данные по всем этим вопросам имеются в опубликованных работах многих исследователей (В. А. Кузнецов, 1940; Монич, 1937; Дембо, 1956; Алабин, 1959; Пинус, 1958, 1961; Высокоостровская, 1964; Иванова, 1963; Дистанова, 1965; Поляков, Федосеев и др., 1965, и др.).

Однако по вопросам формационной принадлежности и генетической природы рассматриваемых интрузивных комплексов среди исследователей магматизма Алтае-Саянской области нет единого мнения. Одни авторы относят их к группе габбро-плагиогранитных формаций, родоначальной магмой для которых была базальтовая (Билибин, 1957; Кузнецов и Пинус, 1949; Пинус, 1961; Высокоостровская, 1964, и др.). Разнообразие пород, слагающих эти комплексы (например, таннуольский),

объясняется главным образом глубинной дифференциацией базальтовой магмы и явлением смешения или контаминации ее кислым материалом протерозойских толщ фундамента (Пинус, 1961).

По мнению других исследователей, исходным магматическим расплавом, послужившим для их образования, явилась гранитная магма. Наличие же в составе рассматриваемых интрузивных комплексов габброидных пород объясняется широким развитием в процессе их становления явлений гибридизма (Дембо, 1956; Шелковников, 1966). Поэтому интрузивные комплексы эти следует относить не к габбро-плагиогранитному, а к гранодиорит-плагиогранитному или к диорит-гранодиорит-плагиогранитному формационному типу (Шелковников, 1966).

Третья группа исследователей в составе рассматриваемых интрузивных комплексов выделяет два самостоятельных комплекса, принадлежащих к разным формационным типам. Породы основного состава, обычно более древние по возрасту, относятся к габброидным комплексам, а собственно гранитоиды — к формации батолитовых гранитов (Поляков, Парфенов, 1965; Дистанова, 1965, и др.).

Последняя точка зрения нам представляется наиболее правильной. Она подтверждается фактическими данными по ряду рассматриваемых интрузивных комплексов и, в частности, по мартайгинскому. В составе последнего реликтовые тела древнего (домартайгинского) габброидного или габбро-сиенитового, по В. Н. Довгалю, комплексов были зафиксированы еще В. К. Моничем (1937) в районе Берикюля. Позднее они выявлены и в других частях Мариинской тайги (Дистанова, 1965, и др.).

Вместе с тем в работах отдельных авторов (Кортусов, 1962; Васильев, 1962, 1963) высказывается мнение и о послегранитном девонском возрасте габброидов. Однако специально выполненные исследования других геологов по выяснению возрастных взаимоотношений габброидов с гранитоидами не подтвердили этот вывод, поскольку они постоянно обнаруживают преобразования в связи с формированием гранитоидов собственно мартайгинского комплекса (Дистанова, 1965; Довгаль, Богни-бов, 1967). Это в полной мере относится к габброидам района Натальевского скарново-золоторудного месторождения, молодой возраст которых по отношению к гранитоидам утверждает Б. Д. Васильев (1962, 1963). Здесь габбровая интрузия образует небольшое тело (400×80 м), которое, по данным В. Н. Довгаля (1967), сложено однородными равномернозернистыми среднезернистыми породами, совершенно лишенными трахито-

идных и полосчатых текстур. По составу они отвечают оливновым и безоливновым разностям габбро с титаноносным клинопироксеном. Для габбро характерны сильные изменения — ороговикование, биотитизация и амфиболизация, — связанные с контактовым воздействием со стороны гранитоидов. Мелкие в различной степени ороговикованные ксенолиты габбро встречены и среди гранодиоритов Натальевского рудного поля. Эти и другие данные, более детально рассмотренные в упомянутой работе В. Н. Довгала, не подтверждают представление о молодом возрасте габброидов и этого района.

В связи с рассмотрением вопроса о формационном расчленении пород мартайгинского комплекса большой интерес представляют данные по особенностям формирования Ольгинского (по другим авторам Ольгинского-Ампалыкского) массива, в контактовой зоне которого расположено Ампалыкское железорудное месторождение. Если следовать схеме Л. В. Алабина (1959), то становление Ольгинского массива происходило в три фазы. В первую фазу произошло внедрение главной порции магмы гранодиоритового состава с образованием в краевых частях массива, благодаря явлению гибридизма, габбро-диоритов и габбро. С этой фазой связано железооруденение Ампалыкского месторождения. Во вторую фазу произошло образование гранитов и сиенитов, которые секут породы первой фазы и скарново-магнетитовые тела. Со второй фазой связано золотое и частично сульфидное оруденение. С третьей фазой становления массива, по Л. В. Алабину, связано внедрение жильных дериватов, а также жильных рудопроявлений золота и сульфидов.

Однако резко секущее положение гранитов по отношению к предрудным основным породам, в том числе и к их жильным проявлениям — дайкам диабазовых порфиров, габбро-порфиров, одинитов, а также и к скарново-магнетитовым телам свидетельствует, как автором отмечалось ранее, о длительном разрыве по времени формирования габбро, габбро-диоритов и других пород предрудной интрузии и послескарново-рудных гранитов. При этом основные породы, так же как и скарново-магнетитовые образования, испытали метаморфизирующее воздействие со стороны гранитной интрузии, выразившееся прежде всего в интенсивном ороговиковании их с последующим наложением процессов гидротермального изменения (Вахрушев, 1965). Факт значительного разрыва во времени формирования габброидных пород, с одной стороны, и гранитов, с другой — является веским доводом о самостоятельности интрузивных комплексов, не связанных общностью магматического очага. Показательно, что каждый из этих комплексов характеризуется как

своими особенностями химизма пород их составляющих, в том числе и пород дайковой серии, так и специфическими особенностями металлогении.

Убедительные данные о генетической самостоятельности габброидных пород в пределах ольховского гранитоидного комплекса приводятся в статьях Г. В. Полякова, Г. С. Федосеева и др. (1965), Г. В. Полякова, Л. М. Парфенова (1965). В этом комплексе они представлены небольшими по размерам типично интрузивными телами. В некоторых из них устанавливаются признаки расслоения. Приурочены габброидные тела к зонам разломов и прослеживаются за пределами гранитных plutонов, т. е. они занимают самостоятельное структурное положение.

С ольховским комплексом в прежнем его объеме, т. е. без подразделения на два самостоятельных комплекса, как известно, связано золотое и железное оруденение. При этом и здесь месторождения магнетитовых руд (Таят-Табратская группа, возможно Мульгинское и Тереховское месторождения) пространственно и генетически тяготеют к интрузиям основного (габбро-диорит-гранодиоритового) состава, в то время как месторождения и рудопроявления золота — к полям развития поздних аляскитовых гранитов (Поляков, Федосеев и др., 1965).

Таким образом, вопрос об объеме и происхождении рассматриваемых магматических комплексов приобретает и определенный практический интерес.

Ранее автором было показано, что особенности химического состава акцессорного магнетита с успехом могут быть использованы для формационного расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области (Вахрушев, 1962, 1965). В связи с этим интересно сопоставить результаты химических анализов акцессорного магнетита гранитоидов интрузивных комплексов*, которые сопровождаются золоторудными месторождениями, с таковыми из гранитоидов других формационных типов.

Для суждения о содержании элементов-примесей в акцессорном магнетите гранитоидов золотоносных интрузивных комплексов имеется 20 химических анализов мономинеральных проб. Из них 8 анализов новые, остальные 12 взяты из ранее опубликованной монографии (Вахрушев, 1965). Пробы магнетита были выделены из гранитоидов следующих интрузивных комплексов: лебедской (Лебедской массив), мартайгинский (Центральнинский, Натальевский, Ольгинско-Амपालыкский

* Для краткости дальше будем их именовать золотоносными интрузивными комплексами.

массивы), улень-туимский (Туимский массив), ольховский (Шиндинский и Канзыбинский массивы) и таннуольский (Байсютский массив).

В акцессорном магнетите с помощью химического анализа определялось содержание TiO_2 , MnO , V_2O_5 , Cr_2O_3 , а Co , Ni , Sn , Pb , Ge и других элементов-примесей спектрографически (за исключением контрольных химических анализов).

В Приложении (табл. 1) сведены химические анализы всех проб магнетита, выделенного из пород рассматриваемого формационного типа. Средние же содержания главных элементов-примесей в акцессорном магнетите видны из табл. 1. Для сопоставления в этой таблице приведены данные по составу магнетита из интрузивов других формационных типов, в том числе относящихся к формации субвулканических интрузий гранит-сиенитового ряда (железоносные интрузивы Тейского, Кондомского, Ирбинского, Краснокаменского и других железорудных районов), гранитных интрузий батолитового типа (Тигерекский, Синюшинский, Усть-Беловский массивы в Горном Алтае, Мустагский — в Горной Шории и др.), а также данные по составу титаномagnetита из некоторых типичных расслоенных интрузивов титаносного габбро (Харловского, Большого Таскыльского и Большого Культайгинского массивов).

Из таблицы видно, что акцессорный магнетит гранитоидов золотоносных интрузивных комплексов по сравнению с таковым гранитоидов железоносных интрузивов (т. е. тех интрузивов, с которыми в Алтае-Саянской области генетически связаны многие крупные скарновые месторождения железных руд), беден всеми элементами семейства железа — титаном, ванадием, хромом, марганцем, кобальтом и никелем. Так, среднее содержание TiO_2 в магнетите первого типа в 2,6; V_2O_5 — в 1,4; Cr_2O_3 — в 2,4; MnO — в 2,4; Co — в 3 и Ni — в 5,7 раз меньше,

Т а б л и ц а 1

Средние содержания элементов-примесей в акцессорном магнетите, вес. %

Тип интрузий	Число анализов	TiO_2	MnO	V_2O_5	Cr_2O_3	Co	Ni
Габбро дифференцированное	12	7,94	0,33	0,40	0,07	0,007	0,007
Гранитоиды железоносных комплексов . .	21	2,54	0,49	0,31	0,12	0,003	0,017
Гранитоиды золотоносных комплексов . .	20	0,98	0,23	0,22	0,051	0,001	0,003
Гранитоиды интрузий батолитового типа .	14	0,55	0,22	0,13	0,07	0,0007	0,002

чем в магнетите второго типа. С другой стороны, в магнетите гранитоидов золотоносных комплексов, судя по результатам спектральных анализов, в несколько большей степени проявлена тенденция к накоплению таких элементов, как свинец, олово и германий.

Статистическая обработка аналитических данных показала, что по среднему содержанию TiO_2 в магнетите гранитоиды золотоносных комплексов отличаются значительно как от гранитоидов железоносных комплексов, так и от гранитов интрузий батолитового типа. Намечаются также значимые отличия золотоносных интрузивов от интрузивов других формационных типов по дисперсии содержаний в магнетите отдельных элементов-примесей. Так, по степени рассеяния TiO_2 в магнетите золотоносные комплексы значительно отличаются от субвулканических интрузивов гранит-сиенитового ряда, а по Cr_2O_3 от всех интрузивных комплексов, приведенных в табл. 1.

Выявившиеся особенности химизма акцессорного магнетита в какой-то мере подтверждают самостоятельность или формационную обособленность интрузивов, с которыми ассоциируют скарново-золоторудные месторождения. Вместе с тем, такие особенности состава магнетита гранитоидов золотоносных комплексов, как заметно пониженное содержание в нем элементов семейства железа при наметившейся тенденции к концентрации олова, свинца и германия, скорее говорят о гранитоидной (а не базальтовой) их природе.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Синюхинское месторождение открыто в 1950 г. С. С. Николаевым и Е. М. Неверович. Оно находится в северной части Горного Алтая. Изучением геологического строения и генезиса месторождения занимались С. С. Николаев и Е. М. Неверович (1958), Ю. И. Тверитинов (1958), М. Ф. Розен (1961), Ю. Г. Щербаков (1961), В. В. Жабин (1963) и некоторые другие геологи.

Скарново-золоторудные тела месторождения расположены в пределах контактовой зоны Саракокшинского гранитоидного интрузива с кембрийской эффузивно-осадочной толщей. По последним данным геолого-разведочных и добычных работ (Б. Н. Лузгин, В. П. Ребезов, 1963) основным структурным элементом рудного поля является Синюхинская субширотная антиклиналь, сложенная эффузивно-осадочными отложениями: мраморами, лабродоровыми порфиритами, туфами, туфопесчаниками и т. п. Эти отложения, в свою очередь, прорваны многочисленными дайками разного возраста и состава (от кислого до основного), имеющими преимущественно субмеридиональное простирание.

Основными рудолокализирующими структурами являются следующие: первичные структуры эффузивно-осадочной толщи, включающие благоприятные для образования скарнов горизонты карбонатных пород и туфов; дорудные зоны межслоевого дробления, особенно те из них, которые приурочены к контактам мраморов; секущие зоны широтных древних разломов, особенно места их пересечения с карбонатными горизонтами. Заслуживают внимания участки непосредственных контактов вмещающих пород с Саракокшинским интрузивом. Однако эти контакты пока не вскрыты горными выработками, в связи с чем многие интересные вопросы строения и генезиса месторождения до сих пор остаются невыясненными.

По распространенности среди скарнов на первом месте стоят волластонитовые и гранат-волластонитовые, затем уже гранат-пироксеновые и пироксеновые разности. Кроме золото-сульфидной минерализации в скарнах выявлено магнетитовое оруденение с образованием небольших линз сплошных или вкрапленных магнетитовых руд. Магнетитовые руды преимущественно образовались на месте гранат-пироксеновых скарнов и туфов.

Сульфидные минералы в скарново-рудных образованиях в основном представлены борнитом, халькозином, халькопиритом, пиритом, пирротинном и некоторыми другими редкими и очень редкими минералами. Общее содержание сульфидных минералов незначительно и, как правило, не превышает нескольких процентов от общей массы скарновых пород.

Распределение золота неравномерное. Наиболее обогащенные участки, с образованием тел разной формы — от мелких гнезд и карманов до линзообразных залежей и крупных тел штокверкового типа, — приурочены к скарнам волластонитового, гранат-волластонитового и гранат-пироксен-волластонитового состава (Берук, Жабин, Побединский, 1966). В значительно меньшей степени золото концентрируется в магнетитовых рудах и вмещающих нескарнированных породах. При этом в отношении распространенности золото-сульфидной минерализации отмечаются элементы зональности, заключающиеся в том, что для верхних горизонтов месторождения наиболее характерна золото-борнитовая (точнее золото-халькозин-борнитовая) ассоциация, для нижних — золото-халькопиритовая. По мнению одних исследователей, эта зональность является отражением зональности минералообразования в связи с эволюцией состава рудоносных растворов, температуры и т. п. (Щербаков, 1961), по мнению других — отражением химизма вмещающих пород, так как золото-халькопиритовая ассоциация приурочена к апотуфовым скарнам нижнего горизонта, а золото-борнитовая — к бедным железом известковистым (преимущественно волластонитовым) скарнам и известнякам (Лузгин, Ребезов, 1962, 1963).

Лебедское месторождение приурочено к долине р. Коурчак — правого притока р. Лебедь (Горная Шория). Первоначально как магнетитовое, под названием Коурчакского или Майского оно было открыто в 1953 г. (Пипар, Вахрушев, 1958). Однако, как показали разведочные работы, запасы магнетитовых руд незначительны и месторождение как железорудное практического интереса не представляет. Как золоторудное месторождение оно известно с 1958 г. и в настоящее время именуется Лебедским.

Интрузивные породы района месторождения — гранодиориты, кварцевые диориты и монзониты — слагают Лебедской массив, вытянутый в северо-восточном направлении и имеющий площадь выходов около 180 км². Этот массив вместе с Садринским, Мрасским, Верхне-Кондомским и некоторыми другими объединяется в позднесалалский (средневерхнекембрийский) гранитоидный интрузивный комплекс, который по району его развития именуется лебедским интрузивным комплексом (В. А. Кузнецов, 1963). Некоторыми авторами этот интрузивный комплекс описывается под названием садринского. С этим интрузивным комплексом всеми исследователями связывается золотое оруденение района как кварцево-жильное с шеелитом, так и скарновые с магнетитом.

Золотое оруденение Лебедского месторождения приурочено к скарнам и магнетитовым линзам, располагающимся в виде прерывистой полосы вдоль контакта Лебедского гранодиоритового массива с эффузивно-осадочной толщей кембрия, сложенной в пределах участка месторождения плагиоклазовыми и роговообманковыми порфиритами и туфами с прослоями серицитохлоритовых сланцев и мраморов. Выявлено несколько золотосодержащих скарновых или скарново-магнетитовых тел различной мощности и протяженности.

Скарны месторождения образованы как по карбонатным, так и алюмосиликатным породам. Сложены они гранатом, преимущественно отвечающим по составу андрадиту, и пироксеном диоксид-геденбергитового ряда. Сложение скарнов в одних случаях тонкозернистое, в других — крупнозернистое, с размерами отдельных индивидов до 10 см в поперечнике.

Магнетитовое оруденение большей частью приурочено к андрадитовым скарнам, но в отдельных случаях выходит за пределы скарновых зон и магнетитом замещаются неизменные скарновыми процессами вмещающие породы, в том числе и породы интрузива.

Распределение золота неравномерное, кучное. Максимальные концентрации его приурочены к крупнозернистым (перекристаллизованным) разностям магнетитовых руд и андрадитовых скарнов. В пределах этих же участков наиболее сильно проявлены процессы окварцевания, эпидотизации и актинолитизации скарнов.

В состав золотых руд, помимо скарновых минералов и магнетита, входят сульфидные минералы: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, а также теллуриды. Даже наиболее часто встречающиеся из сульфидов, пирит и халькопирит, имеют крайне ограниченное распространение. Общее содержание сульфид-

дов в золотых рудах вряд ли превышает 0,5—1% от общей массы.

Натальевское месторождение расположено на территории Марининской тайги вблизи пос. Б. Натальевка. Геологическое строение месторождения, условия формирования скарнов и вопросы генетических связей золотого оруденения с интрузивными комплексами обсуждаются в работах В. А. Врублевского (1960), Б. Д. Васильева (1961, 1963, 1966), В. И. Баженова (1967), а также в серии отчетов производственных геологических организаций.

На участке месторождения наиболее широко распространены нижнепалеозойские эффузивно-осадочные отложения, представленные главным образом карбонатными породами, порфиритами и туфами. Ими сложено крыло антиклинальной складки, осложненной дополнительной складчатостью. Простираение осей складок имеет общее с.-в. направление, местами изменяясь до субширотного, а в некоторых случаях приближаясь к субмеридиональному. Складки асимметричны. Падение крыльев их крутое (Баженов, 1967). Эти пликативные структуры осложнены дизъюнктивными нарушениями, представленными в основном предрудными зонами смятия и дробления. Эффузивные и осадочные образования района месторождения прорваны несколькими штоками интрузивных пород (преимущественно диоритового состава), относящихся к мартайгинскому интрузивному комплексу. При этом собственно Натальевский массив, по данным Б. Д. Васильева (1963), обнажен на площади около $0,3 \text{ км}^2$ и имеет резко вытянутую форму со средними размерами $1,3 \text{ км}$ па $0,25 \text{ км}$. Отдельные апофизы плутона мощностью до 60 м залегают параллельно с падением слоистости вмещающих толщ. Кроме того, в пределах участка месторождения в районе высоты Шахты известно дайкоподобное тело габбро (размерами $400 \times 80 \text{ м}$), в отношении возраста которого и его роли в золотооруденении высказываются противоположные взгляды.

Рудоносные скарны чаще всего приурочены к полосе непосредственного контакта Натальевского диоритового штока с мраморами, особенно в пределах южного фланга месторождения. Реже скарновые линзы наблюдаются среди вмещающих пород, располагаясь на пересечении дорудных трещинных зон или вдоль слоистости литологически неоднородной эффузивно-осадочной толщи (центральная часть месторождения). Мощность скарновых тел невелика и, как правило, не превышает 10 м . По простираению наиболее крупные скарновые зоны прослежены до 500 м .

На месторождении развиты две генетически различные группы скарнов: магнезиальные и известковистые. Основными породообразующими минералами магнезиальных скарнов Натальевского месторождения являются диопсид, шпинель, флогопит, хондродит, а из апоскарновых — серпентин. Известковистые скарны представлены главным образом гранатовыми, гранат-волластонитовыми и волластонитовыми разностями.

Золотое оруденение локализовано в скарновых зонах. Благоприятным структурным контролем оруденения служат зоны повышенной трещиноватости в скарнах, которые В. И. Баженовым (1967) выделяются в качестве самостоятельных структурных элементов рудного поля. Распределение золота неравномерное, гнездовое. Рядом с богатыми золотом участками наблюдаются безрудные скарны, не отличающиеся по составу скарновых минералов. В пределах центральной части месторождения, наряду со скарнами золотоносными, были и небольшие по размерам кварц-кальцитовые линзы, характеризующиеся исключительно крупнокристаллическим сложением. Такие линзы были отмечены среди мраморизованных известняков, но чаще в контакте последних с диоритами интрузива. Аналогичные по составу и сложению маломощные кварц-кальцитовые линзы и неправильные гнезда (размером до 1 м в поперечнике) выявлены и непосредственно в скарновых зонах.

Оруденение обычно сопровождается сульфидной минерализацией. Среди сульфидов в рудах месторождений преобладают: халькопирит, пирит, арсенопирит, пирротин и борнит. Из самородных элементов, помимо золота и очень редко встречающегося электрума, в рудах месторождения установлен висмут.

Тардонское месторождение расположено на территории Тувы в среднем течении р. Бай-Сют правого притока р. Каа-Хема. Рудоносные скарны этого месторождения и других рудопроявлений ранее кратко описаны А. М. Хазагаровым, А. И. Неймарком и К. М. Кильчикаковым (1966) под названием «Байсютского рудного узла».

На участке месторождения распространены породы эффузивно-осадочной толщи нижнего кембрия, которые прорваны диоритами. Последние обычно относятся к краевой фации Капто-Байсютского массива, сложенного плагиигранитами, кварцевыми диоритами и габбро-диоритами. Этот достаточно пестрый по своему петрографическому составу массив всеми исследователями относится к таннуольскому гранитоидному интрузивному комплексу. Нижнекембрийская эффузивно-осадочная толща в пределах месторождения сложена кварц-полевошпатовыми порфирами, фельзит-порфирами и их туфами, содержащими

пачки мраморов (доломитов), местами окварцованных и гематитизированных, особенно вдоль зон тектонических нарушений.

Скарновые тела преимущественно располагаются в контакте диоритов с породами кровли, изредка внутри последней вдоль слоистости литологически разнородной толщи. Наибольшим распространением пользуются магнезиальные скарны, в меньшей степени — известковые скарны. К залежам магнезиальных и известковых скарнов приурочены маломощные линзы магнетитовых руд сплошной или вкрапленной текстуры. В верхних горизонтах месторождения магнетитовые руды, как правило, сильно мартитизированы. Магнетитовое оруденение в виде редкой вкрапленности и ветвящихся прожилков вблизи скарнов частично накладывается и на не измененные скарновыми процессами карбонатные породы. Золотые руды малосернистые. Из сульфидных минералов чаще встречаются халькопирит и пирит. В пределах месторождения сульфидная минерализация (преимущественно халькопиритовая) иногда наблюдается не только в скарнах, но и среди диоритов, причем на значительном удалении от собственно скарново-рудных тел (до 100 м).

Золото концентрируется в магнетитовых линзах, в магнезиальных и известковых (преимущественно гранатовых) скарнах и отчасти в мраморах, подвергшихся дроблению. Особенно богаты золотом апоскарновые серпентин-флогопитовые породы в местах их интенсивной рассланцовки и перетирания. В штуфах таких пород обычно видимое золото.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД И СКАРНОВ

Минеральный состав руд и измененных околорудных пород рассматриваемых золоторудных месторождений Алтае-Саянской области отличается значительным разнообразием, которое обусловлено сложностью процесса их образования. Имевшиеся до наших исследований сведения по вещественному составу руд и скарнов были далеко не полными. Почти не был изучен химический состав минералов, в том числе таких распространенных, как гранаты, пироксены, пирит, арсенопирит, пирротин и др. Это и не удивительно. Все месторождения открыты недавно, и минералогическое изучение их не проводилось.

В этой главе приводится характеристика состава, количественного распределения, форм выделения и особенностей взаимоотношений и преобразований минералов, участвующих в сложении скарново-золоторудных тел.

В табл. 2 приведен список минералов трех наиболее изученных скарново-золоторудных месторождений с подразделением на три группы — главные, второстепенные и редкие. Порядок описания минералов соответствует общепринятым минералогическим классификациям. В отдельных случаях родственные или очень близкие по химической конституции минералы или их разновидности охарактеризованы совместно.

Во избежание многократных повторений при описании прозрачных минералов отметим, что определение показателей преломления выполнено в иммерсионных жидкостях при белом свете с использованием метода сравнения подвижности цветных полосок, что позволяет определить показатель преломления зерен для средней части спектра лишь немногим менее точно, чем в монохроматическом (Татарский, 1949). После каждого определения показатель преломления жидкости уточнялся с помощью рефрактометра.

Помимо оптического, химического и спектрального методов при изучении минералов был широко применен рентгеновский

Таблица 2

Минералы руд и околорудных метасоматитов

Группы минералов	Рудные	Нерудные
<i>Синюхинское месторождение</i>		
Главные	Магнетит, борнит, халькозин, халькопирит	Андрадит-гроссуляр, диопсид-геденбергит, волластонит
Второстепенные	Пирит, пирротин, сфалерит, гематит	Эпидот-клиноцоизит, актинолит-тремолит, кварц, кальцит, хлорит
Редкие	Самородное золото, мелонит, арсенопирит, галенит, алтаит, теннантит, калаверит, линнеит, тетрадимит, молибденит	Апатит, скаполит, флогопит, тальк, титанит
<i>Лебедское месторождение</i>		
Главные	Магнетит	Андрадит-гроссуляр, диопсид-геденбергит, актинолит-тремолит
Второстепенные	Халькопирит, пирит, гематит	Эпидот-клиноцоизит, кварц, (и кварцин), кальцит
Редкие	Самородное золото, арсенопирит, сфалерит, галенит, алтаит, тетрадимит	Хлорит, апатит, титанит
<i>Натальевское месторождение</i>		
Главные	Халькопирит, борнит	Андрадит-гроссуляр, диопсид, тремолит волластонит
Второстепенные	Арсенопирит, пирит пирротин, виттихенит, сфалерит, магнетит, зигенит, молибденит,	Эпидот-клиноцоизит, кальцит, доломит, кварц, флортерит, флогопит, серпентин, везувин, скаполит
Редкие	Самородное золото, электрум, самородный висмут, кубанит, галенит, алтаит, макинавит, зигенит, молибденит, тетраэдрит	Шпинель, хондродит, клиногумит, пренит, апатит, хлорит, ортит, титанит, флюорит

анализ, а также в ряде случаев методы инфракрасной спектроскопии, электронного парамагнитного резонанса, изотопного анализа и другие.

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Золото

В рудах различают золото грубодисперсное, или свободное, и тонкодисперсное, рассеянное в основном в сульфидных минералах и обычно невидимое под микроскопом даже при сильных

увеличениях. Золото обоих видов присутствует в скарновых месторождениях. Наличие тонкодисперсного золота подтверждено многочисленными химическими анализами. Данные анализов показывают, что пирит, арсенопирит, пирротин и другие сульфидные минералы постоянно содержат золото в количестве от $1 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-2} \%$. Закономерности распределения тонкодисперсного золота в сульфидах будут детально рассмотрены в специальном разделе. Здесь же основное внимание уделено видимому, или свободному, золоту.

В распределении золота в скарновых месторождениях выявляются следующие главные особенности.

1. **Неравномерность распределения.** Эта особенность золота свойственна рудам не только скарновых, но и многих других генетических типов месторождений. В нашем случае распределение золота в основном определяется структурными и литологическими факторами. Обогащение золотом обычно приурочено к участкам, характеризующимся повышенной проницаемостью для рудоносных растворов. В одних случаях это зоны предрудного дробления и катаклаза, в других — зоны интенсивной перекристаллизации андрадитовых скарнов и магнетитовых руд (Лебедское месторождение). Наблюдаемая на Синюхинском месторождении концентрация золота с сопутствующей ему сульфидной минерализацией в крупнокристаллических волластонитовых скарнах, очевидно, также объясняется их повышенной по сравнению с другими типами пород проницаемостью для гидротермальных растворов. На Тардонском месторождении отмечается резкое обогащение золотом рассланцованных серпентин-флогопитовых образований, которые приурочены в ряде случаев к контактам интрузива с магнезиальными скарнами. Повышенные концентрации золота здесь объясняются как благоприятными тектоническими условиями для движения восходящих растворов, так и высокосорбционными по отношению к золоту свойствами флогопита.

2. **Непостоянство состава сульфидных минералов, с которыми ассоциирует золото.**

Комплексы минералов, в том числе минералов сульфидной стадии, сопровождающих промышленные концентрации золота непостоянны и изменяют свой состав при переходе от месторождения к месторождению или даже в пределах одного месторождения.

Для руд Синюхинского месторождения золотоносная или, по терминологии Н. В. Петровской (1955), продуктивная ассоциация представлена борнитом, халькозином и халькопиритом при ведущем значении первых двух минералов. Из второстепенных,

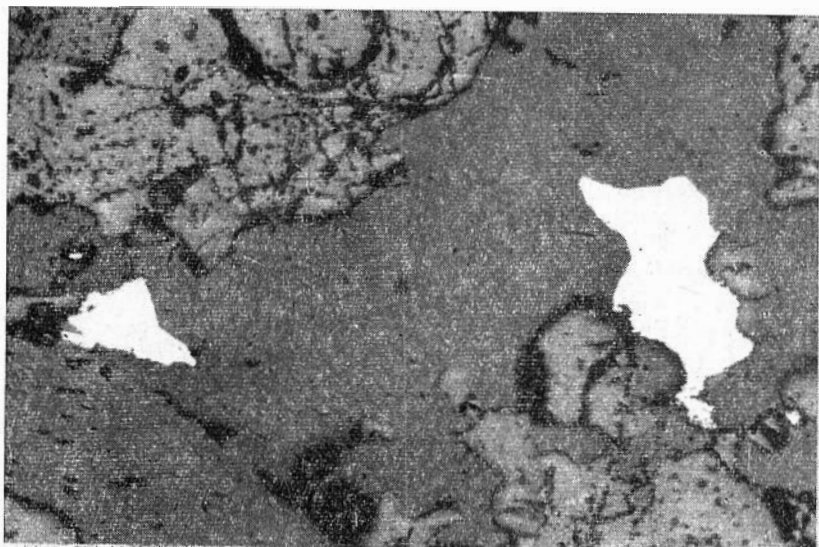


Рис. 1. Золото (белое) среди гранат-волластонитового скарна. Полированный шлиф. Ув. 100. Спньюхинское месторождение.

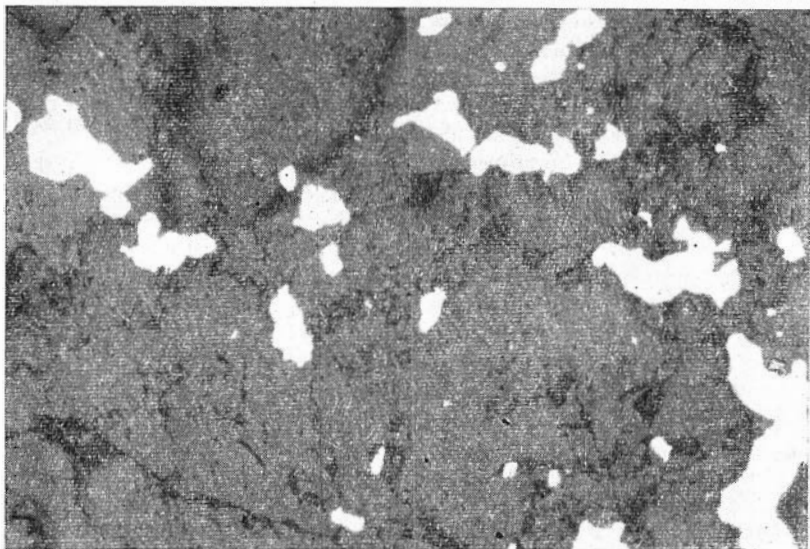


Рис. 2. Кучное скопление золота (белое) среди агрегата скарновых минералов (серое). Полированный шлиф. Ув. 100. Натальевское месторождение.

или аксессуарных, минералов для этой ассоциации очень характерным является мелонит. Для оруденелых магнезиальных скарнов Центрального участка Натальевского месторождения наиболее распространенная ассоциация представлена борнитом, халькопиритом и виттихенитом, а из аксессуарных — самородным висмутом. В пределах юго-западного фланга Натальевского месторождения в известковых скарнах набор ведущих минералов уже иной, а именно: пирит, халькопирит, а из редко встречающихся — сфалерит и самородный висмут. Здесь борнит и виттихенит не обнаружены, а самородный висмут встречается еще реже, чем в предыдущей ассоциации.

В наиболее богатых видимым золотом кварц-кальцитовых линзах этого месторождения совместно с золотом присутствуют (примерно в порядке распространенности) следующие минералы: халькопирит, арсенопирит, пирротин, кубанит, сфалерит, пирит, галенит, блеклые руды, алтаит, самородный висмут. При этом выделить ведущую ассоциацию из двух-трех минералов весьма затруднительно, так как каждый из них присутствует в незначительном количестве. В рудах Лебедского месторождения из сульфидных минералов, сопровождающих в некоторых случаях выделения золота отмечается пирит и халькопирит, а из редко встречающихся сфалерит, галенит и тетрадимит. Однако и первые два минерала крайне ограничено распространены и основная масса золота находится в скарнах и манетитовых рудах без видимой пространственной связи с сульфидной минерализацией.

3. Отсутствие прямой зависимости в содержании золота от количества сульфидов в рудах. Для рудничных геологов наличие тех или иных сульфидов нередко служит указанием на промышленные концентрации золота. В ряде случаев это так и есть. Скарны Синюхинского и Натальевского месторождений с повышенным содержанием борнита, халькопирита, халькозина или виттихенита постоянно содержат повышенные количества золота. Однако в этом типе руд прямая зависимость между содержанием сульфидных минералов и золота отсутствует, что подтверждается данными опробования и минераграфического изучения руд. Действительно, видимое золото, находясь в ассоциации с теми или иными сульфидными минералами, чаще всего не срастается с ними, а концентрируется в окружающих перурдных минералах.

Для борнит-халькозинных руд Синюхинского месторождения на это обстоятельство обращал внимание ранее О. Г. Киз, а высказывание Ю. Г. Щербакова (1961) о чрезвычайно характерной пространственной связи свободного золота вообще и

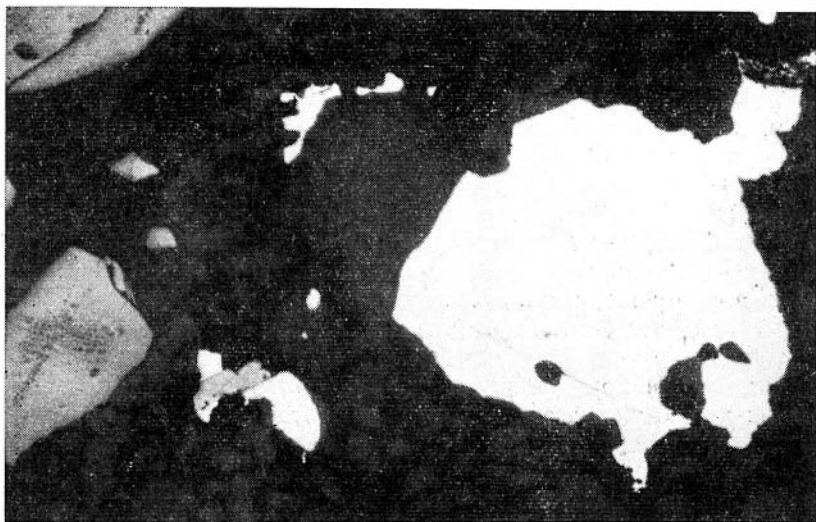


Рис. 3. Крупное зерно золота (белое) с кварцем и актинолитом (черное) в промежутке между кристаллами магнетита (серое). Полированный шлиф. Ув. 50. Лебедское месторождение.

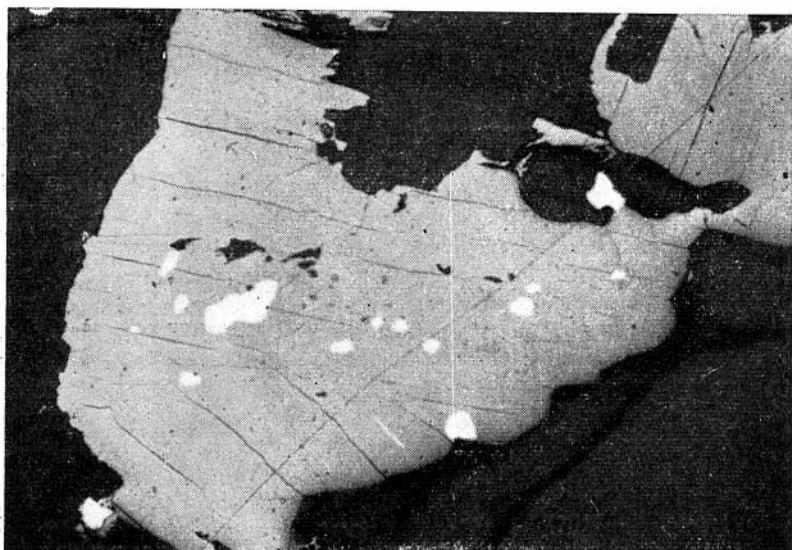


Рис. 4. Вкрапленность золота (белое) в пирротин (серое), темное — кварц. Полированный шлиф. Ув. 100. Натальевское месторождение.

крупного, в особенности с сульфидами, безоговорочно не может быть принято. Более того, в отдельно взятых штуфах нередко гнездообразные скопления видимого золота совершенно не сопровождаются сульфидными минералами. Это свойственно рудам Синюхинского и Натальевского месторождений (рис. 4, 2), но особенно показательны в этом отношении малосернистые руды Лебедского месторождения. Здесь особенно широко распространены выделения золота в виде тонких пленок на гранях андрадита и магнетита, так же как округло-неправильные, комковатые выделения в промежутках между ними вне всякой связи с сульфидной минерализацией (рис. 3). Примечательно, что наиболее крупные выделения золота в пределах всех месторождений приурочены к тем участкам рудных тел, которые характеризуются незначительным содержанием сульфидов или полным их отсутствием.

На рис. 4—6 приведены типичные случаи срastания золота с сульфидными минералами. На первом из них видим округло-неправильные включения золота в пластинчатых зернах пирротина. Характерно, что не наблюдается приуроченности золота к трещинам спайности в минерале-хозяине, так же как и к его краям. В пределах этого же шлифа обычны мелкие выделения золота и внутри зерен халькопирита. Однако, включений халькопирита и других сульфидных минералов ни в одном зерне золота не было встречено. Когда золото совместно с халькопиритом выполняет мелкие друзовые полости в гранатовом скарне, оно расположено как непосредственно на гранях граната, так и в виде включений внутри халькопиритовых зерен. В этих и других случаях границы между халькопиритом и золотом прямолинейные или плавные без каких-либо признаков замещения одного минерала другим (см. рис. 5). Чаще золото находится в срastании с мелкими выделениями халькопирита или располагается среди скарных минералов, в то время как крупные выделения в срезах поля халькопирита полностью свободны от видимого золота.

Один из примеров срastания золота с халькозином см. на рис. 6. Здесь также трудно найти определенные указания о последовательности их отложения.

В табл. 3 приведены результаты химического и спектрального анализов золота. Они свидетельствуют о высокой чистоте самородного золота скарных месторождений. Особенно высокопробным является золото Лебедского, а также Синюхинского и Тардонского месторождений. Наиболее серебристым оказалось золото Натальевского месторождения. Однако, по нашим данным, пробность золота и этого месторождения несколько выше

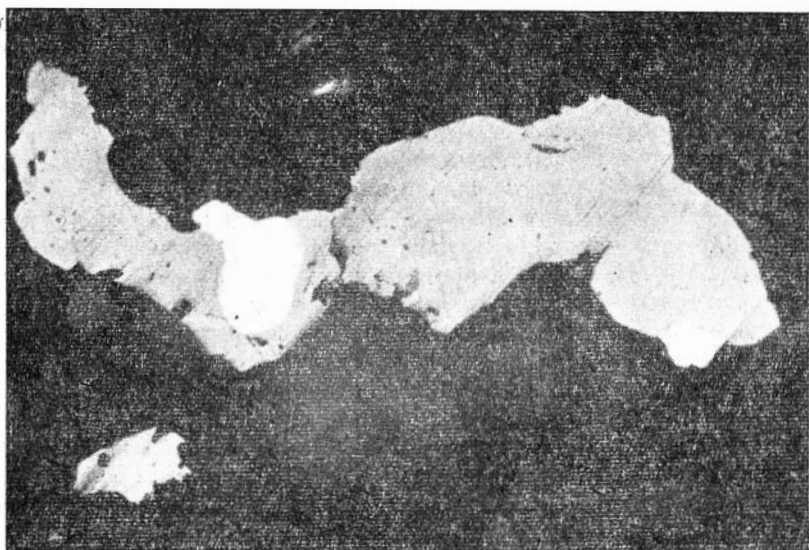


Рис. 5. Взаимоотношение золота (белое) с халькопиритом (серое). Черное — скarioвые минералы. Полированный шлиф. Ув. 200. Натальевское месторождение.

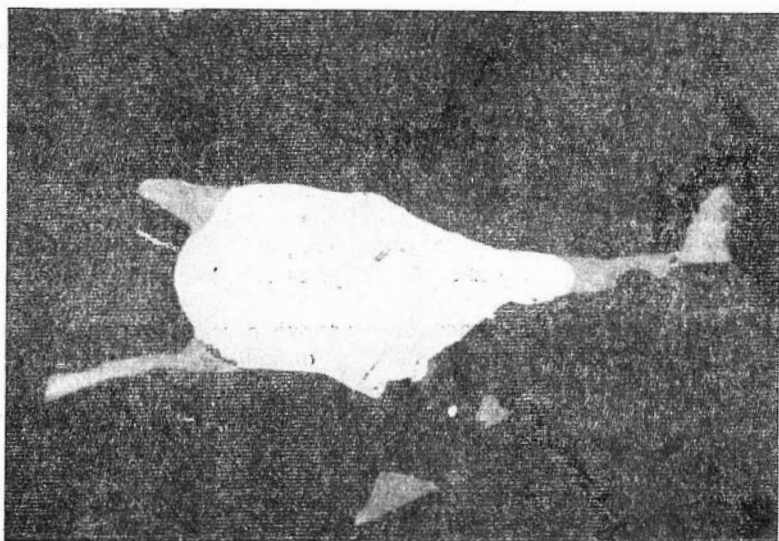


Рис. 6. Взаимоотношение золота (белое) с халькопиритом (серое). Черное — скarioвые минералы. Ув. 500. Синюхинское месторождение.

таковой золота из Центрального кварцевожилыного месторождения. На большую чистоту самородного золота скарновых месторождений указывали А. Я. Булытников и В. А. Врублевский (1960) и другие авторы. Но необходимо иметь в виду, что состав золота и, прежде всего, его серебрисность для одного и того же месторождения не остается постоянным и, по-видимому*, изменяется в достаточно широких пределах. Например, по данным рудничных геологов, на Синюхинском месторождении пробы золота в отдельных случаях опускается до 879, составляя в среднем около 930, что приближается к нашим цифрам (см. табл. 2).

Электрум

Электрум встречается лишь в одиночных шлифах из руд Натальевского месторождения, где он в виде микроскопических выделений находится в ассоциации с борнитом, виттихенитом, самородным висмутом и халькопиритом.

По цвету в отраженном свете электрум отли-

*Автор говорит «по-видимому» потому, что систематического изучения состава золота в пределах рассматриваемых скарновых месторождений не проведено.

Таблица 3

Состав самородного золота (в вес. %)

Месторождение	Н. О.	Au	Ag	Cu	Ni	Co	Hg	Bi	Pb	Mn	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Сумма
Синюхинское, обр. 337	1,86	94,15	3,24	—	н/обн.	—	0,002	н/обн.	—	—	0,03	н/обн.	99,28
» обр. 240*	—	—	3—10	1—3	0,002	н/обн.	0,006	0,002	0,02	0,3—1	0,3—1	0,002	100,27
Лебедское, обр. 486	0,61	99,25	0,27	н/обн.	—	—	0,05	н/обн.	—	н/обн.	0,09	—	99,89
Тардонское, обр. 499	0,72	90,77	8,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100,42
» обр. 586*	—	—	3—10	1—3	н/обн.	н/обн.	0,02	0,002	0,006	0,3—1	0,1—0,3	н/обн.	100,26
Натальевское, обр. 4	0,4	87,38	12,56	—	—	—	0,003	н/обн.	—	—	0,08	—	100,31
» обр. 588*	—	—	3—10	0,3—1	сл.	н/обн.	1—3	—	0,003	0,002	0,1—0,3	сл.	100,26
Центральное, обр. 163	0,66	82,02	17,01	—	н/обн.	—	0,004	—	—	—	0,32	н/обн.	100,31
» обр. 173	0,46	82,02	17,80	0,02	—	—	0,006	—	—	—	0,012	—	100,31

Примечание. Определения проведены в лабораториях физико-химических методов исследования Якутского филиала СО АН СССР. Со знаком «звездочка» — данные спектрального анализа (аналитик Л. А. Сукнева); остальные — химического (аналитик Чубул).

чается от золота, но очень похож на серебро. По дебаеграммам (табл. 4) золото, серебро и электрум очень похожи. Однако микроспектральным анализом в исследуемом минерале установлено одновременно и золото, и серебро.

Отложение электрума скорее всего связано с наиболее поздними и низкотемпературными порциями золотоносных растворов.

Т а б л и ц а 4

Рентгенограммы электрума, золота и серебра *

№ п. п.	Электрум Натальевское месторождение		по Berry a. Thompson (1962)					
			Электрум		Золото		Серебро	
	J	d	J	d	J	d	J	d
1	3	2,594	—	—	—	—	—	—
2	10	2,351	4	2,36	10	2,36	10	2,34
3	3	2,246	—	—	—	—	—	—
4	6	2,040	3	2,04	7	2,04	4	2,03
5	2	1,587	—	—	—	—	—	—
6	7	1,440	4	1,443	6	1,443	6	1,439
7	3	1,350	—	—	—	—	—	—
8	2	1,294	—	—	—	—	—	—
9	9	1,226	5	1,232	8	1,229	8	1,228
10	4	1,177	2	1,180	2	1,177	4	1,177

П р и м е ч а н и е. Рентгенограмма снята в лаборатории минераграфии ИГЕМ АН СССР Г. В. Басовой на аппарате УРС-55 в камере диаметром 57,3 мм; диаметр образца 0,2—0,4 мм, Cu — излучение, Ni — фильтр.

В и с м у т

Самородный висмут встречен в рудах Натальевского месторождения, где он среди пирротин-кубанит-халькопиритовой массы образует округло-неправильные или чаще всего веретенообразные вrostки, переходящие в тонкие жилки длиной до 2 мм при ширине от 0,02 до 0,2 мм (рис. 7). Обычны сращения висмута с борнитом (рис. 8) и халькопиритом. В зонах перехода от однородного висмута к сплошным халькопиритовым агрегатам иногда образуются типичные сотовые текстуры.

Оптические свойства под микроскопом в отраженном свете обычные: минерал очень мягкий, белый со слабым розовато-

* Во всех рентгенограммах значения межплоскостных расстояний приведены в ангстремах, за исключением рентгенограммы висмута по Михееву (1957), что будет нами оговорено.

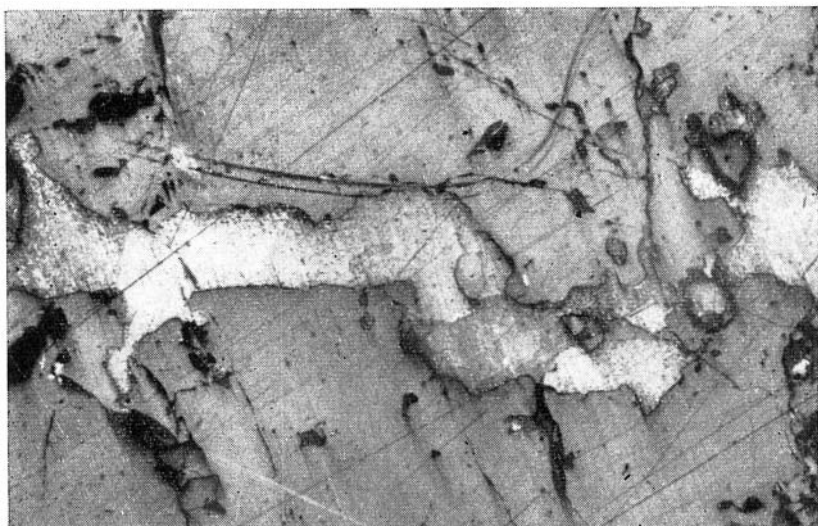


Рис. 7. Прожилек самородного висмута зернистого сложения в халькопирите. Полированный шлиф. Ник. скрещены. Ув. 100. Натальевское месторождение.

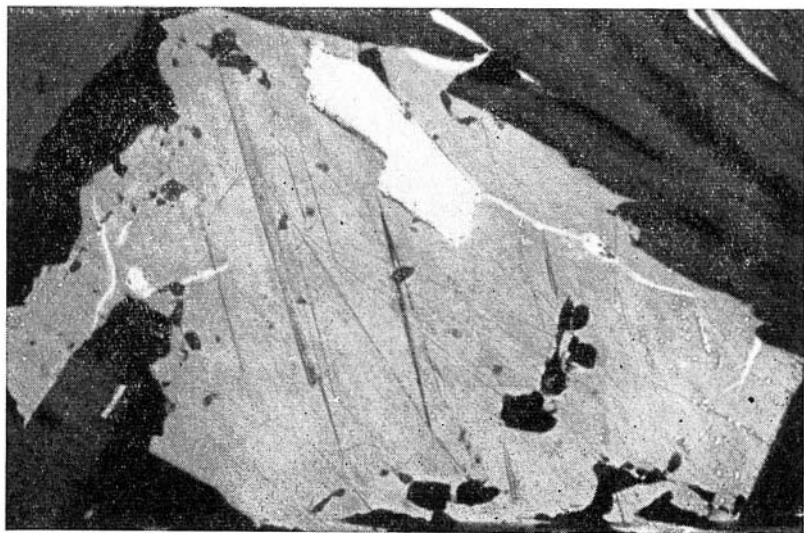


Рис. 8. Самородный висмут (белое) в сростании с борнитом (серое). Черное — тремолит. Полированный шлиф. Ув. 220. Натальевское месторождение.

Таблица 5

Рентгенограмма висмута Натальевского месторождения

№ п. п.	Обр. 519		Висмут по Михееву (1957)		№ п. п.	Обр. 519		Висмут по Михееву (1957)	
	J	d	J	d(Bкx)		J	d	J	d(Bкx)
1	9	3,23	10	3,21	13	4	1,434	10	1,435
2	2	3,10	—	—	14	1	1,381	4	1,378
3	6	3,00	—	—	15	2	1,321	9	1,325
4	4	2,337	7	2,34	16	2	1,306	7	1,304
5	7	2,24	9	2,24	17	1	1,255	4	1,254
6	0,5	2,02	4	2,01	18	1	1,135	9	1,132
7	1	1,955	4	1,95	19	0,5	1,114	7	1,112
8	10	1,849	7	1,84	20	1	1,089	9	1,089
9	4	1,632	7	1,625	21	1	1,070	9	1,069
10	2	1,582	—	—	22	0,1	1,040	4	1,040
11	—	—	4	1,545	23	0,2	1,023	7	1,02
12	3	1,481	9	1,480					

Примечание. Рентгенограмма получена Г. М. Рыловым с помощью аппарата УРС-50-ИМ, Си — излучение, $\lambda=1,540$, отфильтрованное.

кремовым оттенком. Двуотражение очень слабое. Сильно анизотропен. Принадлежность описываемого минерала к висмуту подтверждена данными микроспектрального и рентгеновского анализов.

Рентгенограмма висмута (обр. 519) приведена в табл. 5. Она оказалась тождественной стандартной по В. И. Михееву (1964). Исключением являются несколько линий, обусловленных примесью сульфидов (преимущественно халькопирита), от которых при отборе материала под микроскопом полностью освободиться не удалось.

Для агрегатов висмута очень характерно тонкозернистое и одновременно неравнозернистое строение. Величина наиболее крупных зерен не превышает тысячных долей миллиметра.

Судя по опытным и некоторым расчетным данным по физико-химическим условиям отложения и устойчивости висмута, его выделение скорее всего происходило из нейтральных — слабощелочных и восстановительных растворов (Колонин, 1965). В данном случае парагенезис самородного висмута с пирротинном (а не с пиритом) в известной мере подтверждает это заключение.

СУЛЬФИДЫ, АРСЕНИДЫ И СУЛЬФОСОЛИ

Х а л ь к о з и н

Халькозин в незначительном количестве входит в состав золотых руд Синюхинского месторождения. При этом во всех шлифах постоянно отмечается сонахождение халькозина с гипогенным борнитом.

Морфологически и генетически различаются два типа халькозина: 1) в виде тончайших пластинчатых включений в борните, образующих типичные решетчатые структуры распада твердого раствора, 2) метасоматически развивающийся по борниту (возможно, частично по халькопириту) с образованием периферических кайм, так же как и более сложных сростаний типа графических или мермикитовых (рис. 9). По своим оптическим свойствам (светлой синеватой окраске, наличию двуотражения и слабой анизотропии) в подавляющей массе минерал относится к ромбическому халькозину.

В халькозине, особенно образующем грубозернистые агрегаты, наблюдается ясная спайность, как это видно из рис. 10. При больших увеличениях в халькозине Синюхинского месторождения во многих случаях улавливается пластинчатое строение, как результат параморфного преобразования высокотемпературного гексагонального или кубического халькозина (рис. 10). Мелкие остатки последнего кое-где встречаются среди пластинчатого халькозина.

Приведенные данные — параморфозы ромбического халькозина по высокотемпературному гексагональному или кубическому халькозину, наличие структур распада твердого раствора халькозина в борните — несомненно свидетельствуют о гипогенном происхождении рассматриваемого халькозина. Характерно также и отсутствие в ассоциации с борнитом и халькозином вторичных экзогенных минералов — ковеллина, гетита, гидрогетита и др.

Г а л е н и т

Редкая вкрапленность галенита эпизодически встречается среди интенсивно измененных поздними гидротермальными процессами скарновых пород и кварц-кальцитовых гнезд и жил. Выделения галенита имеют микроскопические размеры и лишь в единичных случаях достигают 1—2 мм в поперечнике.

Постоянными спутниками галенита являются сфалерит, халькопирит, и особенно алтаит и блеклая руда. Тесные срас-

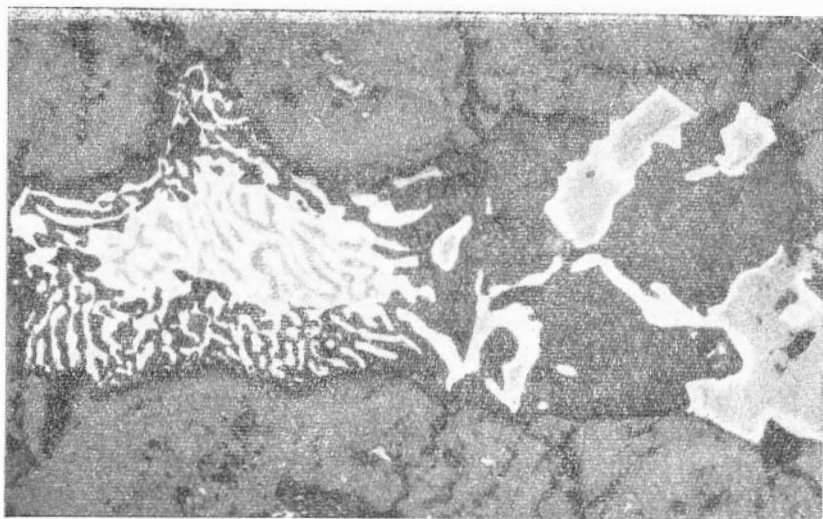


Рис. 9. Халькозин-борнитовый агрегат совместно с кварцем выполняет промежутки между зернами граната. Хорошо видно замещение борнита (серое) халькозином (белое) с образованием кайм и более сложных сростаний. Полированный шлиф. Ув. 200. Спньюхинское месторождение.

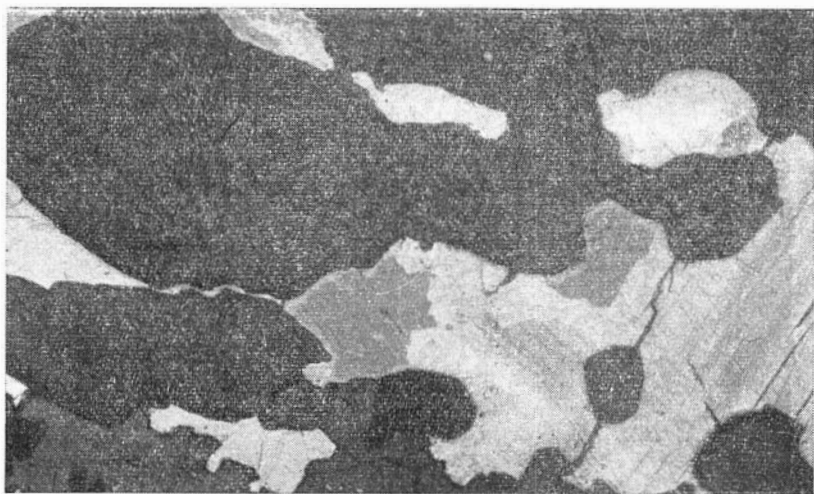


Рис. 10. Борнит (серое)-халькозиновый (светло-серое) агрегат среди скарных минералов (темное). В халькозине видно пластинчатое двойникование. Светлое округлое зерно на границе нерудного с борнитом — золото. Полированный шлиф. Ув. 170. Спньюхинское месторождение.

тания галенита с последними минералами исключительно характерны для руд рассматриваемых месторождений.

Спектрографически в галените из Лебедского месторождения установлено повышенное содержание висмута ($\sim 1\%$) и серебра ($\geq 0,5\%$). Для двух образцов галенита Натальевского и одного образца Лебедского месторождений был выполнен изотопный анализ. Для сравнения были изучены 11 образцов галенита из Бериккульского и Центрального кварцево-золоторудных месторождений.

Определение изотопного состава свинца выполнено Л. Д. Шипиловым с помощью изотопного спектрального анализа по методике, описанной ранее (Шипилов и др., 1967). Результаты анализа сведены в табл. 6.

Для всех образцов проводилось двухкратное определение изотопного состава свинца. Величины параллельных определений не выходили за пределы квадратичной ошибки.

Оруденение месторождений Натальевского, с одной стороны, Центрального и Бериккульского, с другой — генетически связаны с одним и тем же мартайгинским интрузивным комплексом. Однако, как показал изотопный анализ, свинец галенитов Натальевского скарнового месторождения по сравнению с рудным свинцом из кварц-золоторудных месторождений того же района обогащен радиогенными изотопами (табл. 6), что отражает различную геохимическую историю свинца в этих двух различных по генезису типах золоторудных месторождений.

. Таблица 6

Изотопный состав свинца галенитов (вес. %)

№ обр.	Месторождение	Pb ₂₀₁	Pb ₂₀₆	Pb ₂₀₇	Pb ₂₀₈
98	Лебедское	1,38	24,59	21,70	52,32
93	Натальевское	1,32	24,90	21,33	52,45
99	»	1,36	24,97	21,51	52,16
	Бериккульское	1,39	24,41	21,35	52,85
37	»	1,38	24,75	21,60	52,27
38	Центральное	1,36	24,85	21,53	52,26
39	»	1,35	24,58	21,40	52,67
40	»	1,39	24,70	21,40	52,51
41	»	1,38	24,70	21,32	52,60
42	»	1,41	24,45	21,29	52,85
45	»	1,38	24,73	21,28	52,61
46	»	1,36	24,75	21,65	52,24
47	»	1,40	24,67	21,40	52,53
94	»	1,36	24,70	21,70	52,23

Результаты изотопного анализа галенитов Центрального, Бериккульского и Натальевского золоторудных месторождений (Кузнецкий Агатау)

Месторождения	Содержание изотопов, в.с. %				Абсолютный возраст, млн. лет						Среднее из 3-х методов
	Pb_{204}	Pb_{206}	Pb_{207}	Pb_{208}	по методу Холмса-Гарманса	по методу Стантона-Фаркуара		по методу Рассела-Фаркуара		Камминга	
						$\frac{206}{207}$	$\frac{208}{204}$	$\frac{206}{204}$	$\frac{208}{204}$		
Центральное и Беркульское Натальевское	$1,38 \pm 0,007$	$24,66 \pm 0,05$	$21,46 \pm 0,05$	$52,50 \pm 0,07$	520	390	430	511	510	510	480
	$1,31 \pm 0,015$	$24,94 \pm 0,1$	$21,44 \pm 0,11$	$52,28 \pm 0,14$	520	250	— 120	65	120	50	85 220

Несколько замечаний по вопросу использования результатов изотопного анализа рудного свинца для определения возраста оруденения.

Возраст, вычисленный как средний из 3-х методов, для галенитов Натальевского месторождения оказался равным 220 млн. лет, для галенитов Центрального и Бериккульского месторождений — 480 млн. лет (табл. 7). Однако при использовании этих цифр для решения геологических вопросов необходимо учитывать следующие обстоятельства. Вычисление возраста для Центрального и Бериккульского месторождений проведено по результатам анализа 11 образцов галенита. Разброс цифр, вычисленных разными методами и по отношению разных изотопов, как это видно из табл. 7, оказался небольшим (410—520 млн. лет). Поэтому средний возраст в 480 млн. лет можно считать достаточно достоверным. Эта цифра хорошо согласуется и с существующими представлениями о времени формирования рудоносного, в отношении золота, мартайгинского интрузивного комплекса.

Возраст оруденения Натальевского скарново-золоторудного месторождения вычислен по результатам всего 2-х образцов галенита. Несмотря на это, выявились очень широкие колебания цифр возраста, полученные разными методами — от — 120 млн. лет до

+520 млн. лет. Естественно, что средняя цифра — 220 млн. лет в данном случае имеет только условное значение и не может быть использована для суждения о возрасте оруденения Натальевского месторождения.

Как видно из табл. 7, только по одному методу — методу Холмса-Гаутерманса — возраст оруденения для Натальевского месторождения, с одной стороны, и для оруденения Центрального и Берикульского месторождения, с другой — совпал (520 млн. лет).

Если принять более приемлемым для расчета результатов наших анализов метод Холмса-Гаутерманса, тогда наблюдающиеся отклонения в изотопном составе свинца Натальевского месторождения логически объясняются иными, специфическими по сравнению с кварцево-жильными месторождениями, условиями рудоотложения, допустившими, видимо, захват радиогенных изотопов при отложении галенитов из скарновых пород. Аномальный состав свинцов для отдельных проб нами был выявлен для скарновых месторождений других районов Алтае-Саянской области, в частности для Таштагольского скарново-магнетитового месторождения (Шипилов, Тычинский, Вахрушев, 1967).

Для окончательного решения природы аномального состава рудных свинцов скарновых месторождений, в том числе свинца Натальевского месторождения, необходимы дополнительные анализы изотопного свинца галенитов.

А л т а и т

На Лебедском и Синюхинском месторождениях алтаит был отмечен ранее. Мною он установлен также и на Натальевском месторождении. Однако в рудах всех этих месторождений алтаит встречается редко и всегда в виде мельчайших выделений ($<0,01-0,02$ мм), что обычно затрудняет его определение.

Обычно алтаит наблюдается в сростках с галенитом, иногда с золотом. Оптически изотропен. Рельеф заметно ниже, чем у галенита, но выше, чем у золота. В соседстве с галенитом он выглядит зеленовато-желтым, а галенит в сростках с ним принимает синеватый оттенок.

Алтаит относится к минералам поздних и одновременно низкотемпературных стадий минералообразования. Его отложение происходило в условиях резкого обеднения рудоносных растворов серой.

С ф а л е р и т

Встречен в рудах всех месторождений. Однако сколько-нибудь существенных скоплений он ни в одном случае не образует. Сфалерит встречается совместно с халькопиритом, галенитом, арсенопиритом, пиритом, пирротинном, иногда с блеклыми рудами, теллуридами и золотом. Особенно характерен во всех типах золотых руд тесный парагенезис сфалерита с халькопиритом. При этом в одном и том же шлифе наблюдаются самостоятельные выделения сфалерита и халькопирита среди нерудных минералов и агрегаты смешанного состава со сложными взаимоотношениями между этими минералами. Помимо обычных сростаний для сфалерита и халькопирита очень характерны и структуры распада твердых растворов, в которых в качестве основного компонента в одних случаях выступает сфалерит, в других — халькопирит. Морфологические особенности структур распада твердых растворов и их генетическая сущность рассмотрены ниже.

Сфалерит, так же как и халькопирит, входящий в состав золотоносных кварц-кальцитовых линз Натальевского месторождения, замещает не только кальцит, но и кварц.

В литературе уже описаны аналогичные случаи разъедания кварца многими сульфидными минералами: станнином, блеклой рудой, халькопиритом, галенитом. При этом растворение кварца с последующим отложением на его месте сульфидов связывается с обогащением остаточных рудоносных растворов щелочами (Генкин, 1954).

П и р р о т и н

Установлен в рудах Синюхинского и Натальевского месторождений, где он преимущественно концентрируется среди пород первично обогащенных железом (основных эффузивов, габбро, оруденелых магнетитом скарнов и т. п.). Редкая вкрапленность пирротина в ассоциации с халькопиритом, кубанитом, висмутом и золотом отмечена также в кварц-кальцитовых жилах Натальевского месторождения.

Более позднее отложение пирротина, по сравнению со скарновыми минералами и основной массой магнетита, в том числе мушкетовита, не вызывает сомнений, что по отношению к мушкетовиту Синюхинского месторождения отчетливо видно из приведенной микрофотографии (рис. 11). Судя по наличию секущих жилок, пирротин является более поздним и по отношению к халькопириту, находящемуся в закономерном сростании



Рис. 11. Среди пирротиновой массы (светлое) видны остатки зерен магнетита (темное). По их форме и ориентировке легко распознается первичная слюповидная текстура мушкетеровых агрегатов. Полированный шлиф. Ув. 100. Синюхинское месторождение.

с кубанитом как продуктом распада твердого раствора. Вместе с тем сам пирротин частично замещается сфалеритом с образованием периферических кайм. В отдельных случаях он преобразуется в пластинчатые агрегаты пирита с унаследованием спайности.

Для пирротина, особенно из кварц-кальцитовых руд Натальевского месторождения, характерна пластинчатая двойниковатость, видимая даже при одном микроскопе, благодаря различию в рельефе и окраске отдельных клиновидных изгибающихся пластинок. На границе между sdвойникованными зернами в виде кайм или струй развиваются в отдельных случаях тонкозернистые агрегаты пирротина гранобластовой структуры. Пластинчатое двойникование и тонкозернистые агрегаты пирротина результат механической деформации.

Как известно, при низких температурах существуют три пирротина: 1 — троилит (FeS). 2 — гексагональный пирротин переменного состава (от $\text{Fe}_{0,935}\text{S}$ до $\text{Fe}_{0,900}\text{S}$) и 3 — моноклин-

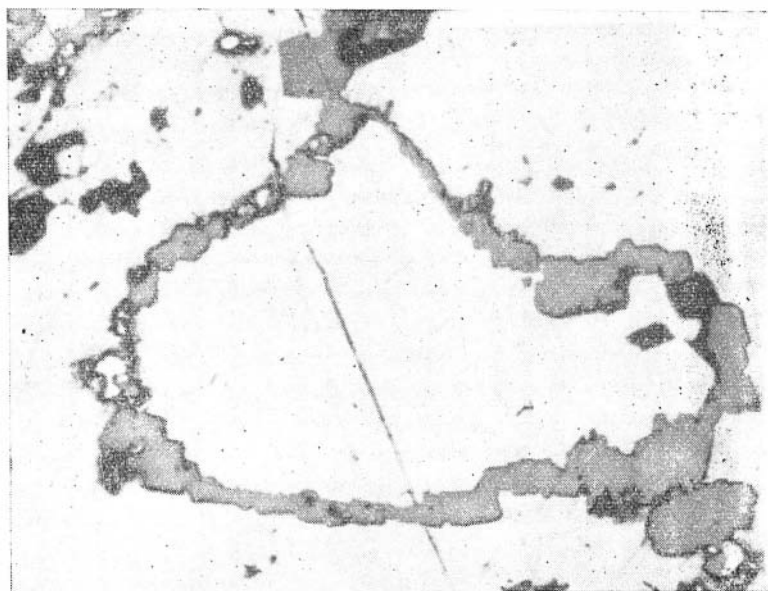


Рис. 12. Новообразования магнетита (темное) среди халькопирит-пирротиновой массы (светлое), возникшие при превращении гексагонального пирротина в моноклинный. Редкие мелкие зерна (белое) — пирит. Полированный шлиф. Ув. 400. Спнлюхинское месторождение.

Таблица 8

Значения $d(102)$ гексагональных пирротитов и содержание в изученных смесях гексагональной модификации (в вес. %)

№ обр.	Месторождение	$d(102)$	Гексаго- нальный пирротин, вес. %
25	Натальевское	2,062	0—8
269	Спнлюхинское	2,062	0—8
510	»	2,062	0—8
515	»	2,061	45
569	»	2,062	0—8
200	Берикульское	2,064	30
201	»	2,054	0—8
172	Центральное	2,062	25
184	»	2,062	30
1	Комсомольское	2,065	25

ный пирротин ($\text{Fe}^{0.877}\text{S}$). Наибольшим распространением в природе пользуются последние две модификации пирротина.

Наиболее точно моноклинный и гексагональный пирротины различаются при помощи рентгеновского анализа и, в частности, при съемке на дифрактометре. При этом обычно сравнение производится по отражению (102), которое на дифрактограммах гексагонального пирротина представлено одним пиком, а на дифрактограммах моноклинного пирротина расщеплено на два отражения (202) и (200) и характеризуется двумя пиками.

На дифрактометре УРС-50И (Fe — излучение) в рентгеновской лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР Н. И. Зюзиным были изучены пирротины Натальевского и Синюхинского месторождений, а также для сравнения пирротины кварцево-жильных золоторудных месторождений — Бериккульского, Центрального и Комсомольского.

Полученные значения d (102) для гексагональных пирротинов этих месторождений сведены в табл. 8. Там же приведены приблизительные содержания в изученных пирротиновых смесях гексагональной модификации, рассчитанных по методу Р. Арнольда (1966).

Результаты исследований показывают, что пирротины скарново-золоторудных месторождений преимущественно представлены моноклинной модификацией, а пирротины кварцево-жильных месторождений в основном состоят из смеси моноклинной и гексагональной модификаций. Принадлежность основной массы пирротина Натальевского и Синюхинского скарново-золоторудных месторождений к моноклинной модификации подтверждается изучением полированных шлифов методами магнитной порошковой дифракции по способу М. А. Грабовского, О. Н. Жерденко и других (1961, 1964) и окрашивания при нагревании в сушильном шкафу до температуры $160-180^\circ$ в течение 1—2 ч.

В табл. 9 сопоставлены межплоскостные расстояния рентгенограмм двух наших образцов пирротина и одного образца моноклинного пирротина по А. Д. Генкину, В. П. Логинову и Н. И. Органовой (1965). Из сопоставления видно, что все основные линии, характерные для моноклинного пирротина присутствуют в наших дифрактограммах. Часть линий, не свойственных пирротину, обусловлена примесями других минералов, в частности магнетита, например линии 2,52 и 2,09 в обр. 269 из Синюхинского месторождения, в котором под микроскопом устанавливаются мельчайшие включения метакристаллов магнетита.

Таблица 9

Рентгенограммы пирротина

Обр. 25		Обр. 269		Моноклинный пирротин по Гейкину (1965)	
J	d	J	d	J	d
18	3,29	—	—	—	—
62	2,97	71	2,97	6	2,98
18	2,86	—	—	—	—
89	2,63	66	2,63	7	2,63
—	—	—	—	7	2,64
—	—	100	2,52	—	—
—	—	29	2,09	—	—
100	2,06	91	2,06	10	2,067
90	2,05	70	2,05	10	2,050
63	1,714	55	1,712	10	1,717
—	—	33	1,612	1	1,603
14	1,596	—	—	4	1,591
—	—	38	1,481	1	1,484
—	—	—	—	4	1,447
14	1,440	—	—	4	1,436
22	1,423	—	—	6	1,424
—	—	—	—	6	1,320
22	1,315	13	1,315	6	1,313
—	—	—	—	1	1,286
—	—	13	1,278	3	1,279
—	—	—	—	2	1,173
—	—	—	—	2	1,165
—	—	—	—	2	1,122
—	—	—	—	2	1,105
—	—	—	—	6	1,099
—	—	—	—	4	1,094
—	—	—	—	4	1,092
—	—	—	—	2	1,0765
—	—	—	—	4	1,0484
—	—	—	—	10	1,0422

Примечание. Рентгенограммы получены Н. Н. Зюзиным на дифрактометре УРС-50И, Fe — излучение.

Для пирротина Натальевского месторождения (обр. 25) был выполнен химический анализ (табл. 10), который подтвердил принадлежность основной массы его к многосернистой моноклинной модификации.

Образование моноклинного пирротина в природе допускается следующими тремя путями: 1) непосредственным отложением из растворов при температуре не выше 260—325°

(Gronvold, Haraldsen, 1953; Fullerud и др., 1963); 2) при превращении из многосернистого гексагонального пирротина (возникшего при температуре выше 325°) при его медленном охлаждении (Gronvold, Haraldsen, 1952); 3) при воздействии растворов на гексагональный пирротин перемешанного состава (Генкин, Логиннов, Органова, 1965). В нашем случае скорее всего моноклинный пирротин образовался последним способом. В пользу этого предположения говорят следующие обстоятельства. Судя по особенностям распределения магнитной суспензии и характеру окрашивания, кое-где среди моноклинного пирротина наблюдаются участки гексагонального. В ряде случаев отчетливо выявляется развитие моноклинного пирротина по границам зерен гексагонального пирротина и вдоль плоскостей пластинчатого двойникования. Наконец, в рудах Синохинского месторождения в очень тесной ассоциации с пирротинном п халькопиритом наблюдаются новообразования магнетита и пирита в виде мельчайших идиоморфных выделений, обладающих всеми признаками метакристаллов. Для них характерны: 1) исключительно малые размеры и резкий идиоморфизм зерен; 2) наличие скелетных кристаллов и 3) присутствие включений окружающих сульфидных минералов — пирротина и особенно халькопирита, при этом чаще всего наиболее обильно включениями округлой формы переполнены центральные части метакристаллов магнетита и пирита.

Распределение магнетита неравномерное, кучное, иногда цепочковидное с расположением метакристаллов вдоль границ более крупных зерен пирротина и халькопирита. Один из примеров цепочковидного расположения новообразованных метакристаллов магнетита с пиритом среди халькопирит-пирротинного агрегата приведен на рис. 12.

Появление новообразований пирита и магнетита при превращении более богатого железом гексагонального пирротина в многосернистый моноклинный пирротин минералогами объясняется следующим образом. Замещение гексагонального пирротина моноклинным происходит путем удаления из первого час-

Таблица 10

Химический состав пирротина Натальевского месторождения (обр. 25)

Компоненты	Вес. %	Атомные количества	Формула
S	38,77	12,115	Fe _{0,89} S _{1,0}
Fe	60,59	10,810	
Co	0,01	1	
Ni	0,01	1	
Cu	сл.	—	
Нераств. ост.	0,40	—	
Сумма	99,78	—	

Примечание. Анализ выполнен В. М. Дорош.

ти железа растворами. Н. В. Белов (1953) таким далеко зашедшим процессом выноса катионов железа из решетки пирротина объясняет образование метакристаллов пирита в пирротине. В случае присутствия в метаморфизующих растворах анионов кислорода выносимое железо может быть связано в магнетит с возникновением за счет гексагонального пирротина такой парагенетической ассоциации как магнетит + пирит (Генкин и др., 1965).

С помощью химического анализа в пирротине установлено присутствие в качестве элементов-примесей: кобальта — 0,01—0,03%, никеля — 0,007—0,01%, селена — 0,0004—0,0008% и телура — 0,0002—0,0003%.

Макинавит

До самого последнего времени макинавит (FeS) не отличался от валлершита (CuFeS_2) из-за сходства ряда наиболее характерных оптических свойств этих минералов. История открытия макинавита недавно рассмотрена А. Д. Генкиным и Л. Н. Вальсовым (1967). Им же впервые приведена наиболее детальная сравнительная характеристика макинавита и валлершита, что позволило выявить признаки, отличающие их друг от друга под микроскопом, не прибегая к химическим и рентгеновским анализам.

Многую макинавит встречен в трех шпильках из золотых руд Натальевского месторождения. Он находится в сростании с халькопиритом, образуя в последнем веретенообразные и прожилковидные выделения, иногда коленоизгибающиеся и разветвляющиеся. Как правило, выделения макинавита приурочены к краевым частям полей халькопирита, однако за их пределы они не выходят. В том случае, когда халькопирит находится в сростании с пирротинном, на границе с последним прожилки макинавита обрываются. Наблюдаются каймы макинавита вдоль отдельных краев халькопиритовых зерен.

Макинавит принадлежит к ограниченной группе минералов (валлершит, молибденит, графит, ковеллин), характеризующейся очень сильным двутражением и анизотропией. Из-за большой величины двутражения при вращении столика микроскопа происходит резкое изменение окраски минерала от кремово-желтой до серой. Причем отражательная способность (R_g) макинавита приближается к таковой окружающего халькопирита, чем он и отличается от валлершита. По данным А. Д. Генкина и Л. Н. Вальсова (1967), при $\lambda = 589$ для макинавита $R_g = 46\%$;

$Rp = 22,5\%$, в то время как для заллерита эти значения соответственно равны 22 и 14,2%.

Развитие макинавита в виде краевых кайм и ветвящихся прожилковидных выделений в халькопирите свидетельствует о его метасоматическом образовании, видимо, под воздействием поздних порций гидротермальных растворов.

Х а л ь к о п и р и т

Халькопирит один из ведущих сульфидных минералов Натальевского и Тардонского месторождений. На Синюхинском месторождении, особенно в верхних горизонтах рудных тел, по распространенности халькопирит заметно уступает борниту. На Лебедском месторождении этот минерал подобно всем другим сульфидам присутствует в крайне незначительном количестве.

В рудах Натальевского и Синюхинского месторождений устанавливаются две разновозрастные генерации халькопирита: 1) ранняя, высокотемпературная с характерным парагенезисом халькопирит + кубанит + «звездчатый» сфалерит; 2) поздняя, низкотемпературная, находящаяся в парагенезисе с борнитом (Синюхинское месторождение) или с борнитом, виттихенитом и самородным висмутом (Натальевское месторождение). В последнем случае отложение халькопирита происходило после борнита и виттихенита.

Выделенные генерации халькопирита часто пространственно разобщены друг от друга. С помощью химических анализов в халькопирите установлено золото, а также постоянно селен и теллур. Особенности их распределения детально рассмотрены в главах 6 и 7.

Б о р н и т

Борнит — один из главных по распространенности рудных минералов Синюхинского месторождения. Значительные скопления его встречаются и в пределах Натальевского месторождения.

Борнит преимущественно концентрируется в собственно скарнах (рис. 13) или совместно с поздним халькопиритом и другими сульфидами наблюдается непосредственно в неизмененных скарновыми процессами мраморах (рис. 14). Наблюдаются тесные срастания борнита с халькопиритом (Синюхинское месторождение) или одновременно с халькопиритом и виттихенитом (Натальевское месторождение). Судя по особенностям коррозионных структур замещения, халькопирит развивается

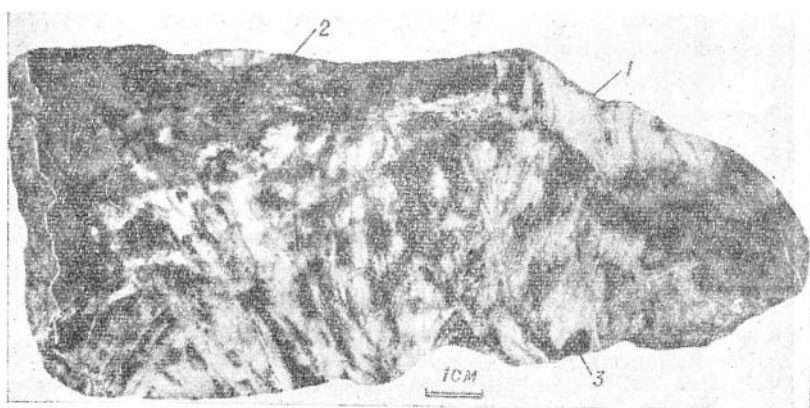


Рис. 13. Гранат-волластонитовый скарн с золото-борнитовой минерализацией.

1 — волластонит; 2 — борнит; 3 — гранат.
Полированный штуф. Спихохинское месторождение.

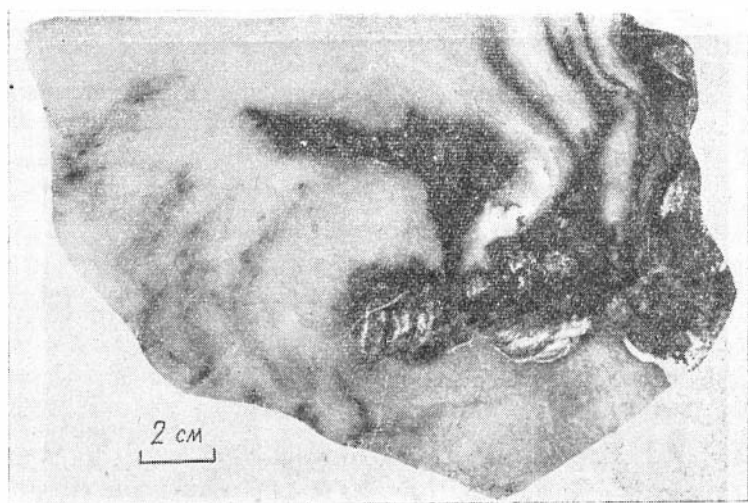


Рис. 14. Мрамор (светлое) с борнитовой минерализацией (темное).
Полированный штуф. Натальевское месторождение.

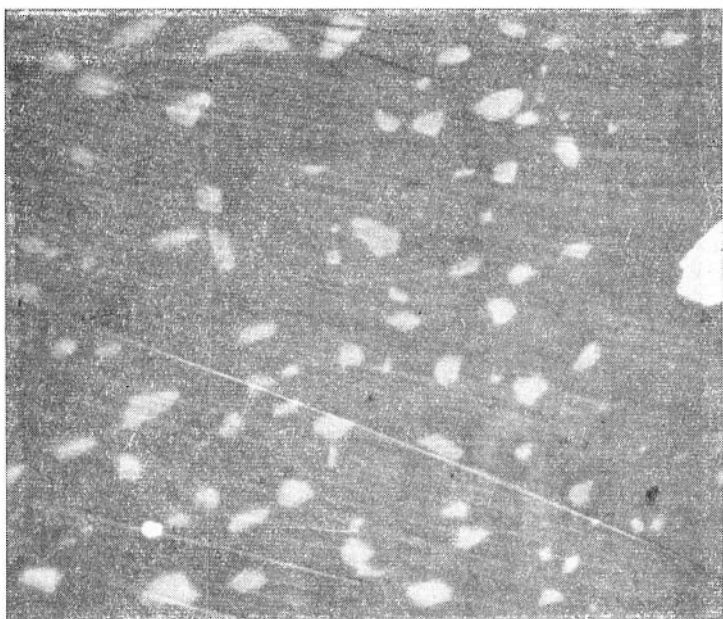


Рис. 15. Включения неизвестного минерала (идапта?) в борните (основная масса). Полированный шлиф. Ув. 800. Натальевское месторождение.

по борниту, при этом сплошному замещению предшествует пластинчатое замещение борнита халькопиритом. Это, видимо, гипогенный процесс, который противоположен по направленности гипергенному замещению. Одновременно характерны сращения борнита с халькопиритом с образованием структур, именуемых графическими, субграфическими, эвтектоидными и т. п. Установлены также тончайшие (видимые только при больших увеличениях) решетчатые структуры сращения борнита с халькопиритом (Синюхинское месторождение), образование которых, судя по всем признакам, обязано распаду твердых растворов. Подробнее о таких структурах будет сказано ниже.

Борнит Натальевского месторождения неоднороден (рис. 15). В нем при больших увеличениях постоянно устанавливаются округлые и эллипсоидные включения, несколько отличающиеся от борнита по отражательной способности и по цвету (серовато-розовому). Крайне незначительные размеры его включений пока не позволили установить их природу. Вероятнее всего мы имеем дело с продуктами распада борнита

(идаитом или другими образованиями из серии железомедных сульфидов).

Химическими анализами в борните установлен селен в количестве от 0,002 до 0,018 % и теллур — от 0,047 до 0,093 %.

Кубанит

Этот минерал обнаружен только в рудах Натальевского месторождения, где он в высокотемпературном халькопирите образует микроскопические пластинки, образовавшиеся в результате распада твердого раствора кубанита в халькопирите. Вне сростаний с высокотемпературным халькопиритом кубанит не встречен. Оптические свойства кубанита обычные.

Присутствие кубанита в рудах свидетельствует о существовании высокотемпературных условий на ранних стадиях сульфидного этапа минерализации.

Зигенит

Минерал из группы линнента, определенный предположительно как зигенит $[(\text{Co}, \text{Ni})_3\text{S}_4]$, встречен в двух шлифах из руд Натальевского месторождения. Наблюдается он совместно



Рис. 16. Метакристалл зигенита 1 в борните 2; 3 — виттихенит. Черное — нерудные минералы. Полированный шлиф. Ув. 165. Натальевское месторождение.

с борнитом, виттихенитом и халькопиритом, образуя в них изометричные включения размером до 0,1 мм, обычно более мелкие (рис. 16). Цвет белый, со слабым розовым оттенком, изотропен.

Рентгенограмма минерала приведена в табл 11, в которой приведены также стандартные рентгенограммы линнеита и зигенита по Берри и Томпсону (Berry, a. Thompson, 1962). Из сопоставления приведенных в этой таблице данных видно, что по дебаеграмме однозначно нельзя решить вопрос о принадлежности нашего минерала к линнеиту или зигениту. Спектральным анализом в качестве основных составляющих в нем установлены Co, Ni и S, что и позволяет отнести его скорее к зигениту или никельсодержащему линнеиту.

Таблица 11

Рентгенограмма зигенита Натальевского месторождения

Зигенит обр. 536		Линнеит		Зигенит	
		по Berry а. Thompson (1962)			
J	d	J	d	J	d
—	—	2	5, 47	3	5, 47
4	3, 333	4	3, 34	4	3, 34
3	3, 139	—	—	—	—
10	2, 838	10	2, 83	10	2, 86
2	2, 571	—	—	—	—
7	2, 355	7	2, 36	7	2, 36
1	1, 994	—	—	—	—
2	1, 925	3	1, 926	2	1, 928
1	1, 834	—	—	1	1, 812
6	1, 814	6	1, 815	6	1, 815
8	1, 667	8	1, 670	8	1, 670
1	1, 495	1	1, 493	1/2	1, 495
3	1, 439	8	1, 439	3	1, 441
3	1, 398	2	1, 362	2	1, 362
—	—	1	1, 321	1/2	1, 320
1	1, 263	2	1, 260	2	1, 261
4	1, 226	3	1, 227	4	1, 228
4	1, 163	3	1, 179	4	1, 179
—	—	2	1, 112	1	1, 112
—	—	4	1, 090	3	1, 089
—	—	1	0, 963	—	—
—	—	4	1, 055	—	1, 054
—	—	1/2	1, 036	—	—
—	—	1/2	1, 005	1/2	1, 005
—	—	5	0, 988	5	0, 988

Примечание. Рентгенограмма обр. 536 снята в лаборатории минералогии ИГЕМ АН СССР Г. В. Басовой на установке УРС-55 в камере диаметром 57,3 мм, диаметр обр. 0,2—0,4 мм, Fe — излучение, Mn — фильтр.

Судя по совершенно идиоморфным и скелетным формам кристаллов, наличию включений в них окружающих минералов и другим признакам, выделения зигенита относятся к метакристаллам, образовавшимся в поздние стадии (после отложения борнита, халькопирита и виттихенита) гидротермального процесса.

Ю. Г. Щербаковым (1961) линнеит без приведения его характеристики отмечается и в рудах Синюхинского месторождения.

Тетрадимит

Редок, в рудах Синюхинского месторождения в ассоциации с халькопиритом, борнитом и золотом тетрадимит отмечен Ю. Г. Щербаковым (1961), в рудах Лебедского месторождения — Г. А. Сафоновым (1961), правда, в обоих случаях не было приведено характеристики этого минерала.

Г. А. Сафонов передал автору для исследования маленький образец тетрадимита, находящегося в сростании с золотом.

Тетрадимит образует пластинчатые агрегаты. Цвет минерала серо-стальной, блеск металлический, твердость низкая. Под бинокулярной лупой хорошо видно проникновение золота по трещинкам спайности тетрадимита.

Спектральный анализ минерала, выполненный на приборе ДФС-13, показал, что в качестве основных компонентов присутствуют висмут и теллур. В десятых долях процента отмечен

Таблица 12

Рентгенограмма тетрадимита

№ п. п.	Тетрадимит, Лебедское м-ние		Тетрадимит, по Berri a. Thompson (1962)		№ п. п.	Тетрадимит, Лебедское м-ние		Тетрадимит по Berri a. Thompson (1962)	
	J	d	J	d		J	d	J	d
1	10	4,89	1	4,96	11	3	1,965	3	1,969
2	1	3,62	0,5	3,65	12	2	1,928	3	1,922
3	2	3,26	0,5	3,24	13	0,5	1,834	0,5	1,824
4	7	3,12	10	3,11	14	—	—	0,5	1,771
5	1	2,782	1	2,75	15	1	1,755	3	1,752
6	1	2,605	2	2,60	16	3	1,641	4	1,645
7	3	2,462	2	2,46	17	0,5	1,609	1	1,605
8	3	2,303	4	2,29	18	1	1,571	—	—
9	1	2,139	2	2,17	19	0,5	1,560	1	1,556
10	2	2,118	3	2,11	20	—	—	0,5	1,510

Примечание. Рентгенограмма снята в рентгеновской лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР Г. М. Рыловым.

свинец, в сотых — цинк, медь, серебро, в тысячных и десятых тысячных долях процента — сурьма, марганец, галлий. Многие из отмеченных элементов вероятней всего связаны с наличием (хотя бы в очень небольших количествах) примесей других минералов (галенита, сфалерита, халькопирита), находящихся в тесном парагенезисе с тетрадимитом.

В табл. 12 приведена рентгенограмма тетрадимита, снятая на дифрактометре УРС-50-ИМ. Для сравнения приведена стандартная рентгенограмма этого минерала по Берри и Томпсону (1962). Сходимость всех линий в нашей и стандартной рентгенограммах хорошая.

Таким образом, проведенные дополнительные исследования подтверждают присутствие тетрадимита в рудах Лебедского месторождения. Выделение его происходило из последних порций гидротермальных рудоносных растворов, обогащенных теллуrom и одновременно обедненных серой.

К а л а в е р и т

Этот минерал без приведения детальной характеристики в сростании с борнитом и самородным золотом отмечается в золотых рудах только Синюхинского месторождения (Николаев, Неверович, 1958; Щербаков, 1961) Автором калаверит не был встречен.

М о л и б д е н и т

В контактово-метасоматических золоторудных месторождениях Алтае-Саянской области заметных скоплений молибденита не обнаружено. Редкая вкрапленность его мною была впервые выявлена в волластонитовых скарнах Промежуточного участка Синюхинского месторождения, в скарных породах и кварц-кальцитовых жилах Натальевского месторождения.

На Синюхинском месторождении совместно с пластинчатыми агрегатами молибденита размером 2—4 мм в поперечнике из рудных минералов наблюдаются только лишь борнит и самородное золото. Борнит и находящееся с ним в сростании самородное золото по трещинкам спайности глубоко проникают в глубь кристаллов молибденита и по отношению к последнему, несомненно, являются более поздними образованиями.

На Натальевском месторождении наибольшие скопления молибденита (до 5—6% от площади полированных шлифов) мес-

гами наблюдаются среди сильно тремолитизированных диопсидовых скарнов, содержащих, помимо молибденита, редкую вкрапленность халькопирита. Здесь молибденит образует четко ограненные гексагональные пластинки, которые обычно сгруппированы в розетковидные агрегаты. Характерной особенностью кристаллов молибденита является присутствие в них в виде включений окружающих минералов — тремолита и халькопирита. Эти включения, как правило, обладают одинаковой оптической ориентировкой с окружающими молибденит минералами. Наблюдается цепочковидное расположение пластинок молибденита с пересечением не только игл тремолита, но и халькопиритовых агрегатов. Все эти данные позволяют отнести выделения молибденита к метакристаллам.

Отложение молибденита происходило из растворов резко обедненных железом и медью, что создавало условия для такой концентрации серы, чтобы вызвать пресыщение растворов молибденом. Не случайно, что в участках рудных полей, характеризующихся повышенным содержанием рудной минерализации (магнетитовой, пиритовой, халькопиритовой и др.), молибденит ни в одном случае не был обнаружен.

Аналогичного рода обособленность молибденитовой минерализации от сульфидно-магнетитовых руд свойственна также и контактово-метасоматическим железорудным месторождениям Алтае-Саянской области (Вахрушев, 1965). Ранее на возможность пространственной разобщенности молибденитовой и халькопиритовой минерализации в зависимости от содержания железа во вмещающих породах, как известно, указывал Д. С. Коржинский в 1948 г. на примере Турьинских рудников Урала.

П и р и т

Пирит встречается в скарново-рудных телах всех месторождений. Однако в количественном отношении он резко уступает сульфидам меди в частности, халькопириту, борниту и халькозину.

Отчетливо различаются два пирита: ранний и поздний. Наиболее распространен ранний пирит. Преимущественная форма его выделений — вкрапленность в магнетитовых рудах, андрадитовых скарнах и вмещающих породах первично обогащенных железом (основных эффузивах, габбро и т. п.). В окварцованных скарнах Лебедского месторождения пирит образует также редкие секущие жилки и одновременно совместно с кварцем, эпидотом и актинолитом цементирует крупные кристаллы зонарного граната. Признаки замещения пиритом скарновых

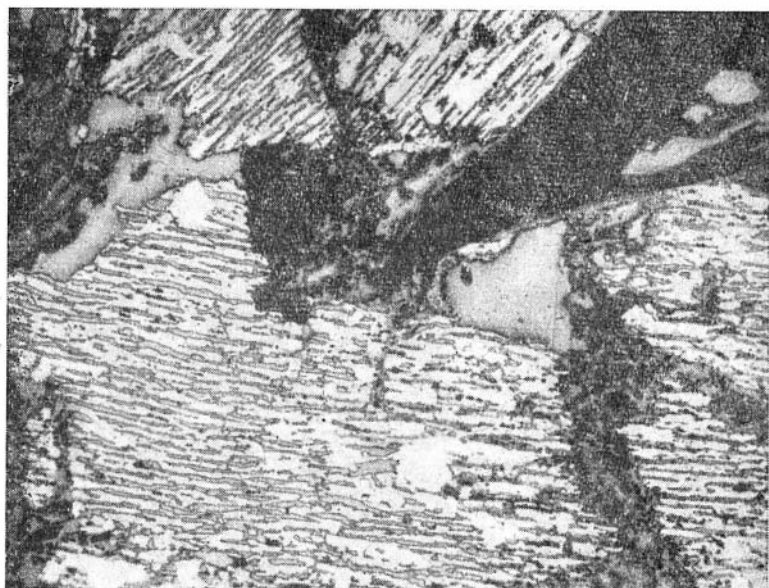


Рис. 17. Замещение пирита (крупные светлые зерна) халькопиритом по серии параллельных трещин. В соседних зернах пирита направление этих трещин различно (объяснение см. в тексте). Грубые жилки (темное), рассекающие пирит и халькопирит, сложены гематитом. Полированный шлиф. Ув. 80. Лебедское месторождение.

минералов и магнетита (и мушкетовита) резко выражены.

Вместе с тем этот пирит как один из наиболее ранних по времени выделения среди сульфидов нередко сам уступает место другим минералам. Особенно резко проявлен процесс замещения пирита халькопиритом. На Лебедском месторождении в ряде случаев замещение пирита халькопиритом идет избирательно по серии многочисленных параллельных трещин (рис. 17). При этом даже в соседних зернах пирита ориентировка таких прожилков халькопирита неодинакова, что исключает их образование в связи с механическими напряжениями. Скорее всего мы имеем дело с проявлением остаточной спайности в кристаллах пирита. Преобразование пирита в халькопирит указывает на интенсивное воздействие на этот минерал медьсодержащих растворов.

Поздний пирит чаще всего наблюдается в сульфидных разностях руд Синюхинского месторождения, где он в ассоциации с лавообразованиями магнетита образует мельчайшие правиль-

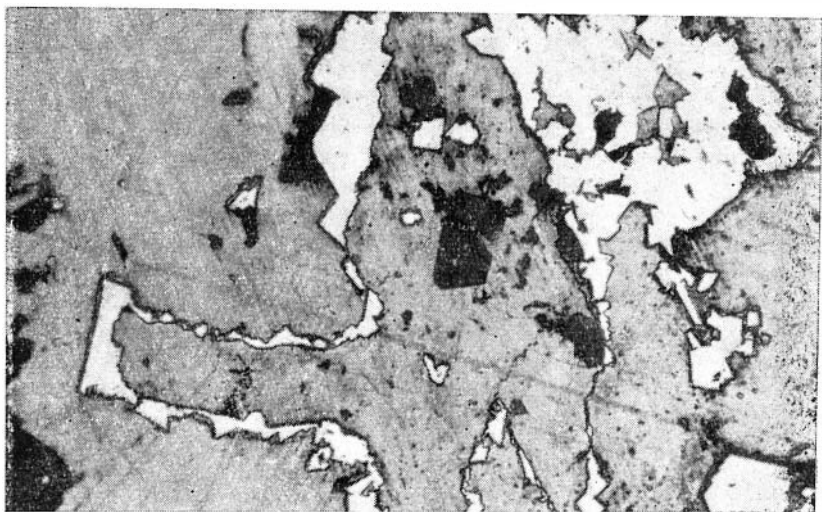


Рис. 18. Метакристаллы пирита (белое), цепочковидно расположенные по границе зерен пирротина (серое). Полированный шлиф. Ув. 400. Спуюхинское месторождение.

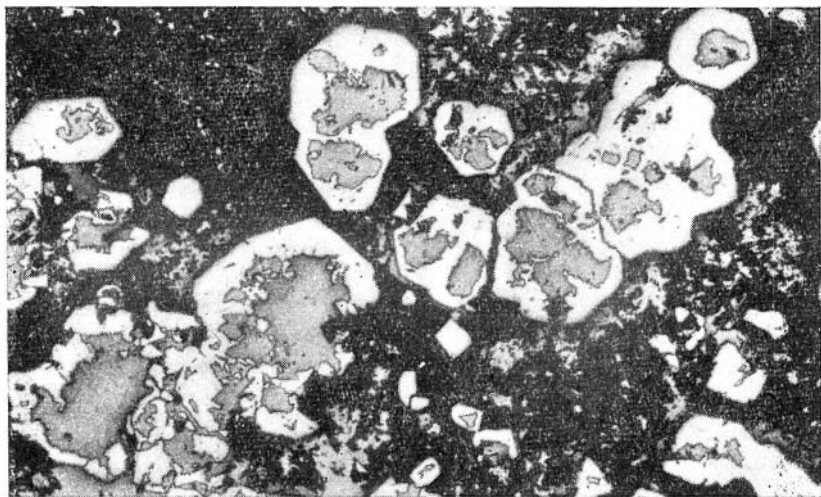


Рис. 19. Скелетные метакристаллы пирита (белое) по халькопириту (серое) в хлоритовой массе (черное). Полированный шлиф. Ув. 80. Спуюхинское месторождение.

ные кристаллики, нередко цепочковидно располагающиеся по границе пирротиновых или пирротин-халькопиритовых агрегатов и их зерен (рис. 18). Здесь возникновение пирита связано с выносом ионов Fe из пирротина при переходе гексагональной модификации в моноклинную или полным его разложением. При этом возможен и некоторый перенос железа, чем, вероятно, объясняется и образование метакристаллов пирита вне видимой связи с пирротинном, находящихся непосредственно среди халькопиритовых или халькопирит-хлоритовых агрегатов. Скелетные метакристаллы пирита по халькопириту из руд Синюхинского месторождения приведены на рис. 19.

В рудах Натальевского месторождения поздний пирит чаще всего наблюдается среди пирротин-кубанит-халькопиритовых агрегатов. При этом он почти всегда развивается избирательно по пирротину с унаследованием спайности последнего или по кубаниту с образованием в последнем случае как неправильных зерен, так и идиоморфных кристаллов.

С помощью химического и спектрального анализов в раннем пирите всех месторождений устанавливается присутствие кобальта, никеля, титана, марганца, меди, свинца, серебра, мышьяка, селена, теллура, золота, иногда молибдена, ванадия и галлия. Распределение в пирите основных элементов-примесей — селена, теллура, кобальта, никеля, золота — подробно рассмотрено в главах 6 и 7.

Арсенопирит

Арсенопирит установлен в рудах всех месторождений. На Натальевском месторождении арсенопирит обнаружен в 12 полированных шлифах из 90 изученных. Большинство из них отобрано из руд Центрального участка. На Синюхинском месторождении из такого же числа шлифов он встречен в трех, относящихся к рудам Первого участка. На Лебедском месторождении редкая вкрапленность арсенопирита мною выявлена лишь среди вмещающих скарно-рудные тела окварцованных известняков.

Для арсенопирита Натальевского месторождения характерны хорошо образованные метакристаллы длиной до 1 см (рис. 20) и их звездчатые сростки. Внутри выделений арсенопирита обычны округло-неправильные включения вмещающих нерудных (тремолита, кварца, кальцита и др.) и ряда сульфидных минералов, особенно халькопирита. Показательны также тонкие (шириной около 0,01 мм) каймы арсенопирита вокруг выделений халькопирита (рис. 21). В том случае, когда арсе-

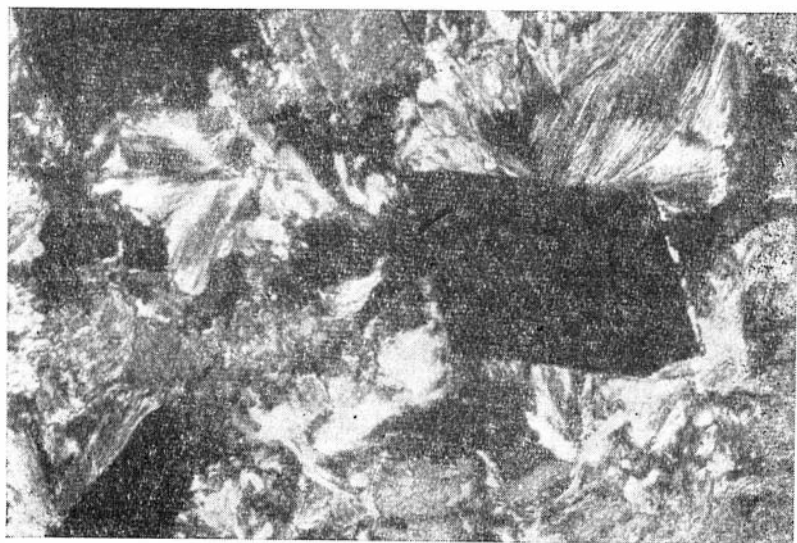


Рис. 20. Метакристаллы арсенопирита (черное) среди тремолитдиопсидового агрегата. Прозрачный шлиф. Ув. 70. Натальевское месторождение.

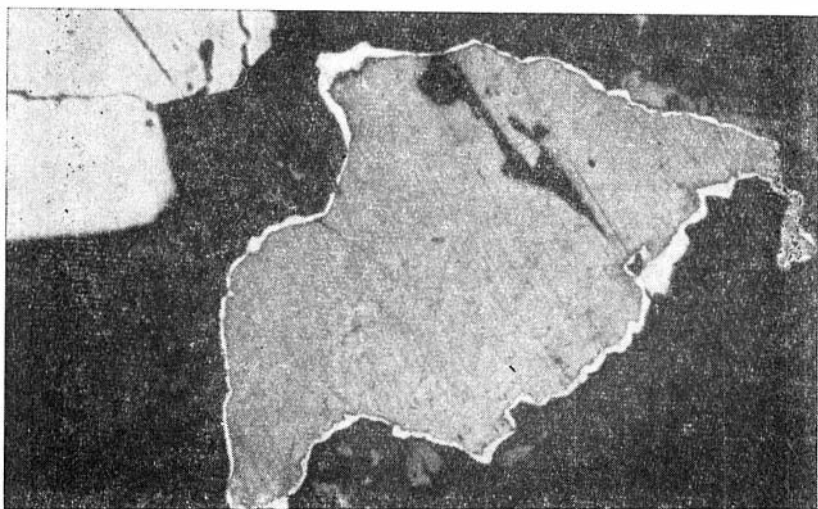


Рис. 21. Кайма арсенопирита (белое) вокруг халькопирита (серое). Черное — нерудные минералы. Полированный шлиф. Ув. 200. Натальевское месторождение.

пирит находится в ассоциации с пиритом, на гранях крупных кристаллов последнего нередко нарастают мелкие кристаллики арсенопирита.

Приведенные данные свидетельствуют о позднем отложении арсенопирита по сравнению со многими сульфидными минералами (халькопиритом высокотемпературным, пиритом), а также нерудными гидротермальными — тремолитом, кальцитом, кварцем и др. Интенсивное разъедание арсенопиритом граней идиоморфных кристаллов кварца призматического облика в рудах Натальевского месторождения наблюдается во многих случаях.

Возрастные взаимоотношения арсенопирита Синюхинского месторождения с сопутствующими минералами оказались несколько иными. Здесь наблюдается развитие арсенопирита на месте магнетита с образованием резко выраженной текстуры замещения. С другой стороны, арсенопирит наравне с магнетитом замещается и рассекается пирротинном. Одновременно пирротин совместно с халькопиритом и сфалеритом выступает в качестве цемента кристаллов арсенопирита. Все это указывает на более позднее образование арсенопирита Синюхинского месторождения по сравнению с магнетитом, а также ранним пиритом, остаточные сильно изъеденные зерна которого в небольшом числе встречаются в тех же шлифах, что и арсенопирит. Однако он, несомненно, отложился раньше, чем пирротин, халькопирит и сфалерит.

В табл. 13 приведен химический состав арсенопирита из всех трех месторождений. Результаты химического анализа после вычета нерастворимого остатка были приведены к 100% и затем пересчитаны на кристаллохимические формулы.

Природные арсенопириты исходя из теоретической формулы очень редко показывают кратные отношения Fe:As:S как 1:1:1. Это объясняется различными условиями отложения и прежде всего различной температу-

Таблица 13
Химический состав арсенопирита
(вес. %)

	512	10	440
Fe	34,35	34,06	33,51
Co	0,038	0,037	0,041
Ni	0,016	0,060	0,016
As	43,89	44,04	47,18
Sb	0,0056	0,043	0,011
S	20,49	21,88	19,09
Se	0,0006	0,0081	0,0012
Te	0,0007	0,023	0,0019
Нер. ост.	0,65	0,11	0,155
Сумма	99,44	100,24	100,006

Примечание. Обр. 512 — Синюхинское месторождение; обр. 10 — Натальевское; обр. 440 — Лебедское месторождение. В обр. 512 установлены следы меди. Все анализы выполнены В. М. Дорош.

Кристаллохимические формулы

Обр. 512. $\text{FeAs}_{0,95}\text{S}_{1,04}$

Обр. 10. $\text{FeAs}_{0,55}\text{S}_{1,11}$

Обр. 440. $\text{FeAs}_{1,05}\text{S}_{0,99}$

рой кристаллизации. Опыты Кларка (1960) показали, что арсенипириты, образующиеся при высоких температурах (в опытах 600°), характеризуются повышенным содержанием As, в то время как при более низких температурах арсенипириты испытывают его недосыщенность. При фиксированном давлении более низкая температура благоприятствует также образованию арсенипиритов, обогащенных серой.

В наших случаях несколько повышенным содержанием мышьяка, против теоретического состава, обладает арсенипирит Лебедского месторождения. Арсенипириты двух других месторождений несколько недосыщены мышьяком и содержат избыточное количество серы.

Максимально обогащен серой арсенипирит Натальевского месторождения, где этот минерал относится к наиболее поздним и, очевидно, к наиболее низкотемпературным стадиям минерализации. Этот арсенипирит оказался также наиболее обогащенным селеном и теллуrom.

Из других элементов-примесей, как известно, для природных арсенипиритов характерны никель и особенно кобальт. Замещение кобальтом железа может привести к образованию полной серии твердых растворов от арсенипирита до глаукодо-та (Co, Fe) AsS . Действительно, арсенипириты скарново-магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области обогащены кобальтом (часто $\text{Co} > 1\%$), а во многих железорудных месторождениях (Ампалыкском, Шалымском, Одрабашском, Тейском и др.), наряду с кобальтоносным арсенипиритом, установлен данаит (Вахрушев, 1965, и др.). Большая чистота в отношении кобальта и отчасти никеля арсенипиритов золотоносных скарнов, по сравнению с железозоносными скарнами, указывает на бедность гидротермальных рудоносных растворов этими элементами.

Мелонит

Мелонит (теллурид никеля) присутствует только в рудах Синюхинского месторождения. Здесь он первоначально был определен О. Г. Кинэ (1956) как валлернит, позднее в 1959 г. ею же он описан предположительно как мелонит. По этой причине в опубликованных работах по Синюхинскому месторождению в одних случаях этот минерал отмечался под названием валлернит (Розен, 1961), в других — одновременно упоминался валлернит и мелонит (Щербаков, 1961). Поскольку специальное исследование мелонита не было выполнено, автором совместно с А. А. Филимоновой этот минерал был подвергнут детальному изучению (Филимонова, Вахрушев, 1969).

Необходимо отметить, что мелонит принадлежит к числу редких для месторождений Советского Союза и мало изученных минералов. До настоящего времени он описан только в рудах медно-никелевых месторождений Мончегорского района (Юшко-Захарова, Бурова, 1959) и золоторудных месторождений Закавказья (Твалччелидзе, 1959; Амирян, 1960; Бессмертный, 1963).

Впервые установленный в руднике Маланос (штат Калифорния, Genth, 1868), этот минерал позднее был встречен также в рудах Онтарио (Канада, Thompson, 1922; Thompson, 1949), Крипил-Крик (Колорадо), Калгурли (Австралия, Stillwell, 1931). Наиболее крупные скопления мелонита обнаружены в руднике Робб-Монтрей (Квебек, Канада) и детально изучены Инкоком М. А. и Томпсоном Р. М. (Peacock and Thompson, 1946).

На Синюхинском месторождении мелонит встречается только в золото-халькозин-борнитовых рудах в виде единичных зерен, имеющих форму пластинок, идиоморфных призматических кристаллов или округлых выделений. Размеры их обычно не превышают нескольких микрон, лишь изредка достигая 0,5 мм. Отдельные зерна имеют часто идиоморфные очертания и нередко содержат включения окружающих сульфидов или скарных минералов (рис. 22). Местами неправильные пластинки мелонита приурочены к стыкам зерен борнита, халькозина (рис. 23) и нерудных минералов, встречаются также тонкие прожилки, секущие халькозин, борнит и скарные минералы, и цепочки призматических зерен, располагающихся вдоль тонких трещинок в борните.

Все эти особенности свидетельствуют о более позднем формировании мелонита по отношению к борниту, халькозину и скарным минералам и позволяют считать идиоморфные кристаллы его за метакристаллы.

В отраженном свете минерал имеет розовато-кремовый цвет, с очень слабым двуотражением: серовато-кремовый, параллельно удлинению, и светло-кремово-розовый в положении, перпендикулярном удлинению. Анизотропия отчетливая на воздухе с цветными эффектами при неполно скрещенных николях от синевато-серых до желто-серых тонов. В призматических зернах, параллельно удлинению, наблюдается совершенная спайность; угасание зерен по отношению к спайности косое с углами от 10 до 17°. Некоторые слабо деформированные пластинки обладают волнистым угасанием.

Дисперсия отражательной способности мелонита была измерена на регистрирующем микроспектрометре для отраженного света*. В качестве эталона использовался кремний, абсолютная

* Прибор сконструирован в лаборатории минераграфии ИГЕМ АН СССР, Л. Н. Вьяльсовым.

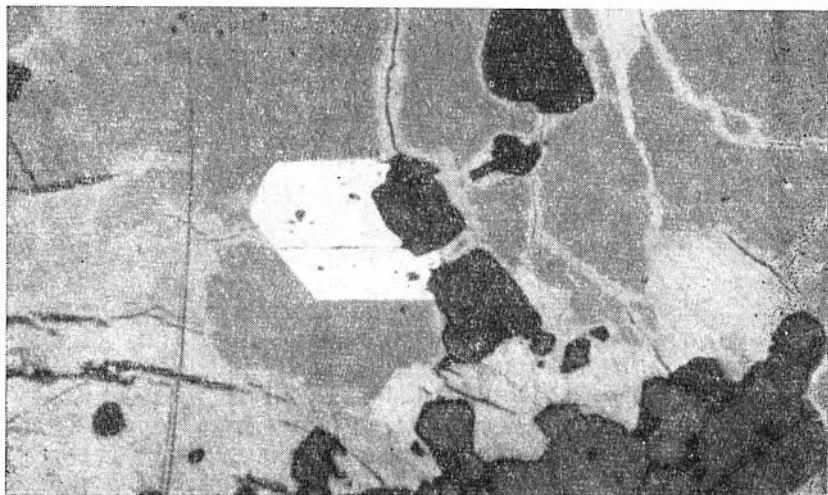


Рис. 22. Метакристалл мелонита (белое) в халькозин (светло-серое)-борнитовом (темно-серое) агрегате. Черное — гранат. Полированный шлиф. Ув. 100. Синюхинское месторождение.

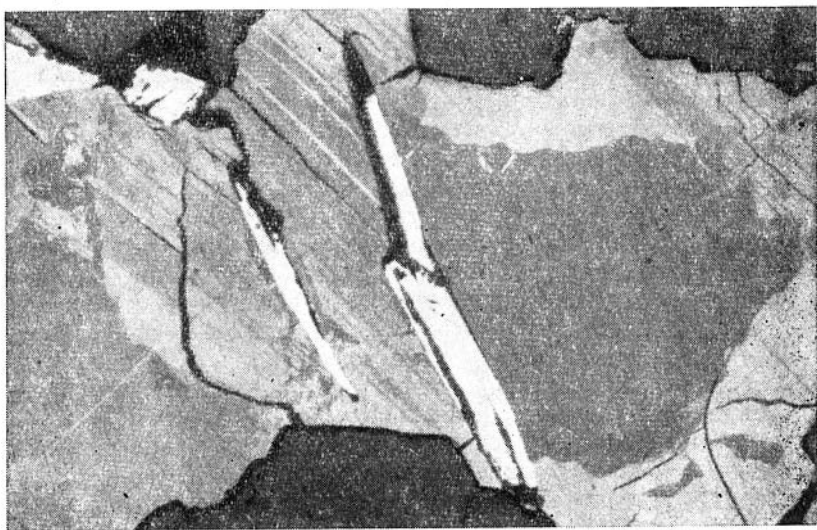


Рис. 23. Пластинчатые выделения мелонита (белое) на границе халькозиша (светло-серое) с борнитом (темно-серое). Черное — гранат. Полированный шлиф. Ув. 100. Синюхинское месторождение.

отражательная способность которого промерялась в национальной физической лаборатории Англии. Для измерения отбирались хорошо отполированные зерна с максимальными эффектами анизотропии, и промеры производились в двух положениях угасания. Для сопоставления в тех же условиях были измерены R в изотропных сечениях мелонитов из Зодского месторождения (Армения) и Робб-Монтбрей (Канада). Результаты измерений представлены в табл. 14.

Как видно из табл. 14, кривая дисперсии отражательной способности мелонита из Синюхинского месторождения по абсолютным величинам лишь незначительно отличается от мелонитов из месторождений Зодского и Робб-Монтбрей. Это расхождение может быть обусловлено как различиями в разрезах, так и качеством полировки шлифов. Постепенное увеличение дисперсии мелонита по мере увеличения длин волн и максимальное значение R в области красных лучей спектра соответствуют отчетливо наблюдаемому розовому оттенку минерала. Микротвердость исследуемого мелонита, измеренная на разрезах, удлиненных вдоль спайности на микротвердомере ПМТ-3, градуированном на каменной соли ($P=5$ г, $H=21$ кг/мм²), колеблется от 71 до 98 кг/мм²; среднее из четырех промеров составляет 84 кг/мм². Измерение производилось при нагрузке 10 г и выдержке 10 сек. Отпечатки пирамидки имели форму почти идеального квадрата, характерную особенность отпечатка составляет растрескивание зерен вдоль спайности и расщепления концов диагоналей квадрата, параллельных спайности. В изометричных зернах, где спайность отсутствует, отпечатки пирамидки не получились.

Таблица 14

Дисперсия отражательной способности мелонита

Месторождение	λ <i>mμ</i>	440	460	500	540	580	620	660	700
Синюхинское (Горный Алтай)	Rg'	53,6	54,6	58,0	60,0	61,9	66,5	68,5	67,5
	Rp'	53,6	53,2	53,5	55,5	59,1	61,0	63,4	62,5
Зодское (Армения)	R Изотропное сечение	52,0	54,0	56,5	59,0	63,0	64,2	66,4	65,7
Робб-Монтбрей (Канада)	R Изотропное сечение	52,2	54,6	56,3	58,5	62,3	63,9	65,6	66,0

Как известно, мелонит обладает анизотропией микротвердости со средними значениями от 87 до 188 кг/мм^2 (Лебедева, 1964). По данным О. Е. Юшко-Захаровой (1964), микротвердость сплавов с различным соотношением Ni и Te возрастает по мере увеличения содержания в них Ni от 77—114 кг/мм^2 для сплава NiTe_2 до 200—241 кг/мм^2 для сплава NiTe . Полученные нами данные близки к минимальным значениям микротвердости природного мелонита и сплава.

О составе мелонита. Состав мелонита изучался методами микроспектрального и локального рентгеноспектрального анализа.

Качественными микроспектральными анализами в пробах мелонита, извлеченных из мономинеральных зерен с поверхности полированных шлифов и предварительно изученных рентгенометрически (Генкин, Королев, 1964), установлены Ni и Te. Была сделана попытка количественной оценки содержания этих элементов путем сопоставления спектров проб синюхинского мелонита, мелонита из рудника Робб-Монтбрей и эталонных растворов, снятых в одинаковых условиях. Результаты определений представлены в табл. 15.

Согласно полученным данным, мелонит Синюхинского месторождения отличается от мелонита из Робб-Монтбрей более высоким содержанием никеля.

Методом локального рентгеноспектрального анализа в составе исследуемого мелонита помимо Ni и Te был установлен Bi. Количественные соотношения элементов приведены в табл. 16.

Основываясь на этих данных, приближенная формула минерала рассчитывается как $\text{NiTe}_{1,25}$. Полученные результаты подтверждают данные микроспектрального определения о более высоком содержании Ni в исследуемом мелоните по сравнению с мелонитом из Робб-Монтбрей, состав которого выражается

Таблица 15

Результаты микроспектрального анализа мелонитов

Название пробы	Ni			Te			$\frac{\text{Ni}}{\text{Te}}$
	микрограммы	вс. %	атомн. колич.	микрограммы	вс. %	атомн. колич.	
Мелонит из Синюхинского месторождения	1,16	31,40	536	2,53	68,60	537	1 : 1
Мелонит из рудника Робб-Монтбрей	3,1	20,1	342	12,35	79,9	629	1 : 1,9

Примечание. Анализ производился в лаборатории минераграфии ИГЕМ АН СССР Муравьевой И. В.

формулой NiTe_2 (Реасоска. Thompson, 1946). Выявленные отклонения состава исследуемого мелонита от общепринятой формулы NiTe_2 находят объяснение при сопоставлении его со сплавами.

Искусственные теллуриды никеля были получены и изучены рентгенометрически несколькими авторами. Соединение, синтезированное впервые Фабром (Fabre, 1887), по данным Н. Офтедаля (Ofstedal, 1927), имеет структуру типа NiAs (B8-типа), с размерами элементарной ячейки $a=3,98\text{\AA}$, $c=15,38\text{\AA}$, $c/a=1,35$.

Сплав NiTe , по данным Тенгнера (Tengner, 1938), имеет структуру, сходную с CdJ_2 (C6-тип), и размеры элементарной ячейки $a=3,861\text{\AA}$, $c=5,297\text{\AA}$, $c/a=1,372$. Переход от структуры типа NiAs к структуре NiTe_2 , согласно Тенгнеру, происходит непрерывно в пределах однородной фазы, включающей составы от 50 до 66,7 ат. % Te ; при этом по мере увеличения содержания постепенно сокращаются размеры элементарной ячейки (табл. 17).

В связи с этим Тенгнер приходит к выводу о том, что природные мелониты могут иметь переменный состав, который выражается как формулой NiTe_2 , так и Ni_2Te_3 .

В. Клемм и Н. Фратини (Klemm a. Fratini, 1943) для ряда сплавов от NiTe до NiTe_2 с постепенным увеличивающимся содержанием Te также установили уменьшение параметров a и c ; при этом величина $a=3,975$ для NiTe резко падает до 3,901 для сплава $\text{NiTe}_{1,4}$ и затем снижается постепенно до 3,834 для

Таблица 17
Изменение параметров ячейки сплавов по Тенгнеру (Tengner, 1938)

Состав	$a, \text{\AA}$	$c, \text{\AA}$	c/a
NiTe	3,957	5,354	1,353
$\text{NiTe}_{1,5}$	3,870	5,325	1,376
NiTe_2	3,861	5,297	1,372

Таблица 1

Состав мелонита по данным локального рентгеноспектрального анализа.

Элементы	Вес. %	Атомн. колич.	Атомные отношения
Ni	26,5	451	1
Te	72,3	566	1,25
Bi	0,2	1	
Ag	n/обн.		
Сумма	99,0		

Примечание. Анализ производился на японском рентгеновском микроанализаторе марки JXA-3A, в Ин-те неорганической химии СО АН СССР. В качестве эталона были использованы мегаллические Ni , Te , Bi и Ag . Ошибка определения не превышала $\pm 2\%$. Аналитик Г. В. Бердичский.

NiTe_2 . Изменение параметра c происходит более плавно от 5,370 для NiTe до 5,250 для NiTe_2 .

М. А. Пикокк и Р. М. Томпсон (Reasock a. Thomson, 1946) установили полное структурное сходство природного мелонита из месторождения Робб-Монтбрей со сплавом NiTe_2 . Вычисленные ими параметры элементарной ячейки

мелонита $a=3,835$, $c=5,255$ почти полностью совпадают с данными Клемма и Фратини для сплавов $NiTe_2$. Как по оптическим свойствам, так и по структуре исследуемый этими авторами мелонит существенно отличался от сплава $NiTe$. Поскольку в то время для природных мелонитов не были известны колебания размеров элементарной ячейки, которые позволили бы установить наличие промежуточных по составу членов ряда $NiTe-NiTe_2$, указанные авторы пришли к выводу о том, что формула $NiTe_2$ является единственной возможной для выражения состава природного мелонита.

П. Рамдор (1962), основываясь на непостоянстве свойств мелонита, считает его членом изоморфного ряда $NiTe-NiTe_2$.

Теллурид никеля, по оптическим свойствам близкий к сплаву $NiTe$ и имеющий сходную с последними дебаеграмму, был описан О. Е. Юшко-Захаровой (1964) в рудах Мончегорского месторождения, где он наблюдался в тесном сростании с гесситом. Хотя из-за небольших размеров зерен и малого их количества детального рентгенометрического изучения и определения химического состава этого минерала не производилось, все же в свете изложенных данных установление этого минерала представляет интерес для выяснения природного мелонита.

Рентгенометрическое изучение мелонита из Синюхинского месторождения производилось путем съемки порошкограмм. Пробы отбирались под микроскопом при увеличении $40\times$ с поверхности полированных шлифов высверливанием стальной иглой мономинеральных зерен, размеры которых составили около $100\text{ }\mu$. Материал закатывался в шарик из резинового клея. Съемка производилась на установке УРС-55 с хромовым или медным излучением без фильтра в камере РКУ, диаметром $57,3\text{ мм}$, без внутреннего стандарта. Всего было отобрано 10 проб. Для сравнения тех же условий были сняты порошкограммы сплавов $NiTe$ и $NiTe_2$, синтезированных А. Ю. Малевским. Все дебаеграммы исследуемого мелонита по величине межплоскостных расстояний и интенсивности линий близки к дебаеграмме мелонита из рудника Робб-Монтбрей, для которого установлена формула $NiTe_2$ и структура, сходная с CdJ_2 типа Сб (Berry а. Thompson, 1962).

Дебаеграмма сплава $NiTe$ отличается значительно большей величиной межплоскостных расстояний; дебаеграмма же сплава $NiTe_{1,25}$ занимает промежуточное положение (табл. 18). Следует отметить некоторые колебания в величине межплоскостных расстояний в порошкограммах из разных зерен синюхинского мелонита. Поскольку различия однозначны для всех линий сопоставляемых дебаеграмм, можно думать, что они не слу-

Таблица 18

**Результаты рентгенометрического определения мелонита и сплавов
NiTe, NiTe_{1,25}**

Мелонит. Сино- хинское м-ние		Мелонит. Робб-Монтбрей Квебек Barry a. Thompson (1962)			Сплав NiTe _{1,25}		Сплав NiTe	
J	d	J	d	hkl	J	d	J	d
—	—	1	5,28	001	—	—	—	—
1	3,341	1	3,33	100	—	—	—	—
6	(3,098)	—	—	—	2	3,164	2	3,175
1	(2,901)	—	—	—	—	—	—	—
10	2,827	10	2,82	101	10	2,858	10	2,885
3	2,651	3	2,64	002	3	2,667	1	2,633
3	(2,280)	—	—	—	2	2,327	1	2,338
3	(2,125)	—	—	—	1	2,166	1	2,186
6	2,069	5	2,06	012	9	2,099	9	2,146
6	1,934	5	1,918	110	7	1,953	7	1,949
1	(1,749)	—	—	—	1	1,771	1	1,804
2	(1,715)	—	—	—	2	1,749	1	1,752
1	1,677	—	—	—	—	—	—	—
5	1,595	2	1,590	201	5	1,613	5	1,626
7	1,558	6	1,549	112	10	1,583	4	1,593
3	1,412	1	1,408	202	4	1,431	4	1,445
2	(1,348)	—	—	—	—	—	—	—
2	1,320	1	1,315	004	3	1,341	2	1,337
1	1,263	—	—	—	—	—	—	—
1	2,253	—	—	—	—	—	—	—
6	1,226	2	1,227	104	6	1,247	5	1,261
4	1,210	1	1,204	203	5	1,230	3	1,237
1	1,195	—	—	—	—	—	—	—
—	—	1/2	1,139	212	4	1,155	4	1,169
—	—	1/2	1,112	300	2	1,129	3	1,143
—	—	2	1,084	301	6	1,107	5	1,110
—	—	1	1,025	302	5	1,041	5	1,050
—	—	1	1,004	105	3	1,021	2	1,021
—	—	—	—	—	2	0,980	2	0,991
—	—	—	—	—	1	0,958	3	0,939
—	—	—	—	—	3	0,926	2	0,931
—	—	—	—	—	1	0,921	—	—
—	—	—	—	—	2	0,905	—	—
—	—	—	—	—	2	0,887	—	—
—	—	—	—	—	1	0,876	—	—
—	—	—	—	—	4	0,865	—	—
—	—	—	—	—	2	0,862	—	—
—	—	—	—	—	1	0,837	—	—
—	—	—	—	—	2	0,832	—	—
—	—	—	—	—	1	0,831	—	—
—	—	—	—	—	3	0,828	—	—
—	—	—	—	—	1	0,821	—	—
—	—	—	—	—	1	0,809	—	—
—	—	—	—	—	5	0,791	—	—
—	—	—	—	—	3	0,789	—	—

чайны, а обусловлены непостоянством состава исследуемых зерен.

Вычисленные по дебаеграммам параметры элементарной ячейки, несмотря на некоторые колебания, все же близки к значениям a и c для мелонита из Робб-Монтбрей и сплава NiTe_2 и заметно отличаются от сплава NiTe (табл. 19).

Т а б л и ц а 19

**Параметры элементарной ячейки мелонита и сплавов
 NiTe , NiTe_2**

Наименование образцов	$a \text{ \AA}$	$c \text{ \AA}$	c/a
Мелонит из Синюхинского м-ния	3,87	5,28	1,36
»	3,85	5,27	1,37
Мелонит из рудника Робб-Монтбрей (Berry a. Thompson, 1962) . . .	3,843	5,265	1,37
Сплав NiTe_2 (Tengner, 1938) . . .	3,861	5,297	1,37
Сплав NiTe_2 (Klemm a. Fratini, 1943)	3,835	5,250	1,37
Сплав NiTe (Ofteidal, 1927) . . .	3,957	5,354	1,35
Сплав NiTe (Klemm a. Fratini, 1943)	3,975	5,370	1,35

Проведенные исследования подтверждают предположения о переменном составе природного мелонита (Рамдор, 1962) и позволяют высказать предположение о том, что переход от структуры NiAs -типа к структуре, сходной CdJ_2 в ряду соединений NiTe — NiTe_2 , совершается уже при незначительном увеличении содержания Te .

Для более точного определения границ перехода структуры NiAs -типа к структуре CdI_2 в ряду соединений NiTe — NiTe_2 необходимы детальные систематические исследования как серии природных мелонитов, так и сплавов разного состава.

Тетраэдрит и теннантит

Тетраэдрит обнаружен в составе кварц-кальцитовых руд Натальевского месторождения исключительно в тесном сростании с халькопиритом, галенитом и висмутом. Оптические свойства в отраженном свете обычные. По сравнению с галенитом обладает коричневым оттенком. Рельеф несколько выше, чем у галенита и сходен с халькопиритом. Изотропен. В относительно крупных зернах видны треугольники выкрашивания, выявляющие признаки спайности по (100). С помощью микроспектрального анализа установлено присутствие сурьмы и следов серебра.

В халькопиритовых разностях руд Синюхинского месторождения мельчайшие (0,01—0,03 мм) выделения блеклой руды встречаются в сростании с халькопиритом, сфалеритом и особенно с галенитом. Судя по зеленоватой окраске и коричневатокрасным внутренним рефлексам, здесь блеклая руда скорее всего принадлежит к теннантиту.

В и т т и х е н и т

Виттихенит (Cu_3BiS_3) установлен на Натальевском месторождении, где наибольшие его концентрации приурочены к борнитсодержащим золотым рудам Центрального участка. В ассоциации с виттихенитом постоянно наблюдается борнит, поздний халькопирит и самородный висмут.

В срезах наиболее обычные формы минерала — каймы на границе нерудных (скарновых) минералов с борнитом и различного рода округло-неправильные, овальные обособления в последнем. В тесном сростании с виттихенитом находится самородный висмут, который обычно располагается внутри его выделений.

Под микроскопом в отраженном свете минерал характеризуется серовато-белым цветом и слабым двуотражением. Отчетливо анизотропен.

Принадлежность описываемого минерала к виттихениту подтверждена рентгеновским анализом, результаты которого для двух образцов приведены в табл. 20. Здесь же для сопоставления приведена рентгенограмма виттихенита по Веггу-а. Томпсон (1962), а также и самородного висмута, поскольку один из исследованных образцов (№ 28) оказался смесью виттихенита с висмутом.

Взаимоотношения виттихенита с сопутствующими минералами частично видны из приведенных микрофотографий (рис. 24—28). По сравнению с борнитом виттихенит является более поздним образованием. Об этом свидетельствует широкое развитие виттихенита по борниту с образованием кайм, так же как и метакристаллов. К числу последних относятся не только относительно крупные выделения (см рис. 25), но, вероятно, и тонкие пластинчатые включения в борните, образующие сетку (см. рис. 27).

Не вполне ясны взаимоотношения виттихенита с халькопиритом. Наблюдаются признаки разъедания метакристаллов виттихенита халькопиритом. Однако клиновидные, стрелковидные

Таблица 20

Рентгенограммы виттихенита

Обр. 533		Обр. 28		Виттихенит по Berry а. Thompson (1964)		Виттихенит по Berry а. Thompson (1962)	
J	d	J	d	J	d	J	d
—	—	—	—	1	5,68	—	—
—	—	—	—	1	5,22	—	—
—	—	—	—	4	4,55	—	—
1	3,873	1	3,71	3	3,83	—	—
2	3,448	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	3	3,62	—	—
—	—	1	3,34	1	3,34	—	—
—	—	5	3,286	—	—	10	3,30
3	3,196	2	3,181	3	3,19	—	—
10	3,084	5	3,084	8	3,08	—	—
2	2,962	1	2,955	1	2,96	—	—
10	2,861	10	2,855	10	2,85	—	—
—	—	1	2,810	1/2	2,81	—	—
7	2,651	3	2,646	4	2,66	—	—
1	2,576	—	—	2	2,58	—	—
—	—	—	—	1/2	2,49	—	—
3	2,404	1	2,396	3	2,39	—	—
—	—	2	2,366	1/2	2,34	7	2,37
—	—	3	2,273	1/2	2,28	8	2,28
2	2,182	1	2,182	2	2,17	—	—
—	—	—	—	1/2	2,10	—	—
2	2,053	2	2,051	2	2,05	1	2,04
2	2,002	2	2,004	—	—	—	—
—	—	2	1,974	2	1,989	2	1,985
—	—	1	1,937	—	—	—	—
—	—	1	1,903	1/2	1,910	—	—
3	1,903	—	—	3	1,895	—	—
—	—	1	1,873	—	—	5	1,873
5	1,832	3	1,828	3	1,821	—	—
4	1,767	2	1,765	3	1,762	—	—
1	1,753	1	1,737	2	1,734	—	—
3	1,689	2	1,689	3	1,631	—	—
—	—	2	1,641	—	—	4	1,645
2	1,601	1	1,603	1	1,600	—	—
—	—	—	—	1/2	1,535	—	—
—	—	—	—	1/2	1,542	—	—
—	—	—	—	1	1,506	—	—
1	1,459	1	1,454	1	1,453	4	1,497
—	—	2	1,444	1/2	1,443	6	1,447
1	1,415	—	—	1	1,408	—	—
1	1,406	—	—	—	—	—	—
3	1,387	1	1,390	1	1,382	1	1,388
1	1,310	1	1,335	—	—	3	1,334
2	1,298	—	—	1	1,293	—	—
—	—	1	1,272	—	—	—	—
1	1,264	—	—	1	1,255	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8
1	1,234	—	—	1	1,230	—	—
—	—	—	—	1/2	1,204	—	—
2	1,197	—	—	1/2	1,197	—	—
2	1,189	—	—	1/2	1,185	—	—
				1/2	1,176		
				1	1,159		
				1/2	1,133		
				1/2	1,090		
				1	1,077		
				1/2	1,060		
				1/2	1,038		
				1	1,020		
				1	0,991		
				1/2	0,979		
				1	0,962		
				1	0,933		
				1/2	0,817		
				1/2	0,814		
				1/2	0,789		
				1/2	0,782		

Примечание. Рентгенограммы сняты в лаборатории минераграфии ИГЕМ АН СССР Г. В. Басовой на установке УРС-55 в камере диаметром 57,3 мм; диаметр образцов 0,2—0,4 мм; Cu — излучение, без фильтра.

и т. п. выделения халькопирита на границе с виттихенитом постоянно обрываются. Прожилков халькопирита в виттихените не было встречено. Следы замещения метакристаллов виттихенита халькопиритом, так же как и явления «обтекания» (см рис. 28), скорее всего связаны с последующим динамометаморфизмом и, в частности, с перекристаллизацией халькопиритовых агрегатов.

ФТОРИДЫ

Флюорит

Флюорит отмечается В. А. Врублевским (1960) на Натальевском месторождении, где он располагается по трещинкам в скарнированных карбонатных породах. Мною этот минерал не наблюдался.

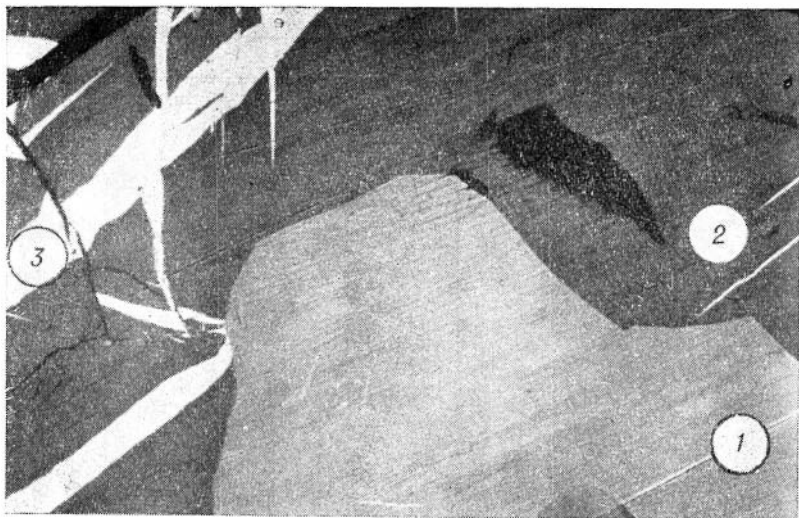


Рис. 24. Взаимоотношения виттихенита (1) с борнитом (2) и халькопиритом (3). Полированный шлиф. Ув. 400. Снято в масле. Натальевское месторождение.

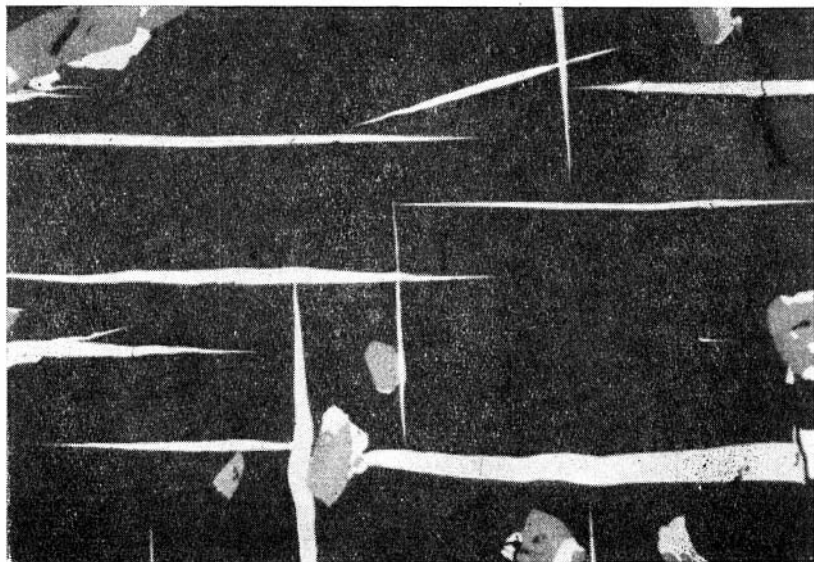


Рис. 25. Метакристаллы виттихенита (серое), замещенные халькопиритом (белое) в борните (черное). Полированный шлиф. Ув. 500. Снято в масле. Натальевское месторождение.

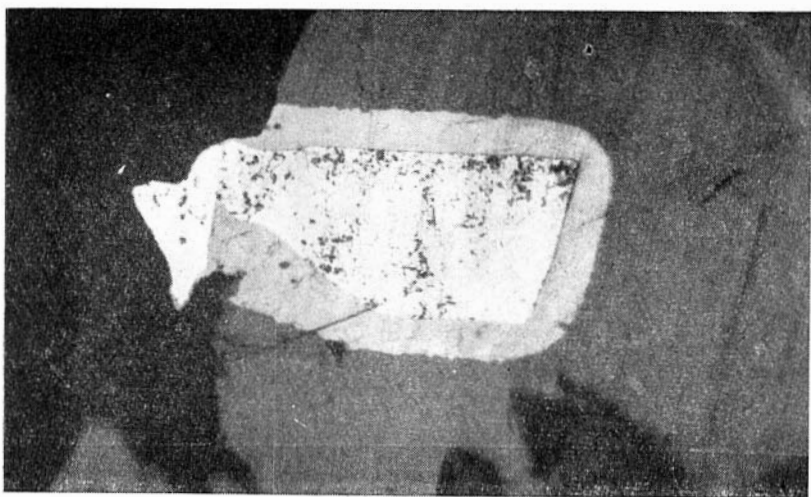


Рис. 26. Взаимоотношения висмута (белое) с виттихенитом (серое) и борнитом (темно-серое). Полированный шлиф. Ув. 320. Натальевское месторождение.

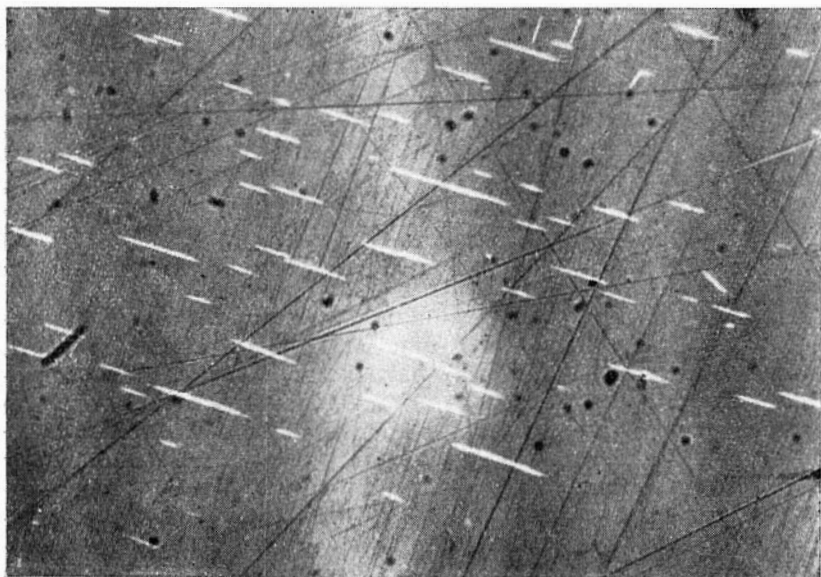


Рис. 27. Тонкие пластинки виттихенита (белое) в борните (серое). Полированный шлиф. Ув. 400. Натальевское месторождение.

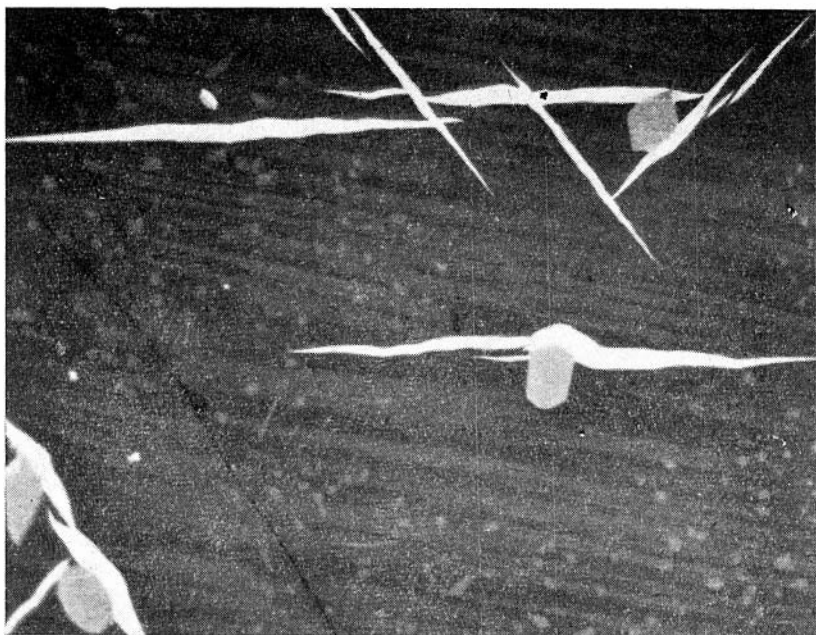


Рис. 28. Метакристаллы виттихенита (серое) с признаками обтекания п прожилковидными выделениями халькопирита (белое). Основная масса (черное) — борнит. Полированный шлиф. Ув. 500. Натальевское месторождение.

ОКИСЛЫ

Гематит

Минерографическое изучение показывает, что в процессе рудообразования гематит отлагался неоднократно. Ранние выделения этого минерала, пользующиеся небольшим распространением, псевдоморфно замещены магнетитом. Об этом магнетите (мушкетовите) будет сказано ниже. Здесь остановимся лишь на собственно гематите. Этот поздний гематит по сравнению с ранним, преобразованным в мушкетовит, ограниченно распространен. Он приурочен в основном к кварц-кальцитовым гнездам и прожилкам, располагающимся среди гидротермально-измененных скарновых пород, т. е. в тех участках, которые обычно обогащены сульфидами и мушкетовитом (Лебедское месторождение). При этом гематит всегда резко ксеноморфен по

отношению к пириту, халькопириту и другим сульфидным минералам. Обычны радиально-лучистые розетки гематита, выросшие на гранях магнетита (и мушкетовита), пирита и других сульфидных минералов.

Образование гематита во всех случаях связано с заключительными стадиями рудообразования, проходившими в обстановке повышенного окислительного потенциала.

Ш п и н е л ь

В ассоциации с форстеритом и апоскарновыми минералами — флогопитом и серпентином — шпинель в виде идиоморфных кристаллов октаэдрического облика размером 0,1—0,6 мм входит в состав магнезиальных скарнов Натальевского месторождения. В более значительных количествах шпинель обнаружена в скарнах Тардонского месторождения, расположенных в непосредственном контакте диоритов с доломитами, где она наряду с диопсидом является основным породообразующим минералом скарнов, составляя до 20% от общей площади отдельных шлифов.

Для двух образцов шпинели из Тардонского месторождения на дифрактометре УРС-50И (железное излучение) Н. И. Зюзиным были определены параметры элементарных ячеек. Эти параметры, рассчитанные по отражениям (533), (462) и (553), оказались одинаковыми и равными: $a = 8,097\text{\AA} \pm 0,002\text{\AA}$, что по В. И. Михееву (1957) отвечает составу чистой магнезиальной шпинели (MgAl_2O_4).

М а г н е т и т

Магнетит присутствует во всех месторождениях, образуя рассеянную вкрапленность в скарнах, или в отдельных случаях линзообразные залежи сплошной магнетитовой руды мощностью от 0,5—2 м (Тардонское месторождение) до 20—30 м (Лебедское и Синюхинское месторождения).

Магнетит отлагается при различных условиях и устойчив в широком интервале температур. На основании полевых наблюдений и микроскопического изучения руд выделяются три, иногда четыре основных генерации магнетита, отличающиеся друг от друга временем отложения и способом образования.

Основная масса магнетита всех месторождений представлена магнетитом первой, наиболее ранней генерации. Морфологически он представлен изометрическими зернами или идиоморфными кристаллами, образующими агрегаты аллотриомор-

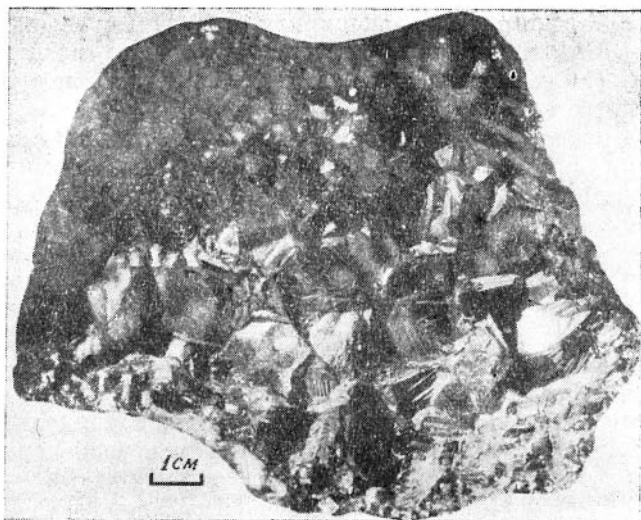


Рис. 29. Крупнокристаллическая магнетитовая руда. На границах кристаллов магнетита наблюдаются пленки самородного золота. Штуф. Лебедское месторождение.

фно-, гипидиоморфно- или панидиоморфнозернистого сложения. Величина зерен магнетита обычно колеблется от 1 до 3 мм. Несколько большие размеры кристаллов свойственны интенсивно перекристаллизованным разностям магнетитовых руд Лебедского месторождения (рис. 29).

Осаждение раннего магнетита произошло после скарновых минералов, но до основной фазы сульфидной минерализации. Развитие магнетита происходит за счет замещения шпинели, оливина, граната, пироксенов и других скарновых минералов. Магнетитовая минерализация накладывается также непосредственно на мрамора (Тардонское месторождение) и на неизмененные скарновыми процессами алюмосиликатные породы, в том числе и породы материнского интрузива. Одним из примеров отложения магнетита на месте интрузивной породы (диорита) приведен на рис. 30.

Ранный магнетит в свою очередь замещается различными продуктами поздних стадий минерализации с образованием морфологически разнообразных структур замещения и пересечения. Из сульфидов наиболее охотно по магнетиту развиваются пирит и халькопирит. Жилковатые, петельчатые, скелетные, каймовые текстуры замещения магнетита этими минералами

встречаются во всех месторождениях. Из нерудных минералов магнетит замещается лучистой роговой обманкой, серпентином, кальцитом, нередко избирательно с образованием резко зональных или футлярообразных структур (рис. 31).

К более поздним образованиям по сравнению с описанным выше магнетитом относится мушкетовит. На Лебедском месторождении многочисленные выделения мушкетовита приурочены к участкам наибольшего окварцевания гранатовых скарнов, где он наблюдается в виде пластинчатых кристаллов размером до 5 см и более в поперечнике. Сrostки таких кристаллов мушкетовита нередко образуют характерные для гематита «железные розы» (рис. 32).

На Лебедском месторождении такого рода выделения мушкетовита распределены более или менее равномерно в пределах всей, вскрытой карьером, зоны окварцевания скарнов, составляя в среднем около 10% от общей массы породы. Кроме кварца и перекристаллизованных агрегатов первичных скарновых минералов постоянными спутниками мушкетовита являются эпидот и актинолит, а из сульфидов — пирит и халькопирит.

Образование первичного гематита несомненно связано с процессами выщелачивания скарнов. При этом разрушение граната и пироксена сопровождалось выносом Ca и Mg и образованием новой устойчивой ассоциации — гематит + актинолит + эпидот. Появление в начальных стадиях замещения скарнов при их разложении гематита, а не магнетита, как известно (Коржинский, 1948, и др.), связывается с увеличением кислородного потенциала при сульфидизации кислородных соединений. Это приводит к тому, что железо, освобождающееся при разложении рудными растворами железосодержащих минералов (гра-



Рис. 30. Остатки интрузивной (диоритовой) породы (светлое) в магнетитовой руде (черное). Штуф. Лебедское месторождение.

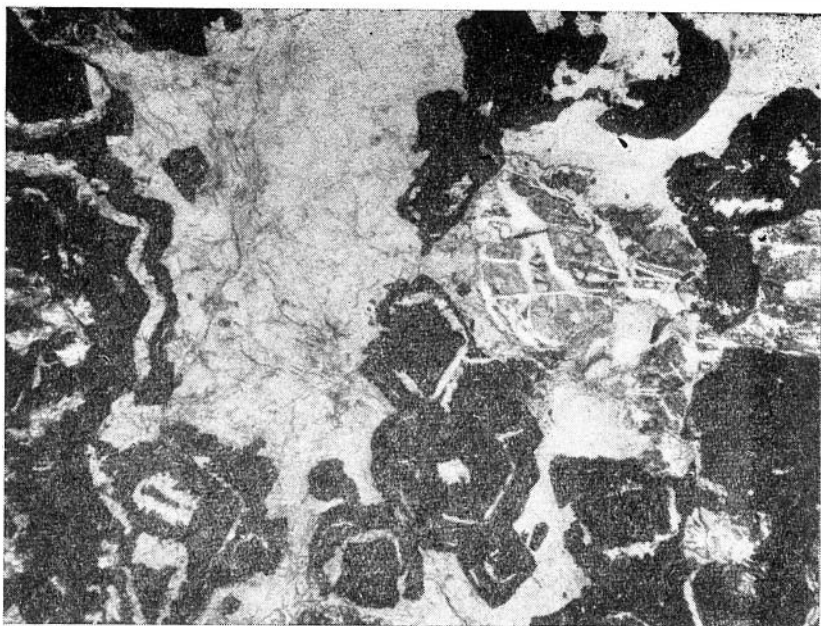


Рис. 31. Избирательное замещение зонарных кристаллов магнетита (черное) серпентином (светлое). Среди серпентина видны остатки форстерита (серые рельефные зерна). Прозрачный шлиф. Ник. параллельны. Ув. 30. Тардонское месторождение.

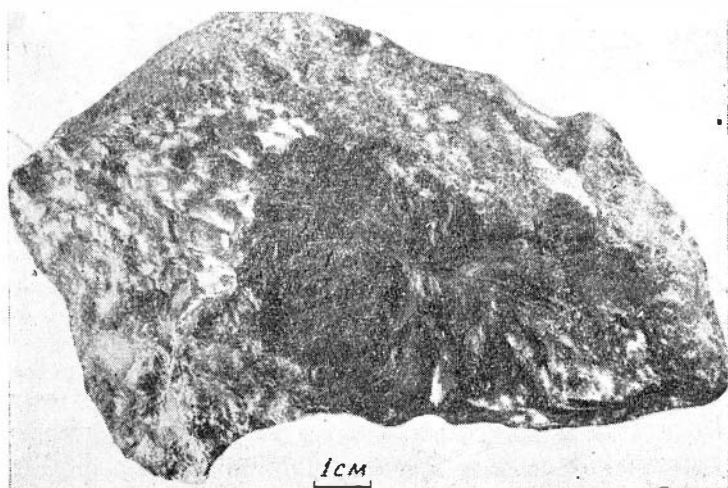


Рис. 32. Мушкетовит (черное) в гранатовом скарне (серое). Штуф. Лебедское месторождение.



Рис. 33. Магнетит (черное) в волокнистом актинолите (светлое) Прозрачный шлиф. Ник. параллельны. Ув. 30. Актинолит — кварцевая жила в скарне. Лебедское месторождение.

ната, пироксенов и др.), сначала образуют гематит (минерал, обладающий большим количеством кислорода), который затем замещается магнетитом в связи с уменьшением парциального давления кислорода в процессе дальнейшей сульфидизации.

В нашем случае скрытокристаллический или тонкодисперсный гематит как продукт разложения железосодержащих скарновых минералов в ходе интенсивной собирательной перекристаллизации был преобразован в крупнокристаллические агрегаты гематита, которые в последующем и были подвергнуты мушкетовитизации. При этом перекристаллизации подверглись не только новообразования (гематит, эпидот, актинолит), но и остатки скарновых минералов и агрегаты раннего магнетита.

Одновременно с процессом мушкетовитизации происходило, правда в очень ограниченных размерах, отложение из растворов и непосредственно магнетита. Таковы скопления микроскопических кристалликов магнетита, кое-где встречающиеся среди агрегатов лучистой роговой обманки, входящей в состав окварцованных скарнов, и секущих их кварцевых жил (рис. 33).

В рудах Натальевского, Лебедского и особенно Синюхин-

Таблица 21

**Элементы-примеси в магнетите золотоносных скарнов
(в вес. %)**

Месторождение	Число анализов	TiO ₂	MnO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
Синюхинское	4	0,19	0,09	0,01	0
		(0,13—0,25)	(сл.—0,16)	(0—0,03)	(0—0)
Лебедское . .	7	0,067	0,054	0,046	0,0026
		(0,04—0,13)	(0,02—0,13)	(0,03—0,06)	(0—0,005)
Натальевское	2	0,165	0,055	0	0
		(0,13—0,20)	(0,2—0,12)	(0—0)	(0—0)
Калиостровское	3	0,157	0,04	0,01	0
		(0,14—0,17)	(0,02—0,08)	0—0,03	(0—0)
Тардонское .	2	0,07	0,22	0,032	0,002
		(0,06—0,12)	(0,18—0,26)	(0—0,045)	(0—0,003)

ского месторождений встречается магнетит, более позднее образование которого по отношению к сульфидам не вызывает сомнений. Этот магнетит обычно обладает всеми признаками метакристаллов и, как уже отмечалось при описании пирротина, нередко возникает при преобразовании гексагонального пирротина в моноклинный под влиянием поздних порций восходящих по микротрещинам руд гидротермальных растворов. В рудах Синюхинского месторождения поздний магнетит кое-где образует каймы вокруг сферолитов хлорита.

В табл. 21 сведены результаты определений TiO₂, MnO, V₂O₅ и Cr₂O₃ в магнетите. Судя по этим, правда ограниченным, данным, магнетиты скарново-золоторудных месторождений по сравнению с таковыми собственно железорудных месторождений (Вахрушев, 1965) характеризуются относительно пониженными содержаниями титана и особенно ванадия и хрома. Результаты отдельных проб магнетита золоторудных месторождений имеются в приложении (табл. 2).

К в а р ц

Существует несколько генераций кварца. Наиболее ранние его выделения связаны с процессами гистерогенного растворения скарновых минералов, обычно происходящими без заметного привноса вещества из магматического источника или боковых пород. Этот кварц самостоятельно или чаще всего совместно с кальцитом, эпидотом, иногда с гематитом или мушкетовитом образует в скарнах метасоматические жилки и выпол-

няет промежутки между реликтовыми зернами скарновых минералов (волластонита, диопсида, граната).

В зонах интенсивного воздействия послемагматических растворов на скарны кварц приобретает значение главного нерудного минерала. Таковы рудные скарны Лебедского месторождения (в пределах Главного участка), состоящие из крупнозернистых перекристаллизованных агрегатов граната и пироксена, сцементированных кварцем (рис. 34). Широко распространено и избирательное замещение граната по зонам. При этом окварцевание скарнов не сопровождается разложением граната или пироксена. Очевидно, в данном случае процессы окварцевания следуют непосредственно за образованием скарнов и являются настолько высокотемпературными, что растворение скарновых минералов, замещаемых кварцем и частично сульфидами, сопровождается лишь перекристаллизацией, без сколько-нибудь заметного их разложения. Высокое содержание кварца, составляющее до 30—40% от общей массы породы, естественно, наводит на мысль о привносе восходящими гидротермальными растворами не только рудных компонентов, но и кремнезема. При этом заимствование всего SiO_2 из вмещающих скарнов, которые сами по себе бедны кремнеземом, исключается. Об этом же свидетельствуют и факты окварцевания не только

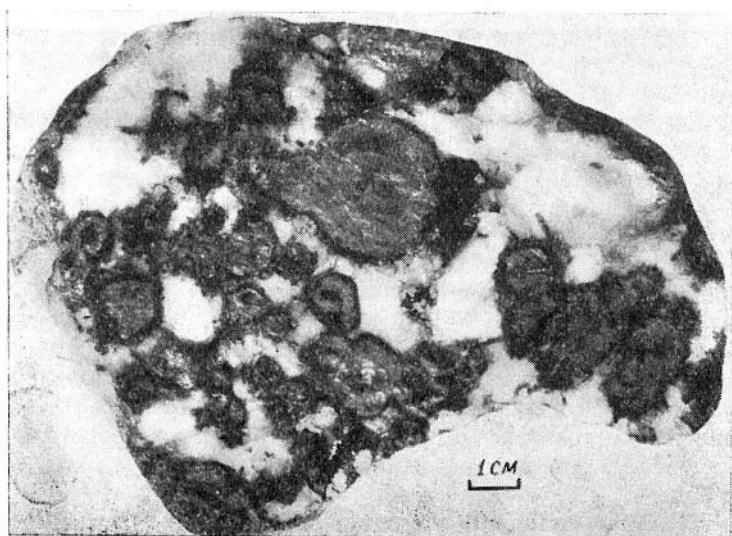


Рис. 34. Окварцованный гранатовый скарн. В кварце (белое) расположены пидоморфные зонарные кристаллы граната. Полированный штуф. Лебедское месторождение.

скарнов, но и магнетитовых руд и карбонатных пород, которые в своем составе кремнезем практически не содержат.

К таким зонам интенсивного окварцевания на Лебедском месторождении приурочены жилы мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1—1,5 м. Они состоят из одного кварца или кварца и амфибола с более редкой, чем во вмещающих окварцованных скарнах, сульфидной вкрапленностью. Образование таких кварцевых жил происходило уже при более низких температурах, когда разложение, оруденение и окварцевание скарнов по Д. С. Коржинскому (1955) приобретает характер околотрепчинного метасоматоза.

К более поздним и одновременно низкотемпературным генерациям относится кварц, слагающий кварц-кальцитовые линзы Натальевского месторождения. Эти линзы, или жилы, мощностью до 3 м расположены среди мраморов или в контакте последних со скарнами. Помимо кальцита и кварца в составе этих жил наблюдается редкая вкрапленность сульфидов (халькопирита, арсенопирита, сфалерита, галенита) и самородного золота.

Кварц идиоморфный образует удлиненные по оси кристаллы гексагонально-призматического облика. Кристаллы двухконечные, с одинаковым развитием ромбоэдров на обоих концах призмы, что свидетельствует о равномерном питании в процессе их роста. Кварцевые индивиды расположены в крупнокристаллическом агрегате кальцита изолированно друг от друга или, срастаясь вершинами ромбоэдров, образуют сложный каркас.

И наконец, к наиболее низкотемпературным генерациям относится кварц, находящийся в тесной ассоциации с волокнистыми и скрытокристаллическими модификациями кремнезема — кварцином и халцедоном.

Кварцин автором установлен в составе гидротермально измененных карбонатных пород Лебедского месторождения. Последним свойствен брекчиевидный характер. Обломки сложены сферолитоподобными агрегатами кварцина в смеси с остаточным тонкозернистым карбонатом, цемент представлен обычным зернистым кварцем. По краям обломков наблюдаются и закономерно кристаллографически ориентированные параллельно-шестоватые агрегаты кварца микроскопических размеров с зоной геометрического отбора и друзовым окончанием.

Безусловно, к низкотемпературным образованиям относятся агрегаты криптокристаллического кварца и волокнистого кварцина, развивающиеся за счет антигорита (Тардонское месторождение). Первоначально эти модификации кремнезема нахо-

дрили в виде геля. Последующая перекристаллизация геля в трещинах спайности антигорита привела к образованию волокнистого кварца с одновременным раздвиганием стенок трещин.

КАРБОНАТЫ И ФОСФАТЫ

Кальцит и доломит

В пределах скарново-рудных полей кальцит и доломит в подавляющей своей массе являются остаточными минералами. Из них доломит распространен в Натальевском и Тардонском месторождениях, т. е. там, где широко развиты аподоломитовые магнезиальные скарны. Кальцит встречается во всех месторождениях. Оба эти минерала обычно в той или иной мере перекристаллизованы или переотложены. К полностью перекристаллизованным разностям относится, в частности, кальцит золотоносных кварц-кальцитовых линз Натальевского месторождения и кальцит, образующий крупнокристаллические агрегаты (гнезда) размером до 0,5 м и более среди гранатовых экзоскарнов Синюхинского месторождения. В последнем случае кальцит обладает зеленоватой или голубоватой окраской различной интенсивности.

Состав голубого кальцита Синюхинского месторождения по результатам химического анализа следующий: CaO — 55,31 вес. %; Mg — н/обн.; FeO — 0,07 вес. %; MnO — 0,02; SrO — 0,05 вес. %; F_2O_3 — н/обн; нераст. ост. — 0,27 вес. %; п. п. п. — 43,22 вес. %; сумма — 99,13.

Судя по этим данным, этот кальцит отличается большой чистотой и его окраска вряд ли связана с особенностями химического состава. Некоторой особенностью голубого и зеленоватого кальцита Синюхинского месторождения является присутствие в нем стронция (до 0,05% SrO). Примерно в тех же количествах с помощью количественного спектрального и химического анализов стронций был установлен и во вмещающих гранатовые скарны светлых мраморах.

Среди магнезиальных скарнов Тардонского и Натальевского месторождений кальцит в качестве ведущего минерала входит в состав кальцифиров, слагающих внешнюю зону скарнов.

Как один из конечных продуктов гидротермального разложения кальцевых силикатов, в основном граната и пироксена, кальцит в небольших количествах встречается в магнетитовых рудах и скарнах всех месторождений. В отдельных случаях кальцит поздних стадий гидротермального минералообразова-

ния один или совместно с кварцем образует тонкие прожилки, располагающиеся как в скарнах, так и во вмещающих их породах, в том числе и в породах интрузивов.

Богатые железом карбонаты — сидерит и анкерит, — которые известны во многих скарновых месторождениях с промышленным магнетитовым оруденением (Ирбинское, Белорецкое, Шалымское и др.), среди золотоносных скарнов нами не были встречены.

А п а т и т

Выделяются две генерации апатита: ранняя и поздняя. Апатит ранней генерации находится в ассоциации с гранатом, пироксеном и волластонитом, поздний — с кварцем, лучистой роговой обманкой и другими апоскарновыми минералами и отличается от раннего апатита более резко выраженным идиоморфизмом кристаллов (отсутствием следов коррозии), их свежестью, короткопризматическим обликом и заметно меньшими размерами.

Видимо, к поздним генерациям относится и апатит, также встречающийся в виде мелких исключительно свежих кристалликов среди перекристаллизованных участков пироксенового скарна, и апатит гидротермально измененных карбонатных пород Лебедского месторождения, где он находится в тесном парагенезисе с кварцином.

Судя по показателям преломления ($N_g = 1,635—1,640$, $N_p = 1,632—1,636$), минерал во всех отмеченных случаях относится к фторапатиту.

Исключением является апатит, наблюдающийся в виде включений в голубом кальците, находящемся нередко в сростании с волластонитом. Этот апатит образует призматические кристаллы с пирамидальными окончаниями размером до 1 см в поперечнике. Цвет восково-серый, с нежно-розовой люминесценцией.

В прозрачных шлифах под микроскопом наблюдаются наряду с правильно ограненными кристаллами апатита и их скелетные формы.

Особенно показательно постоянное присутствие в апатите обильных включений кальцита — до 50% от общей площади среза кристаллов, которые нередко обладают одинаковой оптической ориентировкой с окружающими зернами этого минерала. Распределение включений более или менее равномерное, что наряду с их подавляющей округлой формой создает сотовую структуру сростаний. Эти данные указывают, что мы име-

ем дело с типичными метакристаллами апатита. Показатели преломления: $N_g = 1,657$, $N_p = 1,652$, $N_g - N_p = 0,005$. Параметры элементарной ячейки апатита, рассчитанные по отражениям (004) и (304) равны: $a = 9,42\text{\AA} \pm 0,01$; $c = 6,888\text{\AA} \pm 0,005\text{\AA}$. Судя по этим данным, минерал относится к промежуточным разностям ряда фторапатит-хлорапатит. Один образец рассматриваемого апатита был подвергнут изучению методом электронного парамагнитного резонанса. Были обнаружены дефекты типа замещения F одновалентным кислородом, а также дефекты — фторовые вакансии (D_2), что характерно для апатитов карбонатитовых и скарновых месторождений (М. Я. Щербакова и др., 1966). Эти же исследования показали, что незначительное содержание марганца связано с замещением кальция в кальците включений, а не кальция апатита.

СИЛИКАТЫ

Форстерит

Форстерит ($+2V = 86-87^\circ$) — один из ранних минералов магнезиальных скарнов Натальевского и Тардонского месторождений. Он наблюдается совместно с диопсидом, шпинелью, флогопитом и серпентином. Последние два минерала относятся к апоскарновой ассоциации и нередко полностью или частично псевдоморфно замещают зерна форстерита (рис. 35 и 36).

Хондродит

По В. А. Врублевскому (1960) хондродит в виде редких мелких зерен встречается в скарнированных известняках (скорее всего в скарнированных доломитах или магнезиальных скарнах.— В. В.) Натальевского месторождения. Оптические свойства: плеохроизм по N_g — светло-золотисто-желтый, N_m — бледно-желтоватый, N_p — бесцветный, $N_g - N_p = 0,025$, $2V = +85^\circ$, $N_p = 26^\circ$.

Клиногумит

Клиногумит в виде очень редких округлых или неправильных зерен отмечен В. А. Врублевским (1960) в скарнированных известняках Натальевского месторождения в ассоциации с хондродитом и флюоритом. Под микроскопом бесцветен, $N_g - N_p = 0,040$, $2V = \pm 90^\circ$, $N_m = 1,635$.

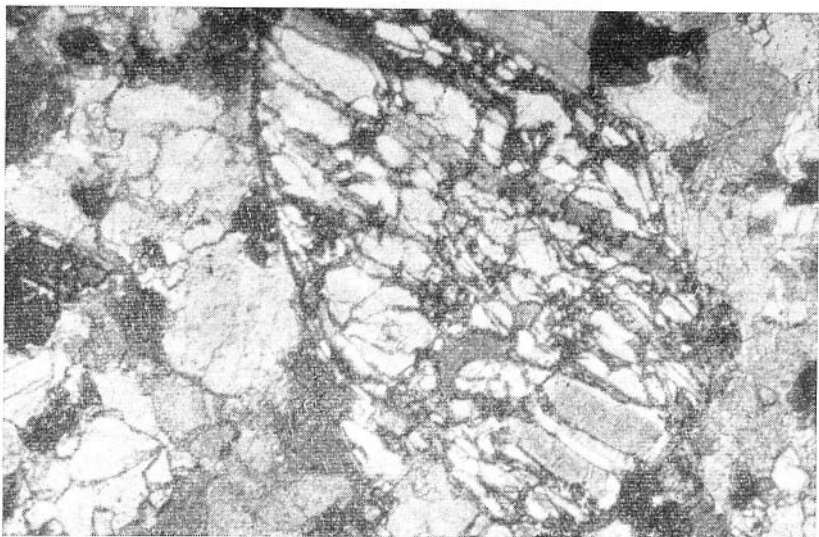


Рис. 35. Зерно форстерита (в центре), частично замещенное серпентином, среди карбонатной массы кальцифира. Прозрачный шлиф. Ник. скреще-
ны. Ув. 100. Тардонское месторождение.

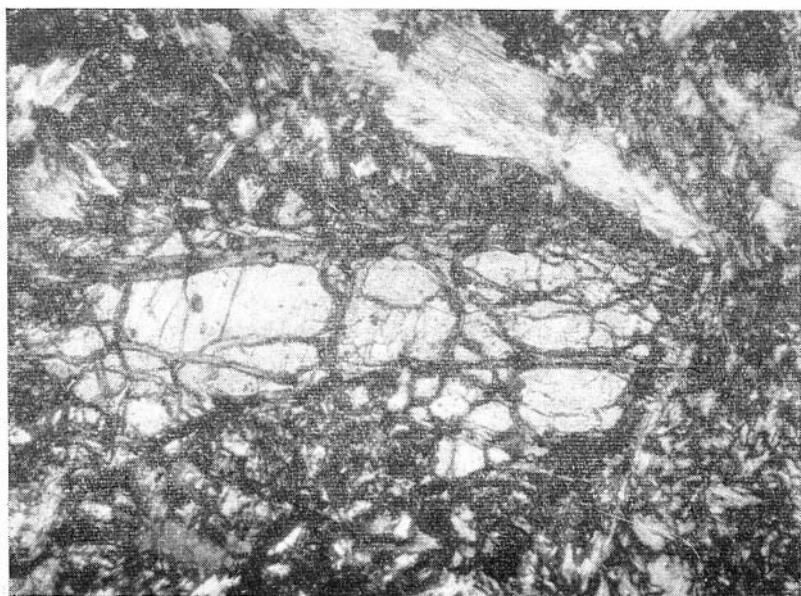


Рис. 36. Остаточное зерно форстерита (в центре) среди тремолит (свет-
лое) — серпентиновой (темное) массы. Прозрачный шлиф. Ник. скреще-
ны. Ув. 80. Магнезильный скари. Тардонское месторождение.

Гранаты

В сложении скарново-золотрудных тел во многих случаях гранатам принадлежит ведущая роль. Они самостоятельно или совместно с волластонитом слагают экзоскарны по известнякам и пироксен-гранатовые эндоскарны. В результате контактово-инфильтрационного метасоматоза среди алюмосиликатных пород, в том числе и пород кровли, нередко образуются мономинеральные агрегаты граната; таковы прожилки граната в диоритах юго-западного фланга Натальевского месторождения и в других местах. В пределах Натальевского месторождения широко распространены гроссуляровые и гроссуляр-везувияновые скарны, образовавшиеся на месте магнезиальных скарнов магматической стадии.

Химический состав скарновых гранатов изучен достаточно детально. Так, сводка по гранатам Н. В. Соболева (1964) включает 230 анализов скарновых гранатов. В работе В. А. Жарикова (1966) дополнительно приведено еще 90 химических анализов гранатов этой парагенетической группы. Особенности состава гранатов скарново-железородных месторождений Алтае-Саянской области были освещены ранее (Вахрушев, 1965).

Подобно гранатам скарново-магнетитовых месторождений все гранаты скарново-золотрудных месторождений Алтае-Саянской области также относятся к изоморфному ряду гроссуляр-андрадит.

Химические анализы 3-х

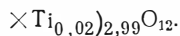
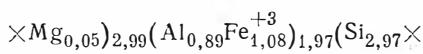
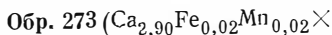
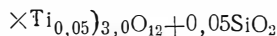
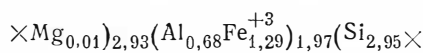
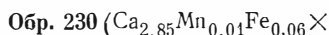
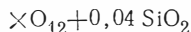
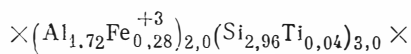
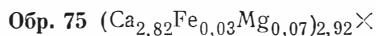
Таблица 22

Химический состав гранатов
(в вес. %)

Компоненты	75	230	273
SiO ₂	39,25	36,74	36,94
TiO ₂	0,73	0,81	0,32
Al ₂ O ₃	18,97	7,02	9,51
Fe ₂ O ₃	4,94	22,03	18,60
FeO	0,58	0,93	0,28
MnO	0,09	0,18	0,26
MgO	0,61	0,10	0,53
CaO	34,36	32,32	33,49
H ₂ O	н/обн.	н/обн.	н/обн.
П. п. п.	0,35	0,08	0,10
Сумма	99,97	100,21	99,92

Примечание. Обр. 75 — Натальевское месторождение, обр. 230 и обр. 273 — Синюхинское месторождение. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР. Аналитик Е. М. Зырянова.

Кристаллохимические формулы:



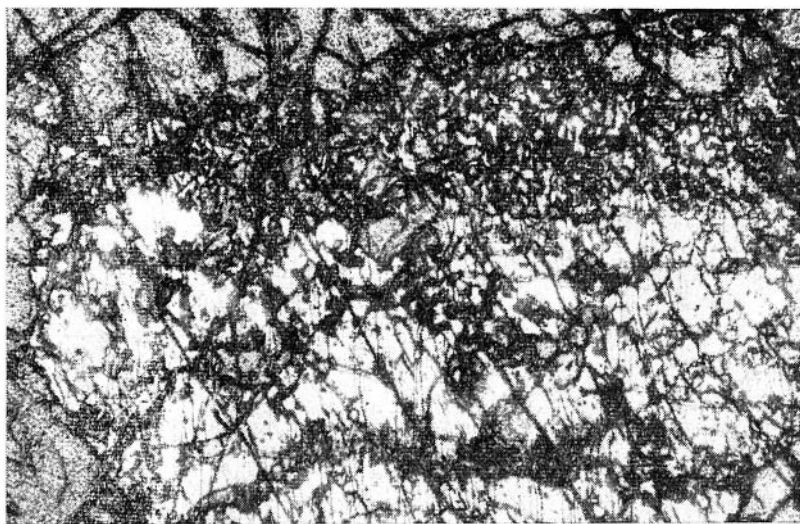


Рис. 37. Начальная стадия замещения пироксена (светлое) гранатом (серое). Прозрачный шлиф. Ник. параллельны. Ув. 30. Лебедское месторождение.

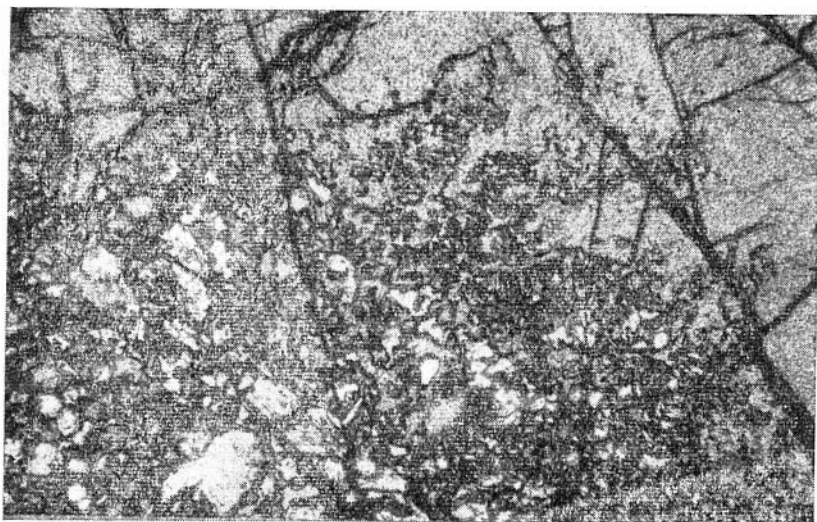


Рис. 38. Остаточные зерна пироксена (белое) среди граната (серое). Прозрачный шлиф. Ник. параллельны. Ув. 30. Лебедское месторождение.

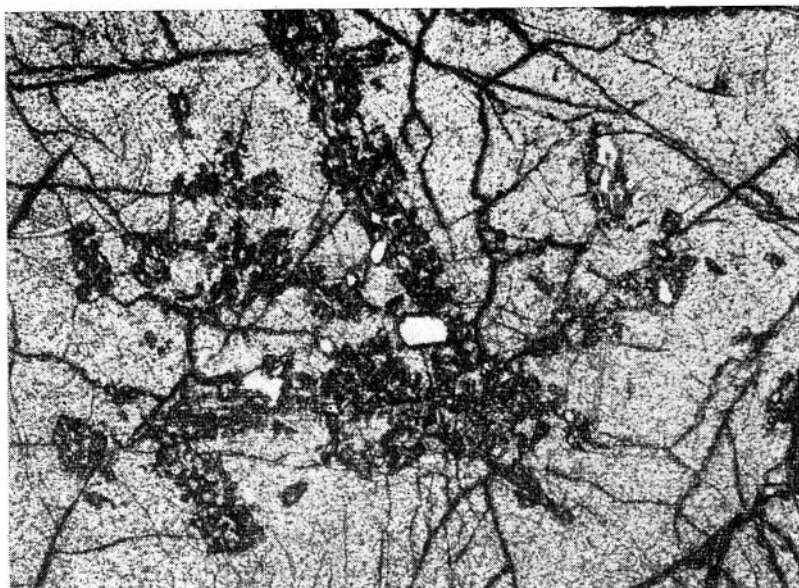


Рис. 39. Конечная стадия замещения пироксена гранатом (андрадитом). По расположению мельчайших зернышек пироксена можно судить о первичной призматической форме их кристаллов (в центре снимка). Прозрачный шлф. Ник. параллельны. Ув. 45. Лебедское месторождение.

образцов граната приведены в табл. 22. Существенно андрадитовые гранаты особенно характерны для Лебедского месторождения. Был выполнен рентгеновский анализ 6 образцов граната из этого месторождения. Параметр кристаллической решетки a_0 для всех образцов оказался равным $12,025\text{\AA}$, что соответствует 94 мол. % андрадита в составе этих гранатов. Значения удельного веса гранатов, колеблющиеся в пределах 1,70—1,75, не противоречат рентгеновским данным. Гранаты, по составу близкие к чистому андрадиту ($a_0 = 12,025\text{\AA}$), распространены также и в скарнах Тардонского месторождения.

Андрадит обычно образует крупные кристаллы резко зонального строения и является наиболее поздним из скарновых образований, что по отношению к пироксену наглядно видно из микрофотографии, приведенной на рис. 37—39.

При замещении кристалла пироксена андрадитом и при дальнейшем развитии этого процесса на месте пироксена остаются лишь мелкие зернышки, которые обладают одинаковой

оптической ориентировкой. Нередко по расположению в средах таких остатков отчетливо улавливается первичная структура крупнозернистых агрегатов пироксена (см. рис. 39). В отдельных случаях замещение идет с образованием вдоль трещин спайности пироксена закономерных расположенных червеобразных или стебельчатых вростков граната.

В. А. Жариков (1966) такого рода существенно андрадитовые гранаты (85—100 мол. % андрадита) рассматривает как результат инфильтрационной андрадитизации различных по составу скарнов на самых поздних стадиях скарнообразования.

На спектрографе ДФС-13 выполнен спектральный анализ 21 пробы граната, в том числе из месторождений: Синюхинского — 9, Натальевского — 7, Лебедского — 4 и Тардонского — 1 пробы. В них кроме главных компонентов (Si, Al, Ca, Mg, Mn, Ti) полукOLIЧественным методом определялись следующие элементы: Cr, V, Zn, Ni, Co, Cu, Zr, Sc, Mo, Sn, As, Pb, Ag, Y, Yb, Ce, La, Be, W, Ga, а также Ge. Определение последнего проводилось методом количественного анализа.

Результаты этих исследований показали следующее. В гранатах в десятитысячных долях процента постоянно присутствуют хром, ванадий, никель, кобальт, цирконий, олово, молибден, скандий и галлий. Причем содержание многих элементов-примесей колеблется в очень узких пределах. Так, молибден в гранатах находится в количествах от 0,0001 до 0,0003% (среднее — 0,00014%), олово — от 0,0001 до 0,0005 (среднее — 0,00028%), скандий — от 0,0001 до 0,0003% и т. д. Также постоянно отмечается в гранатах медь и цинк, однако по сравнению с другими элементами-примесями их содержание более изменчиво — от тысячных до сотых долей процента, что связано с нахождением этих металлов не только в форме изоморфных примесей, но и в виде самостоятельных минералов (сульфидов).

Свинец в количестве от следов до 0,0003% установлен в 16 пробах, мышьяк от 0,01 до 0,1% — в 12, серебро в десятитысячных долях процента — в 9 пробах. Лантан, церий, иттрий, итербий и вольфрам тоже в десятитысячных долях процента выявлены лишь в единичных пробах. Бериллий ни в одной пробе не был обнаружен.

Ранее мною было проведено изучение элементов-примесей в гранатах скарно-железорудных месторождений Алтае-Саянской области (Вахрушев, 1965). При этом установлена бедность гранатов элементами-примесями. Набор типоморфных элементов-примесей для гранатов железоносных скарнов крайне ограничен и включает следующие элементы: Ti, Cr, V, Ni, Co, Ge. Такие элементы, как Ga, Sc, Sn, Mo и Pb в гранатах

полностью отсутствуют (Sc) или встречаются в единичных пробах.

В гранатах золотоносных скарнов Mo, Sn, Sc, Ga постоянно присутствуют. В подавляющем большинстве случаев (в 80% от общего числа проб) установлен Pb и нередко Ag.

Таким образом, набор элементов-примесей в гранатах золотоносных скарнов существенно иной, чем в гранатах скарново-железородных месторождений. Этот факт не случаен, а является отражением различий в происхождении и составе минералообразующих растворов, генетически связанных с интрузивными комплексами, относящимися к различным формационным типам.

Везувиан

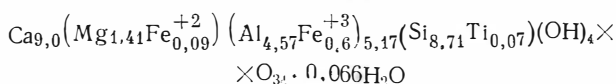
Скопления бесцветных зерен везувиана совместно с гроссуляром (или гроссуляром и диопсидом одновременно) встречаются автором в скарнированных карбонатных породах Натальевского месторождения. Такого рода гранат-везувиановые скарны вероятней всего образовались на месте магнезиальных скарнов. Об этом свидетельствуют остатки последних, кое-где сохранившиеся среди гранат-везувиановых скарнов. В отдельных случаях содержание везувиана в породе составляет до 70—80% от ее массы.

Таблица 23

Химический состав везувиана Натальевского месторождения

Окислы	Вес. %	Молек. колич.	Окислы	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	36,76	612	K ₂ O	0,07	—
TiO ₂	0,425	5	P ₂ O ₅	0,02	—
Al ₂ O ₃	16,28	160	F	0,03	—
Fe ₂ O ₃	3,41	21	H ₂ O ⁺	2,71	150
FeO	0,43	6	H ₂ O ⁻	н/о бн.	
MnO	н/о бн.	—	С у м а	99,67	
MgO	4,00	99	O=F ₂	—0,01	
CaO	35,31	630			
Na ₂ O	0,25	4		99,66	

Кристаллохимическая формула



Количественным спектральным анализом в везувиане установлен бор в количестве 0,03—0,05 %, в тысячных долях процента — медь и хром, в десятитысячных — ванадий и галлий.

Химический анализ одного из образцов везувиана со средним показателем преломления 1,515 приведен в табл. 23. Тут же приведена его кристаллохимическая формула, рассчитанная по кислородному методу. Расчет показал, что по числу атомов кремния, близкому к 9, атомов алюминия, равному 4,57, и другими данными везувиан Натальевского месторождения сходен с обычными не борсодержащими везувианами, описанными в литературе (Мельницкий, 1966).

Т и т а н и т

Редок. В виде единичных зерен титанит встречается в эндоскарнах и околоскарновых диопсид-плагноклазовых породах. В волластонитовых и диопсидовых скарнах, образовавшихся на месте карбонатных пород ни в одном случае он не был обнаружен.

Несколько повышенные содержания титанита (до 4% от площади среза) установлены в окварцованных и одновременно перекристаллизованных разностях пироксен-гранатового скарна Тардонского месторождения. Здесь, наряду с кучными скоплениями округло-неправильных и веретенообразных зерен, титанит выделяется и в виде микроскопических ветвящихся жилок. Образование титанита в данном случае скорее всего связано с перекристаллизацией граната под влиянием высокотемпературных гидротермальных процессов. Перекристаллизация граната сопровождалась «сбрасыванием» из его кристаллической решетки титана. Последний в силу инертности в этих условиях оставался на месте, образуя кучные скопления мельчайших зернышек или короткие жилки, не выходящие за пределы агрегатов перекристаллизованного граната.

В о л л а с т о н и т

Волластонит распространен в двух месторождениях: Синюхинском и Натальевском. Особенно много его на Синюхинском месторождении, где он является главным породообразующим минералом скарнов. Наряду с биминеральными гранат-волластонитовыми и пироксен-волластонитовыми скарнами встречаются залежи, состоящие из одного волластонита.

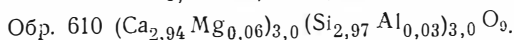
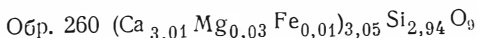
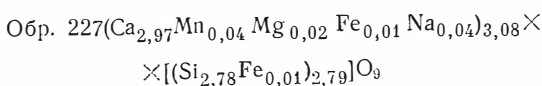
Таблица 24

Химический состав волластонита (в вес. %)

Компо- ненты	Обр. 227	Обр. 260	Обр. 610	Компо- ненты	Обр. 227	Обр. 260	Обр. 610
SiO ₂	50,76	50,46	50,93	CaO	47,63	47,78	47,01
TiO ₂	сл.	сл.	н/обн.	Na ₂ O	0,24	0,13	0,17
Al ₂ O ₃	н/обн.	н/обн.	0,43	K ₂ O	0,02	0,02	0,02
Fe ₂ O ₃	0,17	н/обн.	0,09	P ₂ O ₅	сл.	0,02	—
FeO	0,20	0,20	0,13	П. п. п.	1,01	1,08	0,82
MnO	0,22	0,09	—	Сумма	100,40	100,19	100,29
MgO	0,17	0,43	0,68				

Примечание. Обр. 227 — Синюхинское месторождение, участок Рудная Сопка; 260 — Синюхинское месторождение, Ыныргинский участок; обр. 610 — Натальевское месторождение. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР аналитиком В. М. Дорош.

Кристаллохимические формулы:



Обычная форма выделения минерала — крупнокристаллические шестоватые, радиально-лучистые, сноповидные агрегаты белого цвета с длиной кристаллов до 20 см (рис. 40). В шлифе совершенно бесцветен, удлинение положительное, двуосен, отрицательный ($2V = -40^\circ$, $r > v$, $N_g = 1,631-1,632$, $N_p = 1,614-1,615$, $N_g - N_p = 0,017$).

Для трех образцов волластонита выполнен химический анализ (табл. 24). Для двух из них, как наиболее чистых в отношении механических примесей, рассчитаны кристаллохимические формулы. Данные химического анализа показывают большую чистоту волластонита в отношении примесей, в том числе магния, марганца, железа и др.

Волластонитовые скарны приурочены к зоне контакта мраморизованных известняков с силикатными породами интрузивного (Натальевское месторождение) или эффузивного (Синюхинское месторождение) происхождения.

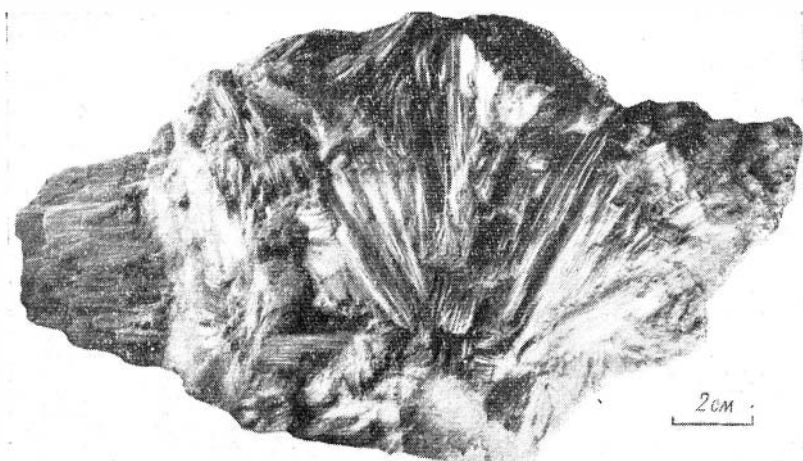


Рис. 40. Волластонитовый скани. Штуф. Синохинское месторождение.

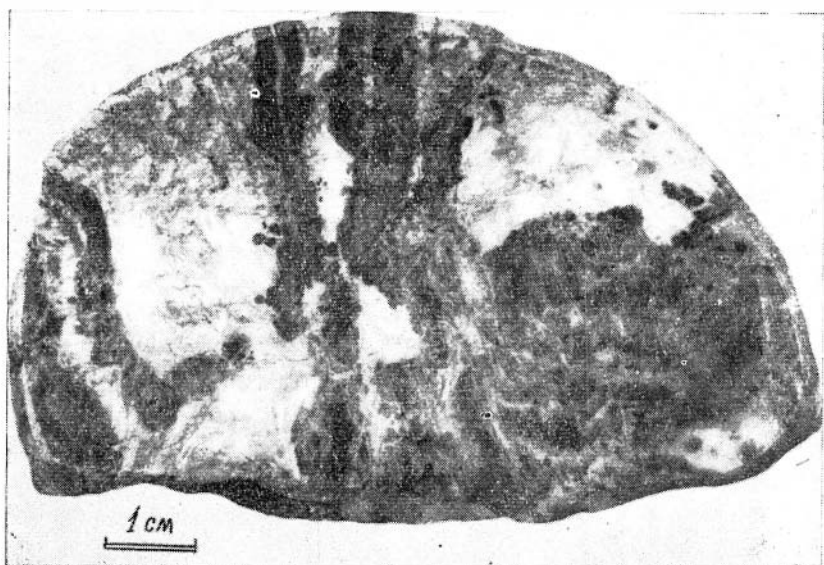


Рис. 41. Замещение волластонитового агрегата (белое) гранатом (серое) с образованием секущих жилок. Полированный штуф керна. Натальевское месторождение.

По сравнению с гранатом и пироксеном волластонит относится к более ранним образованиям. Это подтверждается макро- и микроскопическими наблюдениями над возрастными взаимоотношениями их друг с другом. Пироксен и гранат замещают волластонитовый скарн с образованием метасоматических прожилок и метакристаллов. (рис. 41). При замещении крупнокристаллических агрегатов гранат и пироксен наиболее охотно развиваются в промежутках между шестоватыми кристаллами волластонита с образованием, по существу, унаследованной субпараллельной сноповидной или лучистой микротекстуры таких агрегатов.

В случае замещения литологически неоднородной карбонатной толщи образуются скарны первоначально волластонитового и по мере развития метасоматической колонки смешанного пироксен-волластонитового и гранат-волластонитового состава типичной полосатой текстуры. Широко распространены и неравномерно-пятнистые текстуры волластонитсодержащих скарнов.

Отложение волластонита во всех случаях происходило путем метасоматического замещения известняков в ранние (высокотемпературные) стадии скарнового этапа минерализации, т. е. несколько раньше моноклинного пироксена и граната в обстановке низкой концентрации в растворах магния и железа.

Моноклинный пироксен

Моноклинный пироксен диопсид-теденбергитового ряда — главный породообразующий минерал скарнов всех рассматриваемых месторождений. Кроме того, он входит в состав около-скарновых пород (Тардонское и Натальевское месторождения).

По составу пироксен преимущественно относится к диопсиду. Наряду с обычными короткопризматическими кристаллами и изометрически неправильными зернами в отдельных участках Тардонского и особенно Натальевского месторождений диопсид представлен исключительно шестоватыми кристаллами, образующими радиально-лучистые сростки (рис. 42). Длина кристаллов диопсида шестоватого облика достигает 15 см и более.

В общем ходе процесса скарнообразования диопсид, как отмечалось уже выше, выделился несколько позднее волластонита, но раньше граната.

Оптические свойства образцов описываемого минерала из различных месторождений сведены в табл. 25.

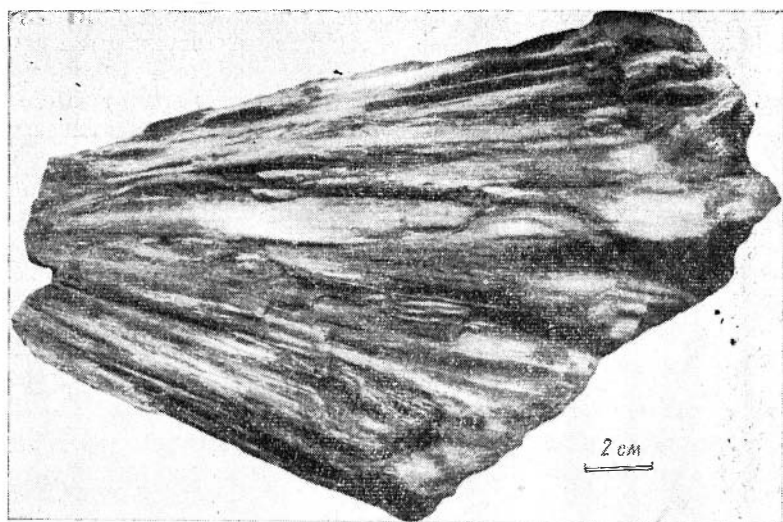


Рис. 42. Диопсидовый скарн. Штуф. Натальевское месторождение.

В этой же таблице приведены данные по содержанию в пироксене геденбергитового компонента, рассчитанные по графику изменения в составе и оптических свойствах минералов ряда диопсид-геденбергит (А. Н. Винчелл, 1949).

Состав пироксена рассматриваемых скарнов изменяется почти от чистого диопсида (Натальевское месторождение) до

Т а б л и ц а 25

Оптические свойства диопсида

	12	228	229	239	335	411	488
+2V	—	59°	—	58°	57	64°	57°
Ng	1,696	1,702	1,702	1,701	1,702	1,707	1,709
Nm	—	—	—	—	1,681	—	1,685
Np	1,665	1,673	1,674	1,673	1,674	1,679	1,679
Ng—Np	0,031	0,029	0,028	0,028	0,028	0,028	0,030
cNg	—	39	—	38	41	—	40
Содержание CaFe ⁺² (Si ₂ O ₆)(вес %)	1	12	13	12	13	20	20

Примечание. Обр. 12 — Натальевское месторождение; 228, 229, 239 и 335 — Синюхинское; 411 — Лебедское; обр. 488 — Тардонское месторождение.

диопсида с содержанием 20 вес. % $\text{CaFe}^{+2}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (Лебедское и Тардонское месторождения).

Отсутствие или незначительное содержание в пироксене геденбергитовой молекулы свидетельствует о низкой концентрации железа в растворах не только в период формирования волластонитовых скарнов, но и пироксеновых.

Таким образом, в составе пироксена резко преобладает молекула диопсида, что является отличительной особенностью скарнов золоторудных месторождений от скарнов подавляющего большинства собственно магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области, в которых моноклинный пироксен, как правило, представлен салитом или геденбергитом (В. А. Вахрушев, 1965).

А м ф и б о л ы

В отдельных месторождениях (Натальевское, Тардонское) амфиболам принадлежит одно из первых мест среди главных рудосопровождающих минералов. В зависимости от геологической обстановки и места в общем скарново-рудном процессе амфиболы отличаются по своему химическому составу.

Наибольшим распространением пользуются минералы тремолит-актинолитового ряда. Обычно они развиваются по скарнам с псевдоморфным замещением волокнистыми агрегатами диопсида. Благодаря этому в почти нацело амфиболизированных диопсидовых скарнах реликтовая структура скарновой породы хорошо сохраняется (рис. 43).

Помимо псевдоморфного замещения пироксена минералы этого ряда образуют длиннопризматические, игольчатые, радиально-лучистые агрегаты непосредственно в карбонатной массе мраморов или их реликтовых участков среди скарнов или магнетитовых руд. Лучистая роговая обманка (актинолит) является составной частью интенсивно окварцованных оруденелых сульфидными минералами и золотом гранатовых скарнов Лебедского месторождения.

Здесь крупнокристаллические агрегаты лучистой роговой обманки совместно с кварцем наблюдаются среди скарнов (рис. 44) в составе секущих их кварцевых жил. Последние обладают симметричным строением. По краям расположены друзовидные агрегаты лучистой роговой обманки, в центре — кварц (рис. 45). Кварц-амфиболовые, кварц-магнетит-амфиболовые породы как результат глубокого преобразования гидротермальными процессами скарнов известны и в пределах Тардонского месторождения.

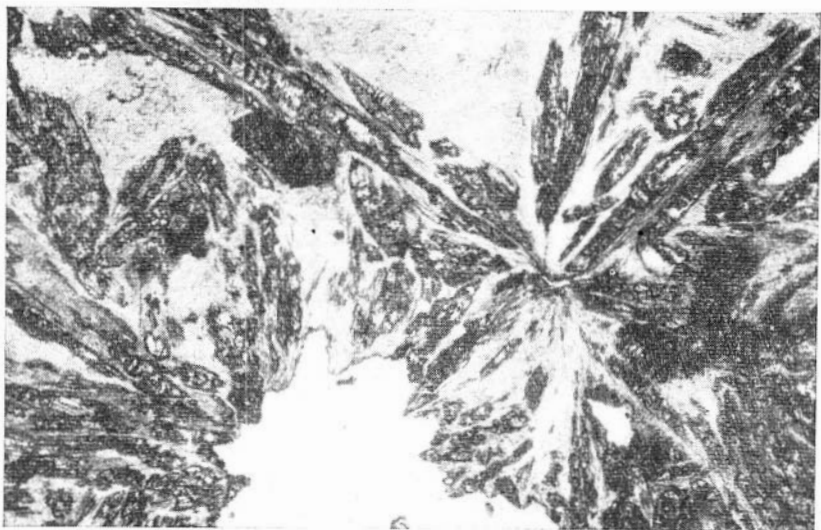


Рис. 43. Замещение диопсида (рельефные серые зерна) тремолитом (белое). Прозрачный шлиф. Пнк. параллельны. Ув. 20. Натальевское месторождение.

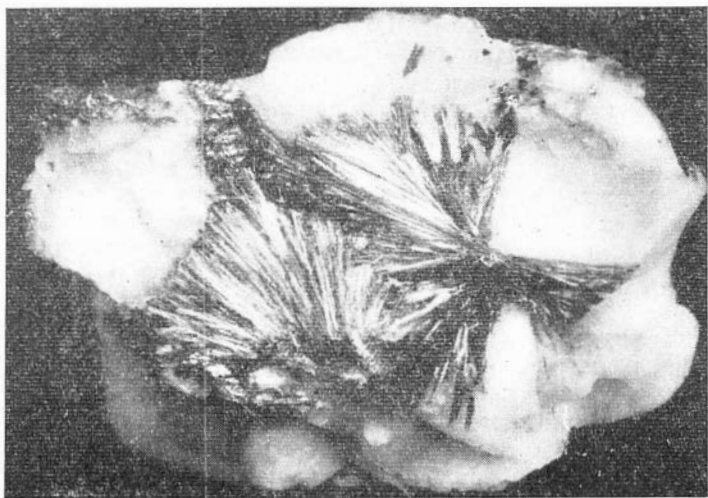


Рис. 44. Радиально-лучистые агрегаты актинолита с кварцем из окварцованного андрадитового скарна. Штуф. Натуральная величина. Лебедское месторождение.

Измерение показателей преломления совершенно бесцветной лучистой роговой обманки, образовавшейся по диопсиду из месторождений, в которых она наиболее широко распространена, дало следующие цифры.

1) Натальевское месторождение — $N_g = 1,631$; $N_r = 1,604$;

2) Тардонское месторождение — $N_g = 1,621$; $N_r = 1,602$.

Судя по этим данным, в обоих месторождениях мы имеем дело с почти чистым тремолитом.

На Лебедском месторождении собственно тремолит встречается реже. Более распространены окрашенные разности лучистой роговой обманки (актинолит), показавшей следующие оптические свойства. Плеохроизм по N_g — бледно-зеленый, N_r — бесцветный; $N_g = 1,656$; $N_r = 1,636$;

$N_g - N_r = 0,020$, с $N_g = 12^\circ$. Общая железистость (Fe:Fe + Mg), определенная по диаграмме В. С. Соболева (1950), составляет 32%. Наиболее густоокрашенные разности актинолита ($N_g = 1,681$, $N_r = 1,654$) встречены среди магнетитовых руд Натальевского месторождения. Общая железистость этого актинолита уже составляет около 60%. Однако в магнетитовых рудах Тардонского месторождения установлена лучистая роговая обманка, которая по своим оптическим свойствам ($N_g = 1,627$, $N_r = 1,603$) отвечает почти чистому тремолиту. Очевидно, образование этого тремолита происходило в условиях исключительной инертности железа при высокой активности магния.

Резкое преобладание безжелезистых или маложелезистых разностей минералов ряда тремолит — актинолит является характерной минералогической особенностью скарново-золоторудных месторождений по сравнению со скарново-магнетитовыми месторождениями.

Эпидот-клиноцоизит

Из минералов этой группы явно преобладает эпидот. Скопления его зерен обычны среди известковых скарнов, околоскар-

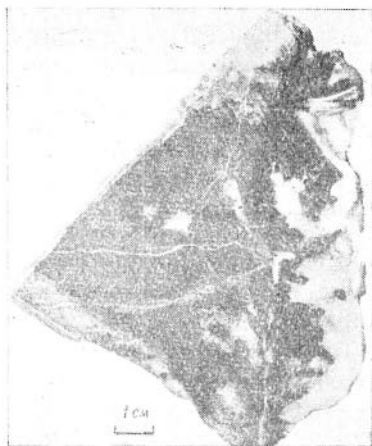


Рис. 45. Контакт скарна (с магнетитом и сульфидами) с кварцевой жиллой. В контакте гребенчатые агрегаты актинолита. Полированный штаф. Лебедское месторождение.

новых пород и магнетитовых руд. Размеры зерен чаще всего микроскопические, но иногда достигают 5 см и более. Примером последних служат длинношестоватые агрегаты эпидота среди окварцованных скарнов Лебедского месторождения.

Возрастные взаимоотношения эпидота с сопутствующими минералами определены. Эпидот замещает гранат, пироксен, магнетит, и, с другой стороны, сам замещается актинолитом, хлоритом, кварцем и кальцитом.

Оптические свойства (зеленовато-желтая окраска в проходящем свете, большие углы оптических осей) указывают на принадлежность основной массы эпидота к железистым разновидностям минералов этой группы, что для эпидотов Синюхинского и Лебедского месторождений подтверждено данными химического анализа (табл. 26).

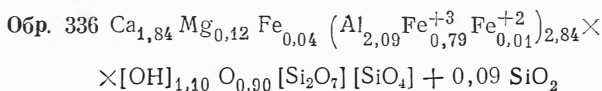
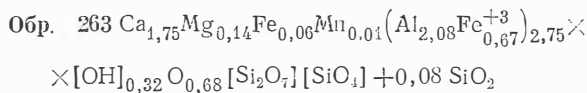
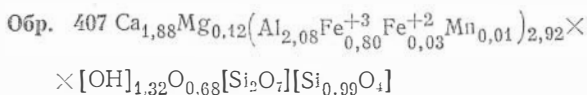
Т а б л и ц а 26

Химический состав эпидотов (в вес. %)

Окис- лы	407	263	336	Окис- лы	407	263	336
SiO ₂	37,69	39,42	39,08	MnO	0,20	0,16	0,06
TiO ₂	н/обн.	0,66	0,16	H ₂ O ⁺	2,53	2,57	2,11
Al ₂ O ₃	22,23	22,52	21,81	H ₂ O ⁻	0,13	0,11	0,09
Fe ₂ O ₃	13,42	11,49	13,18	K ₂ O	0,06	0,18	0,16
FeO	0,54	0,87	0,80	Na ₂ O	н/о бн.	0,13	0,13
CaO	22,23	20,90	21,69	P ₂ O ₅	0,08	0,16	0,09
MgO	0,95	1,20	1,07	Сумма	100,06	100,37	100,43

Примечание. Обр. 407 — Лебедское месторождение; 263 и 336 — Синюхинское месторождение. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии и геофизики аналитиком Э. С. Гулецкой.

Кристаллохимические формулы:



О р т и т

Редок. Обнаружен только на Натальевском месторождении в гранатовом скарне, образовавшемся в зоне непосредственного контакта интрузива с карбонатной толщей. Хорошо ограненные кристаллы ортита длиной 0,1—0,3 мм и их сростки располагаются среди реликтовых участков как полевошпатовой, так и карбонатной пород. Отдельные кристаллы с хорошо ограненной вершиной прикреплены основанием непосредственно к поверхности зерен анизотропного граната. В свою очередь кристаллы ортита нередко окружены каймами бесцветного эпидота с более низким рельефом.

Минерал неизмененный, без признаков метамиктного распада; плеохроирует от светло-зеленого до коричнево-бурого цвета.

Отложение ортита произошло после наиболее поздних генераций граната, но несколько раньше эпидота.

П р е н и т

Пренит обнаружен в скарнах и околоскарновых диопсид-плагиоклазовых породах Натальевского месторождения, где он, так же как и находящиеся с ним в ассоциации кварц, карбонат и эпидот, представляет собой обычный продукт процессов приконтактового выщелачивания.

Максимальные скопления пренита мною наблюдались непосредственно в зоне контакта диопсид-плагиоклазовых пород с гранатовыми скарнами (скв. 170, глубина 198—203,5 м). Пренит образовался как за счет разложения граната, близкого кgrossуляру, так и за счет псевдоморфного замещения плагиоклаза, при этом диопсид сохраняется от разложения. В удалении на 20—30 см от контакта со скарнами пренит в составе диопсид-плагиоклазовых пород уже не встречается и плагиоклаз частично замещается только кварцем.

Оптические свойства пренита обычные. Под микроскопом в проходящем свете бесцветен, при скрещенных николях табличатые выделения его характеризуются паркетовидным или волнистым угасанием. Показатели преломления: $N_g=1,645$, $N_p=1,614$, $N_g - N_p=0,021$. Содержание Fe^{+3} — пренита, рассчитанное по диаграммам состав — свойства (А. Н. Венчелл и Г. Венчелл, 1953; В. Е. Трегер, 1958; и др.), составляет всего лишь 3 мол. %.

Т а л ь к

Тальк установлен в магнезиальных скарнах Тардонского месторождения. Здесь он изредка образует микроскопические сферокристаллы, располагающиеся по трещинкам в зернах диопсида или в угловатых промежутках между ними. В единичных шлифах тальк в виде редких тончайших жилок встречен и среди скарнов Спнуохинского месторождения.

Ввиду большого сходства под микроскопом талька с тонкочешуйчатым мусковитом (серпцитом) для его определения мы в ряде случаев прибегли к помощи микроспектрального анализа в непокрытых петрографических шлифах. Спектр талька отчетливо отличается от спектра мусковита благодаря наличию линий магния при отсутствии линий алюминия и калия.

Т а б л и ц а 27
Рентгенограмма флогонита

№ п. п.	<i>J</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	Примечание
1	87	10,05	001	Линия кальцита
2	12	5,05	002	
3	7	4,537	020, 110	
4	7	3,930	111	
5	15	3,610	11 $\bar{2}$	
6	100	3,362	003	
7	27	3,153	112	
8	3	3,043	—	
9	22	2,930	11 $\bar{3}$	
10	15	2,716	023	
11	22	2,617	130, 200	
12	28	2,522	004, 113	
13	15	2,433	13 $\bar{2}$, 201	
14	7	2,293	041, 22 $\bar{2}$	
15	20	2,175	13 $\bar{3}$, 202	
16	55	2,015	005	
17	15	1,987	20 $\bar{4}$, 133	
18	8	1,916	13 $\bar{4}$, 203	
19	6	1,876		
20	33	1,678		
21	25	1,539	060	

П р и м е ч а н и е. Рентгенограмма получена с помощью аппарата УРС-50-ИМ, Си-излучение $\lambda=1,540 \text{ \AA}$, отфильтрованное. Режим $V=35 \text{ кв}$, $J=10 \text{ ма}$.

Флогопит характерен главным образом для Натальевского месторождения, где наиболее широко распространены магнезиальные скарны. В ограниченном количестве он встречается на Синюхинском и некоторых других месторождениях. В ассоциации с флогопитом наблюдается диопсид, форстерит, шпинель, а из апоскарновых минералов — тремолит и серпентин. Размер пластинчатых выделений флогопита колеблется в широких пределах — от сотых долей миллиметра до 1 см и более.

Образец 114 крупнопластинчатого флогопита, образующего среди измененных магнезиальных скарнов Натальевского месторождения гнезда размером до 5 см в поперечнике, был детально изучен с применением методов химического, рентгеновского

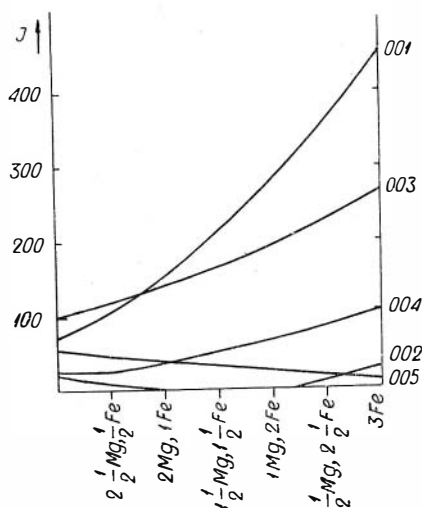


Рис. 46. Графическое изображение изменений интенсивности отражений 001 с изменением состава октаэдрического слоя в триоктаэдрических слюдах.

По Йодеру, Эйгестеру (1954) и Смит, Йодеру (1956)				Обр. 114	
$hkl(1M)$	$hkl(3T)$	d	I	d	J
110	101	4,55	о. сл.	4,537	7
111	104	3,93	ч. сл.	3,930	7
112	105	3,63	о. сл.	3,610	15
022	106	3,39	ср.	—	—
003	009	3,35	о. сл.	3,362	100
112	107	3,14	сл.	3,153	27
113	108	2,92	„	2,930	22
023	109	2,71	о. сл.	2,716	15

анализов и инфракрасной спектроскопии (табл. 27). Цвет этого флогопита бледно-зеленоватый. Оптически почти одноосный, положительный; $N_g = N_m = 1,582$.

Результаты рентгеновских исследований, выполненные Д. К. Архипенко, приведены в табл. 27. Из последней видно, что исследованный образец представляет собой слюду триоктаэдрического типа со следующими значениями параметров: $b = 9,23\text{\AA}$, $c \sin \beta = 10,05\text{\AA}$.

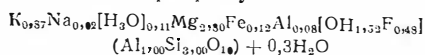
Для определения полиморфной модификации были использованы работы Йодера, Эйгестера (1954) и Смита и Йодера (1956). Ниже приводится таблица для срав-

Таблица 29

Химический состав флогопита

Окислы	Вс. %	Окислы	Вес %
SiO ₂	41,88	K ₂ O	9,28
TiO ₂	0,25	Li ₂ O	0,04
Al ₂ O ₃	12,76	F	2,12
Fe ₂ O ₃	0,16	H ₂ O +	5,05
FeO	2,05	H ₂ O -	0,04
MnO	0,02	Сумма	100,19
MgO	26,25	O=F ₂	-0,89
CaO	0,11		99,30
Na ₂ O	0,18		

Примечание. Анализ выполнен в химической лаборатории Института геологии и геофизики аналитиком А. С. Сурикко.

К р и с т а л л о х и м и ч е с к а я
ф о р м у л а

ун (1955) рассчитал случай заполнения октаэдрических позиций только катионами Mg^{+2} и Fe^{+2} . В реальных слюдах часть структурных октаэдрических позиций может заполняться трехвалентными и четырехвалентными катионами (Al^{+3} , Fe^{+3} , Ti^{+4} и т. д.), поэтому возможны и отклонения от идеализированных теоретических расчетов.

В данном случае наблюдается следующая последовательность значений интенсивностей:

<i>J</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>
100	3,362	003
87	10,05	001
55	2,015	005
28	2,522	004
12	5,05	002

что соответствует колебанию в составе катионов октаэдрического слоя в пределах $Mg_3 - Mg_{2,5}Fe_{0,5}$.

Результаты химического анализа приведены в табл. 29. Данные анализа флогопита хорошо укладываются в его кристаллохимическую формулу. Он характеризуется нормальным содержанием всех компонентов за исключением K_2O ($K < 1$). Однако недостаток калия компенсируется оксонием (H_3O^+), как это нами сделано при расчете кристаллохимической форму-

нения значений межплоскостных расстояний и интенсивностей для полиморфной модификации IM (или ЗТ, т. к. последняя по порошковграмме неотличима от IM) и исследованного образца.

Таким образом, исследованный образец относится к полиморфной модификации IM (моноклинная, однослойная), к пространственной группе $C2/m$.

Из анализа соотношений интенсивностей, используя кривые, рассчитанные теоретически Брауном (1955) (рис. 46), можно ориентировочно судить о характере заполнения октаэдрических структурных позиций. Г. Бра-

лы в соответствии с замечаниями по этому поводу В. С. Соболева (1949).

В литературе приводятся примеры теоретического подсчета значения параметра «в» по данным химического анализа.

Предлагается следующая формула (Бриндли и др., 1955):

$$b_0 = 8,90 + 0,12(Al)^{IV} + 0,066(Mg)^{VI} + 0,83(Fe)^{VI} + 0,22(Ti)^{VI},$$

где Al^{IV} — число катионов Al в тетраэдрич. структ. позициях;

Mg^{VI} — » » Mg в октаэдр. структ. позициях;

Fe^{VI} — » » Fe » » »

Ti^{VI} — » » Ti » » »

(Li приписывается к Al).

Однако эта формула не учитывает замещения $Mg(Fe^{+2})$ на Al^{VI} . Радослович (Radoclovich, 1962) предлагает несколько иную формулу:

$$b_0(8,925 + 0,099K - 0,069Ca + 0,062Mg + 0,116Fe^{+2} + 0,098Fe^{+3} + 0,166Ti) \pm 0,3A,$$

где K — число катионов в элементарной ячейке;

Ca —	»	»	Ca —	»	»
Mg —	»	»	Mg —	»	»
Fe^{+2} —	»	»	Fe^{+2} —	»	»
Fe^{+3} —	»	»	Fe^{+2} —	»	»
Ti —	»	»	Ti —	»	»

т. е. дополнительно учитываются межслоевые катионы, но Al^{VI} по-прежнему не учитывается.

Ниже приводятся сравнения значений параметров b_0 , вычисленного из данных химического анализа, и экспериментального, полученного из рентгеновских данных «b» экспер.

b_0^* экспер.	b_0 по Бриндли (1953)	b_0 по Радословичу (1962)
9,23	9,21	$9,20 \pm 0,03$

Спектры поглощения в инфракрасной области были сняты на двухлучевом спектрофотометре UR—10 в области $400—3800\text{ см}^{-1}$, на призмах KBr и NaCl методом прессования со спектрально чистым KBr.

Спектр поглощения приведен на рис. 47 и имеет характерные для триоктаэдрической группы слюд значения полос поглощения. В области деформационных колебаний — одна полоса $\sim 470\text{ см}^{-1}$, что характерно для магнезиальных разновидностей слюд (Архипенко, 1963), сильная полоса поглощения в области 1005 см^{-1} , характеризующая валентное колебание Si—O связи.

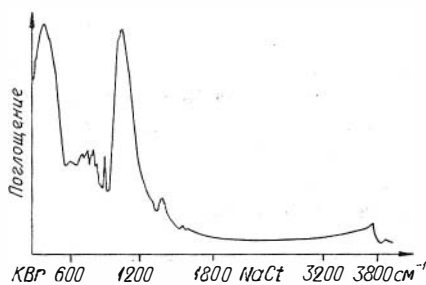


Рис. 47. Спектр поглощения флогопита (обр. 114) в области 400–3800 см^{-1} .

В области смешанных колебаний хорошо выявляется полоса $\sim 830 \text{ см}^{-1}$, характеризующая $\text{O} - \text{Al}^{\text{IV}}$ связи (или $\text{Si} - \text{O} - \text{Al}^{\text{IV}}$) (Ковалева, Григорьева и др., 1965).

В образце флогопита имеется незначительное количество CaO (по хим. анализу 0,11%) в виде CaCO_3 , которое хорошо выявляется как по данным рентгеновского анализа, так и по данным инфракрасного анализа — полоса в области 1430 см^{-1} .

В области валентных колебаний OH -связей выявляются OH -связи «структурные» 3720 см^{-1} на фоне небольшой смещенной полосы, характерной для OH -связей, имеющих водородную связь, т. е. для H_2O молекулярной (т. е. воды, находящейся в межпакетной прослойке). По данным химического анализа на элементарную ячейку приходится 0,3 молекулы H_2O .

В области деформационных колебаний OH -связей выявляются 2 слабые полосы: 1630 см^{-1} — OH деформационное колебание молекул H_2O и 1660 см^{-1} — OH деформационное колебание ионов H_3O^+ , которых, по данным химического анализа, на элементарную ячейку приходится 0,11 молекулы иона H_3O^+ (Боккий, Архипенко, 1962).

Ниже приводятся значения соответствующих частот поглощения и их отнесение к определенным химическим связям:

470 о. с.	$\text{Si} - \text{O} - \text{Mg}^{\text{VI}}$ деф.
600 о. о. сл.	$\text{Si} - \text{O}$
655 сл.	$\text{Si} - \text{O}$
690 ср. сл.	$\text{Al}^{\text{IV}} - \text{O}$ или $\text{Si} - \text{O} - \text{Al}^{\text{VI}}$
730 сл.	$\text{Si} - \text{O} - \text{Al}^{\text{VI}}$
820 ср.	$\text{Si} - \text{O} - \text{Al}^{\text{IV}}$
850 оч. сл.	$\text{Si} - \text{O}$
1005 о. с.	$\text{Si} - \text{O}$ вл.
1430 ср. сл.	CO_3^{+2}
1630 о. о. сл.	$\text{H}_2\text{O} - \text{OH}$ деф.
1660 о. о. сл.	$\text{H}_3\text{O}^+ - \text{OH}$ деф.
3500 о. сл.	$\text{H}_2\text{O} - \text{OH}$ вал.
3720 сл.	$\text{OH} - \text{OH}$ вал.

Ранее нами были изучены флогопиты из железорудных месторождений Алтае-Саянской области (Архипенко, Вахрушев, 1964). Флогопит Натальевского скарново-золоторудного место-

рождения по сравнению с флогопитами из скарново-магнетитовых месторождений характеризуется минимальным содержанием железа и, видимо, повышенным содержанием фтора (2,12%).

Хлорит

Минералы группы хлорита ограниченно распространены и детально не изучались.

Во всех случаях хлориты принадлежат к поздним гидротермальным образованиям. На Лебедском месторождении наиболее распространены выделения хлорита в форме расходящихся лучистых агрегатов, которые совместно с эпидотом, актинолитом и кварцем выполняют промежутки между крупными кристаллами андрадита в перекристаллизованных и окварцованных разностях скарнов. Под микроскопом этот хлорит зеленый, в скрещенных николях отчетливо выражены аномальные малиново-синие цвета интерференции. Удлинение положительное. Показатели преломления $N_g = 1,630$, $N_p = 1,622$.

В скарнах и рудах Синюхинского месторождения хлорит также наиболее обычен в ассоциации с кварцем, кальцитом и эпидотом. Подобно хлоритам Лебедского месторождения, он в этой ассоциации постоянно является более поздним не только по отношению к эпидоту, но и к кварцу и кальциту. Признаки разъедания хлоритом кварца и кальцита выражены отчетливо. Здесь хлорит также наблюдается и в качестве цемента крупных арсеноспиритовых кристаллов или их обломков. В этом случае в тесном срастании со сферолитами хлорита находятся халькопирит и сфалерит, которые, как уже отмечалось выше, являются более поздними, чем арсенопирит. Форма агрегатов хлорита — типичные положительные сферокристаллы. Показатели преломления $N_g = 1,598$, $N_p = 1,592$.

На Натальевском месторождении редкие выделения бледно-зеленого, почти изотропного хлорита, со средним показателем преломления 1,604 встречены внутри агрегатов кальцита, входящих в состав золотоносных кварц-кальцитовых линз, а также в единичных шлифах из скарнов и руд. Возрастные взаимоотношения хлорита с сопутствующими минералами (гранатом, магнетитом, лучистой роговой обманкой, кварцем и др.) в скарново-рудных образованиях аналогичны таковым для хлоритов из Лебедского и Синюхинского месторождений.

Два образца хлорита были изучены Д. К. Архипенко методами рентгеновского анализа и инфракрасной спектроскопии: 1) обр. 408 — хлорит в ассоциации с кварцем, эпидотом и кальцитом из окварцованных разностей андрадитового скарна Ле-

Лебедского месторождения; 2) 512 — хлорит из сульфидной руды Синюхинского месторождения. Оптические свойства хлоритов, приведенные выше, относятся к этим образцам.

В табл. 30 сведены результаты рентгеновского анализа, в табл. 31 — результаты исследований методом инфракрасной спектроскопии. Хлорит Синюхинского месторождения (обр. 512) оказался однородным в отношении механических примесей.

Хлорит Лебедского месторождения (обр. 408) находится в смешано-слоистых сростках с монтмориллонитом и одновременно содержит незначительную примесь кварца и кальцита.

Для однородного в отношении примесей образца хлорита Синюхинского месторождения рассчитаны значения параметров решетки «в» и $c \sin \beta$, а также количество Al^{IV} , приходящегося на элементарную ячейку по следующей формуле (Shirozu, 1958):

$$Al^{IV} = 38,708 - 2,648 c \sin \beta.$$

И наконец, была определена железистость (F) как по параметру «в», так и по формуле, связывающей железистость с «в» и $c \sin \beta$ (Albee, 1962; Кебезинкас, 1965).

$$F = 527,025b_0 - 39461 c \sin \beta - 4283,797 \pm 6,98 \text{ ат. \%}$$

Таблица 30

Рентгенограмма хлоритов

№ п. п.	Обр. 408		Обр. 512		hkl	№ п. п.	Обр. 408		Обр. 512		hkl
	J	d	J	d			J	d	J	d	
1	28	14,20	9	14,23	001	17	—	—	1	1,823	
2	100	7,02	10	7,11	002	18	—	—	—	1,760	
3	27	4,663	9	4,695	003	19	6	1,663	0,5	1,660	
4	8	4,530	—	—		20	5	1,642	—	—	
5	62	3,514	10	3,587	004	21	8	1,590	—	—	
6	6	3,349	—	—		22	9	1,570	—	—	
7	6	3,233	—	—		23	5	1,547	7	1,554	060
8	16	2,834	2	2,822	005	24	—	—	2	1,518	
9	11	2,595	5	2,625		25	—	—	0,5	1,477	
10	10	2,554	5	2,570		26	—	—	1	1,422	0010
11	11	2,457	5	2,466	006	27	—	—	6	1,390	
12	9	2,390	5	2,400		28	—	—	1	1,355	
13	6	2,269	5	2,274		29	—	—	1	1,300	
14	5	2,088	7	2,084	007	30	—	—	1	1,223	
15	—	—	4	2,084		31	—	—	1	1,187	0012
16	—	—	1	1,885		32	—	—	1	1,149	

Примечание. Съемка обр. 408 проводилась на аппарате УРС-50-ИМ, ^{60}Co -излучение, $\lambda=1,785$ кх, отфильтрованное; режим $V=35$ кВ, $J=10$ ма. Обр. 512 — на аппарате УРС-55А, ^{60}Co -излучение, $\lambda=1,785$ кх, отфильтрованное; режим $V=37$ кВ, $J=10$ ма.

Данные расчета следующие:

$$b = 9,33\text{\AA}, c \sin \beta = 14,23, \\ Al^{IV} = 1,027, F = 60-70\%.$$

Для образца хлорита Лебедского месторождения, находящегося в смеси со структурно-родственными минералами, расчет параметров решетки не проводился.

Результаты инфракрасного исследования также указывают на принадлежность обоих хлоритов к железистым разновидностям, так как в области $500-850\text{ см}^{-1}$ выявилось несколько полос поглощения, характерных лишь для хлоритов, содержащих в октаэдрических структурных позициях значительное количество Fe^{+3} и Fe^{+2} (Архипенко, Кепежинкас, 1967).

Таким образом, проведенные исследования показали, что хлориты относятся к железистым разновидностям и с учетом их оптических свойств (положительные сферокристаллы, высокие показатели преломления и двупреломления), по классификациям Хейя (1954) и Форстера (1962), должны быть отнесены к деллесситам.

Серпентин

Серпентин обычный апоскарновый минерал. Он замещает ранние магнезиальные силикаты и широко развит в зонах аподолмитовых шпинель-форстеритовых скарнов Натальевского и Тардонского месторождений. Наблюдается также развитие

Таблица 31

Значения полос поглощения в ИК-области, см

Обр.	Si—O	Si— —O деф	Si—O—R VI				Si— —O вал	CO ₂ при- месь	O H деф при- месь	OH вал при- месь	OH вал хлорита	При- месь кварца		
408	410 о. о. сл.	440 460 о. с.	540 о. сл.	650 ср.	755 ср. сл.	790 о. сл.	810 сл.	955 о. с.	1440	1640	2900	3400	3530	720 сл
512	410 о. о. сл.	425 460 о. с.	540 ср.	665 ср.	755 ср.	—	820 сл.	995 о. с.	—	—	—	3370	3470	—

Примечание. Анализ выполнен на приборе ИК-10.

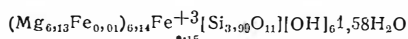
Таблица 32

Химический состав хризотила

Окислы	Вес %	Окислы	Вес %
SiO ₂	42,69	CaO	н/обн.
TiO ₂	0,01	Na ₂ O	н/обн.
Al ₂ O ₃	н/обн.	K ₂ O	0,02
Fe ₂ O ₃	0,98	H ₂ O+	13,64
FeO	0,20	H ₂ O-	0,44
MnO	0,003	Сумма	100,18
MgO	42,20		

Примечание. Анализ выполнен в Институте геологии и геофизики СО АН СССР аналитиком В. М. Дорош.

Кристаллохимическая формула



Обр. 44. Длинноволокнистый хризотил из прожилка мощностью 1 см, секущий агрегаты антигорита. Натальевское месторождение. Ng=1,540; Nr=1,527; Ng—Nr=0,013.

Обр. 556. Антигорит в тесном сростании с магнетитом. Магнетитовая линза в контакте кварц-полевошпатовых порфиров с доломитами. Тардонское месторождение. Ng=1,559; Nr=1,553; Ng—Nr=0,006.

Судя по этим данным, серпентины относятся к маложелезистым разновидностям, что в отношении хризотила (обр. 44) подтверждено данными химического анализа (табл. 32).

Скаполит

Скаполит распространен мало. Он возникает преимущественно по эффузивным породам, представленным порфиритами и их туфами, реже по интрузивным породам. На Натальевском месторождении интенсивно скаполитизированные порфириты отчетливо пересекаются жилками граната. На Синюхинском месторождении в скарнированных туфах скаполит наблюдается в виде реликтовых агрегатов пластинчатых зерен в промежутках между выделениями граната и диопсида. Эти данные, как будто, указывают на более раннее отложение скаполита по сравнению с гранатом и особенно с пироксеном.

серпентина и непосредственно по доломитам, особенно вдоль зон рассланцевания и дробления с образованием сплошных масс серпентина мощностью до 10—20 см.

Под микроскопом формы выделения серпентина обычные. Это пластинчатые, шнуровидные и спутановолокнистые агрегаты. По физическим свойствам серпентины относятся как к антигориту, так и к хризотилу.

Показатели преломления серпентина характеризуются следующими цифрами.

Обр. 45. Листоватый антигорит по доломиту. Натальевское месторождение. Ng=1,557; Nr=1,552; Ng—Nr=0,005.

Были замерены показатели преломления 3-х образцов скаполита.

Обр. 40. Натальевское месторождение. Крупнопластинчатый скаполит, вероятно, образующий псевдоморфозы по плагиоклазу диоритовой породы. $N_o = 1,544$, $N_e = 1,537$, что отвечает маршлиту состава $Ma_{84}Me_{16}$.

Обр. 119. Натальевское месторождение. Скаполит, образовавшийся по основной плагиоклазовой массе порфирита. $N_o = 1,567$, $N_e = 1,545$, что отвечает дипиру состава $Ma_{55}Me_{45}$.

Обр. 245А. Синюхинское месторождение. Скаполит из гранат-проксиенового скарна (по туфу). $N_o = 1,595$, $N_e = 1,560$, что отвечает миццониту состава $Ma_{22}Me_{78}$.

Судя по этим данным, состав скаполита сильно изменчив даже в пределах одного и того же месторождения.

ТИПЫ СКАРНОВ И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

В соответствии с общепринятыми в настоящее время принципами систематики золотоносные скарны могут быть подразделены на две основные группы: магнезиальные и известковые. Магнезиальные скарны в пределах скарново-золоторудных месторождений Алтае-Саянской области установлены автором впервые. Ниже приводится характеристика скарновых образований выделенных групп.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ НАТАЛЬЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На Натальевском месторождении в пределах его Центрального участка рассматриваемые скарны ранее были выделены под названием светлоокрашенных скарнов диопсид-тремолитового состава. Однако генетическая природа этих образований не была расшифрована в отношении как материнской интрузии, так и времени формирования в общем ходе магматических (и послемагматических) процессов. Так, Б. Д. Васильев (1962, 1964) образование буроокрашенных пироксен-гранатовых скарнов Натальевского месторождения генетически связывает с гранитоидами мартайгинского комплекса, а диопсид-тремолитовых скарнов — с более молодой габброидной интрузией. При этом он не обращает внимания ни на состав замещаемых пород (в первом случае скарны образуются по известнякам, во втором — по магнезиальным карбонатным породам), ни на образование везувиановых, гранат-везувиановых и других разновидностей известковых скарнов на месте скарнов диопсидового или фторстерит-шпинелевого состава.

Не было сделано до сих пор и попытки выяснить особенности строения метасоматических колонок как для буроокрашенных (пироксен-гранатовых), так и для светлоокрашенных (диопсид-тремолитовых) скарнов. Последние, как показали проведенные автором исследования, представляют собою типичные

магнезиальные скарны магматической стадии, преобразованные лишь более поздними гидротермальными процессами.

По В. А. Жарикову (1959, 1966) и Л. И. Шабынину (1961₁ и 2) образование магнезиальных скарнов магматической стадии теснейшим образом связано с явлениями магматического замещения доломитов или других магнезиальных карбонатных пород. В зависимости от преобладания инфильтрации или диффузии в процессе магматического замещения соответственно выделяют два крайних типа с наличием переходов между ними (Жариков, 1960; Шабынин, 1961).

Состав интрузивных пород, в контакте с которыми наблюдаются магнезиальные скарны, во многом определяется типом магматического замещения. В связи с этим, прежде чем перейти к рассмотрению собственно магнезиальных скарнов, кратко остановимся на особенностях эндоконтактовых изменений в Натальевском интрузиве в связи с явлениями магматического замещения карбонатных пород и образованием магнезиальных скарнов.

Эндоконтактовые изменения в Натальевском интрузиве в связи с явлениями магматического замещения. Натальевский массив, как уже отмечалось выше, представляет собою интрузивное тело, размещенное среди кембрийской эффузивно-осадочной толщи, в строении которой в пределах участка месторождения существенное участие принимают известняки и доломиты. Среди последних в экзоконтактовой зоне широко распространены инъекции магматического материала с образованием жил различной мощности (0,1—1,0 м).

По петрографическому составу массив неоднороден. Здесь разными авторами выделялись кварцевые диориты, диориты, спенито-диориты, монзониты и гибридные габброиды (Васильев, 1963; Дистанова, 1965). Как показали дополнительные наблюдения, наиболее распространенные разности пород интрузива ближе всего отвечают диоритам и спенито-диоритам (со всевозможными переходами между ними), т. е. породам, которые характеризуются по сравнению с типичными гранодиоритами, повышенной основностью и щелочностью. Количественные соотношения главных минералов в них также крайне изменчивы: плагиоклаз часто зональный (35—60%), калиевый полевой шпат (0—20%), клинопироксен (5—30%), роговая обманка (0—20%), биотит (1—2 до 15%), кварц (0—10%). Непостоянен состав отдельных минералов. Состав плагиоклаза в основном колеблется от № 30 до № 50. Пироксен в одних случаях представлен авгитом ($2V = +57^\circ$, $cNg = 41^\circ$), в других приближается к эгиринавгиту ($2V = +64^\circ$).

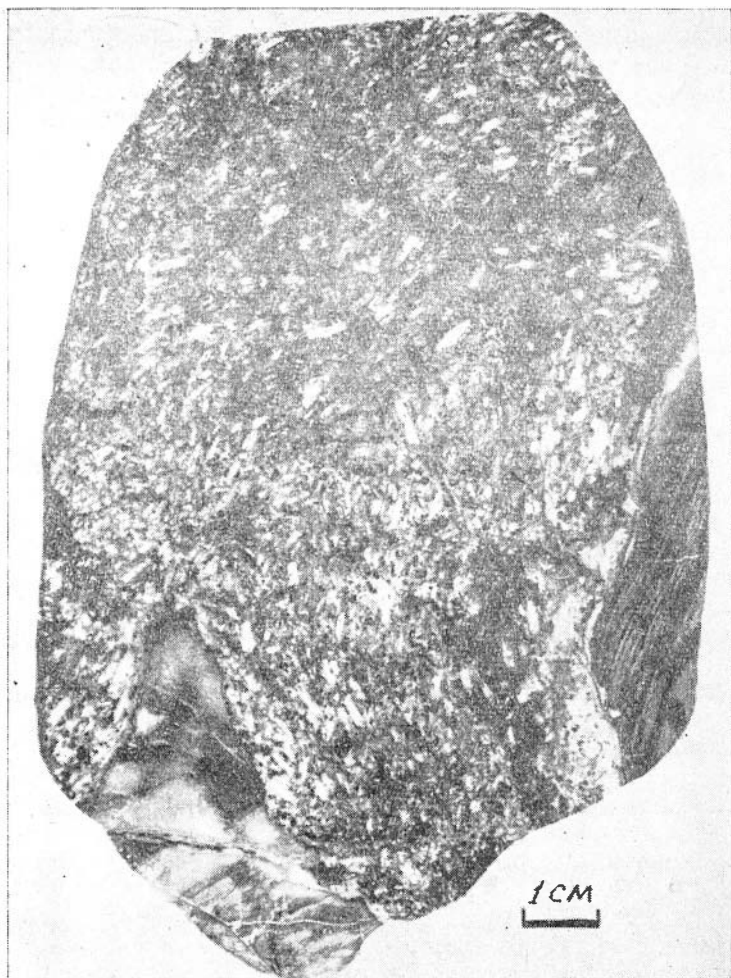


Рис. 48. Флюидальная текстура диоритовой породы. Хорошо видно субпараллельное расположение кристаллов плагиоклаза согласно с контактом вмещающего мрамора. Штуф. Натальевский массив.

Неоднородны породы массива и по сложению. Как показал просмотр керна скважин, пройденных по породам интрузива, на сравнительно коротких интервалах наблюдаются постепенные взаимопереходы между средне- (и крупно-) зернистыми диори-

тами, с одной стороны, и между равномернозернистыми и порфировидными их разностями, с другой. В отдельных случаях в контакте с кровлей или ее останками в породах интрузива отмечается флюидальность в результате субпараллельного расположения порфировых вкрапленников плагиоклаза (рис. 48). В различной степени переработанные останцы вмещающих пород широко распространены, особенно в эндоконтактной зоне (рис. 49 и 50). Они представлены мраморами, ороговикованными эффузивами, породами древнего (домартийгинского) габброидного комплекса и т. п. Характерно, что переработанные реликты вмещающих пород по своему первичному составу и происхождению не всегда аналогичны тем породам кровли, вблизи которых они встречаются. Эти данные свидетельствуют об имевших место перемещениях магматического расплава в процессе становления интрузива.

Такие признаки, подмеченные и ранее другими авторами, как неоднородность петрографического свойства пород, их структурно-текстурные особенности, обилие останцев кровли в интрузиве, так же как и малые размеры последнего, определенно свидетельствуют о том, что мы имеем дело с верхушечными частями интрузивного тела, сформированного, видимо, в гипабиссальных или близких к ним условиях.

Тем не менее в некоторых случаях выявляются определенные закономерности в изменении состава этих пород. Так, по мере приближения к контакту с известняками и особенно с доломитами или аподоломитовыми магнезиальными скарнами в породах массива, отвечающих по составу кварцевым или кварцсодержащим диоритам (в удалении от контакта), постепенно

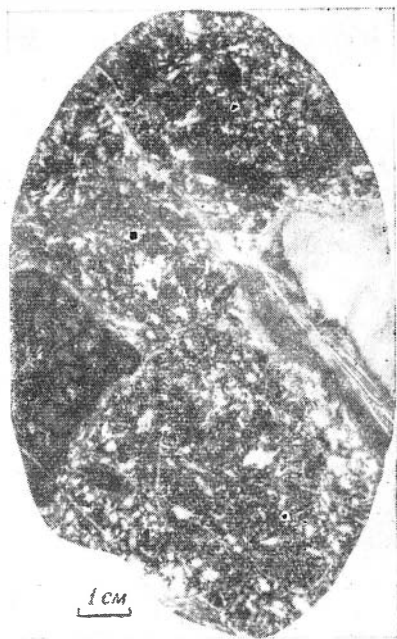


Рис. 49. Диоритовая порода из эндоконтактной зоны интрузива с ксенолитами различного петрографического состава. Полированный штафф керна. Натальевский массив.

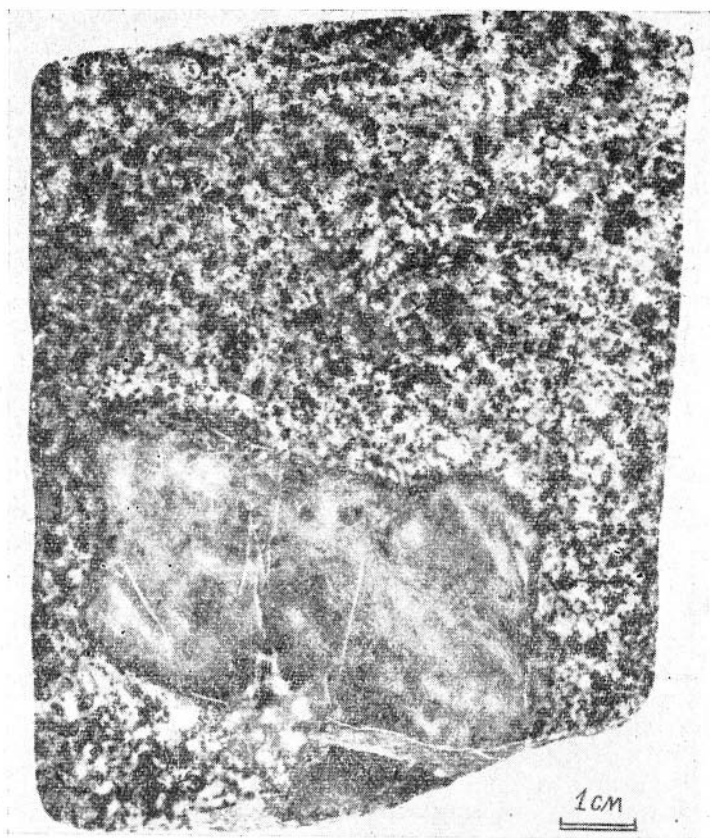


Рис. 50. Гибридный диорит из эндоконтактовой зоны с обломком рогавика. Штуф, Натальевский массив.

исчезает кварц, одновременно увеличивается содержание полевого шпата и частично темноцветных компонентов. Авгит за счет вхождения эгиринового компонента приобретает зеленую окраску, которая становится особенно заметной в краевых зонах кристаллов. Особенно показателен в этом отношении состав тонких инъекций магматического материала среди экзоскарнов и мраморов. Одна из таких жил приведена на рис. 51. Она со всех сторон окружена тонкой оболочкой магнезиальных скарнов (рис. 52). Максимальная мощность этой жилы составляет около 0,5 мм. Постепенно выклиниваясь и разветвляясь, она через 5 м переходит в прожилок мощностью в 1 см.

По петрографическому составу эти породы должны быть отнесены к группе сиенитовых. Однако в пределах жилы их состав не остается постоянным. В участках максимальной мощности они сложены плагиоклазом № 30—35 (50%), калиевым полевым шпатом (10—15%), авгитом (30—35%), кварцем (2—3%), роговой обманкой (до 2%), ортитом (< 1%) и сфеном (< 1%). Авгит обычно зонарный (рис. 53): ядро бесцветное ($2V = +60^\circ$, $cNg = 44^\circ$), узкая внешняя кайма зеленая ($2V = 70^\circ$, $cNg = 47^\circ$). При переходе в тонкий шнуровидный прожилок происходит увеличение содержания калиевого полевого шпата (до 25—30%) при соответствующем уменьшении плагиоклаза. Кварц исчезает полностью. В авгите, судя по мощности внешней зеленой каймы и интенсивности ее окраски, увеличивается содержание эгиринового компонента.

Отмеченные закономерности в изменении состава пород частично подтверждаются данными химических анализов. В табл. 33 приведены химические составы одного образца обычной разновидности диорита (обр. 131), отобранного в удалении от контакта с породами кровли, и двух образцов (602А и 138) магматического материала из рассмотренной выше жилы среди магнезиальных карбонатных пород. Различие между этими двумя видами интрузивных образований Натальевского массива особенно наглядно выступает при сопоставлении числовых характеристик по А. Н. Заварицкому. В инъецированном материале по сравнению с диоритами отмечается закономерное возрастание величины a и уменьшение величины c и s .

Рассмотренные особенности эндоконтактных изменений в интрузиве несомненно связаны с процессами магматического



Рис. 51. Жила сиенито-диорита в магнезиальной карбонатной породе. Штуф керна. Натальевское месторождение.

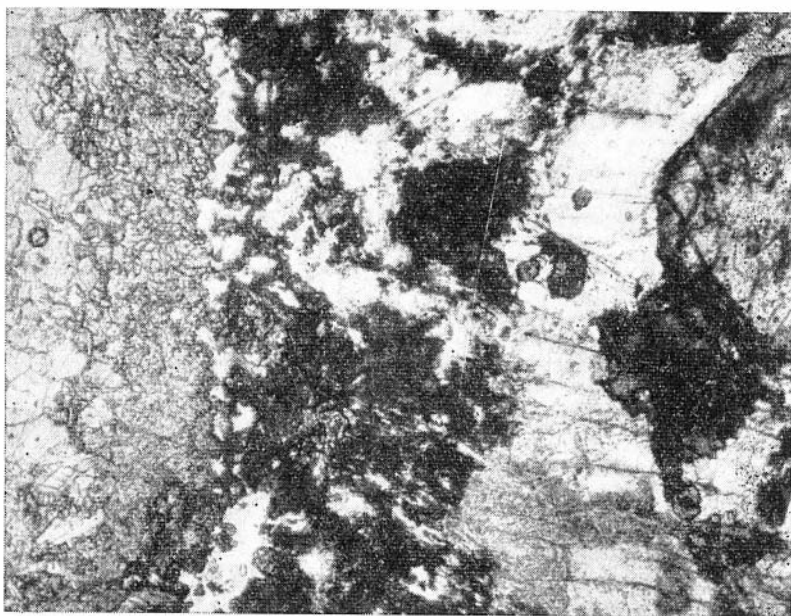


Рис. 52. Контакт жильного сениито-диорита с мрамором. В контакте видна узкая кайма магнезиального скарна, переходящая в кальцифир. Прозрачный шлиф. Ник. параллельны. Увел. 30. Натальевское месторождение.

замещения вмещающих пород и, прежде всего, известняков и доломитов. Как уже отмечалось выше, различают два крайних типа магматического замещения: диффузионное и инфильтрационное. При диффузионном магматическом замещении поток растворов, выходящих из магмы, малоинтенсивен. Скорость встречной диффузии компонентов вмещающих пород выше скорости инфильтрации растворов; замещение магмой пород кровли происходит с постепенным расплавлением последних и с усвоением (ассимиляцией) их вещества магмой путем диффузии. При диффузионном замещении карбонатных пород в контактовом ореоле интрузива возникают более основные (но не щелочные) разности пород. При инфильтрационном магматическом замещении, когда скорость диффузии компонентов вмещающих пород меньше скорости потока сквозьмагматических растворов, последние выносят из магмы все компоненты расплавленных (растворенных) вмещающих пород, избыточных против котектического состава. В результате замещение магмой вме-

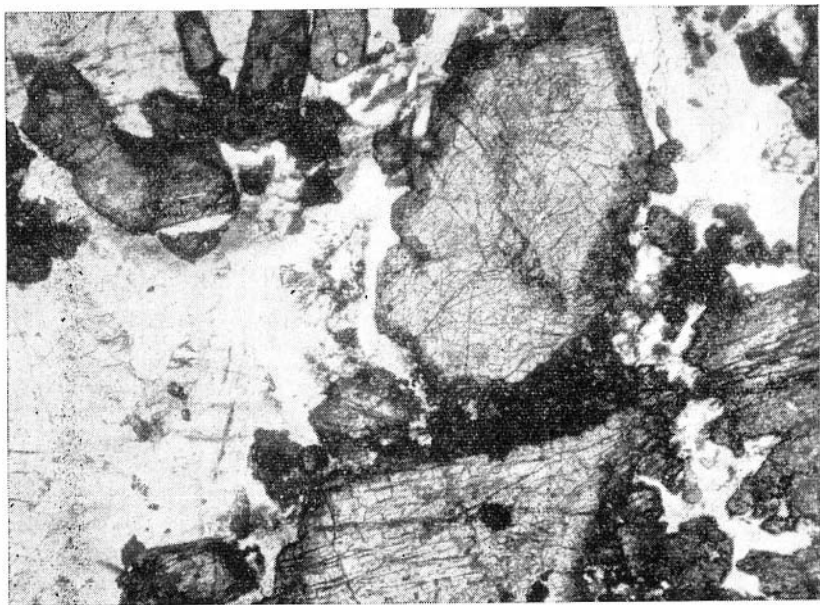


Рис. 53. Спессит-диорит. Кристаллы авгита с каймой эгириनावгита. Прозрачный шлиф. Ник. параллели. Увел. 30. Натальевское месторождение.

щающих пород (в том числе и карбонатных) происходит без признаков эндоконтактовых изменений.

Оба типа магматического замещения в чистом виде не применимы к нашему примеру, ибо здесь налицо эндоконтактовые изменения в интрузиве с возникновением более щелочных пород. При формировании интрузива и магнезиальных скарнов в данном случае мы скорее имеем дело с промежуточным диффузионно-инфильтрационным типом магматического замещения, или, по последней терминологии В. А. Жарикова (1966), с инфильтрационным магматическим замещением с отраженной щелочностью*. При этом типе замещения скорость просачивания выходящих из магмы растворов оказывается замедленной и в их потоке возникает диффузия щелочей из экзоконтакта в магматический расплав и, как следствие этого, в эндоконтакте возникают породы повышенной щелочности.

* Подробная характеристика всех типов магматического замещения приведена в серии работ В. А. Жарикова (1960, 1966).

Т а б л и ц а 33

Химический состав пород Натальевского массива
(в вес. %)

О к с л ы	Обр. 131	Обр. 602А	Обр. 138	Обр. 30
SiO ₂	50,81	51,37	49,64	57,62
TiO ₂	0,74	0,60	0,71	0,112
Al ₂ O ₃	20,23	19,37	19,64	23,22
Fe ₂ O ₃	3,02	2,35	2,48	0,68
FeO	4,09	4,02	3,51	0,65
MnO	0,15	0,07	0,15	0,03
MgO	4,29	2,74	2,78	0,59
CaO	9,06	9,84	9,84	4,21
Na ₂ O	4,18	3,86	4,04	3,10
K ₂ O	1,45	3,23	4,10	7,25
P ₂ O ₅	0,31	0,14	0,33	0,09
V ₂ O ₅	0,01	0,22	0,01	0,005
Cr ₂ O ₃	сл.	0,002	сл.	сл.
П. п. п.	1,86	1,59	2,72	2,01
С у м м а	100,20	99,40	99,94	99,55

Примечание. Обр. 131 — диорит, скв. 172, глубина 205—235 м; 602А — сиенит из жилы в доломите; 138 — сиенит из жилы в доломите (в месте ее выклинивания); 30 — дайка сиенита, шахта № 2.

Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР аналитиком М. В. Дош.

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Обр.	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>
131	11,8	8,6	17,6	62,0
602А	14,0	6,5	17,9	61,5
138	15,8	6,0	17,7	60,5
30	18,5	5,4	6,1	70,0

Исходя из принятой схемы контактово-реакционного взаимодействия магмы с вмещающими (карбонатными) породами, появление в Натальевском штоке щелочных пород (сиенито-диоритов, пироксеновых сиенитов и т. п.) получает логическое объяснение. В просачивающийся через доломиты раствор, несущий наряду с кремнеземом, глиноземом и железом, также и сильные основания (калий и натрий), поступает дополнитель-

но большое количество других оснований — кальция и магния, освобождающихся из доломита в связи с реакциями образования минералов магнезиальных скарнов. Взаимодействие оснований приводит к повышению общей щелочности последнего (Коржинский, 1955, 1956) и, как следствие этого, в определенный момент активность всех оснований, особенно калия и натрия, в экзоконтакте становится настолько выше их активности в магматическом растворе, что возникает обратная диффузия калия и натрия, т. е. в сторону магмы. В результате этого в эндоконтактной зоне интрузива и возникают породы не только повышенной основности, но и повышенной щелочности. Естественно, что наиболее щелочные породы вплоть до авгитовых сиенитов чаще всего возникают в контакте с магнезиальными аподолмитовыми скарнами.

Не исключена возможность, что вследствие значительно большей подвижности калия и натрия, по сравнению с железом, кальцием и магнием, эти компоненты могли локально обогатить удаленные от контакта очаги магмы, которые в последующем, после затвердевания краевых и верхушечных частей интрузива, могли породить вдоль тектонических разрывов сиенитовые дайки.

Химический состав сиенит-аплита одной из даек Натальевского месторождения см. в табл. 33 (обр. 30). Суммарное содержание $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в этой породе составляет уже 10,35% (в том числе $\text{K}_2\text{O} = 7,25\%$).

Таким образом, на рассмотренном примере наглядно раскрывается тесная связь образования магнезиальных скарнов и эндоконтактных изменений в интрузиве с явлениями магматического замещения карбонатных пород, на что обращалось внимание ранее, особенно Л. И. Шабыниным (1961₁).

Особенности минералогического состава и строения магнезиальных скарнов. Магнезиальные скарны на Натальевском месторождении распространены в пределах Центрального участка, где в составе литологически неоднородной эффузивно-осадочной толщи, подвергшейся процессам скарнирования и оруденения, наблюдаются магнезиальные карбонатные породы.

Минералы магнезиальных скарнов представлены диопсидом, форстеритом и шпинелью. В последующем эти минералы претерпели изменения в связи с воздействием уже послемагматических гидротермальных процессов. Среди апоскарновых магнезиальных минералов наиболее распространены флогопит, тремолит и серпентин. Реликты форстерита и шпинели среди флогопитовых и серпентиновых агрегатов определенно сви-

детельствуют, что они образовались на месте магнезиальных скарнов. Диопсид обычно замещается тонковолокнистой лучистой роговой обманкой, отвечающей по составу чистому тремолиту. При микроскопическом изучении прослеживаются все стадии замещения диопсида тремолитом — от незначительного его развития вдоль трещин спайности до полных псевдоморфоз.

За счет шпинель-форстеритовых скарнов развиваются гроссулярвезувияновые скарны. Однако часто замещение бывает неполным и среди известковых скарнов сохраняются зерна форстерита, шпинели или диопсида. Здесь можно наблюдать замещение этих остаточных зерен форстерита и шпинели серпентином и флогопитом с образованием в последнем случае крупнокристаллических агрегатов размером до 5 см в поперечнике. В результате послемагматических преобразований магнезиальных скарнов возникли своеобразные минеральные ассоциации, характеризующиеся одновременно присутствием в породе минералов с высоким содержанием магния (форстерит, шпинель, флогопит) и известково-скарновых минералов (везувиян, гранат).

Исходными породами, по которым образовались магнезиальные скарны Натальевского месторождения, были доломиты или другие магнезиальные карбонатные образования. Об этом можно судить по их остаткам, кое-где сохранившимся от полного замещения. Такие остаточные участки встречаются среди скарнов в виде своеобразных шаров или ядер карбонатной породы, по внешнему виду почти не отличимых от обычных мраморов (рис. 54). Под микроскопом устанавливается, что они состоят из кальцита со значительной примесью флогопита (до 20%), образовавшегося за счет первичных магнезиальных скарновых минералов. Эти ядра, по существу, представляют собою кальцифиры, т. е. реликтовые участки внешней зоны метасоматической колонки, что подтверждается и данными химического анализа соляпокислой вытяжки и нерастворимого остатка этой породы. Результаты химического анализа следующие: соляпокислая вытяжка — Al_2O_3 — 0,13%, Fe_2O_3 — 0,10, FeO — 0,22, MnO — 0,02, MgO — 0,78, CaO — 29,35, Na_2O — 0,10, K_2O — следы, п. п. — 25,76, H_2O — 0,24%. Нераст. ост. — SiO_2 — 27,71%, TiO_2 — 0,22, Al_2O_3 — 0,14, Fe_2O_3 — 1,24, MgO — 13,25, CaO — 0,48, общая сумма — 99,73%. Образец для химического анализа взят из реликтового участка кальцифира (см. рис. 54). Результат анализа подтверждает известное положение о том, что при образовании магнезиальных скарнов магний входит в состав скарновых минералов (форстерита и др.), а освободившийся при разложении доломита кальций идет на образование кальцита.

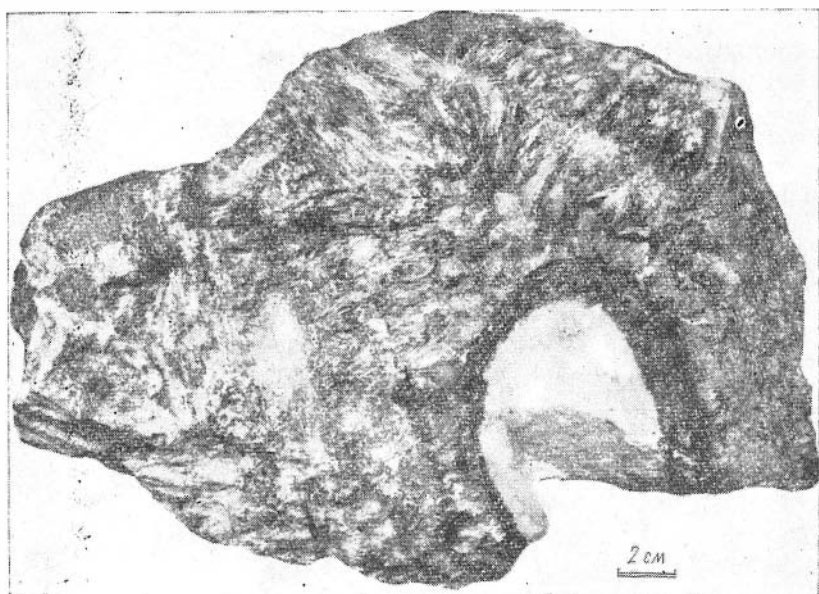


Рис. 54. Магнезиальный скари с остатком карбонатной породы — кальцифира (белое). Темная кайма вокруг кальцифира — зона обогащения сульфидами. Штуф. Натальевское месторождение.

Метасоматическая зональность в строении и составе в целом скарново-рудных тел Натальевского месторождения выявляется с большим трудом. С одной стороны, она осложнена наличием частого переслаивания в геологическом разрезе карбонатных и алюмосиликатных (эффузивных) пород, с другой — сильно замаскирована в результате наложения более поздних послемагматических процессов минералообразования.

Лишь при детальном исследовании малоизмененных контактов диоритов с доломитизированными мраморами удалось выявить особенности метасоматической колонки. Такими участками, имеющими своего рода ключевое значение для выяснения генетической природы и строения магнезиальных скарнов, оказались контакты жил магматического материала (сиенитов) в магнезиальных карбонатных породах. Один из примеров доломитизированных пород с инъекцией сиенита или сиенито-диорита рассмотрен выше (см. рис. 54).

При микроскопическом изучении шлифов из непосредственных контактов доломитов с такими жилами четко устанавливается следующая последовательность метасоматических зон:

1 — сиенито-диорит, 2 — пироксеновый скарн, 3 — форстеритовый скарн, почти нацело преобразованный во флогопит и 4 — кальцифир, состоящий из кальцита (основная масса) с вкрапленностью форстерита, магнезимальной шпинели, а также флогопита и серпентина (по форстериту).

Мощность зон, особенно 2, 3-й, в данном случае незначительна (обычно не превышает 0,5 см). Однако по керну они прослеживаются вдоль всех контактов жилы без перерыва. Даже в местах выклинивания последних постоянно отмечается метасоматическая зональность, несмотря на ничтожную мощность скарновых образований. Отмеченная зональность частично осложнена лишь цепочковидно располагающимися вдоль контакта агрегатами граната. При этом гранат замещает как внутреннюю зону магнезимальных скарнов, так и сиенито-диорит.

Детальное рассмотрение магнезимальных скарнов Натальевского месторождения доказывает их образование в магматическую стадию. Об этом свидетельствуют следующие факты.

1. Сиенито-диориты прожилков даже в непосредственном контакте с доломитами не подвергаются магнезимальному скарнированию.

2. Устанавливается замещение калиевым полевым шпатом (входящим в состав сиенит-диорита) клинопироксена, слагающего внутреннюю зону метасоматической колонки.

3. В составе скарнов присутствует шпинель или продукты ее преобразования, т. е. высокоглиноземистые минералы, хотя сами доломиты характеризуются исключительной чистотой и образование в них глиноземистых минералов возможно только при привносе глинозема. При послемагматических процессах глинозем инертен и его привнос возможен лишь в магматическую стадию.

4. Гранат, наблюдающийся в виде прерывистой каймы в контакте сиенито-диорита с магнезимально-скарновыми образованиями, отчетливо замещает последние. Это обстоятельство указывает на формирование метасоматической колонки магнезимальных скарнов раньше послемагматических известковых скарнов. Заметим, что наложение магнезимальных скарнов на породы активной интрузии в пределах рудного поля месторождения ни в одном случае не было отмечено, в то время как известковые эндоскарны (по интрузивным породам) явление обычное.

5. Наконец, эндоконтактные изменения в интрузиве (повышенная щелочность, основность и т. п.) наиболее логично объясняются в связи с формированием магнезимальных скарнов в процессе магматического замещения доломитов, т. е. в магматическую стадию.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ СКАРНЫ ТАРДОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вторым скарново-рудным месторождением, в котором широко распространены магнезиальные скарны, является Тардонское. Скарны обычно располагаются в непосредственном контакте диоритов таннуольского интрузивного комплекса с доломитами. Одно из скарновых тел вскрыто разведочной штольной. Скарны шпинель-диопсидового состава в различной степени преобразованы (амфиболизированы, серпентинизированы и т. п.) последующими гидротермальными процессами.

Отдельные тела магнезиальных скарнов встречаются и среди эффузивно-осадочной толщи вне пространственной связи с интрузивами. Одно из таких тел с наложенным магнетитовым оруденением было подвергнуто детальному изучению. Это тело под названием «Магнетитовая линза» расположено вдоль контакта доломитов с пачкой эффузивов, сложенных здесь в основном черными кварц-полевошпатовыми порфирами. Такого рода кислые эффузивы распространены в районе и за пределами скарново-рудного поля. Принадлежность их к типичным эффузивным образованиям (а не к субвулканическим интрузивам) совершенно определенно доказывается как особенностями строения геологического разреза (переслаивание потоков кварц-полевошпатовых порфиров, фельзит-порфиров с горизонтами туфов и лавобрекчий), так и текстурно-структурными особенностями пород, как-то наличием резко выраженных признаков течения основной массы, обладающей криптокристаллической либо сферолитовой структурой, явлениями оплавления порфировых вкрапленников кварца и полевого шпата и т. п. В связи с этим заметим, что у всех геологов, в том числе и тех из них, которые специально занимались изучением рассматриваемых образований, их эффузивная природа не вызывает сомнений (Пинус, 1960; и др.).

По простиранию скарново-рудная залежь прослеживается в виде узкой ленты (мощностью 0,5—4 м) до 100 м.

Руды вкрапленные, реже массивные. Помимо магнетита, содержание которого колеблется от 10 до 60%, в их состав входят (в порядке распространенности) серпентин, тремолит, кальцит, форстерит, диопсид и флогопит. Первичными минералами магнезиальных скарнов являются диопсид и форстерит ($+2V = 86-87^\circ$). Апоскарновые минералы представлены лучистой роговой обманкой, относящейся почти к чистому тремолиту ($N_g = 1,627$, $N_p = 1,603$), серпентином, в основном антигоритом ($N_g = 1,559$, $N_p = 1,553$), в значительно меньшей степени флогопитом. Все они развиваются с замещением ранних силикатов.

При этом остатки диопсида наиболее обычны среди тремолитовых, а форстерита — среди серпентиновых агрегатов. В том случае, когда серпентин и флогопит присутствуют совместно, постоянно отмечается более позднее образование серпентина, прожилки которого рассекают флогопит и остаточные зерна форстерита. Встречаются участки, нацело преобразованные в серпентиновые агрегаты, но и в этом случае без труда удастся определить (например, благодаря псевдоморфозному замещению серпентином зерен форстерита), что серпентин или тремолит развиваются по скарнам, а не непосредственно по доломитам.

Магнетитовые или, точнее, серпентин-магнетитовые руды в сторону неизменных доломитов сменяются зоной мощностью до 1—2 м, состоящей из кальцита, форстерита и флогопита. Содержание форстерита в участках, непосредственно прилегающих к серпентин-магнетитовой линзе, достигает 40% от площади среза.

Несмотря на отложение магнетита и других более поздних по времени образования минеральных ассоциаций, выявляется зональность в строении магнезиальных скарнов:

1. Кварц-полевошпатовый порфир.

2. Диопсидовая или форстерит-диопсидовая зона с очень редкими выделениями мелких пластинок флогопита.

3. Форстеритовая зона.

4. Кальцифир.

5. Неизменный доломит.

Следует подчеркнуть следующие особенности метасоматической колонки магнезиальных скарнов. Все зоны магнезиальных скарнов являются экзоскарновыми аподоломитовыми образованиями. Кварц-полевошпатовые порфиры не подвержены сколько-нибудь существенным преобразованиям, связанным с послемагматическими процессами. Также характерно, что на площади всего участка рассматриваемой скарновой зоны в кварц-полевошпатовых порфирах не отмечается следов ороговикования и других признаков, указывавших бы на близость интрузива. Одной из главных отличительных особенностей магнезиальных скарнов этого месторождения является отсутствие в их составе шпинели. Однако это скорее всего связано со значительной $\mu\text{K}_2\text{O}$ в конце скарнового этапа, ибо в таких случаях пара пироксен + шпинель переходит во флогопит, и процесс этот происходит без изменений в содержаниях кремния, алюминия и магния в породе. Описанный случай образования магнезиальных скарнов среди пород кровли вне непосредственной пространственной связи с интрузивами не является исключением. В литературе такие факты уже отмечались (Шабынин, 1961₂).

ИЗВЕСТКОВЫЕ СКАРНЫ

Известковые скарны характерны для всех месторождений. Как известно, их образование происходит в раннюю (щелочную) послемагматическую стадию воздействия гидротермальных растворов.

Число собственно скарновых минералов невелико: волластонит, гранат рядаgrossуляр — андрадит, пироксен серии диопсид — геденберgit, везувиян, скаполит, апатит. Характеристика всех этих минералов приведена в главе 3. По преобладанию одного или нескольких минералов в пределах одного и того же рудного поля выделяются волластонитовые, пироксеновые гранатовые, гранат-везувияновые и т. п. разности. Волластонитовые скарны широко распространены на Синюхинском и отчасти на Натальевском месторождениях. Гранатовые и пироксеновые скарны (в равной степени) принимают участие в строении скарново-рудных тел всех месторождений. Везувияновые и гранат-везувияновые скарны характерны для Натальевского месторождения, где они развиваются на месте магнезиальных скарнов магматической стадии.

Наблюдаемые возрастные взаимоотношения скарновых минералов указывают на следующую последовательность отложения: волластонит — пироксен — гранат. Эта последовательность минералообразования, идущая с замещением более сильных оснований более слабыми (Ca и $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{+2} \rightarrow \text{Fe}^{+3}$), выдерживается во всех месторождениях и может быть иллюстрирована многочисленными примерами.

Причиной смены во времени этих минералов в свете теории Д. С. Коржинского о кислотно-основной эволюции растворов служит повышение кислотности растворов.

Среди известковых скарнов наиболее распространены существенно диффузионные, биметасоматические скарны, образованные в контактах известняков с алюмосиликатными породами. Последние чаще всего представлены породами активной интрузии или различного типа эффузивными образованиями (порфирами, порфиритами, туфами).

В отдельных случаях, несмотря на проявление поздних гидротермальных процессов, отчетливо выявляется зональное строение скарновых залежей. В частности, для скарнов Натальевского месторождения в ряде случаев устанавливается следующий тип метасоматической колонки: 1) мраморизованный известняк; 2) волластонитовый экоскарн; 3) пироксеновый экоскарн; 4) пироксен-гранатовый экоскарн (частично эндоскарн); 5) пироксен-плагноклазовая околоскарновая порода; 6) диорит.

В отдельных случаях, особенно в пределах южного фланга месторождения, зона волластонитовых скарнов выпадает. С другой стороны, для скарнов, образовавшихся в контактах известняков с эффузивами, более характерны околоскарновые породы пироксен-скаполитового, нежели пироксен-плагноклазового состава. В виде узких кайм известковые скарны нередко наблюдаются и вокруг останцев мраморов в интрузиве. Несмотря на незначительную мощность таких скарновых оболочек (несколько сантиметров), при микроскопическом изучении шлифов выявляется метасоматическая зональность. В частности, скарновая кайма вокруг мелкого останца мрамора общей мощностью около 2 см (см. рис. 49) имеет следующее строение: 1) мрамор, 2) пироксеновый экзоскарн, 3) пироксен-гранатовый эндоскарн (возможно, частично экзоскарн), 4) пироксен-плагноклазовая околоскарновая порода (выражена слабо), 5) диорит. Наряду с диффузионными биметасоматическими скарнами встречаются и контактово-инфильтрационные скарны. Они развиваются вдоль трещин в диоритах или других породах эндоконтактной зоны интрузивов (Натальевское месторождение), в порфиритах (Спньюхинское и Лебедское месторождения) с образованием прожилков мощностью от 1 до 10 см, реже больше.

Отличительной особенностью отдельных месторождений является исключительно широкое распространение в них инфильтрационных скарнов, образовавшихся на месте диффузионных биметасоматических, в связи с дальнейшим развитием, процессов послемагматического скарнообразования. Частично это мо-

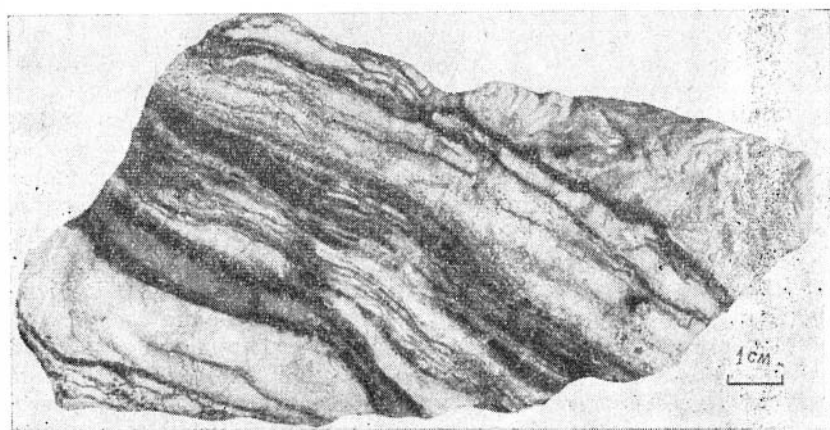


Рис. 55. Волластонитовый скарн (белое) с гранат-пироксеновыми жилками (см. объяснения в тексте). Штуф. Натальевское месторождение.

жно видеть из рис. 55, где изображен штуф волластонитового скарна, пронизанный серией почти параллельно расположенных прожилков. Такие прожилки сложены одним пироксеном, более мощные — пироксеном и гранатом и обладают симметрично-зональным строением. Внешние их зоны состоят из граната (или гранат + пироксен), внутренняя часть сложена пироксеном. Разграничение между зонами резкое. Такие инфильтрационные скарны развиваются и вдоль контакта диоритов (или околоскарновых диопсид-плагиоклазовых пород по диоритам) с внутренней волластонитовой зоной диффузионных скарнов (рис. 56). Это ведет к усложнению или, вернее, к нарушению закономерного строения метасоматической колонки диффузионных скарнов. Такие возрастные взаимоотношения инфильтрационных скарнов с диффузионными вполне понятны, так как инфильтрационные процессы характерны для поздних стадий скарнового процесса.



Рис. 56. Гранат-пироксеновый инфильтрационный скарн в контакте диорита (в центре снимка) с волластонитовым скарном (белое). Штуф. Натальевское месторождение.

Инфильтрационные явления исключительно широкое развитие получили в пределах главного рудного тела Лебедского месторождения. Результатом этого является полное преобразование биметасоматических скарнов гранатового и гранат-пироксенового состава в андрадитовые. Выделение зон инфильтрационной андрадитизации представляет определенный практический интерес, так как такие скарны оказались наиболее благоприятной средой для локализации золотого оруденения. Известковые скарны не остаются неизмененными. В дальнейшем, в связи с наступлением последующей кислотной стадии, преобразования этих скарнов носят характер типичного приконтактного выщелачивания. Происходит частичное разложение граната и пироксена с образованием в первом случае (имеется в виду гранат смешанного состава) эпидота, кварца, кальцита, во втором — лучистой роговой обманки, кварца и кальцита.

На Натальевском месторождении по диопсид-плагноклазовым околоскарновым породам и частично по гранатовым эндоскарнам (гранат по составу близок кgrossуляру) совместно с кварцем и кальцитом образуется пренит. При этом, как уже отмечалось выше, замещению подвергается гранат, близкий к grossуляру, и плагноклаз, в то время как диопсид в этих (видимо, среднетемпературных) условиях устойчив против распада.

При разложении андрадитовых скарнов Лебедского месторождения помимо кварца и кальцита выделяется гематит, в последующем преобразованный в крупнокристаллические агрегаты мушкетовита (см. рис. 32). К скарнам этого месторождения, включая и участки мономинеральных безглиноземистых андрадитовых скарнов, приурочены зоны интенсивного окварцевания со скоплениями крупнокристаллических агрегатов эпидота.

Очевидно, здесь намечается «зона обогащения перемещенным глиноземом» (по Д. С. Коржинскому, 1955, стр. 433). Здесь же в пределах зон окварцевания можно проследить, как с дальнейшим понижением температуры воздействие растворов постепенно локализуется вдоль трещин, что в конце концов и приводит к формированию кварцевых или амфибол-кварцевых жил. Последние обычно обладают симметричным строением, что и позволяет выявить эволюцию растворов. В первые моменты их свободной циркуляции вдоль трещин растворы были еще обогащены железом и некоторыми другими компонентами вмещающих пород, в последующем они несли только кремнезем. Отложение вещества в жилах, по крайней мере в момент отложения актинолита, происходило в восстановительных условиях, так как в парагенезисе с актинолитом наблюдается магнетит в виде редкой вкрапленности мелких идиоморфных зерен.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Выяснение последовательности отложения руд и изменений в химическом составе гидротермальных растворов в процессе минералообразования удобнее провести на примере отдельных месторождений. При этом выводы, касающиеся последовательности образования минералов, основаны на наблюдаемых генетических взаимоотношениях минералов, которые устанавливаются по наличию структур и текстур замещения, пересечениям, реакционным каймам, по результатам выявления и изучения структур распада твердых растворов, метакристаллов, псевдоморфоз и другим объективным критериям. Эти данные большей частью уже приведены выше при описании отдельных минералов.

Лебедское месторождение. Для этого месторождения важно подчеркнуть следующие обстоятельства: 1) крайне незначительное развитие в скарново-рудных телах сульфидной минерализации; 2) простой набор сульфидных минералов, включающих пирит, халькопирит, сфалерит, галенит; 3) интрузивные породы района месторождения всеми исследователями относятся к одному интрузивному комплексу.

Все эти вместе взятые факты позволяют уверенно говорить, что скарны, магнетитовое оруденение и сульфидная минерализация генетически связаны с единым магматическим источником. К такому же выводу пришел Б. Н. Зимогладов (1966) при рассмотрении вопроса о времени выделения золота в Лебедском и некоторых других контактово-метасоматических золоторудных месторождениях Кузнецкого Алатау.

Процесс рудообразования на Лебедском и других скарново-золоторудных месторождениях начался с образованием магнетита. Отложение магнетита связано с наметившимся еще в период скарнообразования повышением кислотности растворов.

Из сульфидных минералов одним из первых, несомненно, образовался пирит. В том случае, когда пирит находится совместно с магнетитом, он замещает его с краев зерен и одновременно образует прожилковидные выделения по трещинкам. Показательно также совместное нахождение пирита с мушкетовитом, что чаще всего наблюдается среди окварцованных андрадитовых скарнов. Это и понятно. Мушкетовитизация и пиритизация в данном случае процессы синхронные. Они обусловлены дальнейшим повышением кислотности растворов, вызвавшим реакции восстановления с замещением магнетита пиритом. При этом, как известно (Коржинский, 1955 и др.), парциальное давление кислорода понижается, что приводит к преобразованию гематита в магнетит (мушкетовит).

Халькопирит в тесном сростании со сфалеритом (в виде звездчатых включений в халькопирите) в свою очередь развивается не только по магнетитовым агрегатам, но и на месте пирита (см. рис. 17). При этом нередко замещение происходит с образованием псевдоморфоз халькопирита по пириту. Такого рода псевдоморфизация пирита в халькопирит указывает на изменение химического состава рудоносных растворов в сторону увеличения в них содержания меди.

След за отложением раннего высокотемпературного халькопирита в условиях понижающейся температуры происходило выделение халькопирита без продуктов распада твердого раствора, сфалерита, галенита, а также тетрадимита. Появление последнего свидетельствует о недосыщенности гидротермальных растворов серой. И наконец, в заключительную стадию рудообразования в обстановке резко повышенного окислительного потенциала кое-где происходило выделение гематита, правда, в ничтожных количествах.

Таким образом, для Лебедского месторождения устанавливается следующая последовательность выделения рудных минералов:

1. Магнетит I (основная масса).
2. Пирит + магнетит II (в виде мушкетовита и редких идиоморфных кристалликов в ассоциации с актинолитом и кварцем).
3. Халькопирит I + сфалерит как продукт распада твердого раствора.
4. Халькопирит II + сфалерит + галенит + тетрадимит.
5. Гематит.

В этой схеме не учтено положение редко встречающегося арсениопирита, который в собственно скарно-рудных телах не был встречен.

В целом отмеченная последовательность является отражением закономерного изменения в химическом составе рудоносных растворов, а именно, по мере просачивания растворов в условиях понижающейся температуры происходит некоторое увеличение содержания меди с параллельным, особенно на заключительных стадиях, понижением активности серы.

Синюхинское месторождение. Так же как и на Лебедском месторождении, выделение основной массы магнетита с образованием небольших по размерам линз магнетитовой руды произошло после формирования скарнов. Ранние сульфидные минералы — пирит, пирротин и халькопирит — пространственно приурочены к магнетитовым рудам и пироксен-гранатовым скарнам, т. е. к породам, наиболее обогащенным железом, поздние сульфидные минералы, особенно борнит и халькозин, преимущественно наложены на безжелезистые или маложелезистые породы, в частности на волластонитовые скарны, мрамора и дайки кварц-полевошпатового состава. Очевидно, на образование ранних сульфидов шло железо местное, а сера привносилась растворами.

Пиритизация вмещающих пород сопровождалась восстановлением ранних генераций гематита до магнетита. С понижением парциального давления серы вместо пирита отлагался пирротин, а затем халькопирит и сфалерит.

Как известно, в период образования сульфидных руд ранее образовавшиеся минералы постоянно изменяются с образованием минералов нового состава (Григорьев, 1948; Бетехтин, 1955; Mekenstry, Kennedy, 1957 и др.) и на основании наблюдаемой последовательности выделения минеральных ассоциаций или фаз можно судить о направлении изменения равновесных условий. Это положение приложимо к рудам Синюхинского месторождения, где изменение равновесных условий фиксируется в следующей последовательной смене парагенезиса минералов: пирит + пирротин + халькопирит → халькопирит + борнит → борнит + халькозин. Образование сульфидов железа и меди происходит в строго закономерном порядке, отвечающем постепенному уменьшению в них содержания серы и железа и увеличению меди. Одной из главных причин смены одних парагенезисов другими в данном случае служит понижение активности серы в растворах, что связано с ее расходом на образование сульфидов железа в процессе гидротермальной обработки вмещающих пород.

К концу процесса гидротермальной минерализации происходит полное исчезновение серы в растворах, одновременно в растворах возрастает относительное количество ряда редких элементов, в том числе селена, теллура и висмута, что приво-

дит к выпадению бессернистых минералов и, в частности, теллуридов висмута.

В приведенной схеме минералообразования на Синюхинском месторождении не учтены редко встречающиеся минералы, такие как арсенопирит, теннантит, галенит. По данным минераграфического изучения, арсенопирит отлагался позже раннего пирита, но, видимо, раньше пирротина и халькопирита. Теннантит, находящийся обычно совместно с галенитом, несомненно, выделился в числе последних сульфидных минералов в условиях низкой концентрации серы в растворах, но в противоположность арсенопириту, при высоком значении PO_2 . В наметившейся общей тенденции сульфидообразования имеются и отдельные местные нарушения. К числу таких следует отнести выделение метакристаллов пирита или магнетита в связи с преобразованием пирротина под воздействием поздних порций растворов. Однако масштабы таких явлений крайне незначительны.

Натальевское месторождение. В отношении рудных минералов оно характеризуется следующими особенностями.

1. Незначительным развитием магнетита. 2. Присутствием в составе сульфидных разностей руд кубанита, находящегося в парагенезисе с ранним халькопиритом. 3. Более широким, по сравнению с рудами Синюхинского и Лебедского месторождений, распространением арсенопирита. Положение арсенопирита в общей схеме минералообразования вполне определено. Он образуется метасоматическим путем после пирита, раннего халькопирита, кубанита и звездчатого сфалерита в условиях пониженной концентрации ионов серы в растворах и в восстановительной обстановке. Поздние генерации сфалерита, халькопирита (без включений кубанита и звездчатого сфалерита как продуктов распада твердого раствора), галенит, блеклые руды образовались уже после арсенопирита. 4. Присутствием самородного висмута, находящегося обычно в ассоциации с поздним халькопиритом, борнитом, виттихенитом, реже в виде включений и прожилков среди пирротиновых и кубанит-халькопиритовых агрегатов.

Несмотря на относительную сложность минералогического состава руд и пространственную разобщенность отдельных минеральных ассоциаций, порядок отложения основных рудных (сульфидных) минералов вполне закономерен и может быть представлен следующими схемами.

1. Для известковых скарнов, в частности для скарнов юго-западного фланга месторождения:

пирит → халькопирит → пирротин → сфалерит.

2. Для магнетитовых руд или магнетитсодержащих скарнов: магнетит→пирит→халькопирит.

3. Для магнезиальных скарнов Центрального участка: пирит → халькопирит + кубанит + сфалерит — арсенопирит + виттихенит → борнит + халькопирит + виттихенит.

Подобно рудам Синюхинского и Лебедского месторождений, с поздними низкотемпературными стадиями минералообразования связано отложение галенита, блеклых руд, а также теллуридов (алтаита и др.) и самородного висмута.

Наиболее сложный состав минералов характерен для золотоносных кварц-кальцитовых линз, несмотря на то, что общее содержание сульфидов в них незначительно (резко меньше, чем в скарновых породах). Это и понятно. Составляющие их дорудные (породообразующие) минералы практически лишены железа и, как следствие этого, здесь не происходило массового отложения сульфидов железа, так как при образовании последних железо заимствуется из вмещающей породы, а приносится только сера. При минераграфическом изучении золотоносных руд рассматриваемого типа мною были встречены все известные для месторождения рудные минералы, за исключением борнита, виттихенита и зигенита. Это обусловлено следующими факторами. Во-первых, благоприятной структурной позицией этих линз, располагающихся в породах кровли над апикальной частью диоритового штока или в непосредственном контакте с последним. Во-вторых, резко повышенной пористостью породы, благодаря ее очень крупнокристаллическому сложению. Все это предопределило интенсивное просачивание восходящих гидротермальных растворов в продолжение всего процесса сульфидного минералообразования. Действительно, здесь мы одновременно в пределах одного и того же штUFFа наблюдаем присутствие минералов как ранних (кубанит, высокотемпературный халькопирит и др.), так и самых поздних стадий минерализации, включая галенит, алтаит и т. п.

На основании возрастных критериев намечается следующая последовательность отложения основных рудных минералов в золотоносных кварц-кальцитовых линзах.

1. Высокотемпературный халькопирит (I) в закономерном прорастании с кубанитом, пирротинном и звездчатым сфалеритом.

2. Пирротин II + арсенопирит + пирит.

3. Сфалерит II + халькопирит II + галенит + алтаит + тетраэдрит + висмут.

Во всех приведенных здесь схемах рудоотложения не отражено присутствие молибденита, так как он встречается ред-

ко и постоянно обособленно от сколько-нибудь существенных скоплений других сульфидов. Отложение молибденита происходило также метасоматическим путем и, видимо, после ранних ассоциаций сульфидных минералов в условиях резкого обеднения гидротермальных растворов железом и медью.

Таким образом, отмеченная выше тенденция к закономерному увеличению отношения Cu/Fe при параллельном уменьшении серы в растворах по мере развития процесса в какой-то мере сохраняется и для Натальевского месторождения, хотя и в пределах данного месторождения выявляются отдельные отклонения от этой схемы. Это касается прежде всего кварц-кальцитовых линз. Остается в силе положение о преимущественном отложении малосернистых или бессернистых минералов многих редких элементов, таких как теллур, висмут, сурьма, свинец, серебро, а также никель и кобальт из заключительных порций рудоносных растворов. Многие из них в рудах одновременно находятся и в виде изоморфной примеси в других минералах.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О ТЕМПЕРАТУРАХ РУДООТЛОЖЕНИЯ

Суждения о температурах отложения сульфидных минералов основаны главным образом на результатах детального изучения взаимных прорастаний минералов, образующихся путем распада твердых растворов. В золотых рудах такие прорастания или структуры распада твердых растворов свойственны следующим парам минералов: халькопирит + кубанит, халькопирит + пирротин, халькопирит + сфалерит, сфалерит + халькопирит, борнит + халькопирит, борнит + халькозин. В этих парах на первом месте стоит основной минерал («хозяин»), на втором — второстепенный минерал («гость»).

Хорошим геотермометром служит также самородный висмут. Рассмотрим сначала структуры распада твердых растворов упомянутых пар сульфидных минералов.

Халькопирит + кубанит. Пластинчатые срастания халькопирита и кубанита, аналогичные описанным в литературе в качестве продуктов распада твердого раствора, широко развиты в рудах Натальевского месторождения. Пластинки кубанита имеют ровные ограничения и достигают ширины 0,6 мм. При прохождении через халькопирит они часто прерываются с расщеплением на концах и вновь начинаются. В отдельных случаях количество кубанита не уступает находящемуся в срастании с ним халькопириту, что, наряду с от-

носителю большой толщиной пластинок кубанита, свидетельствует о значительном избытке FeS в первичном твердом растворе.

Распад смеси халькопирит + кубанит с выделением кубанита, по данным Шварца (1931), происходит при температуре $400\text{—}500^\circ$. Аналогичные значения температур приводятся Э. Ингерсоном (1958), Мак-Кинстри и Кеннеди (1957) и др. П. Рамдор (1962), имея в виду опыты Борхерта (1934), эти цифры считает преувеличенными и снижает их до $250\text{—}300^\circ$. Так или иначе наличие кубанита в рудах является общепризнанным показателем высокотемпературных условий отложения сульфидов (выше $250\text{—}300^\circ$).

Халькопирит + пирротин. Прорастания минералов этой пары, подобные распаду твердых растворов, впервые были выявлены автором также в рудах Натальевского месторождения. Пирротин в халькопирите образует пластинчатые выделения, по своей форме очень похожие на выделения кубанита. Образование таких сростаний объясняется разложением кубанита (на пирротин и халькопирит), образовавшегося ранее при распаде твердого раствора. Этим объясняется сравнительная редкость нахождения кубанита в сульфидных рудах заведомо высокотемпературных месторождений (П. Рамдор, 1962).

Сфалерит + халькопирит. Так называемая эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите — явление обычное для руд всех месторождений. Форма включений халькопирита в сфалерите овальная, каплевидная, дискообразная, реже — правильная, пластинчатая (рис. 57). Размеры включений колеблются от едва уловимых при больших увеличениях до сотых долей миллиметра. Располагаются они параллельно кристаллографическим направлениям.

Обычно закономерно ориентированные включения халькопирита занимают лишь внутреннюю часть зерен сфалерита, краевые части лишены их. Это обстоятельство служит бесспорным доказательством принадлежности халькопирита к продуктам распада твердого раствора, так как исключается проникновение халькопирита в сфалерит путем диффузии извне. Равным образом описываемые структуры свойственны и тем зернам сфалерита, которые полностью находятся в окружении нерудных минералов или других агрегатов, не содержащих в своем составе халькопирита.

В количественном отношении халькопирит постоянно резко уступает сфалериту, так как, несмотря на сходство их кристаллических структур, они образуют только ограниченные твердые растворы. Предел растворимости CuFeS_2 в ZnS и ZnS в

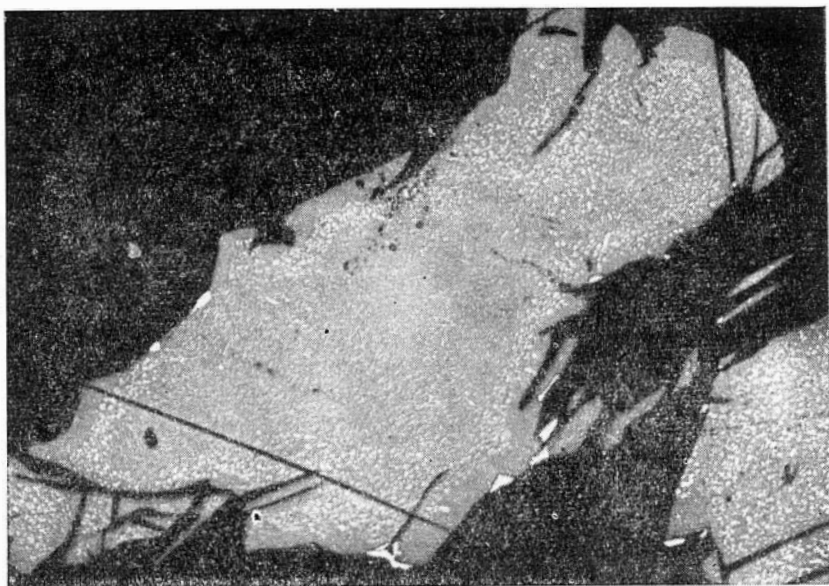


Рис. 57. Сфалерит (серое) с эмульсионной вкрапленностью халькопирита. Рельефные зерна по краям сфалерита — пирит. Полированный шлиф. Ув. 300. Лебедское месторождение.

CuFeS_2 при температуре 600° не превышает 10% (Donnay a. Kullerud, 1958). Выделение халькопирита из твердого раствора, по данным Бюргера (1934), происходит при понижении температуры до $350\text{—}400^\circ$. Этот факт, позднее подтвержденный опытами других исследователей, указывает на отложение сфалерита с эмульсионной вкрапленностью халькопирита при температуре выше 350° .

Халькопирит + сфалерит. Очень важным указанием на высокотемпературные условия отложения сульфидов являются структуры распада твердого раствора халькопирит + сфалерит. Такого рода структуры характерны для руд Натальевского и Лебедского месторождений. Один из примеров этой структуры изображен на рис. 58. Сфалерит в халькопирите встречается в виде своеобразных звездчатых или крестообразных скелетных вростков размером от десятитысячных до сотых долей миллиметра. Вростки сфалерита большей частью расположены параллельными рядами, которые, очевидно, отвечают определенным кристаллографическим направлениям минерала «хозяина». В природе структуры распада твердого

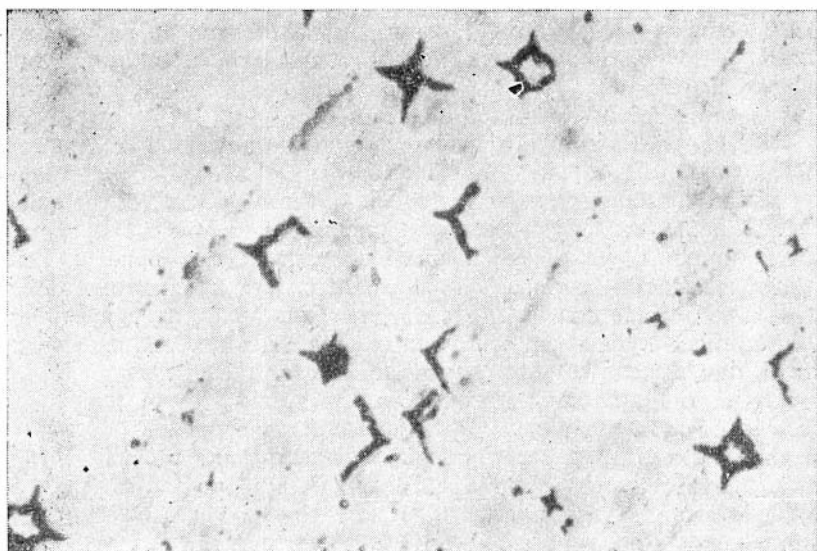


Рис. 58. Звездчатые включения сфалерита (черное) в халькопирите (серое). Полпированный шлиф. Ув. 300. Натальевское месторождение.

раствора с обособлением сфалеритовых звездочек — явление значительно более редкое по сравнению с эмульсионной вкрапленностью халькопирита в сфалерите. Описание таких структур имеется в работах П. Рамдора (1961), Л. В. Фирсова (1961), Trdlicka, Zdenek, Hoffman Vladimir (1965) и др.

По данным Г. Борхерта (1934) и более поздних опытов А. Сугаки и других (1957), Л. В. Фирсова (1961), А. А. Филимоновой (1964), твердые растворы сфалерита (с обособлением звездчатых вростков) в халькопирите менее устойчивы, чем твердые растворы халькопирита в сфалерите и начинают распадаться уже при температуре $480-520^{\circ}$.

Эти данные не противоречат геологическим наблюдениям. Структуры распада твердых растворов халькопирит+сфалерит с обособлением звездочек сфалерита выявлены только в высокотемпературных месторождениях — контактовые, пегматитовые, олово-рудные жилы, высокотемпературные золоторудные и медные колчеданные залежи (Рамдор, 1962; Фирсов, 1961; Trdlicka, Zdenek, Hoffman, 1965). Для низкотемпературных, в том числе и золоторудных месторождений, такие структуры нехарактерны. Так, мною они не были обнаружены в жильных кварцево-золоторудных месторождениях Марининской тай-

ти (Центральный рудник), несмотря на обычность сонахождения сфалерита и халькопирита в этих месторождениях. Ранее не были они обнаружены и в скарново-железородных месторождениях Алтае-Саянской области.

Наличие структур распада твердых растворов халькопирит + сфалерит определенно свидетельствует о высокотемпературном образовании этих сульфидных минералов (выше 500°) в скарново-золоторудных месторождениях. Это подтверждается и другими данными, в частности данными о возрастных взаимоотношениях звездчатого сфалерита с кубанитом. Часть звездочек сфалерита располагается в халькопирите, часть — в пластинках кубанита, что указывает на их возникновение до того, как высокотемпературный кубический или псевдокубический раствор халькопирит + кубанит распался на две фазы. Другими словами, обособление звездчатых вростков сфалерита в халькопирите произошло при температурах, превышающих таковые выделения кубанита, который сам по себе является высокотемпературным образованием. Кроме того, одновременно в халькопиритовых зернах обнаруживаются двойники превращения в виде «олеандровых листьев», указывающие на ранее существовавший высокотемпературный кубический халькопирит. Существование высокотемпературной кубической модификации халькопирита доказано опытным путем (Hiller und Probsthain, 1956; Donnay and Kullerud, 1958; Филимонова, 1964), причем преобразование низкотемпературного халькопирита в высокотемпературную кубическую модификацию происходит при очень высоких температурах ($550-720^{\circ}$).

Борнит + халькопирит. Структуры распада твердых растворов для этой пары минералов встречены среди воластонитовых скарнов и скарнированных порфиритов Синюхинского месторождения. Тончайшие таблички халькопирита, расположенные в борните || (100), образуют типичную решетчатую структуру. Совместно с борнитом, содержащим халькопирит как продукт распада твердого раствора из гипогенных рудных минералов, наблюдаются только халькопирит, золото и мелонит.

Температура распада твердых растворов борнит + халькопирит по последним данным находится в интервале 220 (Ляцкий, 1943) — 300° (Ингерсон, 1958).

В рудах Синюхинского, Натальевского и других месторождений исключительно широко развиты другого типа сложные сростания борнита с халькопиритом по морфологическим особенностям, отвечающие, по П. Рамдору (1962), структуре мирмекитов. Для обозначения их широко употребляются и

другие наименования: графическая, субграфическая, эвтектидная и т. п. Генетическая сущность таких сростаний не всегда ясна и в данном случае не может быть использована для выяснения температурных условий их образования.

Борнит + халькозин. В этом случае распад твердого раствора идет с выделением избытка Cu_2S . Халькозин образует исключительно тонкую сетку, состоящую из совершенно правильно ориентированных прерывистых пластинок. Характерно, что в мелких выделениях борнита и в краевых зонах крупных халькозиновая сетка отсутствует, что служит одним из самых важных критериев для отнесения халькозина к продуктам распада твердого раствора. Такие структуры свойственны борнитсодержащим сульфидным рудам Спихухинского месторождения.

Температура распада твердого раствора борнит + халькозин по Э. Ингерсону (1958) и другим принимается в 225° .

Самородный висмут как геологический термометр. В геологической литературе существует представление о возможности выделения самородного висмута двумя способами: 1) путем обычной кристаллизации из растворов при температуре ниже 271°C (точка плавления висмута) и 2) путем первоначального обособления при более высоких температурах жидких капель висмута и их дальнейшей раскристаллизации при охлаждении (Рамдор, 1931; Эдварс, 1947; Дымков, 1963).

Для решения вопроса о способе отложения большое значение имеют морфологические и микроструктурные особенности выделений висмута. При этом важное генетическое значение придается зернистости агрегатов. Опытами установлено, что даже при мгновенном охлаждении или «закалке» в холодной воде расплавленного висмута обычный размер его зерен не опускается ниже 0,1—0,5 мм. На этом основании образование мелкозернистых выделений висмута таких месторождений, как Хинганское, Ховахсинское, происходит путем кристаллизации из водных растворов при температуре ниже 271° (Колонин, 1965). Если это положение справедливо, то висмут Натальевского месторождения, как обладающий исключительно тонкозернистым строением, образовался путем кристаллизации из водных растворов при температуре ниже 271° . Косвенным указанием на образование висмута из Натальевского месторождения этим способом служит также и отсутствие в нем двойниковой структуры, так как результаты опытов Г. Р. Колонина и проведенное им изучение природных заведомо низкотемпературных выделений висмута показало,

что двойники в них не имеют повсеместного развития или вообще являются большой редкостью. Для висмута, образовавшегося путем охлаждения расплава, очень характерны двойники. И наконец, морфологические особенности выделений висмута, в частности широкое развитие прожилков, секущих халькопирит, кубанит и пирротин, также хорошо согласуются с выводом об обычной его кристаллизации из гидротермальных растворов. Таким образом, в момент отложения самородного висмута температура рудоносных растворов была ниже 271° .

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В настоящее время интерес к поведению редких и рассеянных элементов в рудных месторождениях очень велик. Это определяется расширяющимися с каждым годом возможностями их извлечения и практического использования. Одновременно редкие и рассеянные элементы являются своего рода индикаторами геохимических условий минералообразования, и изучение особенностей распределения их в рудах и минералах важно и для углубленного познания генезиса месторождений, в том числе и для установления генетических связей оруденения с теми или иными магматическими комплексами, выяснения зональности минералообразования и т. п.

Формы проявления элементов-примесей в рудах различны. Одни из них образуют изоморфную примесь в основных рудообразующих минералах, другие входят в состав второстепенных или редких в количественном отношении минералов. Не все они носят рассеянный характер. Часть из них в отдельных месторождениях образует повышенные концентрации в виде самостоятельных минералов, приобретая значение уже не примесей, а второстепенных компонентов руд. В рассматриваемых месторождениях к ним могут быть отнесены медь и отчасти висмут.

По существу, к редким и рассеянными элементам относятся и золото — основной ценный компонент руд. Особенности распределения золота в скарнах рассмотрены ниже. Здесь рассмотрим особенности поведения и пространственного распределения в рудах селена, теллура, кобальта, никеля, серебра, висмута и меди. Это главные элементы-примеси. Они наиболее интересны в практическом и геохимическом отношении.

Основой для написания этого раздела послужили результаты химических и полуколичественных и количествен-

ных спектральных анализов большого числа проб рудообразующих минералов (особенно сульфидов), ибо совершенно ясно, что характер распределения и формы нахождения элементов-примесей в рудах или околорудных породах наиболее полно могут быть выявлены только при анализе мономинеральных проб. Кроме того, ввиду низких и чрезвычайно низких содержаний отдельные элементы в исходных рудах по анализам обычных рядовых или групповых проб определяются с большой погрешностью или вовсе не устанавливаются.

Систематическое изучение элементов-примесей во многих сульфидных минералах — пирите, халькопирите, пирротине и других — предпринято мною впервые. Первые результаты исследований по распределению селена и теллура в сульфидных минералах скарновых, в том, числе и скарново-золоторудных, месторождений Алтае-Саянской области были опубликованы ранее (Вахрушев, Дорош, 1966). Впервые изучено распределение элементов-примесей и в других рудных и нерудных минералах (магнетитах, гранатах).

Результаты анализов были подвергнуты обработке методами математической статистики. Широко применялось построение гистограмм. Для оценки степени равномерности распределения элементов-примесей в минералах рассчитаны коэффициенты равномерности распределения (ρ_r). Данная величина представляет собой отношение среднего содержания элемента к среднему содержанию его в так называемых богатых пробах, причем ρ_r стремится в пределе к 0 при крайне неравномерном распределении и к 1 — при весьма равномерном (Степанов, 1941; Могаровский, 1962).

Вычисление средних значений, дисперсии, стандартов, показателей асимметрии, эксцесса и коэффициентов парной корреляции (для пар Se — Te, — Co — Ni) производилось на электронно-счетной машине.

Селен и теллур

В природе селен и теллур — это изоморфная примесь в сульфидных минералах. В связи с этим и были проверены на содержание селена и теллура пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин и другие сульфидные минералы золотоносных скарнов. Кроме того, изучению были подвергнуты сульфиды многих важнейших скарново-магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области, а также сульфиды руд некоторых типичных жильных кварцево-золоторудных месторождений (в ос-

новном Центральное и Берикульское месторождения в Кузнецком Алатау).

Такое сравнительное изучение способствует наиболее полному раскрытию основных закономерностей распределения селена и теллура в рудах тех или иных типов месторождений и понять глубже отдельные стороны их генезиса. При выборе объектов исследования немаловажное значение имел и тот факт, что такая обширная по территории и насыщенности большим числом эндогенных (в том числе скарновых) месторождений область, как Алтае-Саянская складчатая зона, в отношении селена и теллура оставалась неизученной. В опубликованной литературе до последнего времени отсутствовали сведения о распределении этих элементов в рудных месторождениях этого региона вообще и в скарновых в частности.

Из сульфидных минералов пирит входит в состав руд всех месторождений. В исследованных жильных кварцево-золоторудных и в подавляющем большинстве скарновых месторождений одновременно пирит является и наиболее распространенным среди сульфидных минералов. Поэтому особенностям распределения селена и теллура в пирите уделено наибольшее внимание.

Всего сделано 146 химических анализов мономинеральных проб сульфидных минералов*. Селен и теллур определялись фотокалориметрическим методом, основанным на измерении интенсивности окраски их коллоидных растворов в солянокислой среде с применением в качестве восстановителя двухлористого олова.

Анализы показали, что все пробы пирита, пирротина, халькопирита, галенита и других минералов содержат селен и теллур. Распределение селена и теллура в наиболее распространенных сульфидных минералах месторождений приведено в табл. 34—37.

Содержание селена в пирите колеблется от 0,0001 до 0,0084% (см. табл. 34). В пиритах отдельных месторождений пределы колебаний в содержании селена более узки. В пирротине скарновых месторождений селена содержится 0,0014% (из 15 анализов) при наибольшем количестве 0,0040 и наименьшем — 0,0004%. Судя по единичным определениям, наиболее бедны селеном пирротины кварцево-золоторудных месторождений (см. табл. 35). Несколько повышенные по сравнению с пиритом и пирротином количества селена отмечены в галените (см. табл. 36). Так, из 8 определений содержание селена в

* Анализы проведены В. М. Дорош.

Таблица 34

Содержание селена и теллура в пирите (в вес. %)

Месторождение	Число анал.	Se			Te			Se
		от	до	средн.	от	до	средн.	Te
Анзасское . . .	1	—	—	0,0020	—	—	—	—
Хайдеольское . .	3	0,0027	0,0038	0,0031	0,0010	0,0012	0,0011	3
Таятское . . .	1	—	—	0,0027	—	—	0,0014	2
Инское . . .	5	0,0008	0,0048	0,0025	0,0005	0,0009	0,0006	4,2
Белорецкое . . .	3	0,0020	0,0024	0,0021	—	—	—	—
Ампалыкское . .	1	—	—	0,0070	—	—	—	—
Кондомская группа . . .	7	0,0010	0,0019	0,0016	—	—	—	—
Абаканское . . .	1	—	—	0,0013	—	—	0,0006	2,2
Ирбинское . . .	8	0,0013	0,0042	0,0026	0,0008	0,0017	0,0012	2,2
Мульгинское . .	3	0,0008	0,0010	0,0009	0,0005	0,0010	0,0007	1,3
Одиное . . .	3	0,0027	0,0050	0,0039	0,0007	0,0010	0,0009	4,3
Тейское . . .	2	0,0004	0,0005	0,0005	сл.	сл.	сл.	—
Хабзасское . . .	1	—	—	0,0024	—	—	0,0010	2,4
Абагасское . . .	6	0,0001	0,0084	0,0026	0,0006	0,0242	0,0050	0,3
Самсон . . .	3	0,0008	0,0026	0,0014	0	0,0011	0,0007	2
Лебедское* . . .	8	0,0005	0,0071	0,0032	0,0014	0,0103	0,0042	0,8
Синюхинское*	5	0,0017	0,0149	0,0051	0,0022	0,0147	0,0051	1,0
Натальевское*	4	0,0002	0,0051	0,0016	0,0001	0,0041	0,0011	1,4
Калиостровское*	1	—	—	0,0008	—	—	0,0021	0,4
Центральное**	20	0,0001	0,0010	0,00028	0,00011	0,0273	0,0032	0,1
Берикульское**	7	0,00012	0,00026	0,00015	0,00013	0,0003	0,00019	0,8
Комсомольское**	1	—	—	0,0001	—	—	0,0003	0,3

В этой и в табл. 35, 36 и 37:

* Месторождения золотоносных скарнов.

** Жильные кварцево-рудные. Месторождения без звездочки — скарно-железорудные.

Галенитах из кварцево-золоторудных месторождений в среднем составляет 0,0032%. Из скарных месторождений определение селена и теллура проведено только в одной пробе галенита (Таш-

Таблица 35

Содержание селена и теллура в пирротите (в вес. %)

Месторождение	Число анал.	Se			Te			Se
		от	до	средн.	от	до	средн.	Te
Ирбинское . . .	4	0,0012	0,0028	0,0019	0,0012	0,0016	0,0014	1,2
Одиное . . .	2	0,0002	0,0003	0,0003	0,0005	0,0006	0,0006	0,5
Инское . . .	1	—	—	0,0028	—	—	0,0013	2,0
Белорецкое . . .	4	0,0004	0,0010	0,0007	—	—	—	—
Шерегешевское	1	—	—	0,0040	—	—	—	—
Шальмское . . .	1	—	—	0,0015	—	—	—	—
Синюхинское*	1	—	—	0,0004	—	—	0,0002	2,0
Натальевское*	1	—	—	0,0008	—	—	0,0003	2,7
Центральное**	2	0,00015	0,00055	0,00035	0,0017	0,0047	0,0032	0,1

Таблица 36

Содержание селена и теллура в галените (в вес. %)

Месторождения	Число анал.	Se			Te			Se Te
		от	до	средн.	от	до	средн.	
Центральное**	6	0,0010	0,0052	0,0027	0,0140	0,0361	0,0211	0,1
Берикульское**	2	0,0004	0,0089	0,0047	0,0008	0,0049	0,0029	1,6
Таштагол . .	1	—	—	0,0004	—	—	0,0015	0,3

тагольское железорудное месторождение, Горная Шория). Наиболее высокое содержание селена (до 0,046%) установлено в пробах халькопирита Белорецкого скарново-железорудного месторождения в Горном Алтае, затем в халькопиритах из золотоносных скарнов Натальевского месторождения (до 0,026%), анализ же образца халькопирита из гематит-магнетитовых руд Абагасского месторождения дал отрицательный результат.

Относительно высокое содержание селена отмечено в борните золотоносных скарнов Натальевского (0,018%) и Синюхинского (0,0020 и 0,0082%) месторождений. Селен установлен в арсенопирите скарновых (0,0012 и 0,0081%) месторождений, а также в молибдените (0,0025%) Центрального и сфалерите (0,0006%) Берикульского рудников.

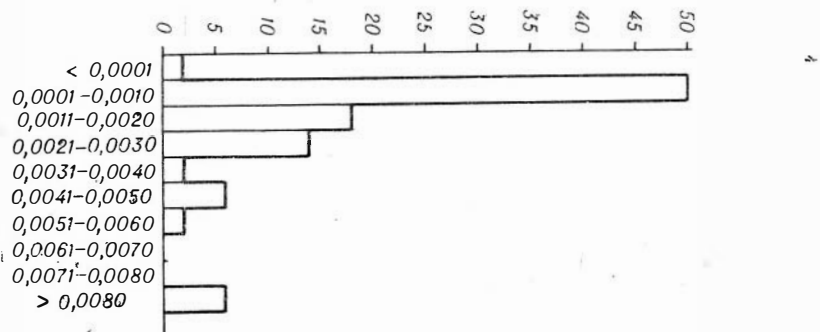
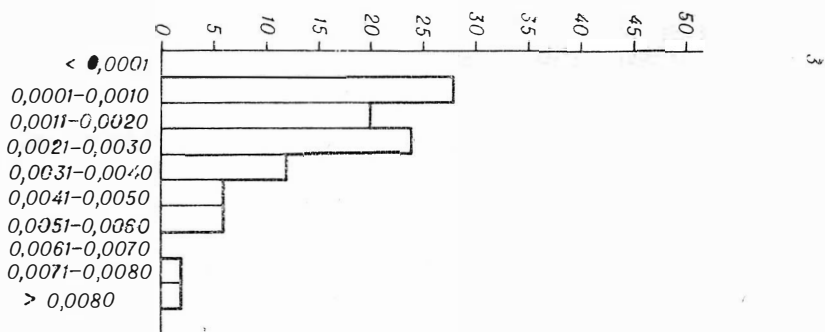
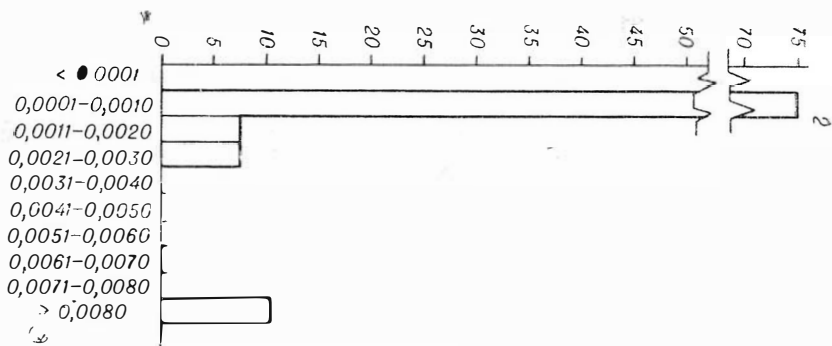
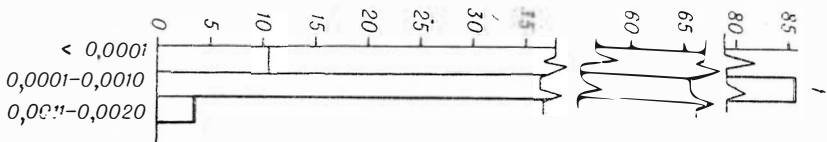
Содержание теллура в рассматриваемых сульфидных минералах колеблется в еще больших пределах, что видно из табл. 34—37. Это отчасти обусловлено тем, что теллур находится не только в виде изоморфной примеси, но и в отдельных случаях образует микроскопические включения самостоятельных минералов (теллуридов).

Наблюдаются достаточно широкие колебания отношений Se : Te. Это отношение для пиритов скарновых месторождений, как правило, больше единицы или близко к ней. Исклю-

Таблица 37

Содержание селена и теллура в халькопирите (в вес. %)

Месторождение	Число анал.	Se			Te			Se Te
		от	до	средн.	от	до	средн.	
Лебедское* . .	3	0,0086	0,0130	0,0103	0,0045	0,0082	0,0060	1,7
Синюхинское* .	4	0,00074	0,0045	0,0026	0,0008	0,0058	0,0030	0,9
Натальевское* .	8	0,00022	0,0260	0,009	0,0017	0,143	0,0334	0,27
Мульгинское .	1	—	—	0,0032	—	—	0,0013	2,5
Одиное . .	1	—	—	0,0041	—	—	0,0014	3,0
Абагасское . .	1	—	—	н/обн.	—	—	0,0010	—
Белорецкое . .	3	0,009	0,046	0,029	—	—	—	—



чением являются пириты из гематит-мушкетовитовых руд Абагасского месторождения, характеризующегося по сравнению со многими другими скарново-железородными месторождениями Алтае-Саянской области наиболее низкотемпературными условиями формирования руд, в том числе и их сульфидных разностей (Вахрушев, 1965). Во всех анализированных образцах пирита этого месторождения оказались обратные соотношения ($Te > Se$). Максимальные концентрации теллура ($>0,02\%$) также оказались приуроченными к пиритам Абагасского месторождения. В связи с этим напомним, что в противоположность подавляющему большинству веществ изоморфная смесимость теллура в сульфидах с повышением температуры не возрастает, а уменьшается (Щербина, Якубович, 1963).

По этому признаку выделяются пириты жильных кварцево-золоторудных месторождений, в частности, наиболее полно охарактеризованного химическими анализами Центрального месторождения. Для пиритов последнего отношение $\frac{Se}{Te}$ является минимальным (0,1). Показательно, что отношение $\frac{Se}{Ie}$ и для пирротинов скарново-магнетитовых месторождений, с одной стороны, и кварцево-жильных, с другой — оказались также отличными (см. табл. 33).

На рис. 59 приведены графики распределения селена и теллура в пиритах жильных (1 и 2) и скарновых (3 и 4) месторождений. Распределение селена и теллура, как это видно из графиков и таблицы 34, для обоих типов пирита характеризуется отчетливой левой асимметрией. Судя по графикам 2 и 4, характер распределения теллура в пиритах несколько отличается от такового для селена. На этих графиках имеются дополнительные пики в области высоких содержаний, которые соответствуют суммарному количеству проб с резко повышенным против обычного содержанием теллура ($>0,0080\%$). Распределение теллура в этих пробах, не раскрытое на данных графиках, одновременно подчинено двум факторам: изоморфному вхождению и наличию микроскопических включений самостоятельных минералов (теллуридов). Последнее обстоя-

Рис. 59. Графики распределения селена и теллура в пирите. 1.— селен в пирите кварцево-золоторудных месторождений (по данным 28 анализов); 2.— теллур в пирите кварцево-золоторудных месторождений (по данным 28 анализов); 3.— селен в пирите скарновых месторождений (по данным 50 анализов); 4.— теллур в пирите скарновых месторождений (по данным 50 анализов).

Оценка параметров распределения содержания селена и теллура в пиритах скарново-золоторудных и кварцево-золоторудных месторождений

Группа месторождений	Число анализов	Средние значения	Дисперсии	Стандарт	Асимметрия	Показатель Пирсона	Доверительный интервал среднего (95%-ной)	Коэффициент парной корреляции	Критическое значение
Скарновые	Se	0,00258	0,000006	0,00246	+2,598	0,659	-6,103—	+0,52 (InSe—InTe)	$r_{01}=0,364$
	InSe	-6,423	1,268	1,126	-0,874	0,752	-6,743—		
	Te	0,00203	0,0000070	0,00270	+2,901	0,622	-6,363—		
	InTe	-6,678	1,224	1,106	-0,208	0,724	-6,993		
Жильные	Se	0,00028	0,00000008	0,00028	+1,985	0,684	-7,590—	+0,043 (InSe—InTe)	$r_{05}=0,374$
	InSe	-8,173	2,261	1,504	+2,892	0,594	-8,756		
	Te	0,00226	0,00003193	0,00565	+3,342	0,54	-6,992—		
	InTe	-7,564	2,184	1,478	+1,220	0,793	-8,137		

тельство подтверждается минералогическим изучением исходного материала для получения проб.

Для более точной оценки различий в содержании селена и теллура в пиритах двух выделенных групп месторождений и связи между этими элементами на машине М-20 проведена статистическая обработка аналитических данных (по комбинированной программе, составленной А. Ф. Белоусовым и Е. Н. Эпштейн).

Результаты статистической обработки сведены в табл. 38. Для процентного содержания обычно устанавливается значимая асимметрия на доверительном уровне 99%. Нормальному же распределению подчиняются логарифмы содержаний, по которым мы далее и производим сравнение рассматриваемых ассоциаций и оценку линейных корреляций между селеном и теллуром. На доверительном уровне 1% разницу дисперсий нельзя считать значимой и сравнение средних по логарифмам содержаний каждого элемента можно вести, исходя из предположения о равенстве дисперсий.

В пиритах скарновых месторождений средний логарифм содержания се-

селена оказывается выше, чем в пирите жильных кварцево-золоторудных месторождений. Значимое различие между ними подтверждается расчетом критерия Стьюдента ($t=5,83$ против $t_{01}=2,64$). Аналогичный расчет t -критерия подтверждает значимое различие средних логарифмов при доверительном уровне 99% и по теллуру ($t=2,97$ против $t_{01}=2,64$).

Различное поведение рассматриваемых элементов в этих двух типах месторождений выявляется и при сравнении доверительных интервалов для их средних значений, которые не перекрываются совершенно, а для селена перекрытие не происходит и при 99%-ном уровне различий.

Для пиритов скарновых месторождений между InSe и InTe отмечается положительная линейная корреляция ($r=+0,52$ при критическом значении $r_{01}=0,364$), для пиритов кварцево-золоторудных месторождений корреляции между InSe и InTe не отмечается ($r=+0,043$ при критическом значении $r_{05}=0,374$)*. Таким образом, в силе связи между селеном и теллуrom в этих ассоциациях устанавливается явное отличие.

В целом из анализа статистических данных по распространности селена и теллура в пиритах можно сделать следующее заключение. Между рассматриваемыми группами месторождений имеются значимые различия по содержанию в пиритах селена и по степени рассеяния в них содержания теллура. Судя по имеющимся, правда в ограниченном количестве, данным (см. табл. 35), аналогично поведение селена и теллура и в пирротине. Пирротины скарновых месторождений содержат больше селена и меньше теллура, чем пирротины Центрального кварцево-золоторудного месторождения. В отношении содержания теллура значимые различия между пирротинами этих групп на доверительном уровне 95% устанавливаются и с помощью критерия Вилкоксона.

Различия в поведении селена и теллура выявляются и в том случае, когда скарновые и жильные месторождения одновременно расположены в одном районе и генетически связаны с одним и тем же магматическим комплексом. Примером могут служить золоторудные месторождения Мартайги: Натальевское скарновое, Центральное, Бериккульское и другие кварцево-жильные. Золотое оруденение всех этих месторождений

* Значение $r=+0,47$ для пиритов жильных кварцево-золоторудных месторождений, приведенное в опубликованной ранее статье (Вахрушев, Дорош, 1965, стр. 1353), неверно из-за допущенной ошибки в расчетах.

по всем геологическим данным генетически связано с мартайгинским гранитоидным комплексом. В этом случае различное геохимическое поведение селена и теллура в сульфидах золотоносных скарнов Натальевского месторождения является отражением иных по сравнению с жильными золоторудными месторождениями условий минералообразования (химизм растворов, температура рудоотложения и т. п.).

Сопоставление результатов наших исследований с опубликованными данными (Синдеева, 1959; Пшеничный, 1961; Юшко-Захарова, 1964, и др.) по распространенности селена и теллура в рудах многих других районов Советского Союза приводит нас к заключению, что их содержание в сульфидных минералах эндогенных, в частности скарновых месторождений Алтае-Саянской области того же порядка, что и в соответствующих сульфидах медно-никелевых месторождений Кольского полуострова и Норильска, колчеданных и контактово-метасоматических железорудных месторождений Урала и др. Другими словами, все месторождения рассматриваемой металлогенической провинции, несущие сульфидную минерализацию, в той или иной степени могут быть селеноносны и теллуриносны и заслуживают внимания со стороны исследователей.

Основные положения этого раздела следующие.

1. Селен и теллур присутствует во всех сульфидных минералах изученных скарновых и кварцево-золоторудных месторождений Алтае-Саянской области.

2. На примере детального изучения пирита и отчасти пирротина выявлено различное поведение селена и теллура в скарновых месторождениях, с одной стороны, и в жильных кварцево-золоторудных, с другой.

3. Данные по распределению селена и теллура в сульфидах золотоносных скарнов указывают на иные по сравнению с типичными жильными золоторудными месторождениями условия рудообразования (в том числе сульфидного и золотого оруденения), что служит одним из доводов для выделения золотоносных скарнов в отдельный генетический тип месторождений или в самостоятельную скарново-золоторудную формацию.

Кобальт и никель

Кобальт — один из важнейших элементов-примесей многих скарновых месторождений (Овчинников, 1948, 1960; Вахрушев, 1959, 1960, 1965; Крутов, 1959, и др.). Постоянным спут-

ником кобальта является никель. Близость свойств кобальта и никеля обуславливает общность черт их поведения.

Подавляющая масса кобальта и никеля в рудах скарных месторождений Алтае-Саянской области связана с пиритом. Поэтому при выяснении особенностей поведения этих элементов в скарно-золоторудных месторождениях особое внимание было уделено пириту. Одновременно изучению были подвергнуты и другие сульфидные минералы и, в частности, пирротин и арсенопирит.

На кобальт и никель было выполнено 24 анализа моно-минеральных проб пирита из золоторудных месторождений скарного типа, а также для сравнения 20 анализов пирита из золоторудных месторождений кварцево-жильного типа. Определение этих элементов проводилось фотокалориметрическим методом с использованием цветowych реакций с нитрозо-фосфорной солью для кобальта и диметилглиоксимом для никеля.

Результаты химических анализов и их статистической обработки сведены в табл. 39 и 40. Они показывают, что пириты всех золоторудных как скарных, так и кварцево-жильных месторождений характеризуются ничтожным содержанием кобальта и никеля. Вместе с тем из анализа полученных результатов можно сделать и вполне определенные выводы. Так, пириты скарно-золоторудных месторождений содержат кобальта больше, чем пириты кварцево-золоторудных. Среднее

Таблица 39

Содержание кобальта и никеля в пирите золоторудных месторождений (в вес. %)

Месторождение	Число анализов	Co			Ni			Co Ni
		от	до	средн.	от	до	средн.	
Синюхпское . .	5	0,006	0,2	0,08	0,002	0,092	0,0065	12,5
Лебедское . . .	11	0,0116	0,16	0,072	0,001	0,0296	0,0086	8,3
Натальевское . .	7	0,003	0,15	0,05	0,0024	0,039	0,011	4,5
Каллюстровское .	1	—	—	0,052	—	—	0,016	3,3
Центральное . .	11	0,0004	0,023	0,0108	0,0027	0,011	0,0059	1,8
Берикульское . .	8	0,005	0,056	0,0186	0,0038	0,0408	0,0139	1,4
Коммунарское .	1	—	—	0,0258	—	—	0,0072	3,5
Скарновые в целом	24	0,003	0,2	0,0664	0,001	0,039	0,0091	8,0
Кварцево-жильные в целом .	20	0,0004	0,056	0,0147	0,0027	0,0408	0,0092	1,6

**Оценка параметров распределения содержания кобальта
и никеля в пиритах скварцево-золотрудных и кварцево-золотрудных месторождений**

Группа месторожде- ний	Число анали- зов	Средние значения	Дисперсия	Стандарт	Асиммет- рия	Показа- тель экс- цесса	Коэффициент парной корреляции	Критическое значение
Скарново-золото- рудные	Co	0,0664	0,00297	0,0545	0,87	0,81	$+0,24(\ln \text{Co} - \ln \text{Ni})$	$r_{05} = 0,404$
	InCo	-3,15	+1,227	+1,108	-0,774	0,75		
	Ni	0,0092	0,00009	0,0095	1,67	0,71		
	InNi	-5,15	+1,008	+1,004	+0,016	0,79		
Кварцево-золото- рудные	Co	0,0147	0,00016	0,0126	1,621	0,718	$+0,63(\ln \text{Co} - \ln \text{Ni})$	$r_{01} = 0,407$
	InCo	-4,653	+1,315	1,148	-1,146	0,740		
	Ni	0,0092	0,00007	0,0084	2,630	0,597		
	InNi	-4,934	+0,442	0,664	0,629	0,765		

содержание кобальта в пиритах первого типа в 4,6 раза выше, чем в пиритах второго типа. Значимые различия между логарифмами среднего содержания этого металла в рассматриваемых типах пиритов подтверждаются и статистическими данными. В отношении среднего содержания никеля в пиритах каких-либо различий не выявляется. Как следствие этого, величины отношений кобальта и никеля оказались резко отличными. Для пиритов скарновых месторождений в целом отношение кобальта к никелю составляет около 8,0, в то время как для пиритов кварцево-жильных месторождений это отношение понижается до 1,6

На 1%-ном уровне значимости, исходя из расчета F -критерия, не выявляется значимых различий в дисперсии в отношении как кобальта, так и никеля. На 5%-ном уровне для последнего различие становится уже значимым, что в какой-то мере отражает специфические особенности его распределения в пиритах рассматриваемых генетических групп месторождений. Справедливость этого положения частично подтверждается вычисленными значениями коэффициента

равномерности распределения (ρ_r), который для кобальта в пиритах скарновых месторождений оказался равным 0,56, для никеля — 0,50, а то время как для пиритов жильных кварцево-золоторудных месторождений ρ_r соответственно равен 0,77 и 0,53. Эти данные свидетельствуют о более устойчивых условиях (в отношении состава рудоносных растворов, температуры и других факторов) отложения сульфидов в жильных кварцево-золоторудных месторождениях по сравнению с таковыми скарновых месторождений.

Показательно также, что для пиритов кварцево-золоторудных месторождений между $\ln Se$ и $\ln Te$ устанавливается положительная линейная корреляция ($r = +0,63$ при $r_{01} = 0,407$), для пиритов же скарново-золоторудных месторождений такая корреляция не обнаруживается ($r = +0,24$ при $r_{05} = 0,404$).

Отмеченные особенности в поведении кобальта и никеля выявляются и при рассмотрении составов некоторых других сульфидных минералов и, в частности, арсенопирита. Как видно из табл. 44, арсенопириты Бериккульского и Центрального месторождений характеризуются ничтожным содержанием кобальта (0,001%) и никеля (0,005—0,007%). В арсенопиритах всех скарново-золоторудных месторождений содержание кобальта возрастает в среднем в 30 раз, никеля — в 5 раз, хотя абсолютные значения обоих элементов и здесь остаются незначительными (сотые доли процента). Столь же резко проявляется разница в величине отношений кобальта к никелю. Это отношение в арсенопирите Центрального и Бериккульского месторождений равно соответственно 0,14 и 0,2, в то время как в арсенопирите скарново-золоторудных месторождений оно возрастает до 2,5.

В нашем распоряжении имеется большое число анализов на кобальт и никель сульфидных минералов из контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Особенно детально изучена кобальтоносность пирита (Вахрушев, 1965). При этом установлено, что главнейшим фактором, определяющим кобальтоносность пирита (так же как и других сульфидных минералов), служит формационный тип материнских интрузий. По этому признаку выделяются три группы железорудных месторождений.

Таблица 44
Содержание кобальта и никеля в арсенопирите (в вес. %)

Месторождение	Число анал.	Co	Ni	Co/Ni
Натаьевское .	2	0,024	0,040	0,6
Лебедское . . .	1	0,041	0,016	2,5
Синюхинское .	1	0,038	0,016	2,5
Центральное .	1	0,001	0,007	0,14
Бериккульское .	1	0,001	0,005	0,2

1. Месторождения, генетически связанные с интрузивными комплексами ряда батолитовых гранитоидных формаций (многие месторождения Темир-Тельбесского железорудного района, Самсон, Камыштинское и др.).

2. Месторождения, генетически связанные с интрузивами преимущественно субщелочного (граносиенитового) состава (Тейская, Кондомская, Ирбинская, Краснокаменская группы).

3. Месторождения, приуроченные к тем интрузивным комплексам, в сложении которых ведущее значение принадлежит основным и средним породам (Анзасская группа, Хайлеольское, Изых-Гольское, Таятское и др.).

Оказывается, что кобальтоносность пирита железорудных месторождений закономерно возрастает по мере перехода от месторождений первой группы к третьей или, другими словами, при переходе от месторождений, генетически связанных с гранитными интрузиями батолитового типа, к месторождениям, ассоциирующим с габброидными интрузиями.

Сопоставление особенностей распределения кобальта в пирите скарново-золоторудных месторождений с таковыми в пирите скарново-магнетитовых приводит нас к следующему выводу.

Пириты всех скарново-золоторудных месторождений характеризуются минимальным содержанием кобальта по сравнению с пиритами всех перечисленных выше трех генетических групп магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области. Особенно резко по этому признаку они отличаются от пиритов железорудных месторождений второй и третьей групп и в значительно меньшей степени от пиритов месторождений первой генетической группы. Это и понятно. Скарново-золоторудные и скарново-магнетитовые месторождения первой группы генетически связаны с однотипными по формационной принадлежности гранитоидными интрузивными комплексами.

Приведенное выше заключение об отличии в отношении кобальтоносности пиритов скарново-золоторудных месторождений от скарново-железорудных может быть проиллюстрировано графиками распределения кобальта в этом минерале по

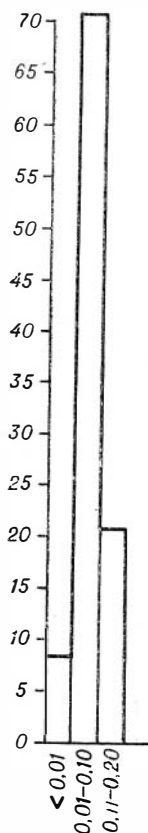


Рис. 60. График распределения кобальта в пирите скарново-золоторудных месторождений (по данным 24 анализов).

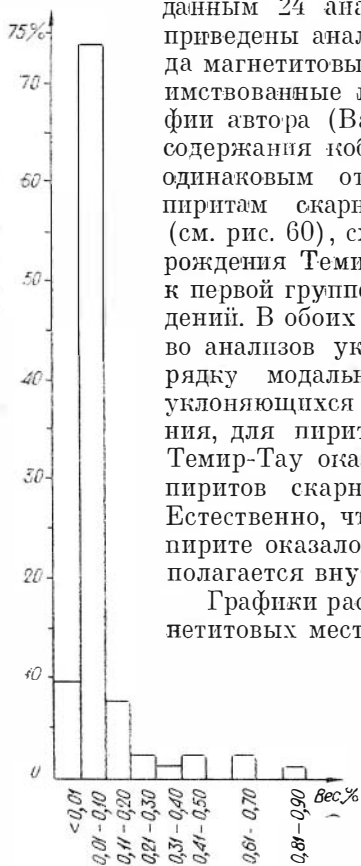


Рис. 61. График распределения кобальта в пирите месторождения Темир-Тау (по данным 22 анализов).

данным 24 анализов (рис. 60). На рис. 61—65 приведены аналогичные графики для пиритов ряда магнетитовых месторождений (или групп), заимствованные из ранее опубликованной монографии автора (Вахрушев, 1965). На всех графиках содержания кобальта сгруппированы в классы с одинаковым отклонением. График, отвечающий пиритам скарново-золоторудных месторождений (см. рис. 60), сходен с таковыми для пиритов месторождения Темир-Тау (см. рис. 61), относящемуся к первой группе скарново-магнетитовых месторождений. В обоих графиках подавляющее большинство анализов укладывается в один, второй, по порядку модальный класс. Однако разброс цифр, уклоняющихся в сторону повышенного содержания, для пиритов железорудного месторождения Темир-Тау оказался несколько большим, чем для пиритов скарново-золоторудных месторождений. Естественно, что среднее содержание кобальта в пирите оказалось близким и в обоих случаях располагается внутри модальных классов.

Графики распределения кобальта в пирите магнетитовых месторождений второй (Тейская, Краснокаменская группы, Шерегешевское) и третьей (Анзасское) групп очень резко отличаются от графика для пиритов скарново-золоторудных месторождений. На них появляются два или три модальных класса, которые сдвинуты вправо, т. е. в сторону более высокого содержания. Среднее же содержание кобальта в пирите в 5—10 и более раз выше, чем в пирите скарново-золоторудных месторождений.

Аналогичная в отношении распределения кобальта картина наблюдается и в других сульфидных минералах. Арсенопириты из скарново-золоторудных месторождений характеризуются ничтожным содержанием кобальта (ни в одном образце не превышающим сотых долей процента), хотя в ряду пирротин — пирит — арсенопирит он обладает наибольшей способностью к концентрации кобальта (см. табл. 41). Если обратиться к

арсенопиритам из скраново-магнетитовых месторождений, то, по имеющимся анализам, содержание кобальта в них не опускается ниже целых процентов. Обычное же содержание его более высокое вплоть до образования данита.

В пирротине Натальевского месторождения кобальта содержится 0,013, никеля — 0,0095 вес. %; в пирротине Синюхинского соответственно 0,028 и 0,0074 вес. %. Кобальтоносность и особенно никеленосность пирротина скарново-магнетитовых месторождений значительно выше. Например, среднее содержание никеля в пирротине железоносных скарнов составляет 0,14% (среднее из 22 определений), что примерно в 15 раз больше, чем в пирротинах Натальевского и Синюхинского месторождений.

Практически «чистыми» в отношении кобальта и никеля оказались и пирротины Центрального и Бериккульского кварцево-жильных золоторудных месторождений. В них содержа-

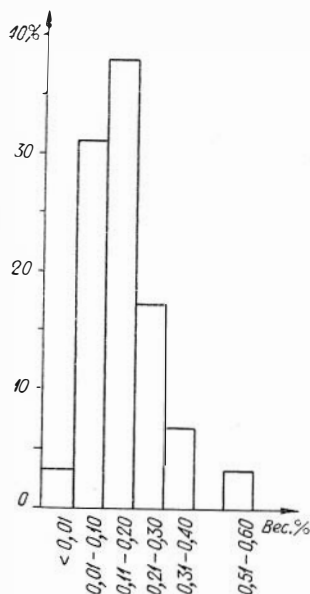


Рис. 62. График распределения кобальта в пирите скарново-железорудных месторождений Тейской группы (по данным 29 анализов).

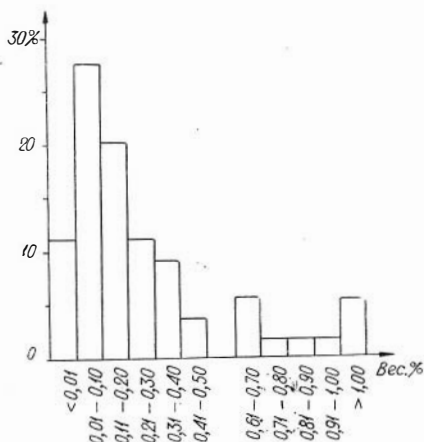


Рис. 63. График распределения кобальта в пирите скарново-железорудных месторождений Краснокаменской группы (по данным 54 анализов).

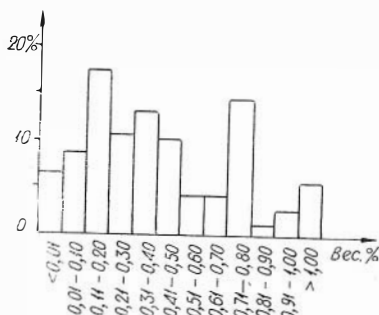


Рис. 64. График распределения кобальта в пирите Шерегешевского скарново-железорудного месторождения (по данным 68 анализов).

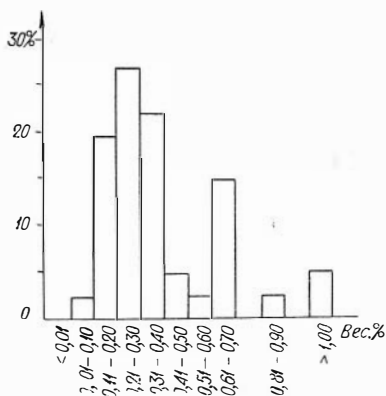


Рис. 65. График распределения кобальта в пирите Анзасского железорудного месторождения (по данным 41 анализа).

ние кобальта по трем определениям колеблется от 0,007 до 0,028 %, никеля — 0,0014—0,0074 %.

Сравнительное изучение особенностей распределения кобальта и никеля в пирите, арсенопирите и пирротине месторождений разных генетических типов приводит к следующим основным выводам.

1. Содержание кобальта и никеля в пирите и некоторых других сульфидных минералах скарновых месторождений Алтае-Саянской области определяется главным образом составом или, точнее, формационным типом материнской интрузии. Кобальтоносность (и никеленосность) пирита и арсенопирита закономерно возрастает по мере перехода от скарновых месторождений, генетически связанных с типичными гранитными интрузиями батолитового типа, к месторождениям, ассоциирующим с габброидными интрузиями. Этот вывод, сделанный автором ранее (Вахрушев, 1965), полностью подтверждается результатами изучения пирита и других сульфидных минералов скарново-золоторудных месторождений. Все рассматриваемые здесь месторождения золотоносных скарнов генетически связаны с гранитоидными интрузиями батолитового типа. Пирит, арсенопирит и пирротин этих месторождений характеризуются наименьшим содержанием кобальта и никеля по сравнению с таковыми скарново-магнетитовых месторождений, особенно теми из них, которые генетически связаны с интрузивными комплексами — производными основного магматизма.

2. Наиболее чистыми в отношении кобальта и никеля являются сульфидные минералы (пирит, арсенопирит, пирротин) золоторудных месторождений кварцево-жильного типа. Одновременно пириты этих месторождений по сравнению с пиритами скарновых, в том числе и скарново-золоторудных месторождений, характеризуются наиболее равномерным распределением кобальта, что является отражением иных по сравнению со скарново-золоторудными месторождениями условий отложения сульфидной минерализации.

Висмут

Присутствие висмута отмечено во всех месторождениях. Однако распространенность его неодинакова. Максимальные концентрации висмута наблюдаются в Натальевском месторождении, где основная масса его, как показали минераграфические исследования, связана с самостоятельными минералами — виттихенитом и самородным висмутом. Значительная обогащенность руд висмутом, особенно в пределах Центрального участка, является одной из отличительных особенностей Натальевского скарново-золоторудного месторождения. На Синюхинском и Лебедском месторождениях самостоятельные минералы висмута очень редки. Они представлены тетрадимитом и самородным висмутом. Спектрографически в количестве до 1% висмут установлен в галените Лебедского месторождения, однако сам галенит здесь представляет минералогическую редкость. В тысячных и десятитысячных долях процента висмут спектрографически обнаруживается в пирите, халькопирите и арсенопирите, в единичных случаях — в гранате и магнетите.

Серебро

По данным выполненных анализов, в составе самородного золота в количестве от 0,27 до 12,56% присутствует серебро — его постоянный спутник. В виде мельчайших выделений под микроскопом устанавливается, правда очень редко, электрум и серебро в самородном виде (Натальевское месторождение). Серебросодержащими являются сульфидные минералы — пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит и др. Во всех этих сульфидах спектрографически серебро обнаруживается постоянно. В пирите, пирротине и арсенопирите оно находится в количестве десятитысячных и тысячных долей процента. В халькопирите содержание его повышается до 0,04% (сред-

нее из 10 определений — 0,0058%). Наибольшие концентрации серебра ($\sim 1\%$) отмечены в галените, что объясняется близостью ионных радиусов свинца и серебра ($Pb_{r_i}^{2+} = 1,26\text{\AA}$, $Ag_{r_i}^{1+} = 1,20\text{\AA}$). Из других минералов следы серебра выявлены лишь в гранатах и в единичных пробах магнетита и эпидота.

В целом связь серебра в рудах с сульфидной минерализацией не вызывает сомнений. Пирит, арсенопирит и другие сульфидные минералы скарново-золоторудных месторождений характеризуются не только повышенным содержанием золота, но и постоянным присутствием серебра. В связи с этим заметим, что в тех же самых сульфидных минералах из скарново-железородных серебро было обнаружено всего лишь в 5% от общего числа анализированных проб в количестве, не превышающем 0,0001%.

Медь

Медь не принадлежит к числу редких или рассеянных элементов. Основная масса ее связана с сульфидными минералами — халькопиритом, борнитом, халькозином. Сульфиды меди присутствуют во всех месторождениях, достигая нередко значительных концентраций (Натальевское, Синюхинское месторождения). Показательно, что в сульфидных разностях золотых руд постоянно отмечается преобладание сульфидов меди над сульфидами железа, в том числе и над наиболее распространенным из них пиритом. Особенно резко это проявлено в рудах Синюхинского и Натальевского месторождений. В золотоносных скарнах и магнетитовых рудах Лебедского и Тардонского месторождений содержание сульфидных минералов крайне ничтожно, но и здесь халькопирит (единственный сульфид меди) по распространенности не уступает или даже преобладает над пиритом.

Преобладание сульфидов меди над сульфидами других металлов, в том числе и над сульфидами железа (пиритом, пиротином), является одной из минералогических (и геохимических) особенностей всех рассматриваемых здесь скарново-золоторудных месторождений.

В связи с этим отметим, что в других районах Алтае-Саянской области более или менее значительные концентрации меди приурочены к мелким железородным месторождениям. Таковы месторождения Киялых-Узень, Терезия, Верхне-Туимское в Хакасии, Право-Рождественское в Кузнецком Алатау

и другие, скарны и мелкие магнетитовые тела которых обогащены халькопиритом.

Характерно, что все эти мелкие медно-магнетитовые скарновые месторождения и рудопроявления генетически связаны с гранитоидными интрузивами, которые, судя по всему, относятся к одному и тому же формационному типу, что и рассмотренные выше золотоносные интрузивные комплексы.

Германий

Было выполнено 20 определений германия в гранатах из скарново-золоторудных месторождений (табл. 42) с помощью количественного спектрального анализа (Арнаут, 1959). Среднее содержание его оказалось равным 0,00052%. Для сравнения в табл. 42 приведены данные по содержанию германия в гранатах скарново-железорудных и скарновых медно-вольфрамовых месторождений Алтае-Саянской области. Наиболее низкие концентрации германия оказались в гранатах золотоносных скарнов. Однако, учитывая ограниченное число определений и особенно широкие колебания в содержании германия в пробах, о значимых различиях между гранатами упомянутых групп месторождений говорить не приходится.

Низкое содержание германия наблюдается и в магнетитах. Так, магнетиты Лебедского месторождения содержат германий в количестве от следов до 0,00011%. Несколько повышенные концентрации германия отмечены в мушкетовите этого месторождения (0,00072%) и в единичных пробах гематизированного магнетита Тардонского месторождения (до 0,0008%).

В волластоните Спньюхинского месторождения германий не обнаружен, два анализа диопсида из Натальевского месторождения показали германий в количестве 0,00012 и 0,00014%. В длинноволокнистом актинолите Лебедского месторождения его содержание колеблется от 0,00012 до 0,00027%. Максимальные концентрации германия (до 0,013%) установлены в длинношестоватых кристаллах эпидота этого месторождения (обр. 407).

Как отмечала А. С. Жукова (1964), «наибольшая концентрация германия в условиях его гипогенной миграции происходит в минеральных образованиях гидротермального этапа. Характерная черта геохимического поведения германия в гидротермальном процессе — появление у него халькофильных свойств, которые слабо проявлены на ранних, высокотемпера-

Содержание германия в гранате (в вес. %)

№ п.п.	№ обр.	Месторождение	Ge	Примечание	№ п.п.	№ обр.	Месторождение	Ge	Примечание
1	230	Синюхинское	0,00031	Скарново- золоторуд- ные место- рождения	23	57	Мульгинское	н/обн	Скарновые медно- вольфрамо- вые место- рождения
2	225	»	0,00039		24	69	»	0,0001	
3	273	»	0,00030		25	1	Амपालыкское	0,0005	
4	507	»	0,00080		26	219	Тейское	0,0010	
5	538	»	0,00010		27	106	Ирбинское	0,0005	
6	541	»	0,00030		28	335	»	0,0003	
7	506А	»	0,00010		29	162	Инское	0,00300	
8	505	»	0,00018		30	174	»	0,00200	
9	406Б	Лебедское	0,00080		31	202	»	0,00500	
10	406Ж	»	0,00060		32	264	»	0,00100	
11	432	»	0,00100		33	342	Белорецкое	0,00070	
12	482	»	0,00030		34	482	»	0,00065	
13	75	Натальевское	0,00014		35	551		0,00064	
14	589	»	0,00140		36	555		0,00040	
15	603	»	0,00100		37	640	Терезия	< 0,00010	
16	611	»	0,00010		38	647	Кладбищинское	0,00015	
17	613	»	0,00037		39	652г	»	0,00025	
18	615	»	0,00060		40	659д	Алексеевское	0,00280	
19	601	»	0,00110		41	673а	Сосновское	0,00180	
20	485	Тардонское	0,00044	Скарново- железоруд- ные место- рождения	42	674в	Антоновское	0,00075	
21	3	Одиночное	0,0007		43	675б	Коллотаровское	0,00018	
22	11	»	0,0006						

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН СССР В. И. Симоновой.

турных стадиях процесса и усиливаются с понижением температуры». К аналогичному выводу пришли и другие исследователи (Иванов, 1966, и др.).

В сульфидных золотоносных скарнах германия практически нет. Он установлен лишь в количестве 0,0001—0,0003% в 2-х из 8 проб халькопирита, а его следы — в сфалерите Лебедского месторождения. В пирите, арсенопирите и галените германий не был выявлен ни в одной из анализированных проб. Эти данные как будто бы согласуются с представлением об отложении сульфидов золотоносных скарнов в раннюю высокотемпературную стадию. Не обнаружен германий и в 15 пробах пирита и галенита из Центрального и Бериккульского золоторудных месторождений.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В СУЛЬФИДАХ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Систематического изучения золотоносности сульфидных минералов скарновых месторождений Алтае-Саянской рудной провинции вообще и скарново-золоторудных месторождений, в частности до сих пор не проводилось. Установление же закономерностей распределения золота в сульфидах имеет прямое отношение к перспективной оценке скарновых месторождений на золотое оруденение. Одновременно знание особенностей распределения золота в различных сульфидных минералах будет способствовать выяснению форм переноса и условий осаждения его из горячих водных растворов, выяснению родственных связей золотого оруденения интрузивными комплексами и решению многих других геологических вопросов.

Автором совместно с В. Г. Цимбалист* в отношении золотоносности сульфидов были изучены скарново-золоторудные месторождения — Синюхинское в Горном Алтае, Лебедское в Горной Шории, Натальевское в Кузнецком Алатау, — а также многие скарново-железородные месторождения. Частично были изучены некоторые скарново-медные месторождения Хакасии (Посельщук, Коллотаровское, Киялых-Узень и др.). Для сравнения проанализированы на золото основные рудообразующие минералы месторождений других типов, и в частности Центрального и Берикульского в Кузнецком Алатау, которые являются типичными представителями кварцево-жильных золоторудных месторождений.

На содержание золота были проверены пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, галенит и сфалерит. Из них пи-

* В. Г. Цимбалист провела большинство определений золота в сульфидах; сбор, систематика и подготовка материала для анализа и обсуждение их результатов в свете решения геологических проблем выполнены В. А. Вахрушевым.

рит входит в состав руд всех месторождений. В исследованных жильных кварцево-золоторудных и в подавляющем большинстве скарново-магнетитовых месторождений одновременно пирит является наиболее распространенным среди сульфидных минералов. Поэтому особенностям распределения золота в пирите уделено наибольшее внимание.

Всего в мономинеральных пробах сульфидных минералов сделано 218 определений золота. Основная масса их выполнена с помощью спектрохимического метода. В основу последнего был положен метод Н. Т. Воскресенской, Н. Ф. Зверевой и др. (1965). Содержание золота в сульфидах изменяется в широких пределах — от $n \cdot 10^{-8}$ до $n \cdot 10^{-2}$ % и выбор схемы анализа определялся в зависимости от количественного содержания золота в тех или иных сульфидных минералах, а также представительности проб. Во избежание потерь золота за счет легкой восстанавливаемости его соединений до металла или, по крайней мере, для сведения их к минимуму были использованы насыщенный раствор NaCl и хлорная вода. Эталонные концентраты, сжигаемые на одну пластинку с пробами, готовились из хлоридных стандартных растворов (Гинзбург, Гладышевская и др., 1965).

При определении золота с содержанием $n \cdot 10^{-7}$ — $n \cdot 1 \cdot 10^{-5}$ % схема анализа следующая. Предварительно обожженная проба (0,5—1 г) разлагалась царской водкой, раствор упаривался до влажных солей, которые переводились в хлориды с добавлением NaCl и хлорной воды. При добавлении в начале операции нескольких капель насыщенного раствора NaCl комплексные кислоты золота переходят в соли, более устойчивые к восстановлению. Хлорная вода, добавляемая по каплям время от времени в продолжение всей операции, растворяет золото, которое могло частично восстановиться до металла. Хлориды растворялись в HCl, разбавлялись горячей водой до концентрации 1 : 4 по HCl. Нерастворимый остаток, если таковой был, отфильтровывался и промывался HCl 1 : 4 с добавлением хлорной воды. В фильтрате после удаления хлора при нагревании производилось осаждение золота. Осадок отфильтровывался, озолялся и подвергался спектральному анализу. Использовался спектрограф ДФС-13, пластинки 2 типа 16 и 22 ед.

В случае большого содержания золота ($1 \cdot 10^{-5}$ % и выше) навеску 0,5—1 г подвергали тем же операциям до отделения нерастворившегося остатка. При отделении нерастворившегося остатка фильтрат собирался в мерную колбу на 200—250 мл и доводился до указанного объема HCl 1 : 4. В отобранной

части, содержащей золото от 0,01 до 1 мкг , производилось дальнейшее его определение. Абсолютная чувствительность определения — 0,005 мкг Au. Для контроля в каждой партии анализировалась проба с известным содержанием золота.

Часть проб, наиболее богатых золотом (от $n \cdot 10^{-4}$ до $n \cdot 10^{-2}\%$), анализировалась дитизиновым методом в аналитической лаборатории Института геологии Якутского филиала СО АН СССР.

Анализы показали, что во всех анализированных пробах пирита, арсенопирита, халькопирита, пирротина и других сульфидов присутствует золото. О распределении золота в на-

Таблица 43

Содержание золота в пирите (в вес. %)

№ п.п.	Месторождение (или группа)	Число анализов	Au, %		
			от	до	среднее
1	Синюхинское . .	3	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$7,3 \cdot 10^{-5}$
2	Лебедское . . .	8	$8,5 \cdot 10^{-5}$	$3,04 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$
3	Натаьевское . .	5	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$1,13 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$
4	Центральное . .	21	$3,35 \cdot 10^{-4}$	$3,98 \cdot 10^{-2}$	$4,73 \cdot 10^{-3}$
5	Берикульское . .	14	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$
6	Самсон	7	$7,5 \cdot 10^{-7}$	$1,45 \cdot 10^{-5}$	$8,4 \cdot 10^{-6}$
7	Тейская группа	28	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$6,3 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-5}$
8	Кондомская группа	19	$3,2 \cdot 10^{-7}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$4,77 \cdot 10^{-5}$
9	Ирбинское	9	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$1,6 \cdot 10^{-5}$	$4,9 \cdot 10^{-6}$
10	Одиное	1	—	—	$1,2 \cdot 10^{-5}$
11	Абаканское . . .	1	—	—	$9,0 \cdot 10^{-6}$
12	Мульгинское . .	2	$3,7 \cdot 10^{-6}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$1,77 \cdot 10^{-4}$
13	Ампалькское . .	2	$6,0 \cdot 10^{-6}$	$8,0 \cdot 10^{-6}$	$7,0 \cdot 10^{-6}$
14	Иинское	14	$6,5 \cdot 10^{-7}$	$9,3 \cdot 10^{-4}$	$9,4 \cdot 10^{-5}$
15	Белорецкое . . .	1	—	—	$3,5 \cdot 10^{-5}$
16	Таятское	3	$8,5 \cdot 10^{-7}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-6}$
17	Хайлеоловское . .	4	$6,4 \cdot 10^{-6}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$
18	Анзасское	5	$2,4 \cdot 10^{-6}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$1,23 \cdot 10^{-5}$
19	Посельцук	6	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$> 1,1 \cdot 10^{-4}$	$> 4,6 \cdot 10^{-5}$
20	Коллотаровское .	2	$5,1 \cdot 10^{-5}$	$5,8 \cdot 10^{-5}$	$5,5 \cdot 10^{-5}$
21	Княльях-Узень . .	1	—	—	$1,6 \cdot 10^{-4}$
22	Сорское	8	$1,3 \cdot 10^{-6}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-5}$
23	Гургеневское . .	2	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$

Примечание. 1—3 — скарново-золоторудные месторождения; 4—5 — кварцево-золоторудные; 6—18 — скарново-железорудные; 19—21 — скарново-медные; 22 — молибденовое; 23 — баритово-полиметаллическое месторождение.

и более распространенных сульфидных минералах можно судить по данным, приведенным в табл. 43—45, а в отношении пирита также по графикам распределения (рис. 66).

Наибольшие концентрации золота свойственны пиритам кварцево-жильных золоторудных месторождений, среднее содержание золота в них, по данным 37 определений, равно $3,56 \cdot 10^{-3}\%$ при колебаниях от $2,7 \cdot 10^{-5}$ до $3,98 \cdot 10^{-2}\%$. Повышенное содержание золота также характерно для пиритов скарново-золоторудных месторождений ($0,39 \cdot 10^{-3}$ — среднее из 16 анализов), а также для пиритов некоторых скарново-медных месторождений Хакасии (Посельщук, Киялых-Узень), слабая золотонность которых геологам уже давно известна (Булытников, 1948).

Пиритам скарново-магнетитовых месторождений свойственны минимальные количества золота, среднее содержание которого, по данным 96 определений, составляет $5,49 \cdot 10^{-5}$, что примерно в 26 раз меньше, чем в пиритах скарново-золоторудных, и в 66 раз меньше, чем в пиритах кварцево-золоторудных месторождений. Отличие в распределении золота в пиритах кварцево-золоторудных месторождений, с одной стороны, и в пиритах скарново-железородных месторождений, с другой —

Таблица 44
Содержание золота в арсенопирите
(в вес. %)

№ п. п.	Месторождение	Au
1	Синюхинское . .	$3,9 \cdot 10^{-4}$
2	Лебедское . . .	$8,6 \cdot 10^{-4}$
3	Натаьевское . .	$1,03 \cdot 10^{-3}$
		$5,97 \cdot 10^{-3}$
4	Центральное . .	$1,68 \cdot 10^{-3}$
5	Бериккульское .	$3,2 \cdot 10^{-2}$
		$2,78 \cdot 10^{-3}$
6	Самсон	$1,5 \cdot 10^{-7}$
7	Одреша	$7,5 \cdot 10^{-4}$
8		$8,8 \cdot 10^{-4}$
	Белорешское . . .	$8,7 \cdot 10^{-5}$

Примечание. 1—3 — скарново-золоторудные месторождения; 4—5 — кварцево-золоторудные; 6—8 — скарново-железородные месторождения.

Таблица 45
Содержание золота в халькопирите
(в вес. %)

№ п. п.	Месторождение	Au
1	Синюхинское . .	$9,3 \cdot 10^{-5}$
2	Лебедское . . .	$1,36 \cdot 10^{-4}$
3		$1,36 \cdot 10^{-4}$
	Натаьевское . .	$3,21 \cdot 10^{-3}$
4		$3,02 \cdot 10^{-3}$
5	Киялых-Узень . .	$1,7 \cdot 10^{-4}$
	Посельщук . . .	$> 1,0 \cdot 10^{-3}$
6		$2,09 \cdot 10^{-3}$
7	Бериккульское . .	$9,46 \cdot 10^{-4}$
	Таятское	$3,0 \cdot 10^{-5}$
8	Одиночное	$6,3 \cdot 10^{-5}$

Примечание. 1—3 — скарново-золоторудные месторождения; 4—5 — скарново-медные; 6 — кварцево-золоторудные; 7—8 — скарново-железородные месторождения.

отчетливо выявляется при сопоставлении графиков распределения (см. рис. 66). На графиках золото сгруппировано в классы с одинаковым отклонением. Оба они характеризуются наличием, по существу, трех модальных классов. Однако в графике для пиритов кварцево-золоторудных месторождений все модальные классы резко сдвинуты вправо, т. е. в сторону более высокого содержания.

Ничтожным содержанием золота характеризуются пириты Сорского молибденового месторождения в Хакасии и некоторых других редкометальных месторождений Алтае-Саянской области.

Интересны данные по Тургеневскому полиметаллическому рудопроявлению. Это месторождение находится в Кондомском районе Горной Шории, где известен ряд крупных промышленно важных скарново-магнетитовых месторождений (Таштагольское, Шерегешевское и др.). Содержание золота в пирите Тургеневского месторождения оказалось примерно в 35 раз выше, чем в пирите из контактово-метасоматических железорудных месторождений этого же района, что подтверждает генетическую обособленность (в отношении источника рудоносных растворов и условий рудоотложения) полиметаллической минерализации от железного оруденения, на что уже обращалось внимание и ранее (Вахрушев, 1958; Зеиц, Шарапов, 1963).

Таблица 46
Оценка параметров распределения содержания золота в пиритах скарново-магнетитовых, скарново-золоторудных и жильных кварцево-золоторудных месторождений

Группа месторождений	Число анализов	Средние значения	Дисперсия	Стандарт	Асимметрия	Показатель эксцесса	Доверительный интервал среднего (99,9 %-ный)
Скарново-магнетитовые	96	0,0000540	0,000000018	0,000135	4,203	0,521	-- 10,794—11,988
	96	-- 11,391	2,929	1,711	0,415	0,783	
Скарново-золоторудные	16	0,00139	0,0000078	0,002788	2,779	0,571	-- 5,370—8,568
	16	-- 6,969	2,533	1,591	0,294	0,782	
Кварцево-золоторудные	37	0,003566	0,00006808	0,008251	3,166	0,544	-- 6,029—7,771
	37	-- 6,900	2,190	1,480	0,384	0,725	

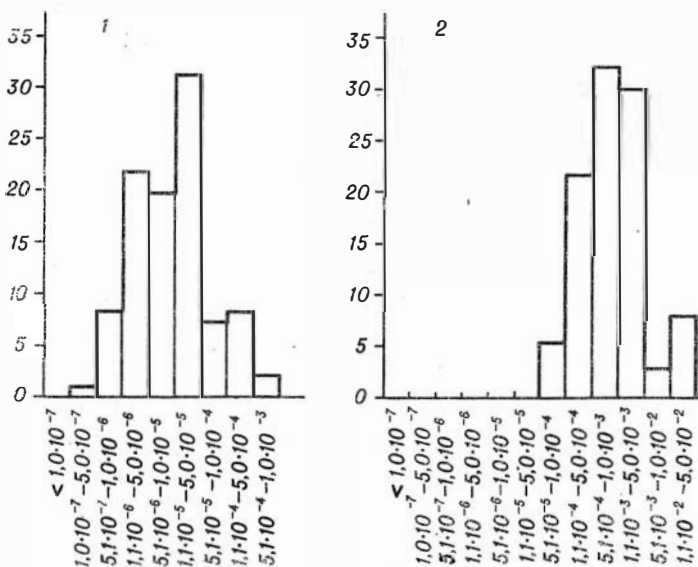


Рис. 66. Графики распределения золота в пирите. I — золото в пирите скарново-железорудных месторождений (по данным 96 анализов); II — золото в пирите жильных кварцево-золоторудных месторождений (по данным 37 анализов).

Показательно также, что в золоторудных месторождениях — скарновых и кварцево-жильных — обогащены золотом не только пирит, но и другие сульфиды (арсенопирит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит), независимо от времени их выделения в общем ходе процесса минералообразования. Так, в галените Центрального месторождения золото обнаружено в количестве от $2,26 \cdot 10^{-3}$ до $1,93 \cdot 10^{-2}\%$, Бериккульского — от $8,1 \cdot 10^{-5}$ до $1,0 \cdot 10^{-3}\%$. Повышенные количества золота ($> 1,10 \cdot 10^{-3}\%$) выявлены в галените из скарново-медного месторождения Посельщук в Хакасии. Обогащенность золотом арсенопирита и халькопирита золоторудных месторождений видна из табл. 44 и 45.

Распределение золота неравномерное, о чем говорит широкое колебание содержания золота в пробах пирита и других сульфидов. Это положение справедливо в отношении сульфидных минералов, как собственно золоторудных, так и скарново-железорудных месторождений и подтверждается, в частности, очень низкими значениями коэффициента равномерности рас-

предела (р_r). Этот коэффициент для пиритов железоносных скарнов оказался равным 0,19, для пиритов кварцево-золоторудных месторождений — 0,12. Неравномерное распределение золота в пирите, арсенопирите и других сульфидах наблюдается не только в пределах выборок из генетически единых групп месторождений, но и среди выборок из одного и того же месторождения или даже одной и той же стадии минерализации. Такой характер распределения объясняется скорее всего особенностями вхождения золота в сульфидные минералы, а именно в виде неравномерно рассеянных включений свободного золота. Как известно, такой способ нахождения золота в пирите в настоящее время подтвержден электронографическим изучением.

Для более точной оценки различий в содержании золота в пиритах выделенных групп месторождений (скарново-железородной, скарново-золоторудной и кварцево-золоторудной) с помощью электронно-вычислительной машины были рассчитаны средние значения, дисперсии, стандарты и показатели асимметрии и эксцесса. Результаты статистической обработки сведены в табл. 46. Из анализа последней видно, что распределение золота в пиритах всех трех групп месторождений близко к логнормальному. Наибольший интерес для нас представляет сравнение степени золотоносности пиритов из скарнов с промышленными концентрациями золота, с одной стороны, и из незолотоносных, в данном случае железоносных, скарнов, с другой. Статистические данные подтвердили вывод о существовании значимых различий пиритов по степени их обогащения золотом этих двух типов скарновых месторождений. Содержание золота в пирите железоносных скарнов резко ниже, чем в пирите скарново-золоторудных месторождений, что подтверждено расчетами критерия Стьюдента. В то же время значимого различия по содержанию золота между пиритами скарново-золоторудных и жильных кварцево-золоторудных месторождений не обнаруживается. По дисперсии логарифмов содержаний золота пириты всех групп месторождений, как показали расчеты критерия Фишера, друг от друга значимо не отличаются.

В заключение несколько слов о возможном практическом применении полученных результатов. Открытия промышленных концентраций золота в скарновых месторождениях Алтае-Саянской области привлекли внимание геологов к этому слабо изученному генетическому типу золотого оруденения. Однако на рассматриваемой территории все еще имеется большое число скарновых полей, золотоносность которых не изучена. В свя-

зи с решением этой задачи выявленные в результате наших исследований особенности в распределении золота в пирите и других распространенных сульфидных минералах могут быть использованы в качестве одного из надежных признаков для перспективной оценки скарновых месторождений на промышленное золотое оруденение.

Основные результаты по данному разделу исследований сводятся к следующему.

1. Сульфидные минералы всех скарновых месторождений Алтае-Саянской области содержат золото. Однако степень золотоносности их неодинакова.

2. Пириты скарновых месторождений с золотым оруденением постоянно содержат повышенные количества золота. Как показала статистическая обработка аналитических данных, пириты золотоносных скарнов по этому признаку не имеют значимых отличий от пиритов типичных жильных кварцево-золоторудных месторождений.

3. В золоторудных месторождениях — скарновых и кварцево-жильных — повышенные концентрации золота свойственны и всем другим сульфидным минералам независимо от времени их осаждения в общем ходе процессов минералообразования.

4. Пириты, так же как арсенопириты, пирротины, халькопириты незолотоносных скарнов и, в частности, месторождений с промышленным магнетитовым оруденением, как правило, характеризуются минимальным содержанием золота.

5. Золотоносность пирита и других распространенных сульфидов может быть использована в качестве одного из прямых признаков для перспективной оценки скарновых месторождений на промышленное золотое оруденение.

О ВРЕМЕНИ ВЫДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА

Как известно, существуют различные представления о времени выделения золота в золоторудных месторождениях. Применительно к скарновым месторождениям Алтае-Саянской области по этому поводу высказаны следующие предположения.

П. А. Петров (1960) для руд Лебедского месторождения допускал одновременное выделение золота со скарновыми минералами, так как он наблюдал включения золота в гранате, в том числе между отдельными зонами роста кристаллов.

В отношении золота Синюхинского месторождения Ю. Г. Щербаков высказался за наиболее позднее его отложение в общем ходе процессов послемагматического минералообразования. По этому поводу он пишет: «Анализ структурных взаимоотношений золотин с гипогенными сульфидами и кварцем приводит к однозначному выводу о начале выделения золота в конце сульфидной стадии и об отложении резко преобладающего количества золота после борнита, халькопирита и неодигенита» (Щербаков, 1961, стр. 23). При этом сульфидным минералам отводится роль осадителей золота. «Характерная пространственная связь крупного золота с сульфидами и их взаимные структуры наводят на мысль о роли сульфидов главным образом в качестве осадителей золота из растворов. При этом особенно благоприятным осадителем служит борнит» (Щербаков, 1961, стр. 23). Эти высказывания были повторены им и позднее (Щербаков, 1967 г., стр. 134—141).

Б. Н. Зимогладов (1966) для разных месторождений допускает различное время выделения золота относительно формирования скарновых минералов, сульфидов, карбонатов и кварца. Для скарново-золоторудных месторождений Западной Сибири возможны следующие три случая:

1. Золото кристаллизуется с очень малым разрывом во времени от образования основной массы скарновых минералов, т. е. в высокотемпературную стадию гидротермального процес-

са. Оно выделяется в самородном виде ранее основной массы сульфидов и не имеет прямой связи с ними (Лебедское и Калиостровское месторождения).

2. Золото кристаллизуется с несколько большим разрывом во времени относительно формирования основной массы скарновых минералов и выделяется одновременно или почти одновременно с сульфидными минералами (Натальевское и Синюхинское месторождения).

3. Золото кристаллизуется с большим разрывом во времени относительно образования скарновых минералов и выделяется позднее сульфидов (Мурзинское месторождение в Горном Алтае).

Рассмотрим поставленную проблему о времени золотого оруденения в общем ходе послемагматического минералообразования, исходя из результатов минералографического изучения руд и выявленных особенностей распределения золота в сульфидных минералах. Гипотеза П. А. Петрова об одновременном отложении золота со скарновыми минералами не имеет сторонников и не подтверждается результатами изучения руд Лебедского и всех других скарновых месторождений. Когда золото оказывается внутри скарновых минералов, оно постоянно приурочено к трещинкам, а в некоторых случаях, возможно, и к ослабленным плоскостям между зонами роста кристаллов (случай, отмеченный П. А. Петровым) и нередко сопровождается послескарновыми образованиями (кварцем и другими), на что, возражая по этому поводу П. А. Петрову, справедливо указывал ранее и Б. Н. Зимогладов (1967). Выделение золота несомненно происходило позднее скарновых минералов и основной массы магнетита. Как уже упоминалось выше, для руд Лебедского месторождения характерны пленки золота на поверхности граней кристаллов магнетита.

Наибольшей популярностью среди геологов пользуются представления о выделении золота в скарновых месторождениях Алтае-Саянской области в самые поздние заключительные моменты сульфидного минералообразования. В связи с этим необходимо отметить, что однозначно решить вопрос о времени выделения золота по отношению к сульфидным минералам не так просто, как это представляется некоторым исследователям. Наблюдаемые взаимоотношения золота с сульфидами, в том числе с халькопиритом, борнитом и халькозином, таковы, что не дают указаний о последовательности их отложения (типичные примеры взаимоотношений золота с сульфидами приведены на рис. 4—6). Высказывания о более раннем или позднем отложении золота по сравнению с сульфидами скорее всего являются

умозрительными, нежели вытекают из фактических данных.

Одновременно во всех рассматриваемых скарновых месторождениях не наблюдается и приуроченности крупного золота к сульфидам. В рудах ни одного из месторождений не было встречено выделений золота и в виде пленок или примазок на пирите, арсенопирите и других сульфидных минералах, в то время как такие пленки на гранях магнетита или на силикатных минералах (особенно андрадита) обычны для многих месторождений и, в частности для Лебедского. Видимо, следует с большой осторожностью относиться к утверждению о роли сульфидов как осадителей золота. Ни в одном случае достоверно не доказано и наличие явлений замещения сульфидных минералов золотом, хотя трудно представить процесс осаждения золота из растворов сульфидами без признаков реакционного замещения последних.

Интересные соображения по этому поводу были высказаны Шварцем, который писал: «После всестороннего обзора литературы, так же как и личных исследований, автор был поражен малым развитием замещения минералов, с которыми ассоциируется золото. Минерал-хозяин иногда замещается золотом, но это определенно исключение, а не правило... Трудно понять, каким образом минерал мог действовать как эффективный осадитель, если он не вступал в реакцию. Если же он реагировал, то минерал-хозяин должен был замещаться осаждающимися минералами, в том числе и золотом, если только осаждение не было косвенным» (Schwartz, 1944, стр. 404).

В свете современных представлений о механизме реакций минералообразования все это получает логическое объяснение. Сульфидные минералы, являясь конечными продуктами реакций нейтрализации в рудоносных растворах, не обладают способностью к разложению комплексных или иных сернистых соединений тяжелых металлов и, таким образом, по своей природе не могут быть эффективными осадителями золота. По данным А. Л. Павлова (1967), магнетит, андрадит и другие минералы, которые содержат слабые основания (Fe, Mn и др.), способствуют разложению комплексов и простых соединений золота (например, AuS^{-1} , AuS_3^{-3}), вызывая выпадение самородного золота на поверхности или по трещинкам в этих минералах. Фактический материал по взаимоотношению самородного золота с сульфидами, магнетитом и скарновыми минералами согласуется с этими представлениями по механизму осаждения золота из гидротермальных растворов.

При решении вопроса о времени выделения золота из рудоносных растворов заслуживают большого внимания данные

по распределению «невидимого» или дисперсного золота в сульфидных минералах. Наши исследования показали, что так называемое дисперсное золото присутствует во всех сульфидных минералах независимо от времени их выделения в общем ходе послемагматического минералообразования. Очевидно, выделение дисперсного золота происходило одновременно с кристаллизацией самих сульфидов. Способность вхождения в пирит и пирротин при их образовании тонкодисперсного золота, не обнаруживаемого под микроскопом даже при самых больших увеличениях, доказана опытами (Масленицкий, 1941). Обогащенность такого рода «невидимым» золотом природных сульфидных минералов объясняется следующим образом. При массовом осаждении сульфидов из гидротермальных растворов в последних происходит резкое понижение концентрации серы. Комплексные соединения золота становятся неустойчивыми, разлагаются и высвободившееся золото осаждается одновременно с сульфидами, рассеиваясь в последних.

Степень золотоносности пирита, арсенопирита, пирротина, халькопирита и других сульфидов находится в зависимости от концентрации золота в растворе в момент их отложения. В связи с этим напомним, что сульфидные минералы железоносных скарнов, по сравнению с сульфидами золотоносных скарнов, постоянно характеризуются резко пониженными (кларковыми) содержаниями золота, что отражает различный состав рудоносных растворов этих двух типов скарновых месторождений.

Эти данные имеют отношение к вопросу выделения золота не только в скарновых, но и вообще в золоторудных месторождениях. Важно то обстоятельство, что в скарново-золоторудных и в изученных кварцево-жильных месторождениях повышенные концентрации золота отмечаются в сульфидах независимо от временной последовательности их отложений. Если это так, то, в противоположность распространенным среди геологов представлениям об одностадийном или двухстадийном выделении золота (в последнем случае дисперсное золото относится к ранним, свободное — к поздним генерациям), мы вправе говорить о привносе золота и его отложении в продолжении всего сульфидного этапа формирования золоторудных месторождений. Это в равной мере относится как к дисперсному, так и к видимому или свободному золоту.

Концентрация золота в гидротермальных растворах, естественно, не оставалась одинаковой, и отложение главной массы золота в разных месторождениях происходило на различных стадиях послемагматического минералообразования, в том числе и на самых поздних из них.

Высказанные соображения о времени выделения золота подтверждаются и особенностями поведения других элементов и, в частности, серебра, никеля, кобальта, селена и теллура.

Серебро — металл геохимически наиболее родственный золоту — также постоянно устанавливается во всех сульфидных золотоносных скарнах и одновременно входит в состав самородного золота (и электрума). В последнем количественные отношения между серебром и золотом для одного и того же месторождения или участка не остаются постоянными, а изменяются в достаточно широких пределах. Например, пробность золота Синюхинского месторождения изменяется от 879 до 941. Непостоянство состава самородного золота, как известно, свойственно золоторудным месторождениям вообще, в том числе и месторождениям кварцево-жильного типа.

Основным фактором, вызывающим изменение серебряно-золотых отношений в рудах и горных породах, является различие их геохимических особенностей (Щербина, 1956). Как следствие этого, неодинаковы и оптимальные физико-химические показатели среды для их осаждения из рудоносных растворов. Это положение, очевидно, приложимо и к собственно самородному золоту (и электруму). Так, давно уже подмечена зависимость состава самородного золота одного и того же района от температуры рудообразования. Для высокотемпературных месторождений характерна большая чистота (пробность) золота, чем для низкотемпературных (Ферсман, 1934; Горбунов, 1962, и др.). Эта закономерность подтверждается и нашими данными.

С другой стороны, несомненно влияние на Ag/Au отношение в рудах вообще и в самородном золоте в частности оказывает степень щелочности растворов. Так, по данным В. В. Щербины (1956), сульфидные комплексы серебра устойчивы при более низких значениях pH среды нежели комплексы золота. Изменение состава и внутреннего строения (в отношении температуры, щелочности и других показателей) рудоносных растворов является результатом их продолжительной кислотно-основной эволюции во времени — от ранней щелочной через кислотную до поздней щелочной стадии. И отложение золота происходило в интервале всех трех этих стадий, включая и два перехода, когда растворы достигали нейтральности. При первом переходе нейтральности (от ранней щелочной стадии к кислотной) pH растворов падает с температурой, при втором переходе (от кислотной стадии к поздней щелочной), наоборот, pH растет с понижением температуры. Это обстоятельство также может служить одной из причин неодинакового сос-

тава золота. Наблюдаемые различия в количественных отношениях Ag/Au в самородном золоте, таким образом, могут также служить одним из доводов разновременности его отложения в пределах одного и того же месторождения или рудного тела.

В продолжение всего сульфидного этапа происходило отложение из рудоносных растворов не только золота и серебра, но и ряда других «малых» для золотых руд элементов. Такие из них, как кобальт, никель, селен, теллур, рассеяны во многих сульфидах и одновременно образуют самостоятельные минералы. Причем основная масса таких элементов (включая и серебро) скорее всего находится именно в сульфидах, так как самостоятельные их минералы встречаются редко.

Все приведенные данные показывают, что в продолжении всего или значительного отрезка сульфидного этапа минералообразования в том или ином количестве осуществляется привнос растворами не только золота, но и многих других элементов, отлагавшихся как совместно с сульфидами (нередко в виде изоморфной примеси в последних), независимо от времени их кристаллизации, так и в виде самостоятельных минералов. Форма выделения этих элементов находится в зависимости не столько от концентрации их в растворах, сколько от физико-химических условий. Например, появление теллуристых соединений серебра, никеля и других металлов в конце сульфидного этапа связано с недосыщенностью горячих водных растворов серой, что, как известно, вообще типично для многих малосернистых золоторудных месторождений (Радкевич, Моисеенко, 1966, и др.). Это положение в известной мере приложимо и к самому золоту. В моменты отложений из растворов сульфидов оно концентрируется в пирите, арсенопирите, халькопирите и т. д. В условиях недонасыщенности раствора серой или то же самое при отсутствии сульфидообразования образуется «свободное» золото или его теллуристые соединения.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЗОЛОТОНОСНОСТИ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В пределах Алтае-Саянской рудной провинции исключительно широко развиты скарновые поля. Они сопровождаются рудами многих металлов: железа, меди, свинца, вольфрама, золота и др. При перспективной оценке ранее известных или вновь открываемых скарновых полей на тот или иной тип оруденения большую помощь могут оказать различного рода петрографические, минералогические и геохимические критерии. Применительно к Алтае-Саянской области и, вероятно, ко многим другим рудным провинциям выяснение таких критериев особенно важно в отношении золота, для обнаружения промышленных концентраций которого в скарнах многие другие методы, в частности геофизические, успешно применяемые для выявления руд других металлов (особенно железа), пока еще неприменимы. В силу недостаточной изученности этого генетического типа месторождений минералого-геохимические критерии золотоносности скарнов до настоящего времени оставались не выявленными.

Автор в продолжение многих лет изучал минералого-геохимические и генетические особенности скарновых месторождений с промышленным магнетитовым оруденением. Необходимо подчеркнуть, что именно этот тип оруденения наиболее типичен для скарнов Алтае-Саянской рудной провинции, характеризующейся в целом геохимическим профилем фемического типа (Радкевич, 1959; В. А. Кузнецов, 1963). Основные результаты исследований в этом направлении обобщены ранее (Вахрушев, 1965).

Сейчас, когда мы уже располагаем основными данными по минералогии и геохимии скарново-золоторудных месторождений, предоставляется возможность провести сравнительный анализ ряда петрографических и минералого-геохимических

особенностей этих двух групп скарновых месторождений с целью разработки критериев золотоносности скарнов.

Перейдем к рассмотрению отличительных петрографических и минерало-геохимических особенностей руд и окolorудных измененных пород скарновых месторождений с золотым оруденением.

Особенности развития процессов осветления вмещающих пород. Для скарновых полей с промышленным магнетитовым оруденением исключительно характерны ореолы осветленных пород, образовавшихся в результате воздействия послемагматических процессов. На это обстоятельство при описании контактово-метасоматических железорудных месторождений юга Сибири давно уже обращается внимание многими авторами (Сумин, 1953; Вахрушев, 1959, 1965; Богацкий, Курцерайте, 1966, Корель, 1966, и др.). В осветлении окolorудных (околоскарновых) пород главенствующая роль принадлежит процессам альбитизации. Натровый метасоматоз особенно характерен для рудных полей тех месторождений, которые генетически связаны с интрузивными комплексами субщелочного (граносиенитового) состава. Второй тип осветленных пород — это диопсид-плагноклазовые породы, представляющие, по Д. С. Коржинскому (1953), внешнюю зону скарнообразования. Околоскарновые диопсид-плагноклазовые породы в больших массах известны во многих скарново-магнетитовых месторождениях Горной Шории (Шалымское, Шерегешевское и др.) и В. Саяна (Ирбинское, Мульгинское, Бурлукское и др.).

Осветление пород различного состава связано с разложением и растворением темноцветных минералов и акцессорного магнетита, сопровождаемыми выносом главным образом железа, частично марганца, титана и некоторых других компонентов и привносом кремнезема и натрия. Такого рода послемагматические преобразования, особенно вмещающих эффузивно-осадочных толщ (туфов, порфиритов, сланцев), легко улавливаются непосредственно в поле без их микроскопического изучения или химических анализов.

Процессы осветления, сопровождаемые выносом больших количеств железа, исключительно широко развиты в габброидных интрузивах в связи с формированием в пределах рудных полей альбититовых и амфибол-скаполитовых метасоматитов (Анзасское магнетитовое месторождение в Западном Саяне, Хайлеольское — в Кузнецком Алатау, и др.). В связи с этим заметим, что широкое распространение осветленных пород в пределах рудных полей эндогенных магнетитовых, в том числе и

собственно скарново-магнетитовых месторождений многих геологов давно уже наводит на мысль об участии высвободившегося при этих процессах железа в эндогенном рудообразовании (Коржинский, 1948; Овчинников, 1960; Баклаев, 1963; Бекмухаметов, 1963; Богацкий, Курцерайте 1966; Поляков, 1967).

Иная картина наблюдается в скарновых полях, которые сопровождаются золотым оруденением. Здесь процессы осветления не характерны ни для пород активной интрузии, ни для эффузивно-осадочных образований. Как показало изучение интрузивных пород участка Натальевского месторождения, они даже вблизи скарново-рудных залежей не испытали ни натрового метасоматоза и ни других дорудных преобразований, которые по интенсивности и масштабам проявления можно было бы сопоставить с таковыми в полях развития железосных скарнов. Наблюдающиеся послемагматические изменения в них (амфиболизация клинопироксенов, биотитизация и некоторые другие признаки автометаморфизма) являются обычными по степени изменения для интрузивных пород вне пределов рудного поля.

На Натальевском месторождении распространены предрудные дайки сиенитов или сиенит-аплитов. В них также не отмечается признаков натрового метасоматоза (альбитизации), разложения и растворения темноцветных минералов, что подтверждается и данными химического анализа, показавшего, в частности, резкое преобладание в породе K_2O над Na_2O (см. табл. 33, обр. 30). Такого рода жильные образования характерны для многих скарново-магнетитовых месторождений, где они, как известно, наиболее охотно подвергаются натровому метасоматозу с переходом в альбитовые породы, нацело лишенные темноцветных минералов. Процессы осветления не характерны и для габброидов, которые, как уже упоминалось выше, скорее всего являются остатками более древнего (до-мартайгинского) габбрового или габбросиенитового комплекса. Одно из тел таких габброидов расположено непосредственно в пределах рудного поля. В табл. 47 по Б. Д. Васильеву (1964) для примера приведены три химических анализа оливиновых габбро-норитов, составляющих это тело, и один анализ жильного сиенит-аплита. Б. Д. Васильев (1963, 1964) специально занимался петрохимическим изучением Натальевского массива и в его работах также нет указаний на проявления массовой альбитизации в породах этого интрузива, в том числе и в пределах рудного поля.

Здесь же приведены анализы 2-х образцов диоритовых пород из Тардонского рудного поля. Один из них (обр. 606)

Таблица 47

Химические анализы интрузивных пород (в вес. %)

Окислы	54	55	56	59	612	606
SiO ₂	47,68	47,44	50,0	67,00	54,73	50,01
TiO ₂	1,34	1,07	1,07	0,19	0,69	0,59
Al ₂ O ₃	14,22	15,00	15,59	18,48	15,61	9,38
Fe ₂ O ₃	3,30	3,23	3,96	0,46	2,84	2,92
FeO	6,74	6,45	6,22	0,31	6,61	6,39
MnO	0,16	0,16	0,18	0,01	0,16	0,20
MgO	8,58	8,50	7,40	0,42	5,50	8,90
CaO	13,58	13,60	11,10	0,73	8,01	14,82
Na ₂ O	1,13	2,13	2,63	5,27	2,70	2,90
K ₂ O	0,49	0,13	0,61	6,29	0,94	0,40
H ₂ O	0,14	0,40	0,40	0,23	0,35	0,50
П.п.п.	2,42	1,72	1,20	0,47	2,05	3,23
Сумма	99,78	100,01	100,36	99,86	100,21	100,24

Примечание. Анализы выполнены в аналитической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР Э. С. Гулецкой. Обр. 54—56 — оливиновые габбро-нориты высоты «Шахта», Натальевское месторождение; обр. 59 — щелочной сиенит-аплит из дайки на Натальевском месторождении. Анализы взяты из работы Б. Д. Васильева (1964); обр. 612 — диорит, Тардонское месторождение, разведочная штольня; обр. 606 — измененная диоритовая порода, Тардонское месторождение (скв. 15, глуб. 100 м). Дополнительно определено P₂O₅ в обр. 612 — 0,11% и обр. 606 — 0,04%.

взяты из тектонической зоны и, как показало микроскопическое изучение, сильно изменены (карбонатизированы, хлоритизированы и т. п.) гидротермальными процессами. Для обоих образцов опять-таки характерно относительно высокое содержание железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} > 9$ вес. %) и скорее пониженное, нежели повышенное содержание щелочных металлов и, в частности, натрия по сравнению с неизмененными разностями этих пород.

В породах кровли — порфиритах, туфах, сланцах и т. п. — в пределах всех изученных скарново-золоторудных месторождений также не наблюдается проявлений натрового метасоматоза, сопровождаемого выносом железа, в то время как в таких случаях для скарново-железорудных месторождений обычны ореолы осветленных пород шириною в десятки и сотни метров. Это положение подтверждается микроскопическими исследованиями и данными химических анализов. В качестве двух из многих примеров приведем данные по составу эффузивных пород Тардонского и Лебедского месторождений (табл. 48). Из Тардонского месторождения были выполнены 4 химических анализа этих пород (по 2 разрезам) — два из

Таблица 48

Химические анализы эффузивных пород (в вес. %)

Оксиды	563	567	569	575	424	425
SiO ₂	64,93	63,84	47,19	63,71	48,74	48,84
TiO ₂	0,34	0,56	0,47	0,55	0,35	0,40
Al ₂ O ₃	15,37	16,81	10,07	16,19	12,52	13,53
Fe ₂ O ₃	0,97	2,85	6,66	4,91	2,19	1,23
FeO	3,45	3,95	7,90	2,25	6,43	7,58
MnO	0,23	0,50	2,78	0,30	1,81	1,39
CaO	1,85	2,83	10,28	2,57	13,23	9,92
MgO	5,37	2,67	11,10	2,63	9,09	9,92
Na ₂ O	1,50	3,42	0,93	2,04	2,28	1,83
K ₂ O	2,14	1,54	1,18	1,77	1,10	1,70
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,04	0,03	0,14	0,14
H ₂ O	0,36	0,10	0,22	0,29	0,07	0,07
П.п.п.	3,25	0,90	1,07	2,63	1,85	3,05
Сумма	99,80	100,01	99,95	99,77	99,80	99,54

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН СССР аналитиком З. В. Болевой. Обр. 563 — кварц-полевошпатовый порфир, в 2-х м от контакта с золотоносной скарново-магнетитовой линзой; обр. 567 — кварц-полевошпатовый порфир в 30 м от контакта с той же самой рудной линзой; обр. 569 — амфиболит в 1,1 м от контакта с рудной линзой; обр. 575 — кварц-полевошпатовый порфир в 35 м от контакта с рудной линзой; обр. 424 — порфирит, Лебедское месторождение, скв. 96, глубина 68—72 м; обр. 425 — порфирит, Лебедское месторождение, скв. 96, глубина 75—81 м.

контактной зоны со скарново-рудной линзой и два на удалении от нее. Три анализа (обр. 563, 567 и 575) относятся к кварц-полевошпатовым дацитовым порфирам, четвертый (обр. 569) — амфиболит, образовавшийся скорее всего по диабазу. Оба анализа Лебедского месторождения относятся к порфиритам из контактной зоны со скарново-рудной залежью. Анализы показали, что в связи с формированием скарново-золоторудных тел не наблюдается, во-первых, выноса железа из эффузивов (все образцы оказались с высоким содержанием железа), во-вторых, — признаков натрового метасоматоза (альбитизации). Различия в химическом составе связаны не с послемагматическими изменениями, а с особенностями их первичного состава.

Таким образом, одной из специфических особенностей скарновых полей с золотым оруденением является слабое развитие в их пределах процессов осветления вмещающих алюмосиликатных пород или, другими словами, слабое проявление наиболее раннего послемагматического этапа воздействия гидротермальных щелочных растворов.

Масштабы магнетитового оруденения. Для всех выявленных скарново-золоторудных месторождений и рудопроявлений характерно незначительное развитие магнетитового оруденения. Общие запасы железных руд в наиболее богатом магнетитом Лебедском месторождении составляют всего лишь около 4 млн. т и это месторождение как магнетитовое практического интереса не представляет. В других скарновых месторождениях, как, например, в Синюхинском в Горном Алтае или Калиостровском на восточном склоне Кузнецкого Алатау, магнетитовое оруденение проявлено в еще меньших размерах, чем в Лебедском. В золотоносных скарнах Натальевского месторождения магнетит по существу представляет только минералогическую редкость.

Скарновые месторождения с золотом известны в северо-восточной части Тувы в генетической связи с таннуольским интрузивным комплексом. Но и здесь сколько-нибудь значительных (промышленных) концентраций магнетита также не наблюдается.

Таким образом, приуроченность повышенных концентраций золота к скарновым полям с незначительным (не промышленным) развитием магнетитового оруденения выдерживается в пределах всей территории Алтае-Саянской области. Эта закономерность, по-видимому, может быть использована в качестве поискового критерия на золотоносные скарны.

Особенности распределения кобальта и никеля в пирите и некоторых других сульфидных минералах. Незначительное содержание кобальта в пирите — одна из геохимических особенностей золотоносных скарнов изученного района. Последние по этому признаку особенно резко отличаются от скарнов, ассоциирующих с габброидными и субщелочными (граносиенитовыми) интрузивными комплексами, в пиритах которых среднее содержание кобальта в 5—10 и более раз выше, чем в пиритах скарново-золоторудных месторождений. И для других сульфидных минералов золотоносных скарнов, по сравнению с таковыми железосных скарнов, характерна пониженная кобальтоносность. Так, в арсенопирите скарново-золоторудных месторождений содержание кобальта не превышает 0,04%, в то время, как в арсенопирите скарново-железорудных месторождений оно обычно составляет целые проценты с переходом в даниит и никогда не опускается ниже 0,1%. Одновременно пирит, арсенопирит и пирротин скарново-золоторудных месторождений характеризуется и резко пониженными содержаниями никеля. Количество никеля в этих сульфидах обыч-

но не превышает тысячные доли процента. Только в арсенопирите содержание никеля находится в пределах от 0,016 до 0,06% (0,028% — среднее из 4-х определений). Эти же сульфиды из скарново-железородных месторождений содержат никель в сотых и нередко в десятых долях процента.

Элементы-примеси в скарновых минералах. Для скарновых минералов (гранаты, волластонит, пироксены и др.) золоторудных месторождений не выявлено каких-либо специфических особенностей в отношении состава главных компонентов. Так, все гранаты относятся к рядуgrossular-андрадит, пироксены — диопсид-геденбергит с несколько повышенным содержанием глинозема в случае магнетизальных скарнов. Однако некоторые из скарновых минералов отличаются набором и количественным содержанием рассеянных элементов. Так, в гранатах всех месторождений золотоносных скарнов постоянно присутствуют молибден, олово, скандий, галлий, а также в подавляющем большинстве проб — свинец и серебро. Все эти элементы, как уже было отмечено выше, не свойственны гранатам незолотоносных скарново-железородных месторождений.

Некоторые особенности состава сульфидной минерализации. Одной из минералогических особенностей золотоносных скарнов изученных месторождений является преобладание в составе сульфидной минерализации сульфидов меди над сульфидами других металлов, в том числе и железа (пирит, пирротин). Часто с медными сульфидными минералами (халькопиритом, борнитом, халькозином) тесно связаны промышленные концентрации золота и эти сообщества минералов могут рассматриваться как «парагенетические ассоциации» по Н. В. Петровской (1955, 1960). Причем преобладание или равное распространение сульфидов меди и железа наблюдается и в тех скарново-золоторудных месторождениях (Лебедское), в которых сульфидная минерализация вообще проявлена исключительно слабо.

Однако, оценить этот факт как критерий золотоносности скарнов, в настоящее время трудно. Имеющиеся данные показывают, что в пределах скарновых полей, сопровождаемых промышленным магнетитовым оруденением, повышенные концентрации медных сульфидных минералов мало характерны. Исключение составляет ряд мелких магнетитовых месторождений, руды и скарны которых нередко обогащены сульфидами меди. Примером могут служить хакасские месторождения Княлых-Узень, Верхне-Туимское, некоторые мелкие месторож-

дения Темир-Тельбесского района и др. Характерно, что эти мелкие магнетитовые или, точнее, медно-магнетитовые скарновые месторождения, как уже отмечалось выше, чаще всего приурочены к интрузивным гранитоидным комплексам, аналогичным или близким по формационному типу к тем интрузивным комплексам, с которыми генетически связаны и скарново-золоторудные месторождения Алтае-Саянской области.

О золотоносности пирита и других сульфидных минералов. Такие сульфидные минералы как пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит и другие всех скарновых месторождений содержат золото. Однако, как было показано в гл. 7, степень золотоносности их далеко не одинакова. Пириты всех изученных золотоносных скарнов (месторождения Натальевское, Синюхинское, Лебедское) по сравнению с пиритами других (пезолитоносных) скарновых месторождений постоянно содержат повышенные количества золота. Среднее содержание золота в пирите золотоносных скарнов в 26 раз выше, чем в пирите железосных скарнов. Вывод о существовании значимого различия между средними содержаниями золота в пирите скарново-золоторудных месторождений, с одной стороны, и скарново-железорудных, с другой, подтвержден статистической обработкой результатов анализа около 150 мономинеральных проб этого сульфида. Показательно также, что в скарново-золоторудных месторождениях повышенные концентрации золота свойственны арсенопириту, пирротину и халькопириту, т. е. всем сульфидным минералам, которые были проверены на содержание золота. В железосных скарнах эти минералы, подобно пириту, характеризуются минимальными содержаниями золота. Степень золотоносности пирита, арсенопирита, пирротина и других сульфидов может служить одним из надежных критериев для перспективной оценки скарновых месторождений на промышленное золотое оруденение.

О распределении серебра в пирите. Любопытно, что пириты золоторудных месторождений или, то же самое, пириты, наиболее богатые золотом, постоянно содержат серебро. Судя, по имеющимся, правда в ограниченном числе, анализам примерно в тех же количествах, что и в пирите, серебро постоянно устанавливается в арсенопирите и пирротине. В этих сульфидных минералах из скарново-железорудных месторождений, за редким исключением, серебро спектрографически не обнаруживается. Это и понятно. Серебро — постоянный спутник не только видимого самородного золота,

но и золота дисперсного, рассеянного в пирите и других сульфидах. Факт постоянного присутствия серебра в золотоносном пирите интересен в том отношении, что чувствительность золота при спектральном анализе значительно ниже, чем серебра, и в тех количествах, в которых золото обычно находится в природных сульфидах, оно спектрографически не устанавливается.

В этих условиях уже на основании данных спектрального анализа по присутствию серебра в пирите в какой-то степени можно судить и о его золотоносности. Это положение, очевидно, сохраняет свою силу и в отношении арсенопирита, пирротина и, возможно, других сульфидов.

Таким образом, в отношении золотоносных скарнов Алтае-Саянской области в противоположность железоносным скарнам выявляется ряд характерных петрографических и минералого-геохимических особенностей, которые могут быть использованы в качестве критериев при поисках и перспективной оценке на золото месторождений этого генетического типа.

Отмеченные выше минералого-геохимические особенности золотоносных скарнов определяются главным образом формационным (генетическим) типом материнских интрузивных комплексов. В пределах Алтае-Саянской области, как уже отмечалось в гл. 1, наиболее продуктивными в отношении эндогенного золотого оруденения вообще и скарнового в частности служат гранитоидные интрузии, в основном сложенные породами повышенной основности и щелочности (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, сиенито-диориты, монцититы и т. п.). Закономерная приуроченность золотого оруденения к такого рода интрузивным комплексам, относящимся по классификации Ю. А. Кузнецова (1964) к формации гранитоидных батолитов пестрого состава, подмечена геологами уже давно, и значение этой закономерности для общей перспективной оценки золотоносности скарновых месторождений того или иного района сохраняет свою силу до наших дней.

Значимость выдвигаемых критериев неодинакова. Одни из них, как, например, повышенная золотоносность пирита и других сульфидов, служат прямыми поисковыми признаками, другие имеют лишь косвенное значение. Очевидно, во всех случаях наибольший успех при оценке золотоносности скарнов будет обеспечен при одновременном использовании всех или большинства из перечисленных выше критериев.

В заключение следует отметить, что это лишь первая попытка разработки минералого-геохимических критериев золотоносности скарновых месторождений, проведенная на основании сравнительного изучения по существу всего лишь двух типов скарнов — железозоносных и собственно золотоносных. Не были изучены с этой точки зрения скарновые месторождения с полиметаллическим и редкометальным оруденением. Дальнейшее уточнение выделенных здесь поисковых признаков и установление новых — одна из первоочередных практических задач при минералого-геохимических исследованиях скарновых месторождений.

ЗОЛОТОНОСНЫЕ СКАРНЫ КАК САМОСТОЯТЕЛЬНЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Скарны и заключенное в них сульфидное и золотое оруденение связаны с единым магматическим очагом. Генетическая связь золотых руд с интрузиями, за счет которых образовались и вмещающие их скарны, особенно убедительно доказывается на примере Лебедского и Натальевского месторождений. Нет никаких оснований сомневаться в справедливости этого положения в отношении многих других скарново-золоторудных месторождений, в том числе Синюхинского и Тардонского. В последнее время к заключению о наличии генетической связи процессов скарно- и рудообразования с одним и тем же магматическим источником пришли и другие геологи, изучавшие контактово-метасоматические золоторудные месторождения Алтае-Саянской области (Коробейников, 1962; Зимоглядов, 1964).

Одновременно месторождения золотоносных скарнов отличаются от типичных кварцево-золоторудных (жильного или штокверкового типов) вещественным составом самих руд, оклорудных измененных пород и другими признаками.

Сейчас уже есть основания считать, что мы имеем дело с самостоятельным генетическим типом золоторудных месторождений, а не со случайным пространственным совмещением золотой или кварцево-золото-сульфидной минерализации, с одной стороны, и скарновой — с другой, как это допускается многими исследователями (Щербаков, 1966). Вывод о необходимости выделения золотоносных скарнов в отдельный генетический тип золоторудных месторождений был сделан уже ранее в связи с изучением особенностей поведения некоторых элементов-примесей в золотых рудах (Вахрушев, Дорош, 1966). В результате выполненных петрографических и минералого-геохимических исследований он получил дальнейшее обоснование.

Основные генетические и минералого-геохимические особенности месторождений золотоносных скарнов. Все изученные месторождения золотоносных скарнов приурочены к однотипным по составу и происхождению интрузивным комплексам, относящимся к формации гранитных интрузий пестрого состава по классификации Ю. А. Кузнецова (1964). С гранитоидными интрузивами этого же формационного типа связан и ряд других известных в Алтае-Саянской области скарновых месторождений (Ольгинское и Калиостровское в Кузнецком Алатау, Ольховское в Восточном Саяне, и др.). Намечающаяся пространственная и генетическая связь золотого оруденения с интрузиями определенного формационного типа является одной из главных особенностей месторождений золотоносных скарнов.

Вмещающие породы представлены скарнами, что само по себе резко отличает рассматриваемые месторождения от золоторудных месторождений других генетических типов или формаций. Однако важнее другое. Они отличаются условиями рудообразования (температурой, составом рудоносных растворов и т. п.), о чем можно судить по характеру окolorудных изменений, связанных с формированием среди скарнов продуктивных минеральных ассоциаций, по структурным особенностям рудообразующих сульфидных минералов, составу самородного золота и по ряду других признаков.

Как известно, для жильных, в том числе и кварцево-золоторудных месторождений, выделяются типы окolorудных изменений: лиственитизация, березитизация и аргиллизация. Типичные листвениты с ассоциацией новообразованных минералов: альбит, анкерит, слюда, фуксит, кварц, гематит и пирит образуются по гипербазитам и серпентинитам. Однако специфические комплексы минералов, возникающие в связи с этим процессом, выявлены для порфириров, известняков и других пород. В том случае, когда золотоносные жилы, залегающие среди основных пород и сопровождающиеся ореолами лиственитов, пересекают гранитоиды, последние уже преобразуются в существенно кварцево-серицитовые породы с альбитом и пиритом, называемые березитами. Последние Н. И. Бордаевский (1960) рассматривает как частный случай лиственитовых преобразований. Такого рода околожильные изменения (березитизация) в изученном районе очень характерны для обычных золоторудных или золото-кварцево-сульфидных гидротермальных месторождений (Центральное, Бериккульское, Комсомольское и др.). Аргиллизация свойственна наиболее низкотемпературным и близповерхностным месторождениям,

наиболее ярким примером которых является Балейское месторождение в Забайкалье (Казицын, 1967).

Ни один из отмеченных типов околорудных изменений не проявлен в золотоносных скарнах. Минеральные ассоциации, свойственные типичным березитам или лиственитам, не говоря уже об аргиллитовых породах, не были обнаружены и в неизмененных скарновыми процессами породах — диоритах, порфиритах, известняках и т. п., которые распространены в пределах скарново-золоторудных месторождений.

Очевидно, мы имеем дело с более высокотемпературными условиями рудообразования в скарновых месторождениях по сравнению с кварцево-жильными. Этот вывод подтверждается также широким распространением в золотых рудах скарновых месторождений таких структур распада твердых растворов, как халькопирит + «звездчатый» сфалерит, халькопирит + кубанит и других, которые не характерны для низкотемпературных, в том числе и жильных кварцево-золоторудных месторождений. Показательны также особенности состава самородного золота. Как по нашим анализам, так и по данным других авторов (Булытников, Врублевский, 1960, и др.), для скарновых месторождений характерна большая чистота самородного золота. Высокая пробыность золота при прочих равных условиях является одним из показателей высокотемпературных условий его отложения (Ферсман, 1931; Горбунов, 1962, и др.).

Заслуживают внимания и данные по изотопному составу свинца галенитов Натальевского скарнового и Бериккульского и Центрального кварцево-жильных месторождений. Все они находятся в одном районе и генетически связаны с одним и тем же рудоносным мартайгинским комплексом. Несмотря на это, изотопный состав свинца галенитов оказался неодинаковым. Свинец галенитов из золотоносных скарнов по сравнению с таковым из кварцево-жильных месторождений оказался обогащенным радиогенными изотопами, что также служит одним из показателей различия в геохимических условиях формирования золотых руд в скарновых месторождениях, с одной стороны, и кварцево-жильных — с другой.

Выявлены определенные отличия в составе и особенно в поведении ряда элементов-примесей в сульфидных минералах скарново-золоторудных месторождений, с одной стороны, и жильных кварцево-золоторудных — с другой. Это положение справедливо и в том случае, когда эти два типа месторождений расположены в одном районе и генетически связаны с одним и тем же интрузивным комплексом. Примером могут служить скарновые и кварцево-жильные месторождения Мариин-

ской тайги (Натальевское — скарновое, Центральное и Бериккульское — кварцево-золоторудные).

Так, на примере детального изучения пирита и других сульфидов установлены значимые различия в поведении селена и теллура в скарновых месторождениях, с одной стороны, и скарново-золоторудных — с другой. Одновременно установлена неодинаковая кобальтоносность (и никеленосность) пирита, пирротина и арсенопирита в этих двух группах золоторудных месторождений. Значимые различия в поведении кобальта и никеля (так же как селена и теллура) в скарново-золоторудных и кварцево-золоторудных месторождениях подтверждается статистической обработкой аналитических данных.

Все эти данные определенно указывают, что приуроченность промышленных концентраций золота к скарнам является не только или не столько следствием структурного пространственного совмещения, сколько отражением более глубоких генетических связей скарнообразования и оруденения. И нет никаких оснований это оруденение связывать в один генетический тип с золотым оруденением в кварцево-жилых и кварцево-штоковерковых месторождениях.

Если следовать классификации В. А. Жарикова (1966), то золотое оруденение в скарнах относится к типу наложенного оруденения. Месторождения золотоносных скарнов в этом отношении ничем не отличаются от скарнов с полиметаллическим, редкометальным, медным и другими типами оруденения, для которых генетическая (парагенетическая) связь скарнообразования и оруденения считается общепризнанной.

Несколько слов о термине «наложенное оруденение». Этот термин лучше употреблять в более узком смысле, чем это делает В. А. Жариков, а именно тогда, когда имеются факты, указывающие на большой разрыв во времени между образованием скарнов и заключенным в них оруденением. Когда же скарны и сопровождающее их оруденение генетически связаны с одной и той же интрузией, во избежание путаницы от употребления этого термина следует воздержаться.

Таким образом, данные по вещественному составу руд и околорудных пород, некоторым структурным особенностям рудных минералов, составу самородного золота, закономерностям поведения элементов-примесей и другим признакам указывают на иные, по сравнению с типичными кварцево-жилыми месторождениями, условия рудообразования в скарново-золоторудных месторождениях. Все это служит основанием для выделения золотоносных скарнов в генетический тип месторождений или в самостоятельную скарново-золоторудную формацию.

ПРИНЦИПЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКИ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

На примере Алтае-Саянской области отчетливо видно, что геологические условия нахождения контактово-метасоматических месторождений, вещественный состав руд и измененных околорудных пород очень разнообразны. Здесь известны скарновые месторождения руд железа, меди, свинца, вольфрама, золота и других металлов. Потребность классификации месторождений этого типа очевидна.

Как известно, в Советском Союзе в различных отраслях геологии развивается формационное направление. Большие успехи в разработке этого направления применительно к магматическим формациям достигнуты акад. Ю. А. Кузнецовым и его учениками. Значительный опыт накоплен и по систематике рудных месторождений на формационной основе. История этого направления применительно к эндогенному рудообразованию и эволюция понятия «рудной формации» освещены в работах ряда авторов (Магакьян, 1950; Шахов, 1962; В. А. Кузнецов, 1966, и др.). Представления об устойчивых минеральных ассоциациях, высказанные еще в конце XVIII в. В. М. Севергиным (1798) и позднее развитые А. Брейтгауптом (1849), были успешно использованы Р. Беком (1909), К. И. Богдановичем (1913) и другими для объединения по этому признаку рудных жил в определенные формации.

Позднее неоднократно делались попытки разделить рудные месторождения на рудные формации (например, Усов, 1934; Шнейдерхен, 1944). Дальнейшее развитие представления о формациях и семействах руд получило в работах А. Г. Бетехтина (1945), П. М. Татарина и И. Г. Магакьяна (1949), И. Г. Магакьяна (1950), Е. Е. Захарова (1953) и др. Идеи о рудных формациях с большим успехом были применены

С. С. Смирновым (1946, 1947) к систематике рудных месторождений, в частности к систематике оловянных руд.

Позднее опыты по систематике месторождений отдельных металлов (олова, молибдена, вольфрама, ртути) успешно проводились Е. А. Радкевич (1951, 1956), Н. А. Хрущовым (1959), В. Т. Матвеевко (1959), В. А. Кузнецовым (1964, 1966) и рядом других исследователей.

При этом большинство исследователей в настоящее время выделяют рудные формации не только по формальному минералогическому признаку, а с учетом геологической обстановки образования месторождений, в том числе генетического родства оруденения с типами или комплексами магматических пород. Это обстоятельство нашло отражение в определении понятия «рудная формация», приведенном в недавно появившемся руководстве по упорядочению терминологии применительно к металлогении: «Рудная формация — группа месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, образующимися в близких геологических условиях. Рудные формации эндогенных месторождений связаны с определенными формациями магматических пород» (Константинов, 1963, стр. 123).

Геологи металлогенической группы ВСЕГЕИ, вслед за Ю. Г. Билибиным, выделяют рудные или минеральные комплексы, объединенные генетической связью с магматическими комплексами (Общие принципы..., 1957). Рудные комплексы, в свою очередь, разделяются на генетические типы месторождений, представляющие собой группы месторождений, имеющих сходный состав и возникающих в сходной геологической обстановке (Семенов, Серпухов, 1957). Отсюда видно, что в термин «генетические группы месторождений» группой ВСЕГЕИ, по существу, вкладывается то же самое содержание, что и в приведенное выше понятие «рудная формация».

Наиболее рациональное содержание в понятия «рудный комплекс» и «рудная формация», по мнению автора, вкладывается В. А. Кузнецовым (1966). По этому автору рудный комплекс — это серия эндогенных рудных формаций, образующихся более или менее одновременно и генетически связанных с каким-либо одним интрузивным или магматическим комплексом.

Не останавливаясь более подробно на истории вопроса о рудных формациях и их классификации, в заключение отметим лишь, что мысль о подразделении промышленных эндогенных месторождений, исходя из генетических типов материнских интрузивных комплексов, не нова и в разной форме высказывалась уже рядом исследователей.

Ранее мною была уже предпринята попытка подразделения железорудных контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области на генетические группы или железорудные формации. В основу классификации был положен именно формационный тип рудоносных магматических комплексов (Вахрушев, 1965). Было показано, что характер окolorудных изменений, минералого-геохимические особенности самих железных руд и масштабы оруденения во многом определяются формационным типом железозоносных интрузивных комплексов.

В настоящее время, как нам кажется, имеются основания считать, что принцип систематики рудных месторождений по генетическому типу рудоносных магматических комплексов вполне применим почти ко всем скарновым месторождениям независимо от типа их оруденения. Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал по скарново-золоторудным месторождениям убедительно подтверждает это.

Эндегенные рудные формации — это, главным образом, производные определенных магматических формаций. Принимая за исходный классификационный принцип формационный тип рудоносных магматических комплексов, мы перебрасываем мост между учением о магматических формациях, с одной стороны, и учением о рудных месторождениях — с другой. Дальнейшая разработка представлений о рудных формациях и их выделениях на основе связей с магматическими комплексами несомненно будет способствовать более глубокому раскрытию многих особенностей генезиса месторождений и выявлению общих закономерностей их размещения. При этом наибольших успехов следует ожидать в изучении тех месторождений, генетическая связь которых с интрузивными или магматическими комплексами наиболее определена. Одной из таких генетических групп месторождений и являются контактово-метасоматические скарновые месторождения.

Исходя из принятого принципа систематики, под рудной формацией нами понимается группа месторождений, генетически связанных с родственными по составу и происхождению интрузивными комплексами или магматическими формациями и характеризующаяся однотипным вещественным составом в отношении ведущих промышленно ценных компонентов. При этом, естественно, должна учитываться и экономическая сторона вопроса. В данном случае речь идет не вообще о золотой, халькопиритовой, галенитовой, магнетитовой или иной рудной минерализации, а прежде всего о промышленных типах руд контактово-метасоматического происхождения.

Схема генетической классификации контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области

Группы руд. форм.	Формационный тип рудоносных интрузивных комплексов	Скарново-рудные формации	Ведущие и второстепенные металлы руд	Некоторые минералого-геохимические особенности месторождений	Структурно-геологическая позиция месторождений	Примеры месторождений
I	Существенно габброидные и габбро-гранодиоритовые	1) Железородная	Fe, Co	Сильная альбитизация и скаполитизация в околорудных породах; широкое развитие хлорсодержащих амфиболов, хлорита, биотита и др. Повышенные содержания в рудах вообще, и в магнетите в частности, титана, ванадия, кобальта и никеля. Характерна высокая кобальтоносность пирита, наиболее простой состав рудных (сульфидных) минералов. Для руд мышьяково-кобальтовой формации характерны самостоятельные никельсодержащие кобальтовые минералы (кобальтин, данант и др.).	Резко выраженная приуроченность к зонам региональных долгоживущих глубоководных группировка месторождений	Анзасская группа, Хайлеольское, Изык-Гольское, Таятское и др.
		2) Мышьяково-кобальтовая	Co, Ni, As			Владимирское
II	Субвулканические снгиты и графиты	Железородная	Fe, Co	Альбитизация и особенно скаполитизация проявлены слабее. Околорудные метасоматиты представлены минералами известковых или магнезиальных скарнов. Умеренное содержание титана, ванадия, кобальта и никеля в рудах и магнетите. Умеренное содержание кобальта в пирите.	То же	Кондомская (Шерегеш, Шалым и др.), Тейская (Тей, Ельген-Таг, Абагас и др.), Ирбинская группы.

III	Гранитоидные батолиты пестрого состава	Железорудная	Fe	Альбитизация и скаполитизация не характерны. Пониженное содержание в рудах элементов семейства железа (титан, ванадий, кобальт и никель). Кобальтоносный пирит не характерен. Проявления редкометалльной и полиметаллической минерализации наблюдается в месторождениях всех формаций.	Отсутствует связь месторождений с региональными глубинными разломами. Ведущим структурным элементом являются контакты интрузива с породами кровли или их останками внутри интрузива	Темир-Тау, Самсон, Камышта, Ольховские рудопроявления и др.
		Золоторудная	Au, Ag, Cu, Bi, Fe			Натальевское, Сньюхинское, Лебедское и др.
		Медно-вольфрамовая	Cu, W, Mo, Fe, Au			Тумское, Посельщук, Княтых-Узень и др.
		Вольфрамо-молибденово-полиметаллическая	Pb, Zn, Cu, W, Mo			Ширгайтинское, Солонешенское и др.
IV	Гранитные батолиты	Вольфрамовая	W, Mo и др.	Отсутствуют или исключительно слабо проявлены альбитизация, скаполитизация и магнетитовая минерализация. Пириты не содержат кобальт и никель. Отмечается грейзенизация и повышенная фтороносность и бороносность руд.	То же	
		Редкометалльно-вольфрамовая	W, B			

Схема классификации приведена в табл. 49. Рудные формации по ведущему формационному типу рудоносных комплексов подразделены на четыре генетические группы.

В первую группу включены две скарново-рудные формации: железорудная и мышьяково-кобальтовая. Из них наибольшее значение для металлогении Алтае-Саянской области имеет железорудная формация. К последней относятся месторождения, обнаруживающие генетическую связь с теми интрузивными комплексами, в сложении которых ведущее значение принадлежит основным и средним породам. Таковы месторождения Айна-Саянской группы в Западном Саяне, Хайлеольское, Изых-Гольское и другие более мелкие месторождения Балыксинской зоны в Кузнецком Алатау, генетически связанные с габбровыми или, по другим авторам, габбро-альбититовым интрузивным комплексом. К этой же группе следует отнести месторождения Таят-Табратской группы и Мульгинское в Восточном Саяне, ассоциирующие с более пестрым по составу и сложным по строению комплексом, относящимся к габбро-диорит-гранодиоритовой формации. В целом магматические комплексы, с которыми генетически связаны месторождения этой группы, по всем признакам наиболее четко обнаруживают связь с основным магматизмом.

Месторождения рассматриваемой группы обладают рядом специфических особенностей, на которые обращали внимание и ранее (Поляков, 1962; Вахрушев, 1965). Среди послемагматических процессов (преимущественно предрудных) исключительная роль принадлежит альбитизации и скаполитизации. Широкое развитие хлорсодержащего известково-натрового алюмосиликата скаполита в околорудных метасоматитах является одной из характерных минералогических особенностей месторождений этой группы. Хлор входит во многие другие, в том числе и в более поздние по времени отложения, чем рудообразующий магнетит, минералы. Так, в Айна-Саянском месторождении, являющемся наиболее типичным представителем этой генетической группы, повышенные количества хлора установлены в биотите, хлорите, амфиболе, эпидоте и др. Хлорсодержащий амфибол — дашкесанит отмечен в рудах Таятского, Изых-Гольского и Мульгинского месторождений. Повышенные содержания хлора (1,58%) установлены в амфиболе Амपालыкского месторождения, также приближающемся по своему составу и свойствам к дашкесаниту (Вахрушев, 1965). Необходимо отметить, что присутствие хлора в значительных количествах в метасоматитах железорудных месторождений, генетически связанных с основными породами, в литературе отмечалось неод-

нократно (Н. В. Павлов, 1958; Ансьон и Каэн, 1955; Крутов, 1960, и др.).

Руды характеризуются повышенным содержанием элементов семейства железа, т. е. тех элементов, которыми богаты базальтовые магмы, а именно: титаном, ванадием, кобальтом. Первые два элемента преимущественно связаны с магнетитом, а кобальт (и никель) — с пиритом и пирротинном.

И, наконец, нельзя не отметить исключительную приуроченность рассматриваемых месторождений, так же как и интрузивов, материнских по отношению к ним, к региональным и одновременно длительно живущим глубинным разломам.

Месторождения рассмотренной выше генетической группы, судя по всему, широко распространены и во многих других железорудных провинциях земного шара. Большинство уральских месторождений, генетически связанных, по данным Л. Н. Овчинникова (1957, 1960), Д. С. Штейнберга (1961) и других, с интрузивами — производными габбро-перидотитовой формации, относятся к этой группе. Сюда же должны быть включены крупные по масштабам магнетитовые месторождения Тургая в Казахстане. Из зарубежных месторождений, судя по литературным данным, сюда относятся месторождения Корнуол в США (Nickok, 1933), Батерст и Стип-Рок в Канаде (Тэнтон, 1955), месторождения Северной и Южной Катанги в Конго (Ансьон и Каэн, 1955) и др.

Мышьяково-кобальтовая скарновая формация кратко охарактеризована В. И. Сотниковым (Кузнецов, Дистанов, Сотников и др., 1966). Она представлена Владимирским месторождением и рядом мелких рудопроявлений в Горном Алтае. По мнению подавляющего большинства исследователей (Кузнецов, 1963; Прокопцев, 1960, и др.), все они пространственно и генетически ассоциируют с штоко- и дайкообразными телами малых интрузивов преимущественно диабазового состава, локализующихся в зоне смятия Чарышско-Теректинского глубинного разлома.

В состав кобальтовых руд входят никельсодержащий кобальтин, пирротин, герсдорфит, глаукодит, кобальтсодержащий арсенопирит (данаит), халькопирит и др. Спорадически и в небольшом количестве отмечен молибденит. По моему мнению, появление последнего в составе кобальтовых руд скорее всего генетически связано не с чарышским габбро-диабазовым комплексом, а с позднегерцинскими гранитоидами, широко развитыми в пределах рассматриваемого района.

В связи с этим напомним, что молибденитовая минерализация, несомненно наложенная со стороны позднегерцинских

гранитоидных интрузий батолитового типа, известна в пределах Инского месторождения, скарново-магнетитовое оруденение которого также генетически связано с догранитными основными интрузиями, аналогами чарышского габбро-диабазового комплекса (Вахрушев, Соболев, 1960; Вахрушев, 1965).

В целом для оруденения месторождений мышьяково-кобальтовой формации четко намечается генетическая связь с основным магматизмом. Резко повышенные содержания в скарново-рудных образованиях кобальта и никеля — одна из характерных геохимических особенностей месторождений этой формации.

Весьма специфичны материнские интрузивы месторождений второй группы скарново-рудных формаций. Это гранитоидные комплексы субэффузивного происхождения, характеризующиеся преимущественно субщелочным (граносиенитовым) составом их слагающих пород. Такие комплексы выделяются в самостоятельную формацию субвулканических сиенитов и гранитов (Поляков, Парфенов, 1965). С «сиенитовой ветвью» их в пределах Алтае-Саянской области генетически связаны многие промышленные месторождения магнетитовых руд. Таковы месторождения Ирбинской группы в Восточном Саяне, Тейской — в Кузнецком Алатау, Кондомской — в Горной Шории и др.

Месторождениям этой формации обычно свойственна типичная скарновая ассоциация минералов, возникающая метасоматическим путем по породам экзо- и эндоконтактов. Для скарново-рудных полей характерны процессы осветления с образованием диопсид-плагиоклазовых пород (по интрузивам), являющихся по Д. С. Коржинскому (1955) внешней зоной при послемагматическом скарнообразовании, и альбититов. Для собственно магнетитовых руд скорее типично умеренное содержание ванадия, титана и кобальта (в пиритах). Благоприятным фактором для образования скарнов и магнетитовых руд является наличие во вмещающих толщах карбонатных пород. В зависимости от состава последних образуются либо известковые (что чаще всего), либо магнезиальные скарны.

Помимо Урала (ряд месторождений Тагило-Кушвинского железорудного района) отдельные скарново-магнетитовые месторождения и рудопроявления в генетической связи с сиенитами и сиенит-порфирами известны в Средней Азии (Абдуллаев, Баталов, Хамрабаев, 1963) и по всем признакам должны быть отнесены к рассматриваемой железорудной формации. Из зарубежных месторождений, видимо, сюда же относится относительно крупное скарново-железорудное месторождение Демирдаг в Турции (Эгеран и Гоксу, 1955).

К третьей группе относятся рудные формации — производные магматических комплексов, относящихся к формации гранитоидных батолитов пестрого состава. Здесь могут быть выделены формации — железорудная, золоторудная, вольфрамовая (медно-вольфрамовая) и вольфрамо-молибденово-полиметаллическая. Распространенность месторождений этой формации неодинаковая, так же как и различна их значимость в практическом отношении.

Число месторождений, относящихся к железорудной формации этой группы невелико, а главное, все они характеризуются небольшими размерами, редко представляющими практический интерес. К этой группе принадлежит ряд месторождений Темир-Тельбесского железорудного района, генетически связанных с тельбесским гранитным плутоном, мелкие скарново-магнетитовые месторождения Туим-Карашской группы (Самсон, Киялых-Узень и др.), Камыштинское и другие, генетически связанные с улень-туимским гранитоидным комплексом, а также рудопроявления магнетитовых руд В. Саян, приуроченные к интрузивам ольховско-чибижекского гранитоидного комплекса.

Околорудные метасоматиты месторождений этой железорудной формации представлены скарновыми образованиями, нередко несущими полиметаллическую и редкометальную минерализацию. Отдельные месторождения по этому признаку являются переходными к другим скарноворудным формациям этой генетической группы, т. е. в них основную промышленную ценность составляет не столько железо, сколько медь, золото и другие металлы.

Альбитизация в этих месторождениях проявлена не столь интенсивно, как в метасоматитах месторождений первых двух групп. Скаполитизация совершенно не характерна. Магнетитовые руды при прочих равных условиях содержат минимальные количества титана, ванадия и других элементов, свойственных базальтоидным магмам. Так же не характерна концентрация кобальта и никеля в пирите. Следует отметить повышенную в ряде случаев бороносность скарново-железорудных месторождений этой группы, что обусловлено определенной геохимической специализацией послемагматических растворов, связанных с гранитоидными интрузиями батолитового типа. Борная минерализация в основном представлена турмалином, аксинитом, в магнезиальных скарнах — людвигитом. Отсутствует приуроченность месторождений этой группы, так же как и самих рудоносных комплексов, к зонам крупных долгоживущих разломов. И, наконец, среди этой группы нет крупных и особенно крупных месторождений по запасам железных руд.

Контактово-метасоматические месторождения — представители этой скарново-железородной формации, несомненно, встречаются и в других местах. По данным Х. Т. Абдуллаева, А. Б. Баталова и И. Х. Хамрабаева (1963), скарново-магнетитовые залежи в Средней Азии в большинстве случаев размещаются в контактовых ореолах гранитоидов с преобладанием в их составе адамеллитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов и, по-видимому, относятся к третьей генетической группе. На Южном Урале известно Джетыгоринское магнетитовое месторождение, пространственно и генетически связанное с гранитоидами верхнепалеозойской гранитной формации. К этой же генетической группе относятся рудопроявления магнетита в районе Кочкарской интрузии, входящей в состав верхнепалеозойской гранитной формации (Штейнберг, 1963). В ассоциации с гранитоидными интрузивами мелкие скарново-магнетитовые месторождения и рудопроявления известны в Сербии (Нёт, 1955), Японии (Митсухи, 1955), хотя по литературным данным не всегда можно уверенно судить о формационном типе материнских интрузивов.

Месторождения золоторудной формации (Синюхинское, Лебедское, Натальевское и др.) генетически связаны с интрузивными комплексами рассматриваемого формационного типа. Многие петрографические и минералого-геохимические признаки, отмеченные для предыдущей железородной формации, свойственны также и месторождениям рассматриваемой золоторудной формации, но они, как правило, более резко выражены, в отличие от месторождений железородных формаций первых двух групп. Так, в пределах скарново-золоторудных полей процессы осветления пород (альбитизации, скаполитизации и т. п.) проявлены очень слабо или полностью отсутствуют. Магнетитовое оруденение не достигает промышленных масштабов и в большинстве случаев имеет лишь минералогический интерес. Сульфидные минералы (пирит, пирротин, арсенопирит) характеризуются ничтожными содержаниями кобальта и никеля при повышенных концентрациях в них серебра и золота. В гранитах постоянно устанавливается присутствие олова, молибдена, скандия, галлия, часто свинца и серебра. Из других минералогических особенностей месторождений золоторудной формации можно отметить преобладание в составе сульфидных минералов сульфидов меди (халькопирит, борнит, халькозин и др.) над сульфидами железа (пирит, пирротин) и присутствие теллуридов.

Из зарубежных месторождений представителями скарново-золоторудной формации можно считать магнезиально-скарно-

вые золото-медные месторождения Хол-Гол в КНДР, располагающиеся в контакте с гранодиоритовым интрузивом (Watanabe, 1943) и ряд месторождений района Коттонвуд (Юта, США), где по данным Ф. Калкина и Б. Батлера (Calkins a. Butler, 1943) сульфидные руды с золотом представлены двумя типами: в скарнах на контакте штока гранодиоритов и телами замещения в трещинных зонах без отчетливых различий между ними (I. с., стр. 126).

Минералого-геохимическое изучение других скарново-рудных формаций этой группы, с интересующих нас позиций, не проводилось. Поэтому здесь ограничимся лишь очень краткими сведениями, заимствованными в основном из работ других авторов.

Вольфрамовая или, быть может, точнее медно-вольфрамовая формация выделена и кратко охарактеризована В. И. Сотниковым (1966). Она проявлена на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Оруденение связано с Улень-Туимским интрузивным комплексом. Основными полезными компонентами руд служат вольфрам, медь и молибден. Магнетитовое оруденение в скарнах проявлено слабо или отсутствует полностью. Содержание кобальта или никеля в пиритах обычно не превышает 0,01 %. К числу месторождений этой формации относятся Туимское, Киялых-Узень, Посельщук, Коллотаровское и др.

Месторождения и рудопроявления вольфрамо-молибденово-полиметаллической формации в пределах Алтае-Саянской области преимущественно распространены на территории Горного Алтая. Типичными представителями являются месторождения Ширгатинское, Солонешенское, Б. Яломан. По данным Э. Г. Дистанова, А. А. Тычинского (1966) и др., все они обнаруживают пространственно-структурную и генетическую связь с гранитоидными интрузивами змеегорского комплекса. Последние, судя по особенностям их состава и происхождения, скорее всего также принадлежат к формационному типу гранодиоритовых батолитов «пестрого» состава. «По составу руд и соотношению полезных компонентов месторождения этой формации являются медно-свинцово-цинковыми с вольфрамом и молибденом и медно-цинко-свинцовыми с обычным преобладанием свинца (иногда также меди) над цинком и незначительным содержанием шеелита» (Кузнецов, Дистанов и др., 1966, стр. 88—89). Близки к этой формации скарново-сульфидные полиметаллические рудопроявления Тувы (Улуг-Шанганская группа, Ак-Хемское), образование которых предположительно связывается со становлением таннуольского интрузивного комплекса.

Специфичны как по основному — редкометальному — типу оруденения, так и многим другим минералого-геохимическим признакам месторождения четвертой группы скарново-рудных формаций. В пределах рассматриваемой территории развиты они в Горном Алтае и все генетически связаны с позднегерцинскими гранитоидными интрузивами, являющимися уже типичными представителями формации батолитовых биотитовых гранитов.

По практической значимости в составе скарново-рудных образований основных полезных компонентов в этой группе могут быть выделены две рудные формации: вольфрамовая (Атуркольское, Плитнинское, Слободское и другие месторождения) и редкометально-вольфрамовая.

Из минералого-геохимических особенностей месторождений этих формаций, помимо видового состава основных рудообразующих минералов, отметим следующие. Сульфидные минералы по сравнению с таковыми месторождений всех других групп рудных формаций являются наиболее чистыми в отношении вхождения в них таких изоморфных примесей, как кобальт и никель. Так, проведенные химические и количественные спектральные анализы показали, что пириты Белорецкого редкометального месторождения во всех случаях содержат эти элементы в количествах, не превышающих тысячные доли процента. Для скарнов характерно также отсутствие в них магнетитовой минерализации при одновременном достаточно широком развитии плавикового шпата. Можно предполагать при этом, что фтор, подобно бору, присутствует и в ряде других минералов.

Повышенная бороносность и фтороносность скарново-рудных образований является одной из геохимических особенностей месторождений скарново-рудных формаций, связанных с батолитовыми интрузиями биотитовых гранитов. Несомненно, в дальнейшем при детальном изучении будут выявлены и другие минералого-геохимические особенности месторождений этой группы скарново-рудных формаций.

В заключение остановимся на некоторых общих закономерностях в изменении минералого-геохимических особенностей месторождений при переходе от одних рудных формаций к другим в том порядке, как они расположены в табл. 49, насколько повторяя, быть может, то, что было уже сказано выше.

1. Наблюдается закономерное уменьшение масштабов магнетитового оруденения при переходе от I генетической группы рудных формаций к IV группе.

2. Одновременно происходит и постепенное понижение в рудах и рудообразующих минералах (магнетите, пирите, арсенопирите и др.) элементов-примесей, геохимически родственных железу, особенно титана, ванадия, кобальта и никеля, и увеличение роли в некоторых скарновых минералах иных редких и рассеянных элементов. Так, в гранатах месторождений скарново-золоторудной формации установлено присутствие таких элементов-примесей (галлий, скандий, олово, молибден, свинец и серебро), которые совершенно не характерны для этого минерала месторождений железорудных формаций. В скарновых минералах (гранате, везувиане и др.) месторождений рудных формаций IV генетической группы уже отмечается бор и другие элементы-примеси.

3. В этом же направлении отмечается закономерное изменение и типа основного оруденения. В III генетической группе на смену железорудным формациям приходят золоторудные и медновольфрамовые, в IV группе — вольфрамовые и редкометалльно-вольфрамовые.

4. Выявляются определенные изменения в геохимической специализации послемагматических рудоносных растворов в отношении таких минерализаторов, как хлор, фтор и бор. Следствием этого является повышение бороносности и фтороносности при переходе от I группы скарново-рудных формаций к IV при преобладающей роли хлора в переносе рудных компонентов и формировании оруденения в магнетитовых месторождениях, особенно тех из них, которые относятся к железорудной формации I генетической группы.

5. Наконец, при переходе от месторождений I группы рудных формаций к IV отмечается ослабление интенсивности проявления процессов ранней послемагматической стадии (альбитизации и др.) при параллельном возрастании роли ранних стадий кислотного выщелачивания, в частности процессов грейзенизации вмещающих скарны пород интрузивов.

Устанавливаемая прямая зависимость многих (в том числе и важнейших) минералого-геохимических особенностей руд и скарнов от формационного типа родоначальных интрузивных комплексов, как нам кажется, наилучшим образом доказывает правомерность тех принципов, которые положены в основу предлагаемой генетической классификации контактово-метасоматических (скарновых) месторождений.

Предложенная классификация не охватывает все скарновые месторождения Алтае-Саянской области. В пределах этой территории к настоящему времени выявлены скарново-рудные месторождения, ассоциирующие с другими (кроме отмеченных

выше) формационными типами интрузивных комплексов и, в частности, с формацией малых интрузий щелочных пород. В будущем, по мере накопления фактических данных по таким месторождениям, предложенная классификация может быть дополнена новыми генетическими группами скарново-рудных месторождений.

В пределах Алтае-Саянской области отмечены случаи пространственного совмещения разнотипных эндогенных минеральных образований или, другими словами, совмещения в пределах одного и того же рудного поля или месторождения разных рудных формаций. Обычно это наблюдается в тех районах, где распространены разновозрастные интрузивы. На это обстоятельство мною обращалось внимание и ранее (Вахрушев, 1965). Примером служат такие скарново-магнетитовые месторождения, как Инское, Ампальское, Шерегешевское, испытавшие после своего формирования воздействие со стороны послерудных гранитных интрузий. Последние в ряде случаев «срезают» рудные залежи, резко ограничивая в отдельных участках этих месторождений оруденение на глубину. Скарново-рудным образованиям этих месторождений свойственны некоторые дополнительные особенности, которые нельзя не учитывать при рассмотрении генезиса месторождений и особенно при выяснении генетических связей железооруденения с интрузивными комплексами. К ним относятся следующие: наличие признаков наложенного термометаморфизма в скарнах и рудах и наличие редкометальной и полиметаллической минерализации, генетически связанной с послерудными гранитными интрузиями. Следствием этого является наиболее сложный состав рудной, особенно сульфидной, минерализации рассматриваемых месторождений.

Наложённая ассоциация минералов обычно представлена галенитом, сфалеритом, молибденитом, висмутином, самородным висмутом, алтаитом, а также пиритом и др. При этом пирит, ассоциирующий с наложенной редкометальной и полиметаллической минерализацией, резко отличается по содержанию элементов-примесей от того пирита, который генетически связан в отношении общности магматического очага с собственно скарново-магнетитовым процессом.

Вторым примером совмещения разнотипных рудных месторождений служат медно-молибденовые месторождения Хакасии (Кыялых-Узень и некоторые др.), в которых скарны и медно-вольфрамовая минерализация генетически связаны с нижнепалеозойскими гранитоидами батолитового типа (улень-туимский интрузивный комплекс), молибденитовое оруденение —

с более молодыми среднепалеозойскими субвулканическими телами трещинного типа (гранит-порфиры, гранофиры, граносие-нит-порфиры и т.п.), являющимися аналогами рудоносного магматического комплекса Сорского молибденового месторождения (Сотников, 1966, и др.).

Как уже отмечалось выше, для Владимирского скарново-кобальтового рудопроявления в Горном Алтае наиболее вероятна генетическая связь молибденитовой минерализации не с чарышским габбро-диабазовым комплексом, а с позднегерцинскими батолитовыми гранитными интрузиями.

В пределах Алтае-Саянской области и, видимо, в других районах СССР совмещение разнотипных эндогенных рудных образований встречается чаще, чем это допускается геологами.

Месторождения выделенных четырех генетических групп или рудных формаций, в свою очередь, могут быть подразделены по условиям залегания и взаимоотношению с родоначальным интрузивом и породами кровли на следующие подгруппы.

1. Месторождения непосредственного контакта интрузива с вмещающими породами и месторождения, залегающие среди интрузива и связанные с останцами пород кровли. К этой подгруппе относится большинство месторождений скарново-железородной (Шерегешевское, Шалымское, Ирбинское, Рудный Каскад и др.), скарновой медно-вольфрамовой (Киялых-Узень, Глафириновское, Айдаракское, Дарьинское и др.), скарново-золоторудной (Натадьевское, Лебедское) и других формаций.

2. Месторождения, расположенные на некотором удалении от контакта с интрузивом. Из месторождений скарново-золоторудной формации сюда относится Синюхинское и, видимо, ряд рудных тел Тардонского месторождения; из скарнов медно-вольфрамовых — Юлия, Кох и Сафиг; из железородных — Белорецкое, Кочуриновское и др.

Из железородных месторождений особняком стоит Анзасское, расположенное в тектонической зоне внутри интрузива.

Выделенные таким образом подгруппы или подтипы месторождений отличаются друг от друга собственно условиями формирования руд и околорудных пород. Главными из них являются глубина формирования, геотермические условия рудоотложения и степень «дифференциации» рудоносных растворов в силу принципа дифференциальной подвижности компонентов. Как было показано ранее на примере детального минералого-химического изучения контактово-метасоматических железородных месторождений, эти факторы, взаимно связан-

ные, во многом и определяют минеральный тип околорудных метасоматитов. Так, месторождения, располагающиеся среди интрузива или в непосредственном контакте с ним, часто характеризуются наиболее высокотемпературными парагенезисами околорудных минералов. По мере удаления месторождений от интрузива происходит закономерная смена высокотемпературных минеральных ассоциаций на низкотемпературные. В этом же направлении в генетически единой группе месторождений происходит последовательно закономерное уменьшение ряда элементов-примесей (титана, марганца, ванадия, фосфора и др.) в самих магнетитовых рудах.

Как прямое следствие условий формирования месторождения первой подгруппы характеризуются развитием в околорудных метасоматитах собственно скарновой ассоциации минералов (пироксен, гранат, волластонит, шпинель); околорудные метасоматиты месторождений третьей подгруппы (расположенных в удалении от контакта с интрузивом), как правило, характеризуются водносиликатной ассоциацией минералов (амфиболы, хлориты, эпидот), возникших в качестве первичных (не гистерогенных) ассоциаций.

Из рудных минералов в месторождениях второй подгруппы заметно усиливается роль гематита, ранние генерации которого нередко частично или полностью преобразованы в мушкетовит (Абаканское, Белорецкое и другие месторождения). В отдельных месторождениях гематит приобретает значение рудообразующего минерала. Примером могут служить гематит-мушкетовитовые разности руд Абагасского месторождения, наиболее удаленного от источника оруденения по сравнению со всеми другими месторождениями Тейской группы.

Месторождения других скарново-рудных формаций в этом отношении пока изучены значительно слабее. Однако и для них отмеченные закономерности в распределении минеральных парагенезисов и элементов-примесей в рудах сохраняют силу.

Выделенные подгруппы месторождений, имеющие сходный минералогический состав и возникшие в сходной геологической обстановке, можно было бы именовать минеральными подтипами, или субформациями, поскольку они так или иначе являются составными частями выделенных выше скарново-рудных формаций (генетических групп месторождений).

Предложенная классификация является лишь первой попыткой систематики контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области по принципу генетических связей оруденения с формационными типами интрузивных комп-

лексов. Несомненно, во многом она несовершенна. Тем не менее выдвинутые принципы генетической систематики контактово-метасоматических месторождений, видимо, могут быть с успехом применены и для ряда других рудных провинций. Отдельные примеры скарновых месторождений мира, относящихся к различным генетическим группам, были уже приведены выше.

Разработка и дальнейшее усовершенствование генетической систематики контактово-метасоматических месторождений остается одной из первоочередных задач учения о рудных месторождениях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования скарново-золоторудных месторождений Алтае-Саянской горной области позволяют сделать следующие главные выводы.

1. Все изученные месторождения золотоносных скарнов (Синюхинское, Лебедское, Натальевское, Тардонское) приурочены к однотипным по составу и происхождению интрузивным комплексам, относящимся к формации гранитоидных батолитов пестрого состава. С гранитоидными интрузивами этого же формационного типа связан и ряд других известных в Алтае-Саянской области золоторудных месторождений и рудопроявлений (Ольгинское, Калиостровское, Ольховское и др.). Намечающаяся пространственная и генетическая связь золотого оруденения с интрузиями определенного формационного типа является одной из главных особенностей месторождений золотоносных скарнов.

2. Скарново-золоторудные месторождения отличаются большим разнообразием минерального состава, которое обусловлено сложностью их формирования. В работе приведена детальная характеристика состава, количественного распределения, форм выделения, особенностей взаимоотношения и преобразования минералов, участвующих в сложении скарново-золоторудных тел. Много выявлено и описано таких минералов, которые для тех или иных месторождений ранее не были известны или неправильно определены. Таковы самородный висмут, галенит, алтаит, макинавит, зигенит, виттихенит, молибденит, шпидель — для Натальевского месторождения; молибденит, апатит и другие — для Синюхинского; арсенопирит — для Лебедского месторождения и т. д. Впервые для многих, в том числе наиболее распространенных в рудах и скарнах, минералов освещены особенности их химического состава.

3. Среди золотоносных скарнов выделены две основные группы: магнезиальные магматической стадии и известковые после-

магматические. Причем магнезиальные скарны в пределах скарново-золоторудных полей Алтае-Саянской области выявлены впервые.

4. На примере изучения отдельных, материнских по отношению к рудоносным скарнам, интрузивов установлено, что их формирование происходило при широком развитии явлений инфильтрационного магматического замещения с отраженной щелочностью. Подтвержден ранее сделанный В. А. Жариковым вывод о наличии тесной связи образования магнезиальных скарнов и эндоконтактных изменений в интрузиве с явлениями магматического замещения карбонатных пород.

5. Для отдельных месторождений выявлены и описаны особенности строения и состава метасоматических колонок магнезиальных и известковых скарнов. Известковые скарны представлены биметасоматическим диффузионным и контактово-инфильтрационным типами. Отличительной особенностью ряда скарново-золоторудных месторождений, особенно Натальевского, является исключительно широкое распространение в них инфильтрационных скарнов, образовавшихся на месте диффузионно-метасоматических.

6. Сравнительное изучение, с применением методов математической статистики, элементов-примесей (селена, теллура, кобальта, никеля и др.) в месторождениях золотоносных и железорудных скарнов, с одной стороны, и кварцево-жилых золоторудных, с другой — позволило установить ряд закономерностей их распределения в рудах и глубже понять отдельные стороны их происхождения. Наиболее детально изучены элементы-примеси в сульфидных минералах, магнетите и некоторых наиболее распространенных скарновых минералах (гранате).

Селен и теллур установлены во всех сульфидных минералах изученных скарновых и кварцево-золоторудных месторождений. Однако на примере детального изучения пирита и пирротина выявлено различное их распределение в скарновых месторождениях, с одной стороны, и в жилых кварцево-золоторудных, с другой. Различия в поведении селена и теллура выявляются и в том случае, когда скарновые и жилые месторождения генетически связаны с одним и тем же магматическим комплексом.

Кобальтоносность (и никеленосность) сульфидных минералов закономерно возрастает по мере перехода от скарновых месторождений, генетически связанных с гранитными интрузиями батолитового типа, к месторождениям, ассоциирующим с габброидными интрузиями. Этот вывод, сделанный мною ранее (Вахрушев, 1965), подтвержден результатами по изуче-

нию особенностей распределения кобальта и никеля в сульфидных из скарново-золоторудных месторождений, т. е. из тех скарновых месторождений, которые приурочены к интрузивным комплексам формации батолитовых гранитных интрузий «пестрого» состава. Пирит, арсенопирит и пирротин всех этих месторождений постоянно характеризуются наименьшими содержаниями кобальта и никеля по сравнению с таковыми скарново-железорудных месторождений, особенно с теми, которые генетически связаны с интрузивными комплексами — производными основного магматизма.

Наиболее чистыми в отношении кобальта и никеля оказались пириты и арсенопириты кварцево-жильных золоторудных месторождений. Одновременно пириты этих месторождений по сравнению с пиритами скарновых, в том числе и скарново-золоторудных месторождений, отличаются наиболее равномерным распределением кобальта, что является отражением иных, по сравнению со скарново-золоторудными месторождениями, условий отложения сульфидной минерализации.

7. Впервые проведено систематическое изучение степени золотосности наиболее распространенных сульфидных минералов в скарновых (железорудных и золоторудных) и кварцево-жильных золоторудных месторождениях. При этом установлены следующие закономерности.

а) Пириты скарновых месторождений с золотым оруденением постоянно содержат повышенные количества золота. Как показала статистическая обработка аналитических данных, пириты золотосных скарнов по этому признаку не имеют значимых отличий от пиритов типичных жильных кварцево-золоторудных месторождений.

б) В золоторудных месторождениях — скарновых и кварцево-жильных — повышенные концентрации золота свойственны и всем другим сульфидным минералам независимо от времени их осадения в общем ходе процессов послемагматического минералообразования.

в) Пириты, так же как арсенопириты, пирротины, халькопириты незолотосных скарнов и, в частности, месторождений с промышленным магнетитовым оруденением, как правило, характеризуются минимальным содержанием золота.

8. Особенности распределения дисперсного золота в сульфидных, так же как наблюдаемые взаимоотношения видимого золота с сопутствующими минералами, привели к заключению о привносе золота и его отложений в продолжение всего сульфидного этапа формирования золоторудных тел. Этот вывод, значение которого выходит за рамки скарново-золоторудных

месторождений, подтверждается особенностями поведения и других малых элементов золотых руд — серебра, никеля, кобальта, теллура, селена.

9. По сравнению с широко распространенными в пределах Алтае-Саянской рудной провинции железоносными скарнами для золотоносных скарнов характерны следующие петрографические и минералого-геохимические особенности.

а) Слабое проявление наиболее раннего послемагматического этапа воздействия щелочных растворов и, как следствие этого, незначительное проявление в пределах скарновых полей процессов осветления вмещающих пород.

б) Незначительное, непромышленное по своим масштабам развитие или практически полное отсутствие магнетитового оруденения в скарнах.

в) Резко пониженные содержания кобальта (и никеля) в пирите, арсенопирите и других сульфидных минералах.

г) Иной набор типоморфных элементов-примесей в некоторых скарновых минералах. В частности, в гранатах золотоносных скарнов постоянно устанавливается молибден, олово, скандий, галлий, а также свинец, т.е. элементы, которые не характерны для гранатов собственно скарново-железородных месторождений.

д) Резко повышенная золотоносность пирита, арсенопирита, пирротина, халькопирита и, возможно, других сульфидных минералов, так же как и постоянное присутствие во многих из них серебра.

ж) Преобладание в составе наложенной сульфидной минерализации сульфидов меди (халькопирита, борнита) над сульфидами железа и постоянное присутствие в составе продуктивных ассоциаций теллуридов.

Отмеченные выше минералого-геохимические особенности золотоносных скарнов определяются, главным образом, формационным (генетическим) типом материнских интрузивных комплексов. Эти особенности рекомендуется использовать в качестве критериев при поисках и перспективной оценке на золото месторождений этого генетического типа.

10. Данные по вещественному составу руд и околорудных пород, составу самородного золота, изотопному составу рудных свинцов, закономерностям поведения элементов-примесей и другим признакам указывают на иные, по сравнению с типичными кварцево-жильными месторождениями, условия рудообразования в скарново-золоторудных месторождениях. Приуроченность промышленных концентраций золота к скарнам является не только и не столько следствием структурного про-

странственного совмещения, сколько отражением более глубоких генетических связей скарнообразования и золотого оруденения. В связи с этим сделан вывод о необходимости выделения золотоносных скарнов в отдельный генетический тип месторождений или в самостоятельную скарново-золоторудную формацию со всеми вытекающими следствиями теоретического и практического значения.

11. Предложена схема генетической классификации контактово-метасоматических (скарновых) месторождений вообще. В основу ее положен формационный тип рудоносных магматических комплексов, так как он во многом определяет характер околорудных изменений, вещественный состав самих руд и масштабы оруденения. Исходя из этого принципа, контактово-метасоматические месторождения Алтае-Саянской области подразделены на четыре группы рудных формаций, каждая из которых кратко охарактеризована с минералого-геохимической точки зрения.

Приложения

Таблица 1

Содержание TiO_2 , MnO , V_2O_5 и Cr_2O_3 в аксессуарном магнетите интрузивов, сопровождаемых скарново-золоторудными месторождениями (в вес. %)

№ образца	Массив	TiO_2	MnO	V_2O_5	Cr_2O_3	Примечание (интрузивный комплекс)
454	Лебедской	0,81	0,10	0,300	0,040	Садринский
131	Натальевский	1,50	0,17	0,260	0,090	Мартайгинский
156	Центральный	0,60	0,27	0,150	н/обн.	»
3*	Ампалынский	0,62	0,96	0,090	0,110	»
4*	»	2,05	—	0,040	0,040	»
7*	»	0,27	—	0,030	0,040	»
623	Тунимский	0,77	0,15	0,250	0,140	Улень-Тунимский
248*	»	0,46	0,18	0,240	0,095	»
188*	»	0,41	0,15	0,240	0,075	»
715ж	Шиндинский	3,05	0,81	0,074	0,030	Ольховско-Чибикский
1344	»	1,02	0,10	0,300	0,025	»
14*	Канзыбинский	0,74	0,19	н/обн.	0,037	»
48*	»	0,48	0,05	0,300	0,026	»
47*	»	0,67	0,18	0,195	0,034	»
50*	»	1,42	0,14	0,650	0,058	»
53*	»	0,77	0,22	0,330	0,008	»
93*	»	0,84	0,19	0,220	0,025	»
547*	»	1,35	0,08	0,060	0,014	»
581	Байсютский	1,15	0,21	0,450	0,075	Таннуольский
490	»	0,62	0,05	0,285	0,050	»

Примечание. Анализы со знаком «звездочка» взяты из работы В. А. Вахрушева (1965), остальные публикуются впервые. Все они выполнены в химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР анализами А. В. Сухаренко и Е. М. Зыряновой.

Таблица 2

Содержание TiO_2 , MnO , V_2O_5 и Cr_2O_3 в магнетите скарново-золоторудных месторождений (в вес. %)

№ п. п.	№ образца	Месторождение	TiO_2	MnO	V_2O_5	Cr_2O_3
1	270	Синюхинское	0,18	н/обн.	н/обн.	н/обн.
2	282	»	0,13	0,12	н/обн.	н/обн.
3	333	»	0,25	0,16	0,03	н/обн.
4	339	»	0,20	0,07	0,01	н/обн.
5	429	Лебедское	0,07	0,019	0,045	0,003
6	422	»	0,13	0,03	0,06	0,008
7	403	»	0,05	0,058	0,045	0,0006
8	409	»	0,07	0,06	0,06	н/обн.
9	460	»	0,06	0,13	0,039	0,002
10	463	»	0,04	0,015	0,031	н/обн.
11	467	»	0,05	0,069	0,045	0,0005
12	133	Натальевское	0,20	0,04	н/обн.	н/обн.
13	134	»	0,13	0,05	н/обн.	н/обн.
14	589	Калиостровское	0,14	0,02	н/обн.	н/обн.
15	586	»	0,17	0,08	0,03	н/обн.
16	592	»	0,16	0,02	н/обн.	н/обн.
17	580	Тардонское	0,12	0,23	0,04	н/обн.
18	492	»	0,09	0,26	0,045	0,003
19	498	»	0,07	0,22	0,032	0,001

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР аналитиками Е. М. Зыряновой и А. В. Сухаренко.

Таблица 3

Содержание селена и теллура в пирите скарново-золоторудных месторождений (в вес. %)

№ п. п.	№ образца	Месторождение	Se	Te
1	269	Синюхинское	0,0035	0,0034
2	272	»	0,0017	0,0022
3	510	»	0,0149	0,0147
4	523	»	0,00272	0,0027
5	534	»	0,00266	0,0027
6	402	Лебедское	0,0071	0,0044
7	418	»	0,0028	0,0018
8	434	»	0,0005	0,0026
9	443	»	0,0038	0,0056
10	447	»	0,0027	0,0045
11	461	»	0,0017	0,0027
12	462	»	0,0057	0,0103
13	466	»	0,0011	0,0014
14	516	Натальевское	0,0007	0,0041
15	41	»	0,0051	0,00023
16	105	»	0,00021	0,00008
17	151	»	0,00017	0,00013
18	550	Калиостровское	0,0008	0,0021

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН СССР аналитиком В. М. Дорош. Определение селена и теллура во всех случаях проводилось с помощью фотоколориметрического метода.

Т а б л и ц а 4

Содержание селена и теллура в пирите кварцево-золоторудных месторождений (в вес. %)

№ п. п.	№ обр.	Месторождение	Se	Te
1	175	Центральное	0,0002	0,00061
2	176	»	0,0001	0,00018
3	178	»	0,00011	0,0025
4	178a	»	0,00009	0,00013
5	179	»	0,00012	0,00013
6	181	»	0,00016	0,00026
7	181a	»	0,00029	0,00011
8	185	»	0,00100	0,00041
9	159	»	0,00004	0,00027
10	170	»	0,00059	0,00022
11	160	»	0,00079	0,00014
12	163	»	0,00015	0,00090
13	165	»	0,00023	0,0273
14	166	»	0,00042	0,0119
15	167	»	0,00016	0,00142
16	168	»	0,00016	0,00091
17	169	»	0,00017	0,0018
18	192	»	0,00014	0,00070
19	191	»	0,00037	0,00030
20	1	Беркуловское	0,00020	0,00024
21	7	»	0,00023	0,00030
22	26	»	0,00012	0,00013
23	34	»	0,00016	0,00013
24	169	»	0,00015	0,00018
25	217	»	0,00016	0,00018
26	213	»	0,00013	0,00015
27	1к	Комсомольское	0,00009	0,00027
28	540	Коммунарское	0,00120	0,00240

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН СССР аналитиком В. М. Дорош.

Таблица 5

Содержание селена и теллура в прилите скварново-железородных месторождений (в вес. %)

№ п. п.	№ образца	Месторождение	Se	То
1	56	Одиночное	0,0027	0,0007
2	82	»	0,0040	0,0010
3	83	»	0,0050	0,0010
4	58	Абаканское	0,0013	0,0006
5	23А	Иинское	0,0008	0,0005
6	125	»	0,0025	0,0006
7	174	»	0,0048	0,0006
8	286	»	0,0026	0,0009
9	35	Ирбинское	0,0013	0,0012
10	60	»	0,0030	0,0009
11	73	»	0,0015	0,0017
12	78	»	0,0015	0,0009
13	196	»	0,0042	0,0009
14	255	»	0,0033	0,0016
15	44	»	0,0020	0,0010
16	75	»	0,0037	0,0014
17	110	Хайлеольское	0,0029	0,0010
18	814	»	0,0038	0,0011
19	1121	»	0,0027	0,0012
20		Мульгинское	0,0010	0,0005
21	54	»	0,0008	0,0001
22	57	»	0,0010	0,0010
23	264	Самсон	0,0008	0,0001
24	197	»	0,0026	0,0011
25	181	»	0,0009	0,0009
26	39	Таятское	0,0027	0,0014
27	86	»	0,0001	0,0004
28	8	Абагасское	0,0001	0,0006
29	260	»	0,0060	0,0084
30	34	»	0,0001	0,0007
31	9	»	0,0007	0,0010
32-	36	»	0,0005	0,0008

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Аналитики Л. А. Непейна.

Т а б л и ц а 6

Содержание селена и теллура в пирротине (в вес. %)

№ п. п.	№ образца	Месторождение	Se	Te
1	38	Ирбинское	0,0025	0,0013
2	40	»	0,0024	0,0013
3	79	»	0,0012	0,0016
4	322	»	0,0013	0,0012
5	106	Одиночное	0,0002	0,0005
6	105	»	0,0003	0,0006
7	314	Инское	0,0028	0,0013
8	65	Белорецкое	0,0004	—
9	103	»	0,0010	—
10	121	»	0,0006	—
11	281	»	0,0009	—
12	1243	Шерегешевское	0,004	—
13	109	Шалымское	0,0015	—
14	269	Синюхинское	0,00041	0,00024
15	25	Натальевское	0,00081	0,00027
16	172	Центральное	0,00015	0,0017
17	184	»	0,00055	0,0044

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Аналитик Л. А. Нелеина.

Таблица 7

Содержание селена и теллура в халькопирите (в вес. %)

№ п. п.	№ образца	Месторождение	Se	Te
1	417	Лебедское	0,0130	0,0054
2	446	»	0,0096	0,0045
3	447	»	0,0086	0,0082
4	248	Спньюхинское	0,0045	0,0058
5	271	»	0,0010	0,0011
6	508	»	0,00074	0,0008
7	514	»	0,00408	0,00412
8	36	Наталиевское	0,0028	0,1430
9	145	»	0,00022	0,0017
10	513	»	0,0041	0,0066
11	514	»	0,0053	0,0074
12	517	»	0,0050	0,0090
13	519	»	0,0260	0,0470
14	559	»	0,0230	0,0470
15	591	»	0,00562	0,00576
16	67	Мульгинское	0,0032	0,0013
17	12	Одиночное	0,0041	0,0014
18	256	Абагасское	н/обн.	0,0010
19	100	Белорецкое	0,0460	—
20	508	»	0,0090	—
21	252	»	0,0310	—
22	250	Дарьинское	0,00074	0,00056

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН СССР аналитиком В. М. Дорош.

Таблица 8

Содержание кобальта и никеля в пирите скарново-золоторудных месторождений (в вес. %)

№ п. п.	№ образца	Месторождение	Co	Ni
1	269	Синюхинское	0,09	0,006
2	272	»	0,006	0,002
3	523	»	0,0824	0,0063
4	534	»	0,023	0,0092
5	510*	»	0,20	0,0092
6	402*	Лебедское	0,16	0,0022
7	417*	»	0,15	0,005
8	418	»	0,0376	0,0197
9	434	»	0,0116	0,0063
10	443	»	0,0444	0,001
11	447	»	0,0344	0,0106
12	450	»	0,04	0,005
13	461	»	0,0824	0,01
14	462	»	0,118	0,0296
15	464	»	0,08	0,001
16	466	»	0,0304	0,0037
17	41	Натальевское	0,048	0,039
18	105	»	0,024	0,0024
19	151	»	0,003	0,0038
20	503*	»	0,15	0,02
21	516	»	0,0056	0,0015
22	520	»	0,04	0,003
23	558	»	0,03	0,004
24	550	Калноостровское	0,052	0,0163

Примечание. Кобальт и никель определены с помощью фотокolorиметрического метода в Институте геологии и геофизики СО АН СССР аналитиком В. М. Дорош. В пробах со «звездочкой» определение выполнено с помощью количественного спектрального анализа.

Т а б л и ц а 9

Содержание кобальта и никеля в пирите кварцево-жильных золоторудных месторождений (в вес. %)

№ п. п.	№ образца	Месторождение	Co	Ni
1	175	Центральное	0,0004	0,0029
2	176	»	0,006	0,0058
3	178	»	0,023	0,0078
4	178A	»	0,019	0,011
5	179	»	0,011	0,0032
6	181	»	0,007	0,0042
7	181A	»	0,008	0,0052
8	185	»	0,001	0,0027
9	159	»	0,019	0,0096
10	170	»	0,005	0,0049
11	160	»	0,019	0,0072
12	1	Беркульское	0,005	0,009
13	7	»	0,026	0,0148
14	8	»	0,005	0,0158
15	26	»	0,016	0,013
16	34	»	0,056	0,0408
17	169	»	0,017	0,0053
18	217	»	0,016	0,0088
19	218	»	0,008	0,0038
20	54	»	0,0258	0,0072

Примечание. Кобальт и никель в Институте геологии и геофизики СО АН СССР определены с помощью фотоколориметрического метода аналитиком В. М. Дорош.

Т а б л и ц а 10

Содержание золота в пирите скарново-золоторудных месторождений (в вес. %)

№ п. п.	№ образца	Месторождение	Au	Примечание
1	38	Натальевское	0,011305	
2	41	»	0,000550	
3	150	»	0,001000	
4	151	»	0,001051	
5	516	»	0,002574	
6	402	Лебедское	0,000506	
7	418	»	0,000340	(0,000240)
8	434	»	0,000085	(0,000068)
9	443	»	0,000085	
10	447	»	0,000930	
11	462	»	0,000464	
12	464	»	0,003040	
13	466	»	0,000130	
14	510	Синюхинское	0,000010	
15	523	»	0,000048	
16	534	»	0,000160	

Примечание. Анализы выполнены дитизоновым методом в аналитической лаборатории Института геологии Якутского филиала СО АН СССР. В скобках указаны результаты повторных анализов, выполненных спектрохимическим методом в Институте геологии и геофизики СО АН СССР аналитиком В. Г. Цимбалест.

Таблица 11

Содержание золота в пирите кварцево-жильных золоторудных месторождений (вес. %)

№ п. п.	№ образца	Месторождение	Аи	Примечание
1	175	Центральное	0,001881	
2	176	»	0,000550	
3	178	»	0,002223	
4	178А	»	0,000835	
5	179	»	0,000863	
6	181	»	0,000433	
7	181А	»	0,001250	
8	182	»	0,000502	
9	182	»	0,003374	
10	183	»	0,001200	
11	185	»	0,002460	
12	186	»	0,000744	
13	168	»	0,002374	
14	169	»	0,000550	
15	166	»	0,03984	
16	160	»	0,000335	
17	190	»	0,02656	
18	187	»	0,000650	
19	171	»	0,008685	
20	159	»	0,002256	
21	185	»	0,001841	
22	7	Беркульское	0,002698	
23	34	»	0,000114	
24	169	»	0,000438	
25	218	»	0,000664	
26	1	»	0,000084	по Ю. Г. Щербакову (1967)
27	2	»	0,000027	То же
28	3	»	0,00080	»
29	4	»	0,00040	»
30	5	»	0,00030	»
31	6	»	0,00020	»
32	7	»	0,00080	»
33	8	»	0,00065	»
34	9	»	0,00050	»
35	10	»	0,00100	»
36	11	»	0,02220	по А. Л. Павлову (1967)
37	12	»	0,001648	То же

Примечание. Анализы выполнены дитизионовым методом в аналитической лаборатории Института геологии Якутского филиала СО АН СССР. Анализы, заимствованные у Ю. Г. Щербакова и А. Л. Павлова, выполнены с помощью радиоактивационного метода.

Т а б л и ц а 12

Содержание золота в пирите скарново-золоторудных месторождений
(в вес. %)

№ п. п.	№ образца	Месторождение	Au	Примечание
1	181	Самсон	0,0000145	(0,000150)
2	197	»	0,0000043	
3	184	»	0,000024	
4	183	»	0,00000075	
5	192	»	0,0000055	
6	216	»	0,0000090	
7	656 ^б	»	0,0000005	
8	266	Инское	0,000150	
9	286	»	0,0000018	
10	314	»	0,000052	
11	402	»	0,00093	
12	174	»	0,00000065	
13	173	»	0,000012	
14	126	»	0,000080	
15	125	»	0,000042	
16	303	»	0,0000064	
17	52	»	0,0000028	
18	121	»	0,000013	
19	332	»	0,000009	
20	410	»	0,0000027	
21	539	»	0,000018	Н/обн.
22	108	Белорецкое	0,000035	
23	334	Шерегешевское	0,000051	
24	996	»	0,000350	
25	1234	»	0,000093	
26	98	Шальмское	0,0000072	
27	82	»	0,00000032	
28	657	»	0,000004	
29	1088	»	0,0000085	
30	1090	»	0,0000052	
31	82	»	0,000017	
32	92	»	0,000043	
33	102	»	0,000014	
34	109	»	0,0000058	
35	1020	Кочуринское	0,000080	
36	562	»	0,00013	
37	566	»	0,000052	
38	1044	»	0,000011	
39	1034	»	0,000012	
40	1416	»	0,000013	
41	1405	»	0,000010	
42	35	Ирбинское	0,0000022	
43	44	»	0,00000117	
44	60	»	0,0000059	
45	96	»	0,0000026	
46	73	»	0,0000016	

Продолжение табл. 12

№ п. п.	№ образца	Месторождение	Ац	Примечание
47	255	Ирбинское	0,000012	(0,00017)
48	78	»	0,0000014	
49	75	»	0,0000010	
50	196	»	0,000016	
51	8	Абагасское	0,00000164	
52	36	»	0,0000298	
53	253	»	0,00027	
54	260	»	0,0000024	
55	6А	»	0,0000094	
56	9	»	0,0000010	
57	34	»	0,0000011	
58	152	»	0,000021	
59	258	»	0,000023	
60	42	»	0,000001	
61	211	»	0,0000021	
62	214	»	0,0000016	
63	1*	»	0,00028	
64	2*	»	0,000007	
65	3*	»	0,0000018	
66	4*	»	0,000016	
67	5*	»	0,00030	
68	6*	»	0,000037	
69	154	Тейское	0,000038	
70	151	»	0,000036	
71	1*		0,0000032	
72	2*	»	0,000008	
73	3*	»	0,000036	
74	4*	»	0,00063	

№ п. п.	№ образца	Месторождение	Au	Примечание
75	127	»	0,00040	
76	156	»	0,000034	
77	150	»	0,000080	
78	231	Ельген-Таг	0,0000285	
79	106	Одиночное	0,000012	
80	58	Абаканское	0,000009	
81	16	Мульгинское	0,00035	
82	57	»	0,0000037	
83	37	Амपालыкское	0,000008	
84	48	»	0,000006	
85	86	Таятское	0,000012	
86	171	»	0,00000085	
87	151	»	0,0000052	
88	110	Хайлеоловское	0,0000125	
89	1294	»	0,0000084	
90	814	»	0,0000064	
91	1121	»	0,000017	
92	44	Анзасское	0,000005	
93	63	»	0,000006	
94	91	»	0,0000042	
95	26	Анзасское	0,000050	
96	110	»	0,000003	

Примечание. Золото определялось спектрохимическим методом в Институте геологии и геофизики СО АН СССР аналитиком В. Г. Цимбалист. В скобках указаны результаты анализа дитизиновым методом, выполненные в аналитической лаборатории Института геологии Якутского филиала СО АН СССР. Знаком «звездочка» отмечены пробы пирита из образцов, отобранных А. И. Васильевой.

Таблица 13

**Содержание золота в пирите из скарновых медно-вольфрамовых
и других типов месторождений (в вес. %)**

№ п. п.	№ образца	Месторождение	Au
1	707 в/1	Посельцук	0,000017
2	707 в/2	»	0,000019
3	707 в/2	»	0,000013
4	707б	»	>0,00010
5	704в	»	0,000026
6	703	»	>0,00010
7	677б	Коллотаровское	0,000051
8	676б	»	0,000058
9	631	Киялых-Узень	0,00016
10	650	Дарьинское	0,000038
11	620д	Ипчульское	0,000015
12	901	Сорское	0,000009
13	722а	»	0,000013
14	2032	»	0,000009
15	2052	»	0,0000013
16	722а/1	»	0,000027
17	722а/2	»	0,000035
18	2047	»	0,000015
19	2037	»	0,0000035
20	1448	Тургеневское	0,0008
21	1445	»	0,0026 (0,0026)

Примечание. Золото определялось спектрохимическим методом в Институте геологии и геофизики СО АН СССР аналитиком В. Г. Цимбалист. В скобках обозначен результат анализа, выполненного дитизиновым методом в аналитической лаборатории Института геологии Якутского филиала СО АН СССР. Образцы руд для исследования, за исключением Тургеневского полиметаллического месторождения, получены от В. И. Сотникова.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулаев Х. Т., Баталов А. Б., Хамрабаев И. Х. Некоторые итоги изученности постмагматических формаций Средней Азии.— В сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Алабин Л. В. Ольгинский интрузивный массив на северо-западе Кузнецкого Алатау.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1959, вып. 3.
- Алабин Л. В. О возрасте мартайгинского гранитоидного комплекса и связанного с ним оруденения (Кузнецкий Алатау).— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 12.
- Амирян Ш. О. К минералогии золоторудных месторождений.— Докл. АН АрмССР, 1960, т. 31, № 1.
- Ансьон Ш., Каэн Л. Железные руды Бельгийского Конго.— В сб. «Железорудные месторождения мира», т. 1. ИЛ., 1955.
- Арнаутов Н. В. Спектрографическое определение германия в минеральном сырье. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1959.
- Архипенко Д. К. Применение инфракрасной спектроскопии к изучению вопросов изоморфизма в биотитах.— Ж. структ. хим. 1963, т. IV, № 2.
- Архипенко Д. К., Вахрушев В. А. Структурно-химические исследования флогопита из скарново-магнетитовых месторождений.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1964, вып. 6.
- Архипенко Д. К., Кепежинская К. Б. О корреляции инфракрасных спектров с их химическим составом и структурой.— В сб. «Исследование структурных особенностей минералов современными физико-химическими методами». М., «Наука», 1967.
- Баженков В. И. Зоны повышенной трещиноватости и их роль в локализации золотого оруденения Марининской тайги.— Геол. и геофиз., 1967, № 2.
- Баклаев Я. П. К характеристике осветленных пород, сопровождающих оруденение контактово-метасоматического типа на Урале.— В сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Барсанов Г. П., Погоня Ю. Ф. Самородный висмут как геологический термометр. Тр. минерал. музея в Ленинграде. Изд-во АН СССР, 1949.
- Бекмухаметов А. Е. Осветленные породы на Бенкалинском и Шагыркульском контактово-метасоматических месторождениях железа в Тургае. Тр. ин-та геол. наук, АН КазССР, т. 12, 1965.

- Белов Н. В. Некоторые особенности кристаллохимии сульфидов.— В сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2. Изд. АН СССР, 1953.
- Берук И. И., Жабин В. В., Побединский Г. Г. Об условиях распределения золота на одном из скарновых месторождений. Тр. СНИИГТИМСа, вып. 39, 1966.
- Бессмертная М. С., Соболева Л. Н. Новый теллурид висмута и серебра, установленный новейшими микрометодами. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 18, 1963.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, 1950.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.
- Бетехтин А. Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. Там же.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Билибин Ю. А. Диоритовые магмы как первоисточник золотого оруденения. Избр. тр. т. 3. Изд-во АН СССР, 1961.
- Богацкий В. В., Курцерайте Ш. Д. Условия образования Анзаского железорудного месторождения (Западный Саян).— Геол. и геофиз., 1964. № 1.
- Богацкий В. В., Курцерайте Ш. Д. Закономерности размещения метасоматических магнетитовых месторождений северной части Западного Саяна. М., «Недра», 1966.
- Богданович К. И. Рудные месторождения, т. II. Спб., 1913.
- Боккий Г. Б., Архипенко Д. К. Об оксонии в вермикулите. Ж. структ. хим., 1962, № 6.
- Бородаевский Н. И. Лиственизация как генетический комплекс гидротермальных изменений. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов, 1960.
- Булытников А. Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Изд-во Томского ун-та, 1948.
- Булытников А. Я., Врублевский В. А. О контактовых месторождениях золота Алтае-Саянской области.— В сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, 1960.
- Васильев Б. Д. К геологии и металлоносности скарнов района Большой Натальевки.— Изв. Томского политехн. ин-та, т. 120. Изд-во Томского ун-та, 1962.
- Васильев Б. Д. Интрузивные образования района Натальевского месторождения в Марининской тайге.— Изв. Томского политехн. ин-та, т. 121. Изд-во Томского ун-та, 1963.
- Васильев Б. Д. К петрохимии пород мартайгинского и кийского интрузивных комплексов.— В сб. «Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края». Изд-во Томского ун-та, 1964.
- Васильев Б. Д. Золото в скарнах Натальевского месторождения (Марининская тайга).— В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири». Томск, 1964.
- Васильев Б. Д. Закономерности размещения золоторудных месторождений северо-восточной части Марининской тайги.— В сб. «Материалы научного семинара по изучению золоторудных месторождений Сибири». Томск, 1966.

- Вахрушев В. А. О генетических связях железного и полиметаллического оруденения с интрузиями в Кондомском районе в Горной Шории.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1957, вып. 2.
- Вахрушев В. А. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса железных руд Кондомского района Горной Шории (Западная Сибирь). Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1959.
- Вахрушев В. А. Минералогия и генезис железных руд Белорецкого месторождения на Алтае. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1960.
- Вахрушев В. А. Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерий для генетического расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 3.
- Вахрушев В. А. Принципы генетической систематики контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области.— Геол. руд. месторожд., 1963, № 6.
- Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1965.
- Вахрушев В. А., Арикутов Н. В. Особенности распределения германия в магнетите различного происхождения.— Геохимия, 1964, № 2.
- Вахрушев В. А., Борисенко В. Я. Характерный тип околоскарновых пород Шалыма и их поисковое значение.— Разведка и охрана недр, 1956, № 11.
- Вахрушев В. А., Дорош В. М. Распределение селена и теллура в сульфидах рудных месторождений Алтае-Саянской области.— Геохимия, 1966, № 11.
- Вахрушев В. А., Соболев Н. В. О генетических связях железоруденения с интрузиями на Инском месторождении в Горном Алтае.— Геол. и геофиз., 1961, № 11.
- Вахрушев В. А., Цимбалист В. Г. Распределение золота в сульфидах скарновых месторождений Алтае-Саянской области.— Геохимия, 1967, № 10.
- Винчелл А. Н. и Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953.
- Волынский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом, т. 1. М., «Недра», 1966.
- Воскресенская Н. Т., Зверева Н. Ф., Ривкина Л. Л. Спектрохимическое определение золота в силикатных породах и минералах.— Аналит. химия, 1965, т. XX, вып. 12.
- Врублевский В. А. Золотоносные скарны Натальевского месторождения в Марпийской тайге (Кузнецкий Алатау).— Уч. зап. Томского ун-та, 1960, № 36.
- Высокоостровская Е. Б. Интрузивный магматизм Уйменско-Лебедского синклинория Горного Алтая. (Автореф. канд. дисс.). Ленинград, 1964.
- Генкин А. Д. О разведении кварца в сульфидных рудах.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1954, № 4.
- Генкин А. Д. Метакристаллы и избирательное замещение в рудах. Конференция. В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1. Прага, 1963.
- Генкин А. Д., Вяльсов Л. Н. О валлерните и макинавите и условиях их нахождения в рудах.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 2.
- Генкин А. Д., Королев Н. В. К методике определения небольших зерен минералов в рудах.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 5.

- Генкин А. Д., Логинов В. П. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклинных пирротитов в рудах.— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 3.
- Гипзбург С. И., Гладышевская К. А., Езерская Н. А., Ивошина О. М., Прокофьева И. В., Федоренко Н. В., Федорова А. Н. Руководство по химическому анализу платиновых металлов и золота. М., «Наука», 1965.
- Горбунов Е. З. Некоторые закономерности размещения различного состава золота в юго-восточной части Яно-Колымского золотосного пояса.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V. Изд. АН СССР, 1962.
- Грабовский М. А., Жерденко О. Н., Сковородкин Ю. П. О возможности применения метода магнитных порошков при исследовании пирротитовых руд.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 5.
- Грабовский М. А., Жерденко О. Н. Доменная структура пирротитов различного генезиса.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 3.
- Григорьев Д. П. Закономерности образования сульфидов меди в колчеданных месторождениях Среднего Урала.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1948, вып. 1.
- Дембо Т. М. Явления анатексиса, гибридизма и ассимиляции в каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау.— Сов. геол., 1956, № 51.
- Дистанова А. Н. Мартайгинский гранитоидный комплекс.— В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской области». М., 1965.
- Довгаль В. Н., Боггибов В. И. Древний габбро-сиенитовый комплекс Кузнецкого Алатау.— В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». М., «Наука», 1965.
- Довгаль В. Н. Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., 1967.
- Дудыкина А. С. Парагенетические ассоциации элементов-примесей в гранитах различного генезиса. Тр. ИГЕМ, вып. 28, 1959.
- Жабин В. В. Новые данные о структуре Снжнохинского рудного поля.— Геол. и геофиз., 1963, № 5.
- Жариков В. А. Геологические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 14, 1959.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И. — В сб. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». М., 1965.
- Жариков В. А. Физико-химическая петрология скарных месторождений. (Автореф. докт. дисс.). М., 1966.
- Жукова А. С. Минералогия германия.— В сб. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. 1. М., «Наука», 1961.
- Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Звягинцев О. Е. Геохимия золота. Изд. АН СССР, 1941.
- Зейц Ф. Ю., Шарапов В. Н. О генетических связях с магматизмом полиметаллического оруденения в Кондомском районе Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1963, № 8.
- Зимоглядов Б. Н. О времени выделения золота в золоторудных контакто-метасоматических месторождениях Кузнецкого Алатау. Тр. СНИИГГИМСа, вып. 39, 1966.

- Иванов А. А. Опыт применения электронно-микроскопических методов в исследовании рудных минералов.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 80, 1953, вып. 3.
- Иванов В. В. Геохимия рассеянных элементов в гидротермальных месторождениях. М., «Недра», 1966.
- Иванова Т. Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. Госгеолтехиздат, 1963.
- Ингерсон Э. Методы и проблемы геологической термометрии.— В сб. «Проблемы рудных месторождений». Перев. с англ. Под. ред. Г. А. Соколова. ИЛ, 1958.
- Кеппежинский К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., «Наука», 1965.
- Колонин Г. Р. Условия образования самородного висмута и некоторые вопросы физико-химии гидротермальных растворов. (Автореф. канд. дисс.). Новосибирск, 1965.
- Казидин Ю. В. Околорудные измененные породы Восточного Забайкалья и другие вопросы теории и практики изучения метасоматитов. (Автореф. докт. дисс.). Ленинград, 1967.
- Ковалева Л. Т., Григорьева Т. Н., Архипенко Д. К. О тетраэдрическом алюминии в синтетических фторфлогопитах.— В сб. «Физико-химические исследования гидрослюд». Челябинск, 1965.
- Константинов Р. М. Основные термины и понятия, применяемые для характеристики эндогенного оруденения и сопутствующих гидротермальных изменений вмещающих пород.— В сб. «Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении». Изд-во АН СССР, 1963.
- Корель В. Г. К вопросу образования некоторых скарновых железорудных месторождений субщелочной гранитной магмы.— В сб. «Вопросы геологии и генезиса месторождений полезных ископаемых Западной Сибири». Новосибирск, 1966.
- Корель В. Г. К петрологии и металлогении Артемовско-Краснокаменского рудного района (Восточный Саян). В сб. «Вопросы геологии и генезиса месторождений полезных ископаемых Западной Сибири». Новосибирск, 1966.
- Корель В. Г., Кузнецова В. Н. Петрологический очерк Ольгинско-Ампалынского интрузива (северная часть Кузнецкого Алатау).— Геол. и геофиз., 1961, № 2.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений медп. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, серия рудн. месторожд., вып. 68, 1948, № 10.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд. АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности растворов и последовательность реакций при послемагматических процессах.— Геохимия, 1956, № 7.
- Коробейников А. Ф. Об условиях отложения золота из растворов в контактово-метасоматических образованиях рудника «Коммунар» (Хакасия).— В сб. «Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края». Томск, 1964.
- Кортусов М. П. О габбро-спенитовом интрузивном комплексе Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау).— В сб. «Материалы по мине-

- ралогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири». Изд-во Томского ун-та, 1962.
- Косалас Я. А. О гелльвиноносном типе скарновых месторождений.— Геол. и геофиз., 1961, № 2.
- Крутов Г. А. Месторождения кобальта. Госгеолтехиздат, 1959.
- Кузнецов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдоно-Терсинского района западного склона Кузнецкого Алатау.— В сб. «Материалы по геологии Западной Сибири», № 10 (52). Томск, 1940.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— В сб. «Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая». Новосибирск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1963.
- Кузнецов В. А. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока и некоторые закономерности их размещения.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VII. «Наука», 1964.
- Кузнецов В. А. и др. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1966.
- Кузнецов В. А., Пинус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности их проявления.— Докл. АН СССР, 1949, т. 15, № 1.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
- Лузгин Б. Н. Проявление вулканических процессов на Синохинском рудном поле.— В сб. «Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края». Томск, 1965.
- Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Магакьян И. Г. Главные промышленные семейства и типы руд.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1950, вып. 4.
- Масленицкий И. О некоторых случаях образования дисперсных выделений золота в сульфидах железа.— Докл. АН СССР, 1941, т. 45, № 9.
- Матвеев В. Т. О вольфрамовом оруденении Северо-Востока СССР.— Геол. рудн. месторожд., 1959, № 2.
- Мельницкий В. В. Изоморфизм бора в прените, везувитовых и других силикатах и его значение при поисках.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 4.
- Михеев В. И. Определение минералов группы хлоритов рентгенометрическим методом.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 82, 1953, вып. 3.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Митсун Т. Месторождения железных руд Японии.— В сб. «Железорудные месторождения Мира», т. 1. ИИЛ, 1955.
- Могаровский В. В. О количественной характеристике степени равномерности распределения химических элементов в природных объектах.— Геохимия, 1962, № 2.
- Монич В. К. К петрологии района Беркульского рудника в Кузнецком Алатау. Тр. Томск. ун-та, т. 93. 1937.
- Нет Л. Железорудные месторождения Югославии.— В сб. «Железорудные месторождения Мира», т. 1, ИИЛ, 1955.
- Николаев С. С., Неверович Е. М. Золоторудные месторождения Синохинского рудного поля в Горном Алтае.— В сб. «Материалы

- по геологии цветных, редких и благородных металлов», ЦНИГРИ, вып. 3, 1958.
- Обручев В. А. Рудные месторождения. ОГИЗ, 1934.
- Овчинников Л. Н. Руды Турьинских скраповых месторождений меди. Тр. горно-геол. ин-та УФАН СССР, вып. 15. Свердловск, 1948.
- Овчинников Л. Н. Закономерности размещения контактово-метасоматических месторождений на Среднем и Северном Урале.— В сб. «Железородная база Тагил-Кушвинского промышленного района». Свердловск, Изд-во УФАН СССР, 1957.
- Овчинников Л. Н. Контактково-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Тр. горно-геол. ин-та УФАН СССР, вып. 39. Свердловск, 1960.
- Павлов Н. В. Вопросы генезиса эндогенных магнетитовых руд Тунгусской синеклизы Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 9.
- Петров П. А. О находках золотого оруденения в скарнах.— Сов. геол., 1960, № 4.
- Петровская Н. В. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1955, вып. 3.
- Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций в формации золотых руд СССР. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов, 1960.
- Пинус Г. В. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау.— Геол. и геофиз., 1958, № 1.
- Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Тр. ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. СО АН СССР, вып. 6. Новосибирск, 1961.
- Пинус Г. В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Изд. АН СССР, 1961.
- Павлов А. Л. Термодинамические аспекты проблемы пространства при формировании метасоматических сульфидных месторождений.— Сб. Материалы к конферен. молодых ученых и аспирантов ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1967.
- Пипар Р., Вахрушев В. А. Коурчакское (Майское) месторождение и магнитные аномалии его района.— В сб. «Железородные месторождения Алтае-Саянской горной области». М., Изд. АН СССР, 1959.
- Поляков Г. В. Явления мобилизации железа при образовании эндогенных магнетитовых месторождений юга Сибири.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 1.
- Поляков Г. В., Парфенов Л. М. Опыт формационного анализа раннепалеозойских магматических комплексов Восточного Саяна.— Геол. и геофиз., 1965, № 12.
- Поляков Г. В., Федосеев Г. С., Телешев А. Е., Николаев С. М. Шиндинский pluton Ольховского гранитоидного комплекса.— В сб. «Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области». М., «Наука», 1965.
- Пшеничный Г. Н. О формах нахождения и особенностях распределения теллура в сульфидных рудах.— Геохимия, 1961, № 8.
- Радкевич Е. А. Генетические типы касситеритово-сульфидных месторождений. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 134, серия рудн. месторожд. (№ 15). М., Изд-ва АН СССР, 1951.
- Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.

- Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Радкевич Е. А., Моисеенко В. Г. Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке.— В сб. «Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока». М., «Наука», 1966.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Перев. с нем. пИЛ., 1962.
- Рассел Р., Фаркуар Р. Изотопы свинца в геологии. пИЛ, 1962.
- Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов. Сб. под ред. Г. Бриндли. Перев. с англ. пИЛ, 1955.
- Розен М. Ф. О коренных месторождениях золота в Горном Алтае.— В сб. «Материалы по геологии цветных, редких и благородных металлов». Тр. ЦНИГРИ, вып. 5. М., 1961.
- Севергин В. М. Первые основания минералогии. СПб., 1798.
- Семенов А. И., Серпухов В. И. Общие принципы регионального металлогенического анализа.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1957, вып. 22.
- Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Смирнов С. С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 3.
- Смирнов С. С. Рецензия на статью П. Ниггли «Систематика магматогенных рудных месторождений».— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1947.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд. Львовского ун-та, 1949.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964.
- Степанов И. С. Количественная характеристика степени равномерности оруденения.— Докл. АН СССР, нов. серия, 30, 1941, № 6.
- Сумин Н. Г. О натровом метасоматозе в скарновых железорудных месторождениях.— В сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. I. М., Изд. АН СССР, 1953.
- Татарinov П. М., Магакьян И. Г. Опыт классификации постмагматических месторождений.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1949, № 3.
- Твалчредидзе Т. А. Золото-висмут-теллуровая ассоциация Дамблудского и Зодского месторождений. Сборник Кавказского ин-та минерального сырья, № 1, 1959.
- Тверитинов Ю. И. Геология и перспективы Ульменских рудопроявлений золота и меди.— В сб. «Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края». Новосибирск, 1963.
- Тверитинов Ю. П. О соотношении скарнов и оруденения на месторождениях золота в Северо-Восточном Алтае.— Сов. геол., 1965, № 11.
- Треггер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Тэйлор Г. П. Эволюция химического состава рудоносных растворов, связанных с одинаковым источником.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования». Конференция, т. 1. Прага, 1963.
- Тэнтон Т. Л. Железные руды Канады.— В сб. «Железорудные месторождения Мира», т. 1, ИИЛ., 1955.
- Урбах В. Ю. Биометрические методы. М., «Наука» 1964.

- Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, Изд-во «Кубач», 1933.
- Ферсман А. Е. К геохимии золота.— Докл. АН СССР, 1931, № 8.
- Филимонова А. А. Изменение формы халькопирит-сфалеритовых сростаний под влиянием нагревания.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 3.
- Филимонова А. А., Вахрушев В. А. Мелонит из золотоносных скарнов Синюхинского месторождения в Горном Алтае. Зап. Всесоюз. Минерал. об-ва, 1969, № 2.
- Фирсов Л. В. О крестообразных вростках сфалерита в халькопирите.— Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 4.
- Фогельман Н. А., Шабаловский А. Е. Геология и металлогения Коммунарско-Балахчинского золоторудного района на восточном склоне Кузнецкого Алатау. Тр. НИГРИзолото, вып. 24. М., 1957.
- Хазаргов А. М., Неймарк А. И., Кильчичаков К. М. Золотое оруденение в скарнах Тапса-Каахемского междуречья (Восточно-Тувинское нагорье). В сб. «Материалы геологической конференции». Красноярск, 1966.
- Хрущов Н. А. Классификация месторождений молибдена.— Геол. рудн. месторожд., 1959, № 6.
- Шабынин Л. И. О некоторых особенностях образования рудоносных скарнов и доломитовых контактах.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 1.
- Шабынин Л. И. О контактово-метасоматических месторождениях бора в магнезальных скарнах.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 3.
- Шахов Ф. Н. Принципы систематики эндогенных рудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1962, № 10.
- Шелковников А. Д. Некоторые вопросы петрогенеза так называемой габбро-плагиогранитной формации Восточного Саяна и северо-востока Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 9.
- Шнейдерхейн Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе.— В сб. «Рудные регенерированные месторождения», ИЛЛ., 1957.
- Шпилев Л. Д., Тычинский А. А., Вахрушев В. А. Изотопный состав свинца галенитов рудных месторождений Алтае-Саянской области.— В сб. «Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области». М., «Наука», 1967.
- Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. Тр. Первого Уральского петрограф. совещания, т. 1, 1963.
- Щербаков Ю. Г. Некоторые закономерности золотооруденения на Синюхинском месторождении.— Геол. и геофиз., 1961, № 2.
- Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., «Наука», 1967.
- Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. О геохимической связи золотого оруденения с интрузиями и вмещающими породами в Западной Сибири.— Геохимия, 1963, № 9.
- Щербакова М. Я., Годовиков А. А., Гилинская Л. Г., Васильева З. В. Исследование апатита различного генезиса методом электронного парамагнитного резонанса, 1966 (в печати).
- Щербина В. В. О геохимическом значении количественного отношения Ag/Au .— Геохимия, 1956, № 3.
- Щербина В. В., Якубович К. И. Границы изоморфной смешиваемости в зависимости от генетических условий.— В сб. «Химия земной коры», т. I. М., Изд. АН СССР, 1963.

- Юшко-Захарова О. Е. Геохимия и минералогия селена и теллура в медно-никелевых месторождениях. М., Изд-во АН СССР.
- Юшко-Захарова О. Е. Новый минерал — теллурид никеля. — Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 3.
- Юшко-Захарова О. Е., Бурова З. Н. Селен и теллур в медно-никелевых месторождениях Кольского полуострова. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 3, 1959.
- Эгеран Е., Гоксу Р. Железорудные месторождения Турции. — В сб. «Железорудные месторождения Мира», т. I. ИИЛ, 1955.
- Albee A. L. Relationships between mineral association, chemical composition and physical properties of the Chlorite series. Amer. Min. v. 47, № 7—8, 1962.
- Arnold R. G. Mixtures of hexagonal and monoclinic pyrrhotite and the measurement of the metal content of pyrrhotite by x-ray diffraction. Amer. Min. v. 51, № 7, 1966.
- Beck R. Lehre von den Erzlagertstätten. Bd. 1, Berlin, 1909.
- Berry L. G. and Thompson R. M. X-ray powder data for ore minerals. New-York, 1962.
- Borchert H. Über Entmischungen in system Cu — Fe — S und ihre Bedeutung als geologische Thermometr. Chemie der Erde, v. 9, 1934.
- Breithaupt A. Die Paragenesis der Mineralien Freiberg, 1849.
- Brown G. Effect of isomorphous substitution on intensities of OOL reflections of mica. Min. Mag. 30, 657—665, 1955.
- Calkins F. C. a. Butler B. S. Geology and ore deposits of Cotton Wood — American Fork — area. Utah. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 201, 1943.
- Clark L. A. The Fe — As — S system. Phase Relations and Applications, Pt. I and II, Econ. Geol., v. 55, № 7—8, 1960.
- Donnay G. a. Kullerud G. High temperature chalcophyrite. Carnegie Inst. of Washington. Year Book 57, 1957—1958.
- Forster M. D. Interpretation of the composition and classification of the chlorites. Geol. Surv. profess. Paper 414-A, 1962.
- Genth F. A. Contributions to mineralogy. Amer. Journ. Sci. 45, S. 305—321, 1868.
- Gronvold F., Haraldsen H. On the phase relations of synthetic and natural pyrrhotites (Fe_{1-x}S). Acta chem. scand, v. 6, 1962.
- Hey M. H. A new review of the chlorites. Min. Mag., v. 30, p. 277, 1954.
- Hickok W. O. The Iron Ore Deposits at Cornwall, Pensilvania, Econ. Geol., v. 28, № 3, 1933.
- Hiller I. E., Probsthain K. Thermische und röntgenographische Untersuchungen am Kupferkies. Zeitschr. f. Krist., Bd. 108. H 1/2, 1956.
- Joder H. C., Eugster H. P. Phlogopite synthesis. Geochim. et Cosmochim. Acta, № 6, 157—185, 1954.
- Klemm W. and N. Frattini. Zur kenntnis des Systems $\text{NiTe} - \text{NiTe}_2$. Zeitsch. für anorg und allgemeine chemie, Bd. 251, H. 3, s. 221—304, 1943.
- Kullerud G., Doe B. R., Buseck P. R., Fröften P. F. Heating experiments on monoclinic pyrrhotites. Carneg. Inst. of Wash. Year., book 62, 1963.
- Latsky R. The magmatic copper ores of Nomagualand. Trans. of the Geol. Soc. Africa, v. XLV, Jan. to Dec. 1942, Johannesburg, p. 109—158, 1943.

- McKinstry H. E. and Kennedy G. C. Some suggestions concerning the sequence of certain ore minerals. *Econ. Geol.* v. 52, № 4, 1957.
- Ofstedal I. Über einige Kristallstrukturen vom Typus NiAs. *Zeitsch. physik. Chem.*, 128, 1927.
- Peacock M. A. and Thompson R. M. Melonite from Quebec and crystal structure of NiTe_2 . *Univ Toronto Stud. Geol. Ser.*, 50, 63—73, 1946.
- Radoslovich E. W. The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates. *Amer. Min.* v. 47, № 5—6, 1962.
- Snirozy H. X-ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan, with a note on their interference colors. *Miner. J.* v. 2, № 4, p. 209—223, 1958.
- Shwartz G. M. Intergrowths of bornite and chalcopyrite. *Econ. Geol.* v. 26, № 2, 1931.
- Smith I. V., Joder H. S. Studies of mica polymorphs. *Min. Mag.* v. 31, p.p. 209—235, 1956.
- Stillwell F. Z. The occurrence of telluride of Kalgoorlie. *Proc. Australian Inst. Min. sc. Met.*, 84, 115—119, 1931.
- Sugaki A. Studies on the join Cu_5FeS_4 — CuFeS_2 — x as geothermometer. The journal of the Japanes Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists, v. 53, № 1, 1965.
- Tengner S. Über Diselenide und Ditelluride von Eisen, Kobalt und Nickel. *Zeitsch. für. anorg. and allgem. chem.*, B. 239, H. 2, S. 126, 1938.
- Tomson E. The occurrence of tellurides in Ontario. *Univ. Toronto Stud. Geol. ser.* № 14, p.p. 91—98, 1922.
- Thompson R. M. The telluride minerals and their occurrence in Canada. *Amer. Mineral.*, 34, № 5—4, 1949.
- Trdlícka, Zdeněk, Hoffman Vladimír. Ke genezi hvezdičkových admisenin sfaleritu v chalkopyrtu z Horní Kryčky v Krásohorských horách. *Sb. Národního muzea Prahy*. B. 21, № 2, 53—56, 1965.
- Watanabe T. Geology and mineralization of the Suian district Tyōsen (Korea), *Journ. Faculty. Sci. Hokkaido Imper. Univ.*, ser. 4, v. 6, № 3—4, 1943.
-

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава 1. Интрузивные комплексы, с которыми ассоцииру- ют скарново-золоторудные месторождения	9
Глава 2. Краткая геологическая характеристика место- рождений	15
Глава 3. Минеральный состав руд и скарнов	21
Глава 4. Типы скарнов и условия их формирования	110
Глава 5. Некоторые закономерности образования рудных минералов	129
Глава 6. Элементы-примеси, закономерности их распре- деления и генетическое значение	141
Глава 7. Распределение золота в сульфидах скарновых месторождений	163
Глава 8. О времени выделения золота	171
Глава 9. Минералогическо-геохимические признаки золотонос- ности скарновых месторождений	177
Глава 10. Золотоносные скарны как самостоятельный ге- нетический тип золоторудных месторождений	187
Глава 11. Принципы генетической систематики контакто- во-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области	191
Заключение	208
Приложения	213
Литература	227

Валентин Александрович Вахрушев

**МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ
И ОБРАЗОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СКАРНОВО-ЗОЛОТОРУДНОЙ ФОРМАЦИИ**

Редактор *Л. В. Шалина*
Художественный редактор *В. И. Шумаков*
Обложка художника *Е. Ф. Зайцева*
Технический редактор *Т. К. Овчинникова*
Корректоры *М. П. Фомина, Я. М. Мочалов*

Сдано в набор 7 июля 1971 г. Подписано в
печать 19 апреля 1972 г. МН 01021. Бума-
га 60×90^{1/16}. 15 печ. л., 14,1 уч.-изд. л. Ти-
раж 1750. Заказ № 66. Цена 1 р. 52 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение.
Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». Ново-
сибирск, 77, Станиславского, 25.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

имеет в продаже:

1. **Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Том 2.** 1964 г., 317 стр., 2 р. 31 к.
2. **Вопросы анализа благородных металлов.** 1963 г., 103 стр., 79 к.
3. **Осадочные серии мезозоя и палеогена Сибири.** 1963 г., 128 стр., 1 р. 03 к.
4. **Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая.** 1963 г., 301 стр., 2 р. 22 к.
5. **Вопросы стратиграфии и палеонтологии Западной Сибири. Вып. I.** 1960 г., 209 стр., 1 р. 64 к.
6. **Карта докембрийской тектоники Сибири.** 1964 г., 4 л., 1 р. 45 к.

Книги высылаются наложенным платежом. Заявки направлять по адресу: Новосибирск-99, Советская, 18, Сибирское отделение издательства «Наука»